

Caracterización de gneises glandulares del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español) en base al quimismo de las biotitas y estado estructural del feldespato potásico

Por F. TORNOS y C. CASQUET (*)

RESUMEN

En el presente trabajo se estudian las litologías gneísicas glandulares que afloran en la ladera este del Macizo de Peñalara (Sistema Central Español), en base a la interpretación del quimismo de las biotitas de glándulas y mesostasia y del estado estructural del feldespato potásico que forma la mayoría de estas glándulas.

Se deduce a partir del estudio de las biotitas, que las glándulas se comportan como sistema cerrado para el Ti y abierto para el Al durante el metamorfismo regional. El contenido en Ti de las biotitas en el interior de las glándulas es, por tanto, heredado de la historia premetamórfica de éstas, y puede relacionarse con las temperaturas de cristalización ígnea. La relación Fe/Mg de la biotita depende de la composición de la roca total.

La variación estructural del feldespato potásico viene impuesta por la litología premetamórfica y por variaciones en el campo de esfuerzos.

A partir de estos datos se confirma un origen detrítico para los gneises glandulares de la Serie Calderuelas, mientras que los gneises del Reventón y Morcuera son ortoderivados.

ABSTRACT

Augengneisses cropping out at the eastern slopes of the Peñalara Massif (Spanish Central System), are distinguished on the basis of chemical composition of biotites from groundmass and megacrysts and structural state of megacrysts forming K-feldspar.

It seems likely that megacrysts behave as a closed system for Ti in biotites and open for Al during regional metamorphism. Ti content of biotites trapped in megacrysts is therefore inherited from the previous premetamorphic story of the mineral and seems likely related to the temperatures of igneous crystallization. Fe/Mg ratios are controlled by bulk rock composition.

Structural state of K-feldspar making up most of the megacrysts is determined by premetamorphic lithology as well as stresses field.

A detrital origin for the Calderuelas augengneiss is concluded, whilst Morcuera and Reventon augengneisses are of plutonic provenance.

INTRODUCCION

Este trabajo se centra en las formaciones gneísicas glandulares, tan abundantes en la Sierra del Guadarrama y concretamente en el alto Valle del Lozoya, donde han sido distinguidas en base a una detallada cartografía (TORNOS, 1981). El objetivo fundamental es el estudio comparativo de las composiciones de las biotitas atrapadas en el interior de las glándulas proterógenas de feldespato potásico respecto a las que forman la mesostasia.

Asimismo se realiza un estudio estructural del mismo feldespato potásico que constituye la mayor parte de las glándulas, generalmente monocristalinas, de estos gneises. Se persigue con todo ello establecer las semejanzas y diferencias entre facies gneísicas características, que han sido previamente diferenciadas en el campo en base a criterios geológicos tradicionales, así como arrojar alguna luz sobre la posible historia premetamórfica de estas rocas, esto es, sobre su origen.

El estudio composicional de las biotitas se ha realizado mediante microsonda electrónica, empleando para la reducción de los datos el método

* Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid-3.

de BENCE y ALBEE (1969). La estructura del feldespato potásico se ha efectuado diafractométricamente, siguiéndose el método de GUITARD (1970) en cuanto a la determinación de triclinicidades y la clasificación de PARSONS y BOYD (1971) para establecer las relaciones cuantitativas entre las fases ortosa y microclina.

ASPECTOS GENERALES

El Alto Valle del Lozoya se sitúa geológicamente en la parte estructuralmente más profunda del Sistema Central (fig. 1), dentro de la zona del Feldespato Potásico (+ Sill. + Cord.), tal como fue definida por FUSTER et al. (1974) y LÓPEZ RUIZ et al. (1975). En esta zona son generalizados los procesos de anatexia parcial en litologías apropiadas, que se traducen en estructuras migmatíticas de distintos tipos.

A excepción de los trabajos de CARANDELL (1914), FERNÁNDEZ NAVARRO (1915) y DE WAARD (1953),

este sector no había sido objeto de estudio detallado hasta el presente. Únicamente APARICIO et al. (1973) abordan el estudio del stock granítico de Rascafría-El Paular.

La cartografía (fig. 2) nos permite distinguir dos series litológicas con sentido estratigráfico, además de una serie de cuerpos ortogneísicos de derivación plutónica.

La serie estructuralmente superior, que hemos denominado Serie Calderuelas, la forman en la base un conjunto de gneises glandulares embrechíticos a los que se superponen gneises micáceos con intercalaciones de niveles de rocas de silicatos cálcicos. Esta serie es asimilable a los términos B1 y B2 de la Formación Buitrago, descrita más al este por CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975).

Debajo de esta serie y ocupando el núcleo de la estructura tumbada que constituye el Macizo de Peñalara, producto de la superposición de dos primeras fases tangenciales y vergentes al este,

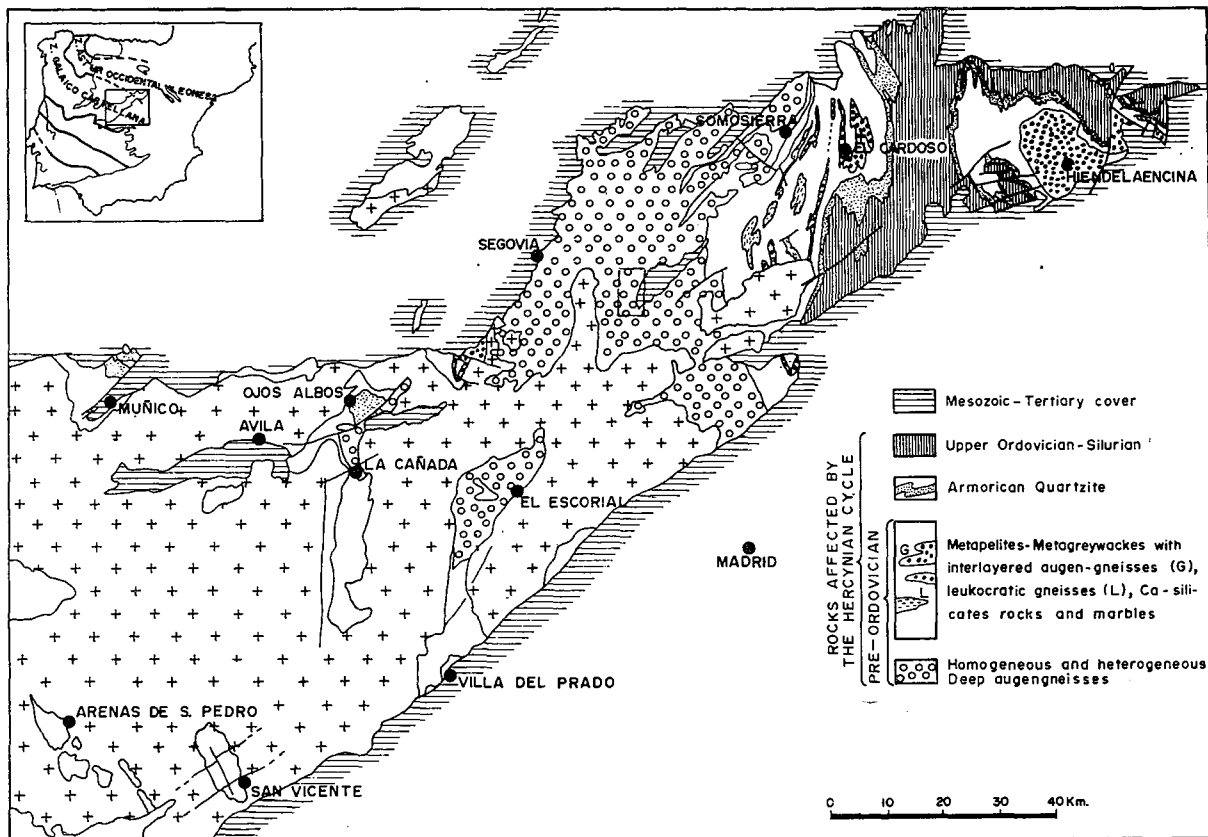


Figura 1.—Situación del área estudiada dentro del Sistema Central Español. Tomado de Capote et al. (1977).

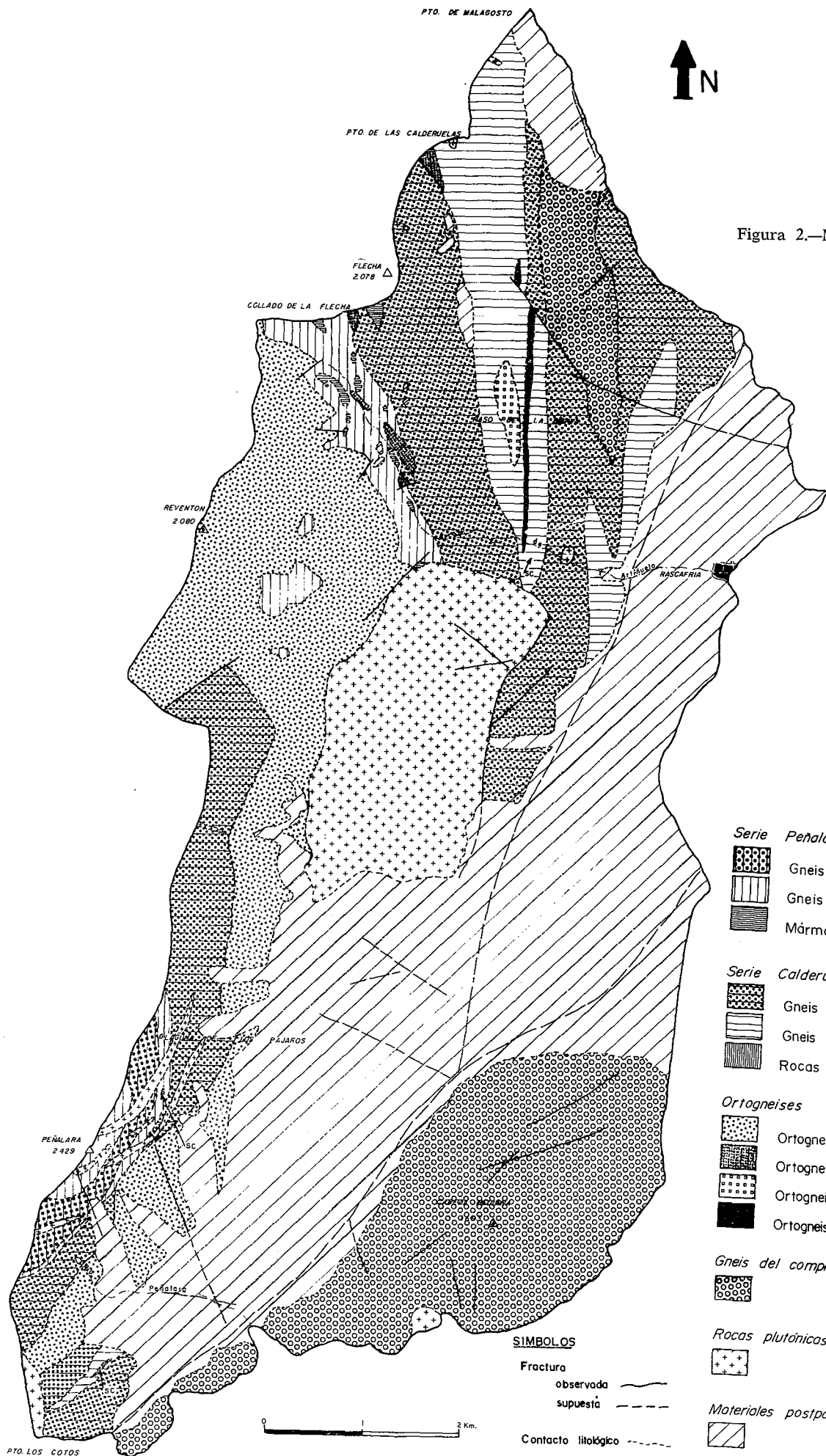













Figura 2.—Mapa geológico (TORNOS, 1981).


LEYENDA


- Serie Peñalara*
-  Gneis glandular fémico
 -  Gneis fémico
 -  Mármoles y rocas de silicatos cálcicos (t)

- Serie Calderuelas*
-  Gneis glandular félsico
 -  Gneis migmatítico
 -  Rocas de silicatos cálcicos (SC)




- Ortogneises*
-  Ortogneis del Reventón
 -  Ortogneis de Flecha y Calderuelas
 -  Ortogneis del Raso de la Cierva
 -  Ortogneis leucocrático

- Gneis del complejo Marcuera*
- 

- Rocas plutónicas postcinemáticas*
- 

- Materiales postpaleozoicos*
- 

SIMBOLOS

- Fractura
 - observada 
 - supuesta 
- Contacto litológico 

aflora una sucesión composicionalmente más félica que la anterior, a la que hemos denominado Serie Peñalara. Las litologías más profundas son también gneises glandulares, pero poco migmatizados y de matriz oscura, entre los que se intercalan hacia el techo potentes niveles de gneises félicos granoblásticos de probable derivación grauváquica. A estos niveles se asocian mármoles predominantemente dolomíticos y fuertemente engrosados en la zona de charnela, que en conjunto constituyen un elemento característico de esta serie. Rocas semejantes han sido descritas en Segovia por NAVIDAD y PEINADO (1977).

Respecto a los ortogneises, cuya presencia ya fue puesta de manifiesto en el área de Miraflores-Peñalara por DE WAARD (1953), se han distinguido varios cuerpos. Casi todos ellos tienen en común su estructura glandular, y dada su composición sálica muestran una intensa migmatización que llega a traducirse en la formación de nebulitas y de granitoides anatécicos autóctonos y para-autóctonos. El principal de estos gneises es el ortogneis del Reventón, que constituye un cuerpo masivo localizado en el núcleo del manto de Peñalara y que muestra contactos intrusivos respecto a las litologías encajantes. Se caracteriza por la homogeneidad en la distribución y tamaño de las glándulas (aprox. 2 cm.), que son de ortosa generalmente microclinizada. Este granito se emplaza posiblemente en la interfase F_1 - F_2 . Menos importantes son un cortejo de pequeños cuerpos ortoderivados más félicos y en los que llegan a conservarse zonalidades plutónicas. Tal es el caso de los ortogneises del Raso de la Cierva y de la Flecha, que muestran un borde leucocrático de grano fino, con turmalina y granate y un núcleo de grano más grueso y más biotítico. Al igual que el ortogneis del Reventón, estos cuerpos menores sólo muestran una foliación, por lo que cabe pensar que constituyen un cortejo sincrónico con el primero.

Por otro lado, en el núcleo de una antiforma de F_1 y bajo la serie Calderuelas aflora un segundo tipo de gneises asimilable a los que en la zona Lozoya-Miraflores han sido denominados Gneises de la Morcuera por FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE (1971) y FERNÁNDEZ CASALS (1974). Se trata de un gneis glandular en el que las glándulas, monocristalinas y de feldespato potásico, son generalmente heterométricas, pudiendo alcanzar grandes tamaños (excepcionalmente hasta 16 cm., aunque lo normal son 5-6 cm.). La composición mine-

ralógica es semejante a la de los otros gneises (Q, Pl_{An} 20-22, FK, Bt, Sill \mp Cord) aunque son más mesócratos que el ortogneis del Reventón. El carácter metagranítico de estos gneises ha sido reconocido por casi todos los autores (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1971; FERNÁNDEZ CASALS, 1974; BISCHOFF et al., 1973; NAVIDAD, 1979; TORNOS, 1981).

Respecto al metamorfismo regional en el Alto Valle del Lozoya, este es plurifacial con un primer evento M_1 del que se conservan relictos granate almandínico y estauroлита, y un segundo M_2 de tipo intermedio de baja presión con FK+Sill+Cord, durante el cual desaparece en todas las litologías la moscovita y se generalizan los procesos anatécicos. Las temperaturas alcanzadas durante este episodio en el Macizo de Peñalara, calculadas mediante el empleo de pares minerales (Cordierita-granate y granate-biotita) se han estimado en unos $750 \mp 30^\circ$ (TORNOS y CASQUET, in press.) a 5 kb, lo que las sitúa cerca del comienzo de las granulitas de alta T.

BIOTITAS

Se han estudiado las biotitas de 10 muestras pertenecientes a las ortogneises glandulares del Reventón y de la Morcuera, así como al ortogneis de la Flecha y al paragneis glandular de la base de la Serie Calderuelas (Cuadro I). Con la excepción de las muestras del ortogneis de la Flecha (no glandular), se han determinado en todos los casos las composiciones de las biotitas atrapadas en el interior de las glándulas (Bt-G) y las de la mesostasia (Bt-M).

En todos los gneises la biotita es prácticamente el único mineral ferromagnesiano primario presente en la roca, junto con contenidos nulos o insignificantes de opacos. Como fenómenos secundarios se observa en algún caso una moscovitización en los bordes de la biotita de la mesostasia con liberación de agujas de ilmenita, así como una transformación a $Ms + Cord + Op$ en la ILM 51953 debido al efecto de contacto del granito de Rascafría-El Paular, que como veremos no influye en los parámetros empleados en este trabajo. También se observa, principalmente en el gneis Morcuera, fenómenos de cloritización tardía. La muestra ILM 68551 pertenece a la facies de borde del gneis de la Flecha y contiene abundante granate almandínico $preF_2$ que influye sobre el qui-

	1	2	3-M	3-G	4-M	4-G	5-M	5-G	6-M	6-G	7-M	7-G	8-M	8-G	9-M	9-G	10-M	10-G
SiO ₂	34.31	33.31	36.37	36.47	37.01	35.52	34.86	35.44	36.01	36.47	35.08	35.60	36.17	35.96	36.38	35.73	36.06	35.27
Al ₂ O ₃	18.45	23.33	18.27	18.74	19.81	18.75	18.78	18.78	19.97	19.45	20.06	19.07	18.53	18.04	19.55	20.53	17.95	18.92
FeO	25.65	27.00	23.36	23.04	21.27	22.05	21.54	21.14	22.27	22.48	20.21	19.69	20.20	20.15	20.06	20.01	19.88	18.60
MnO	0.66	0.47	0.33	0.33	0.28	0.35	0.25	0.27	0.25	0.25	0.26	0.25	0.28	0.25	0.25	0.42	0.19	0.20
MgO	4.33	2.33	6.69	7.36	6.34	6.64	6.45	6.56	6.28	6.13	8.14	7.29	7.62	7.16	8.23	8.25	8.95	9.26
CaO	0.03	0.15	0.00	0.00	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.17	0.00	0.21	0.14	0.12	0.19	0.24	0.16	0.15	0.28	1.50	0.85	0.21	0.19	0.16	0.05	n.d.	n.d.
K ₂ O	9.87	8.23	9.93	9.92	7.78	0.81	9.84	9.64	9.31	9.19	9.75	9.74	10.05	10.03	9.77	9.82	8.76	9.30
TiO ₂	2.80	0.98	2.84	2.87	3.55	3.22	3.42	3.35	2.94	3.93	2.63	3.93	3.47	4.10	2.77	2.34	3.63	3.78
Total... ..	96.27	96.08	98.00	98.87	96.18	96.53	95.39	95.34	97.18	98.18	97.63	96.42	96.53	95.88	97.17	97.15	95.42	95.33
K	1.97	1.64	1.91	1.89	1.49	1.91	1.94	1.89	1.79	1.75	1.87	1.88	1.94	1.95	1.86	1.87	1.73	1.80
Na	0.05	0.00	0.06	0.04	0.03	0.06	0.07	0.05	0.04	0.08	0.44	0.25	0.06	0.06	0.05	0.01	—	—
Ca	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—	—
Fe ²⁺	3.36	3.52	2.95	2.88	2.66	2.81	2.78	2.72	2.81	2.80	2.54	2.49	2.56	2.57	2.51	2.50	2.52	2.36
Mg	1.01	0.54	1.51	1.64	1.41	1.51	1.48	1.50	1.41	1.36	1.82	1.64	1.72	1.63	1.83	1.84	2.02	2.09
Mn	0.09	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05	0.02	0.03
Al ^{VI}	0.79	1.48	0.75	0.75	1.04	0.80	0.81	0.85	0.98	0.86	0.82	0.79	0.78	0.72	0.89	0.97	0.68	0.73
Ti	0.33	0.11	0.32	0.32	0.40	0.37	0.40	0.39	0.33	0.44	0.30	0.45	0.39	0.47	0.31	0.26	0.41	0.43
Si	5.38	5.19	5.50	5.45	5.54	5.42	5.39	5.45	5.43	5.44	5.27	5.39	5.47	5.48	5.44	5.35	5.47	5.35
Al ^{IV}	2.62	2.81	2.50	2.55	2.46	2.58	2.61	2.55	2.57	2.56	2.73	2.61	2.53	2.52	2.56	2.65	2.53	2.65

1.—Ortogneis de la Flecha (ILM 68542). 2.—Ortogneis de la Flecha (ILM 68551). 3.—Ortogneis de El Reventón (ILM 49222). 4.—Ortogneis de El Reventón (ILM 51621). 5.—Ortogneis de El Reventón (ILM 51953). 6.—Gneis Calderuelas (ILM 51946). 7.—Gneis Calderuelas (M-174). 8.—Gneis Morcuera (M-178). 9.—Gneis Morcuera (M-713). 10.—Gneis Morcuera (C-28).

G: Biotita en glándula. M: Biotita en matriz. Fórmula estructural en base a 24 (O,OH).

Analistas: Martín Fernández (IGME). Anal. 1 a 9, Julia de la Puente CSIC. Anal. 10.

mismo de la biotita en equilibrio con él (TORNOS, 1981).

Con la excepción de la muestra ILM 68551 parece, pues, lógico asumir que el quimismo de las biotitas está controlado principalmente por la composición global. El efecto de parámetros intensivos tales como P y T debe de ser muy pequeño debido, como hemos dicho, a la ausencia de otros minerales féricos primarios, así como al hecho de que el área estudiada es de reducida extensión.

En el diagrama de YODER (1959) (fig. 3), se aprecia que las biotitas analizadas con tipos aluminicos con sustituciones variables de Si por Al^{IV} y de (Fe, Mg) por Al^{VI}, de tal forma que son tipos intermedios entre las tres series: annita-flogopita, eastonita-Fe-eastonita y lepidomelana-siderofilita.

En el diagrama triangular Ti+Al^{VI}-Mg-Fe²⁺+Mn (fig. 4) se observa que la relación F/M varía entre 2,0 y 6,6, siendo mínima en el gneis Morcuera y máxima en el ortogneis leucocrático de la Flecha. La influencia de la composición global sobre esta relación ha sido también puesta de manifiesto por IBARGUCHI (1979). Destacan en este diagrama la tendencia a la agrupación de las biotitas del

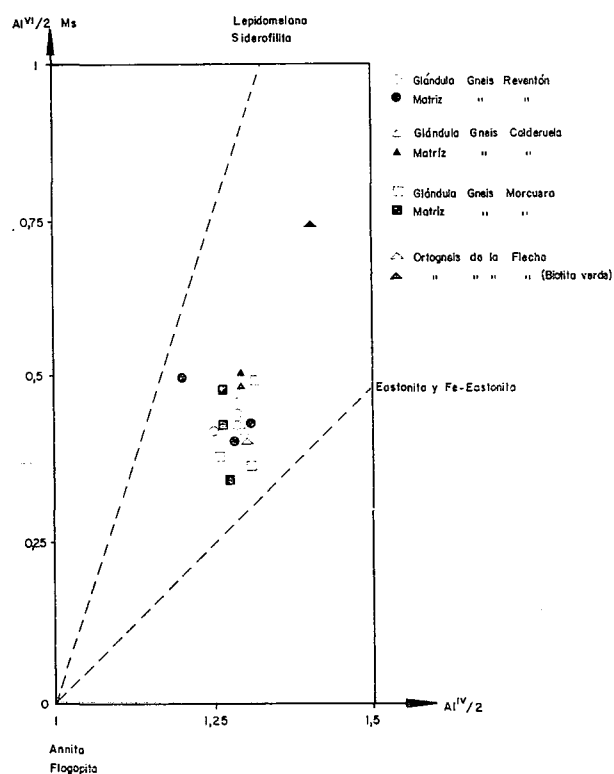


Figura 3.—Diagrama de Yoder (1959) para la composición de las biotitas estudiadas.

gneis Morcuera por un lado y las del Reventón por otro. Por otro lado, las dos muestras del gneis Calderuelas están más separadas indicando probablemente una heterogeneidad en las áreas de procedencia de las glándulas y en la composición de la mesostasia sedimentaria que las incluye.

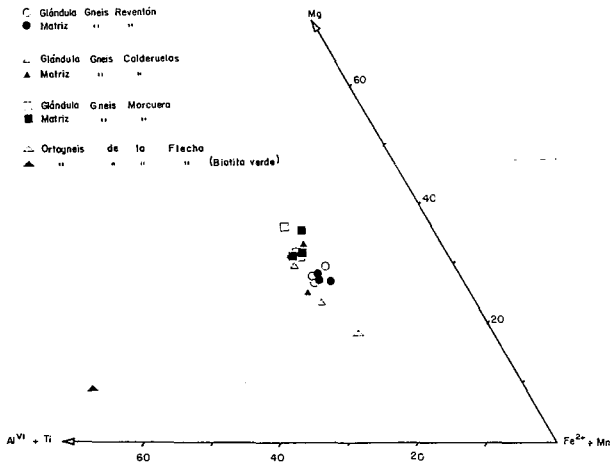


Figura 4.—Diagrama triangular $Al^{VI} + Ti$ -Mg- $Fe^{2+} + Mn$.

Respecto a la suma $Al^{VI} + Ti$, ésta varía en un pequeño intervalo, excepción hecha de la biotita muy aluminica en equilibrio con granate del ortogneis de la Flecha. En la figura 5-B se han enfrentado los valores de esta suma en la Bt-G respecto a los de la Bt-M. Se observa que este parámetro tiende a igualarse en ambos tipos de biotita, mientras que el contenido de Ti (fig. 5-A) puede ser claramente distinto.

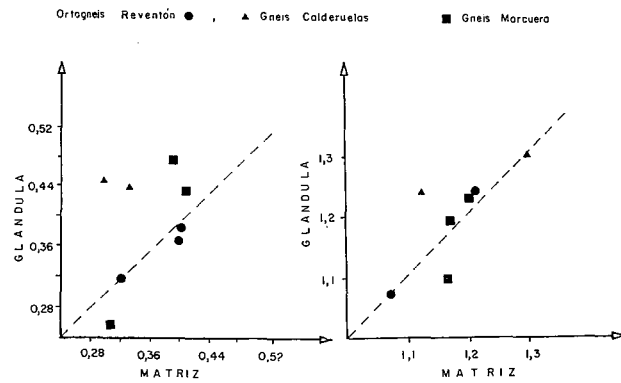


Figura 5.—Diagrama comparativo entre el contenido en Ti (5a) y $Al^{VI} + Ti$ (5b) de las biotitas de la glándula y de la matriz.

Teniendo en cuenta el comportamiento inerte del Ti en los procesos metamórficos (SOBOLEV, 1972) esto podría explicarse por un comportamiento abierto de la glándula respecto al aluminio. La movilidad de este componente, considerado tradicionalmente como inerte en el metamorfismo de pelitas (CARMICHAEL, 1969), se vería quizá favorecido por la elevada temperatura alcanzada en este sector. Las venas con silicatos aluminicos (andalucita-distena-sillimanita) del sector oriental del Guadarrama apuntan en este mismo sentido (ARENAS et al., 1980). La tendencia del parámetro $Al^{VI} + Ti$ a igualarse por movimiento del Al indicaría por otro lado que esta suma está controlada por algún parámetro intensivo externo a la roca. IBARGUCHI (1979) relaciona este parámetro con la T.

Por el contrario, el comportamiento del Ti parece más significativo en cuanto a significado genético. En el ortogneis del Reventón el contenido de este elemento en la Bt-G y la Bt-M es prácticamente igual (fig. 5-A). Por el contrario, en los gneises de la Serie Calderuelas la Bt-G es más rica en Ti que la Bt-M. En el gneis Morcuera se observa en dos casos una relación parecida, pero menos acusada. En el otro la relación es inversa ($Ti_{Bt-G} < Ti_{Bt-M}$).

Diferentes trabajos (p. e., ENGEL y ENGEL, 1960; KWAK, 1968; GHOSE, 1971) confirman que en rocas paraderivadas el contenido de Ti en la biotita aumenta con la temperatura, alojándose en la posición octaédrica a expensas del $Al^{VI} + Fe^{2+} + Mg$. Este aumento es independiente de la composición global de la roca y refleja la tendencia a la fraccionación progresiva del Ti en la biotita con respecto a otros minerales fémcicos, siempre presentes en la roca. En Somosierra, el E de la zona a la que se refiere este trabajo, LÓPEZ RUIZ et al. (1975, 1978) han confirmado este comportamiento en rocas metapelíticas, en las que siempre existe junto a la biotita un mineral ferromagnesiano como el granate, rico en almandino, estauroлита y opacos.

En litologías más feldespáticas, en que la biotita es el único ferromagnesiano, las diferencias en el contenido de Ti deben estar controladas por otros factores tales como:

- 1) Variaciones del coeficiente de reparto del Ti con la temperatura entre el magma y los fenocristales durante la cristalización magmática, apli-

cable a los ortogneises. En este sentido, las biotitas cristalizadas a altas T. (p. e., biotitas volcánicas) son más ricas en Ti que sus equivalentes plutónicos (DEER et al., 1965). La magnitud de la diferencia entre biotitas tempranas atrapadas en los fenocristales y biotita de la matriz en condiciones plutónicas de cristalización debe ser menos acentuada.

2) Transformaciones tardimetamórficas (por ejemplo, cloritización) que afectan sensiblemente la relación Al/Ti en la mica.

3) Procedencia ígnea de las glándulas (Ti más alto) y sedimentaria de la matriz (Ti más bajo). En este caso el gneis sería una roca detrítica.

El diagrama de GUITARD (fig. 6) que separa las biotitas «orto» de las «para» en base a la relación Al/Ti, dentro de ciertos límites composicionales de la roca huésped, confirma, a excepción del ortogneis de la Flecha, que tanto las biotitas del gneis Morcuera como del Reventón son de origen ígneo. Por el contrario, en el gneis de Calderuelas las Bt-G son de origen ígneo, mientras que las de la mesostasia se sitúan claramente en el campo «para». Esta es en nuestra opinión la explicación de las diferencias observadas en el contenido de Ti en la biotita de estas rocas. Las glándulas, pro-

cedentes probablemente de la erosión de un área emergida cristalina conservarían en sus biotitas incluidas la herencia ígnea. La mesostasia pelítico-arcósica formaría biotitas menos titanadas. En el ortogneis del Reventón, la igualdad entre la Bt-G y la Bt-M confirma su origen ígneo y apunta hacia la idea de que el coeficiente de reparto del Ti entre magma y fenocristales varía poco en condiciones plutónicas. Respecto al gneis Morcuera es necesario tener en cuenta las características petrográficas. A diferencia del gneis del Reventón, las glándulas del Morcuera pueden llegar a tener varios centímetros de tamaño. La diferencia temporal entre la cristalización de la Bt-G y la Bt-M es, pues, mayor, por lo que también debe serlo el efecto del coeficiente de reparto. La pequeña cantidad de cordierita observada en la muestra M-178 no afecta sensiblemente al contenido de Ti en la biotita de la mesostasia, ya que este mineral tiene contenidos muy bajos en este elemento. La muestra M-175 muestra una débil cloritización de la Bt-G, lo que explicaría el descenso relativo del contenido de Ti.

FELDESPATO POTÁSICO: ESTADO ESTRUCTURAL Y DISTRIBUCION

En base a los trabajos de TOURET (1967), GUITARD (1970) y PARSONS y BOYD (1971) se ha tratado el estudio de las glándulas de feldespato potásico que contienen la mayoría de las litologías aflorantes.

El muestreo se ha realizado en distintos afloramientos de gneises glandulares, procurando que la roca fuera representativa del área estudiada. Se han tomado varias glándulas en cada punto, a fin de establecer la variación a escala afloramiento y de distintos afloramientos entre sí.

Las distintas triclinicidades de los feldespatos son debidas a distinto grado de ordenación del Al y Si en la posición Z (tetraédrica). La máxima ordenación se alcanza en la microclina, fase de baja temperatura, mientras que el desorden máximo se encuentra en la sanidina. La ortosa representa un estado de desorden intermedio.

La triclinicidad, Δ , definida por primera vez por GOLDSMITH y LAVES (1953), se basa en considerar que un feldespato potásico tiene triclinicidad máxima (= 1) cuando la diferencia entre los espaciados de las reflexiones $\bar{1}31$ y 131 es de 0.08 Å.

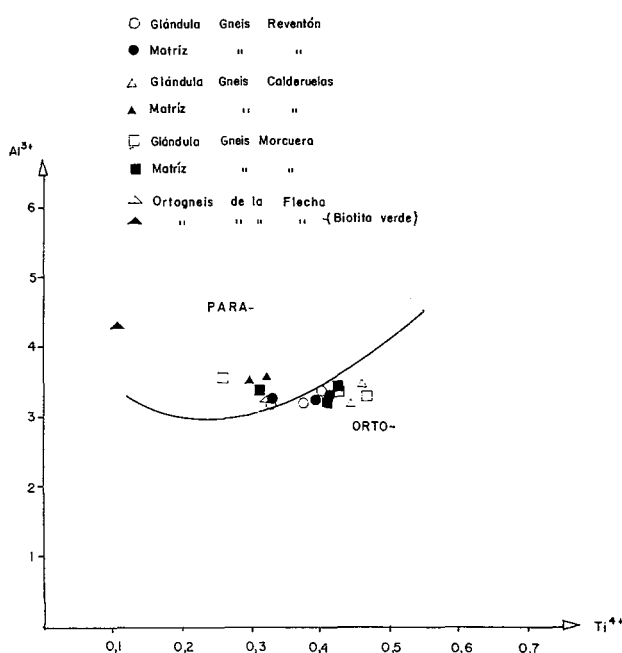


Figura 6.—Diagrama de Guitard (1970) para la discriminación de biotitas de rocas orto- y paraderivadas.

Por el contrario, se define la triclinicidad mínima (= 0) en la ortosa pura, existiendo entre ambos todos los términos intermedios.

La expresión de la triclinicidad es, por tanto:

$$\Delta = 12,5 (d_{\bar{1}31} - d_{131})$$

obteniéndose estas reflexiones mediante la clásica fórmula de Bragg:

$$\lambda = \frac{2d \text{ sen } \Theta}{n}$$

siendo $\lambda = 1,54178$ para el tubo de cobre.

La limitación del método viene impuesta por la superposición de los picos de la ortosa y microclina en los casos de baja triclinicidad.

Si Δ varía entre 0 y 0,15, únicamente se observa el pico 131 de la ortosa, considerándose que en este caso el feldespato es ortosa pura.

Si Δ está comprendida entre 0,15 y 0,6, se observan las reflexiones $\bar{1}31$ y 131 de la microclina superpuestas, apareciendo en este caso un pico muy ancho. Esta situación corresponde a los feldespatos «randomly disordered» de CHRISTIE (1962) y no se puede determinar su triclinicidad.

Únicamente si la triclinicidad es mayor de 0,6, ésta es medible hasta un máximo de 1.

La coexistencia de una fase microclina, más o menos desordenada, y ortosa en una misma glándula nos permite emplear la clasificación semicuantitativa de PARSONS y BOYD (1971), que representamos gráficamente en la figura 7.

En nuestro caso (Cuadro II) se ve que dominan los feldespatos potásicos de alta y baja triclinicidad, mientras que los términos intermedios, con triclinicidades entre 0,15 y 0,75 son muy raras. Feldespatos con triclinicidades entre 0,15 y 0,60 sólo han sido observados en un par de casos, en los cuales la triclinicidad no puede ser determinable. Ambos corresponden a gneises en facies Morcuera.

En los gneises glandulares de la serie Calderue-las las triclinicidades medias obtenidas en tres afloramientos son:

1. (7 muestras) $\bar{\Delta} = 0,58$
 $\delta = 0,37$

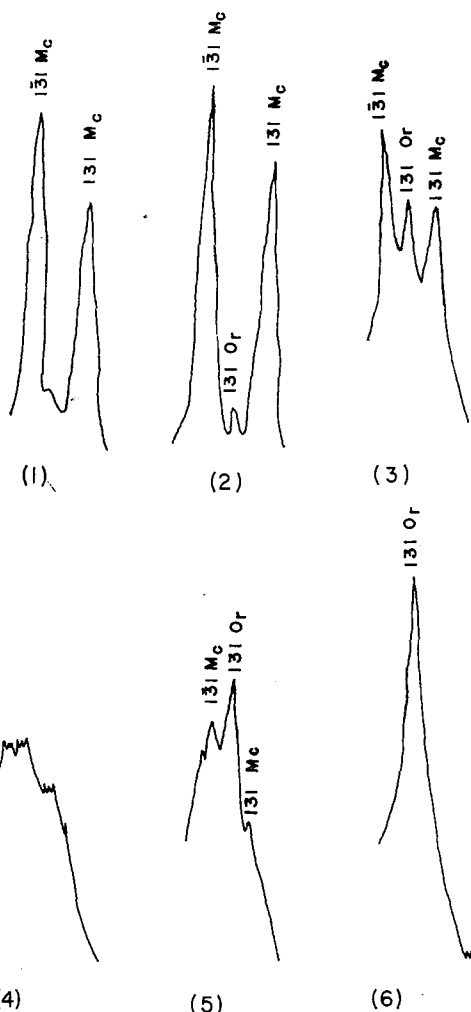


Figura 7.—Diagrama de estados estructurales del feldespato potásico de las glándulas (basado en la clasificación de PARSONS y BOYD, 1971). (1) Microclina. (2) Microclina Ortosa. (3) Microclina Ortosa. (4) Feldespato RD. (5) Ortosa Microclina. (6) Ortosa. $2\Theta = 29 - 30,5^\circ$.

2. (4 muestras) $\bar{\Delta} = 0,19$
 $\delta = 0,38$
3. (4 muestras) $\bar{\Delta} = 0,37$
 $\delta = 0,43$

A partir de estos datos y los recogidos en el Cuadro II, se observa una variación muy grande, tanto a escala de conjunto como de afloramiento.

En los gneises del Reventón la situación es diferente; en estos gneises las triclinicidades medias obtenidas son:

1. (11 muestras) $\overline{\Delta} = 0,94$
 $\delta = 0,02$
2. (3 muestras) $\overline{\Delta} = 0$
 $\delta = 0$
3. (3 muestras) $\overline{\Delta} = 0,92$
 $\delta = 0,02$
4. (2 muestras) $\overline{\Delta} = 0,88$
 $\delta = 0$

muestran que a gran escala la variación de triclinicidad es grande, mientras que a escala de afloramiento dicha variación es casi nula, a diferencia de lo que sucede en los gneises de la serie Calderuelas. Se puede considerar como dominios de tipo homogéneo a escala de afloramiento y heterogéneos a mayor escala.

En los gneises en facies de Morcuera las triclinicidades encontradas son:

1. (3 muestras) $\overline{\Delta} = 0,88$
 $\delta = 0,32$
2. (3 muestras) $\overline{\Delta} = 0$
 $\delta = 0$

Apareciendo en ambos afloramientos los únicos feldespatos con triclinicidades intermedias encontrados.

La inversión de ortosa a microclina viene condicionada por distintos parámetros (TOURET, 1967; PARSONS y BOYD, 1971), como son:

- la temperatura de cristalización,
- velocidad de enfriamiento,
- presencia fase fluida,
- composición de la litología,
- esfuerzos técnicos, etc...

Algunos de estos parámetros son internos a la glándula y heredados de la etapa ígnea de su historia. Por el contrario, otros son únicamente dependientes del medio en el que se encuentra la glándula cuando se produce la microclinización.

Estos parámetros externos (esfuerzos tectónicos, presencia fluidos, temperatura, etc...) se pueden considerar casi isótropos en dominios de pequeño tamaño, por lo que las variaciones estructurales a escala de afloramiento pueden atribuirse a parámetros internos y relictos de cada glándula.

CUADRO II

Triclinicidades y tipos de feldespato potásico (según Parsons y Boyd, 1971) de las glándulas de los gneises glandulares estudiados.

<i>N.º Estación</i>	<i>Tipo Fto. K.</i>	<i>Triclinicidad</i>
<i>a) Ortogneis del Reventón</i>		
39	Or	0
39	Or	0
39	Or	0
60	Or	0
60	Mc	0,92
60	Mc	0,96
60	Mc>Or	0,94
60	Mc>Or	0,94
60	Mc>Or	0,95
60	Mc	0,92
60	Mc>Or	0,98
60	Mc>Or	0,90
60	Mc>Or	0,95
60	Mc>Or	0,97
108	Mc>Or	0,90
108	Mc	0,93
108	Mc	0,91
105	Mc>Or	0,88
105	Mc	0,88
<i>b) Gneis Morcuera</i>		
139	Or>Mc	?
139	Or	0
139	Or	0
200	Mc>Or	?
200	Or>Mc	?
200	Or	0
<i>c) Gneis glandular serie Calderuelas</i>		
12	Or	0
17	Mc	1
18	Or	0
75	Mc>Or	0,82
75	Or>Mc	0,81
75	Mc>Or	0,75
75	Or	0
75	Or	0
75	Mc>Or	0,81
161	Or	0
161	Or	0
161	Mc>Or	0,80
201	Mc>Or	0,67
201	Or	0
201	Or	0
201	Or	0
201	Mc>Or	0,75

La gran heterogeneidad de triclinicidades y tipos de feldespatos en los afloramientos del gneis glandular de la base de la serie Calderuelas hace pensar en procedencias distintas a las glándulas, que se manifiesta así en una distinta velocidad de inversión de ortosa a microclina.

En los gneises del Reventón las glándulas de feldespato potásico muestran una homogeneidad

grande a escala de afloramiento, que es característica de un medio donde los cristales son cogenéticos y tienen la misma historia geológica, tal como sería en el caso de una roca ortoderivada (metagranito).

La heterogeneidad a gran escala de estos gneises sólo es posible explicarla por la acción de parámetros intensivos ajenos a la propia litología, tal como una distinta intensidad de la deformación, que se manifestaría a lo largo de direcciones o áreas preferentes. La acción de estos parámetros llevaría consigo un aumento de velocidad de microclinización a lo largo de dominios preferentes.

La existencia de zonas de debilidad, en las que hay variación de pH_2O , μAl , μSi , es una razón apuntada por TOURET (1967) como favorecedora de la microclinización selectiva de las glándulas de feldespato potásico. Sin embargo, GUITARD (1970) rechaza esta hipótesis al no encontrar un desarrollo de la microclinización en zonas de debilidad. En nuestro caso, la existencia generalizada a escala microscópica, de fisuras en las glándulas que tienen microclinización asociada, nos hacen pensar que realmente sean estas zonas de debilidad, en parte, las responsables de un aumento de la velocidad de inversión.

Respecto al gneis Morcuera el primer afloramiento se encuentra muy próximo a un contacto litológico importante, por lo que la alta triclinicidad puede deberse a razones tectónicas. Por el contrario, el segundo afloramiento más representativo, en la zona de Cabeza Mediana, apunta, al igual que el gneis del Reventón, a un origen ortoderivado.

CONCLUSIONES

La conclusión fundamental que se obtiene es que en gneises glandulares, la composición de la biotita así como el estado estructural de las glándulas está muy condicionado por la historia premetamórfica de la roca (composición, estructura y origen).

En el paragneis glandular de la serie Calderuelas destaca la heterogeneidad composicional de las biotitas, las acentuadas diferencias en el contenido de Ti entre Bt-G y Bt-M y la heterogeneidad estruc-

tural a todas las escalas del feldespato potásico que forma las glándulas. Estos fenómenos son compatibles con una procedencia ígnea de las glándulas y sedimentaria de la mesostasia.

En los ortogneises del Reventón y Morcuera hay una mayor homogeneidad en la composición de la biotita. El contenido de Ti tiende a ser igual, o bien muestra una diferencia poco acusada entre la Bt-G y la Bt-M. Igualmente, el estado estructural de las glándulas es homogéneo en grandes dominios. Estas características parecen coherentes con el origen ortoderivado deducido con criterios geológicos tradicionales.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento al Prof. José María Fuster Casas por las facilidades prestadas para la realización de este trabajo.

Las determinaciones mediante microsonda se realizaron en el IGME por el Dr. Martín Fernández y en el Instituto de Geología de Madrid por doña Julia de la Puente. A las instituciones y personas nuestro agradecimiento. El Dr. J. L. Brell llevó a cabo con gran amabilidad parte de las determinaciones difractométricas.

La mecanografía fue realizada por Mónica Torros y colaboró Gloria Segovia. La delineación es obra de J. Pedraza. A todos, nuestro agradecimiento.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A.; CASQUET, C., y BARRERA, J. L.: *Petrogénesis del stock granítico tardicinemático de Rascafría-El Paular*. Estudios Geol., 29, 479-487 (1973).
- ARENAS, R.; CASQUET, C., y PEINADO, M.: *El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central Español). Implicaciones geoquímicas y petrológicas*. Cuad. Lab. Geol. Lage, 1, 117-146 (1980).
- BENCE, A. E., y ALBEE, L.: *Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides*. Jour. Geol., 76-4, 382-403 (1966).
- BISCHOFF, L.; SCHAFER, G.; SCHMIDT, K., y WALTER, R.: *Zur Geologie der mittleren Guadarrama (Zentralspanien)*. Munster. Forsch. Geol. Palaont. 28, 27 pp. (1973).

- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VEGAS, R.: *The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif*. Estudios Geol., 33, 343-355 (1977).
- CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: *Las series anteorovícicas del Sistema Central Español*. Bol. Geol. y Min., 86-6, 581-596 (1975).
- CARANDELL, J.: *Las calizas cristalinas del Guadarrama*. Trab. Mus. Nac. Cien. Nat. de Madrid., Sec. Geol., 8, 67 pp. (1914).
- CARMICHAEL, D. M.: *On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz bearing pelitic rocks*. Contr. Mineral Petrol., 20, 244-267 (1969).
- CHRISTIE, O.: *Observation on natural feldspars: randomly disordered structures and a preliminary suggestion to a plagioclase thermometer*. Norsk. Geol. Tidsskr., 47-2, 383-388 (1962).
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A., y ZUSSMAN, J.: *Rock Forming Minerals*, vol. 3, 55-84 (1965).
- ENGEL, A. E. J., y ENGEL, C.: *Progressive metamorphism and granitization of the major paragneisses, northwest Adirondack Mountains New York. Part II: Mineralogy*. Geol. Soc. Amer. Bull., 71, 1-58 (1960).
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J., y CAPOTE, R.: *Los gneises glandulares del Guadarrama Oriental*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 69, 69-80 (1971).
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: *Significado geotectónico de la Formación Gneises de la Morcuera*. Studia Geol., 7, 87-106 (1974).
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L.: *Monografía geológica del Valle del Lozoya*. Trab. Mus. Nac. Cien. Nat., Madrid. Sec. Geol., 12, 100 pp. (1915).
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M.: *Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español*. Bol. Geol. y Min., 85-5, 595-600 (1974).
- GOLDSMITH, J., y LAVES, F.: *Potassic feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine*. Geo. Cosmo. Acta 6, 110-118 (1954).
- GHOSE, N. C.: *Chemical composition of biotite in the metamorphic and granitic rocks of Richughute, district Palamau, Bihar (India)*. Chem. Petrol., 7, 107-121 (1971).
- GIL IBARGUCHI, I.: *Estudio petrográfico de la región Mu-
xía-Finisterre (NW España)*. Tesis Doctoral. Univ. Auton. Barcelona, 220 pp. Inédita (1979).
- GUITARD, G.: *Le metamorphisme hercynien mesozonal et les gneisses ocellés du massif du Canigou (Pyrenees Orientales)*. Mem. BRGM, 63, 350 pp. (1970).
- KWAK, T. A.: *Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandine amphibolite facies rocks from Sudbury (Ontario)*. Geo. Cosmo. Acta, 32, 1222-1229 (1968).
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *El metamorfismo de la Sierra del Guadarrama, Sistema Central Español*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 78, 127 pp. (1975).
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *Chemical variations in biotites during prograde metamorphism, Sierra de Guadarrama, Sistema Central, Spain*. Chem. Geol., 21, 113-129 (1978).
- NAVIDAD, M.: *Las series glandulares del sector Central del Macizo Ibérico (Guadarrama Centro-occidental)*. Estudios Geol., 35, 31-48 (1979).
- NAVIDAD, M., y PEINADO, M.: *Facies vulcanosedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español)*. Studia Geol., 12, 137-159 (1977).
- PARSONS, I., y BOYD, R.: *Distribution of potassium feldspar polymorphs in intrusive sequences*. Min. Magazine, 38, 295-311 (1971).
- SOBOLEV, V. S.: *The facies of metamorphism*. Publ. Dep. Geol. Univ. Camberra, 417 pp. (1972).
- TORNOS, F.: *Petrología de las rocas metamórficas del Alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Compl. Madrid. Inédita, 152 pp. (1981).
- TORNOS, F., y CASQUET, C.: *Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español)*. Cuad. Geol. Iber. (in press.) (1982).
- TOURET, J.: *Les gneisses ocellés de la region Vegrshei-Gjerstad (Noruega Orientale)*. Norsk. Geol. Tidss., 47-3, 275-282 (1967).
- WAARD, D. de: *Estructuras palingenéticas en los gneis de la Sierra de Guadarrama*. Publ. Extr. sobre Geol. de Esp., 7, 3 (1953).
- YODER, H. S.: *Experimental studies on micas: a synthesis*. Proc. Sixth Natl. Conf. Clays and Clay minerals, 42-60 (1959).

Recibido: julio de 1981