

INFLUENCIA DEL GRADO DE METAMORFISMO Y DE LA MIGMATIZACION EN LA COMPOSICION QUIMICA DE LAS MOSCOVITAS DEL AREA METAMORFICA DE LA SIERRA DE GUADARRAMA, SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

por

A. APARICIO, L. GARCIA CACHO y J. LOPEZ RUIZ ¹

(7 figuras y 7 tablas)

RESUME.- Les muscovites des métapelites et des métaarkoses de la Sierra de Guadarrama, appartenant aux zones à chloritoïde, à staurotide, à disthène, à sillimanite-feldspath potassique et à sillimanite-feldspath potassique-cordierite, ont une composition très proche de la valeur théorique (valeur moyenne Ms 92); néanmoins elles présentent une certaine variation dans les teneurs en Al_2O_3 , K_2O et Na_2O et, à une moindre échelle, en FeO et MgO.

Les variations chimiques (progressive diminution de celadonite et augmentation suivie d'une diminution de paragonite que présentent les muscovites des zones à chloritoïde, à staurotide et à disthène sont étroitement liées au degré métamorphique. Au contraire, les variations (légère augmentation des teneurs en Fe et Mg, légère diminution en Al^{VI} et Ti, et plus ou moins brusques descente et élévation en Na et K, respectivement) des muscovites des zones de la sillimanite-feldspath potassique et de la sillimanite-feldspath potassique-cordierite, ne peuvent s'expliquer que si l'on admet que, dans les niveaux plus métamorphiques, les muscovites souffrent une série de changements chimiques dus au début de l'anatexis, laquelle modifie les tendances de variation dues à l'intensité du métamorphisme.

En conséquence, seules les muscovites situées au-dessus de l'isograde du feldspath potassique, peuvent être utilisées pour déterminer le degré de métamorphisme des roches qui les contiennent.

ABSTRACT.- Muscovites from metapelites and meta-arkoses from the Sierra de Guadarrama, belonging to the chloritoid, staurolite, kyanite, K. feldspar-sillimanite and cordierite-K. feldspar-sillimanite zones of regional metamorphism, have chemical compositions which plot closely to the end member Ms (average Ms 92); nevertheless, they show a definite variation in Al_2O_3 , K_2O and Na_2O contents and to a lesser extent in FeO and MgO.

Chemical variations of the muscovites from the chloritoid, staurolite and kyanite zones are closely related to the metamorphic grade. These include a progressive decrease in the celadonite content, an increase followed by a decrease of paragonite and an increase of the percentage of muscovite *sensu stricto*. In contrary, the variations observed in the muscovites from the K. feldspar-sillimanite and cordierite-K. feldspar-sillimanite zones (i.e., slight increase in the Fe and Mg contents, smooth decrease of Al^{VI} and Ti, and a more or less abrupt rise and fall in Na and K, respectively) can be only explained on the assumption that muscovites from the highest metamorphic levels undergo a series of chemical modifications as a result of incipient anatexis. These changes modify deeply the chemical trends which are linked to increased metamorphism.

Consequently, the conclusion is reached that only muscovites from above the K. feldspar isograd can be used for determining the metamorphic grade of the host-rock.

RESUMEN.- Las moscovitas de metapelitas y metaarcosas de la Sierra de Guadarrama, pertenecientes a las zonas del cloritoide, estaurolita, distena, sillimanita-feldespató potásico y sillimanita-feldespató potásico-cordierita, tienen una composición química muy próxima a la teórica (valor medio Ms 92); no obstante, presentan una cierta variación en los porcentajes de Al_2O_3 , K_2O y Na_2O , y, en menor escala, en los de FeO y MgO.

¹ Instituto de Geología, C.S.I.C. J. Gutierrez, Abascal, 2. Madrid - 6.

Las variaciones de quimismo (progresiva disminución del contenido de celadonita y aumento seguido de disminución del de paragonita que presentan las moscovitas de las zonas del cloritoide, estauroлита y distena, están estrechamente relacionadas con el grado de metamorfismo. Por el contrario, las variaciones (ligero aumento de los contenidos de Fe y Mg, suave disminución de los de AlVI y Ti, y mas o menos brusco descenso y ascenso de los de Na y K, respectivamente) de las moscovitas de las zonas de la sillimanita-feldespató potásico y de la sillimanita-feldespató potásico-cordierita, solo pueden explicarse si se admite que en los niveles más metamórficos, las moscovitas sufren una serie de cambios químicos debidos a la incipiente anatexia, los cuales modifican las tendencias de variación debidas a la intensidad de metamorfismo.

Como consecuencia de lo anterior, solo las moscovitas situadas por encima de la isograda del feldespató potásico, pueden utilizarse para determinar el grado de metamorfismo de sus rocas-huesped.

INTRODUCCION

En áreas metamórficas en las que los minerales-índice o las paragénesis minerales suficientemente diagnósticas no existen o aparecen muy raramente, es preciso recurrir a detallados estudios mineralógicos para determinar el grado metamórfico. Por esta razón, desde hace años, diversos autores han intentado establecer una relación entre la composición química de determinados minerales (o pares de minerales) y la intensidad de metamorfismo.

El área metamórfica de la Sierra de Guadarrama constituye una zona de gran interés para establecer, en una amplia variedad de minerales, la relación a la que acabamos de hacer referencia, puesto que en ella existe una amplia y bien definida gradación metamórfica, y algunos grupos de rocas (por ejemplo, las metapelitas) se encuentran bien representados en todos los niveles.

En este trabajo se estudian las variaciones en la composición química de las moscovitas de metapelitas y metaarcosas de la Sierra de Guadarrama durante el metamorfismo regional progresivo. En trabajos anteriores (LOPEZ RUIZ y GARCIA CACHO, 1974 & LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975 y 1978) se estudiaron estas variaciones en granates y biotitas.

CARACTERES GENERALES DEL AREA METAMORFICA DE LA SIERRA DE GUADARRAMA

La Sierra de Guadarrama, que representa el segmento más oriental del Sistema Central, está constituida fundamentalmente por rocas metamórficas y plutónicas. El conjunto metamórfico se localiza esencialmente en la parte oriental, si bien entre la masa de granitoides existen una serie de núcleos metamórficos de extensión mas o menos reducida, mientras que el conjunto plutónico ocupa la parte occidental (fig. 1).

De acuerdo con diversos autores (ver bibliografía en el trabajo de síntesis de LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975), en el área metamórfica de la Sierra de Guadarrama pueden diferenciarse dos sectores, oriental y occidental, con diferente tipo de metamorfismo. El sector oriental (entre Atienza-Hiendelaencina y Somosierra), constituido por pizarras, esquistos y gneises, entre los que existen intercalaciones de niveles cuarcíticos y calcáreos de potencia variable, presenta un metamorfismo del tipo distena-sillimanita; en él se han distinguido cinco zonas metamórficas: clorita, cloritoide, estauroлита, distena y moscovita-sillimanita, en rocas de ascendencia pelítica. El sector occidental (entre Somosierra y el Macizo de La Cañada-Cebreros), constituido por pizarras, esquistos y sobre todo por gneises (de los que un 90 % aproximadamente son de tipo migmatítico y glandular), entre los que se intercalan rocas calcáreas o calco-dolomíticas de pequeño espesor en general, presenta un metamorfismo del tipo andalucita-sillimanita. Aunque la mayor parte de las rocas de este sector pertenecen a niveles de alto metamorfismo (por debajo de la isograda de la sillimanita), pueden distinguirse cinco zonas metamórficas: biotita, andalucita, andalucita-sillimanita, cordierita-sillimanita y cordierita-sillimanita-feldespató potásico.

La presencia esporádica y con claros signos de inestabilidad de granate, estauroлита y distena en el sector occidental, las relaciones que las paragénesis de presión intermedia y de baja presión muestran con respecto a las fases de deformación tectónica, junto con otros datos (LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975), parecen sugerir que el metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, originado durante la orogenia hercínica, tuvo lugar a presiones más bajas en las últimas etapas que en las iniciales (1). A

(1) A pesar de que algunos argumentos están a favor de esta idea, no debe descartarse la posibilidad de que los dos tipos de metamorfismo se desarrollaron simultáneamente. De ser esto así, al menos este segmento de la cadena hercínica europea tendría un cinturón metamórfico doble.

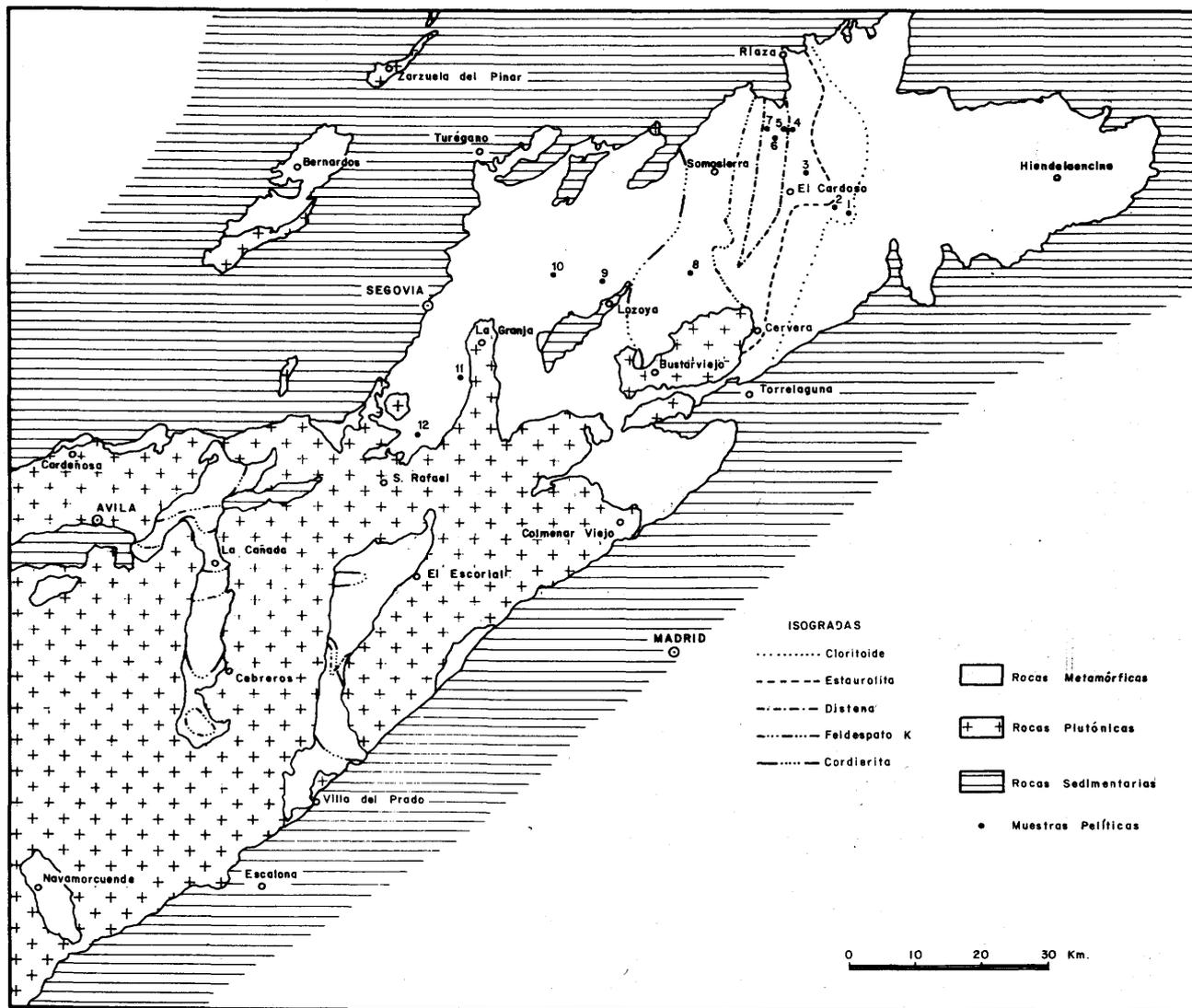


Figura 1.- Esquema geológico y metamórfico de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central (según el mapa geológico de España 1:200.000 y LOPEZ RUIZ et al., 1975), en el que se indica la localización de las muestras estudiadas.

este respecto, GARCIA CACHO (1973) ha deducido que el metamorfismo de las primeras etapas se desarrolló bajo un gradiente geotérmico de $25^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$ y que se llegaron a alcanzar presiones superiores a los 6 Kb; el metamorfismo de las últimas etapas se desarrolló bajo un gradiente geotérmico superior a los $50^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$ y no se alcanzaron presiones superiores a los 3.5 Kb. Por otra parte, la mayor extensión superficial del metamorfismo de baja presión, indica que las paragénesis minerales generadas en las últimas etapas, borraron o transformaron en gran parte las paragénesis desarrolladas en las primeras etapas (2).

PETROGRAFIA Y QUIMISMO DE LAS ROCAS ESTUDIADAS

La moscovita aparece en un amplio espectro litológico. Sin embargo para simplificar la discusión solo se han considerado rocas de composición pelítica y arcósica. Por la misma razón, de aquellos estadios de los que existen representantes de los metamor-

(2) Según LOPEZ RUIZ et al., (1975), únicamente las zonas de la clorita, cloritoide y estaurolita no fueron afectadas por el metamorfismo de baja presión.

Tabla 1.- Composición modal de metapelitas de la Sierra de Guadarrama

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Cuarzo	41.46	31.87	29.40	41.12	34.00	9.41	30.51	38.65	30.39	32.58	29.69	34.09
Moscovita	46.20	47.59	52.49	19.26	31.00	33.09	24.80	1.38	7.83	5.76	10.40	10.17
Biotita	5.05	13.73	5.49	19.09	22.50	26.65	23.66	21.41	25.64	14.60	12.37	18.07
Clorita	1.59	0.91	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Granate	3.18	4.28	2.12	2.56	2.00	-	-	-	-	-	-	-
Estaurolita	-	-	9.46	15.48	0.50	0.90	3.94	-	-	-	-	-
Plagioclasa	-	0.15	-	1.88	8.00	27.40	11.65	37.60	32.22	31.16	25.87	24.40
Distena	-	-	-	-	-	1.83	-	-	-	-	-	-
Sillimanita	-	-	-	-	1.50	0.36	5.15	0.81	0.49	0.71	-	-
Feldespató K	-	-	-	-	-	-	-	-	2.33	11.42	21.40	13.09
Cordierita	-	-	-	-	-	-	-	-	1.10	3.38	-	-
Opacos	2.52	1.47	1.04	0.61	0.50	0.30	0.29	0.05	-	0.28	0.22	0.06
Apatito	-	-	-	-	-	-	-	0.05	-	0.11	-	0.12
Turmalina	-	-	-	-	-	0.06	-	-	-	-	0.05	-

1.- Esquisto granatífero con cloritoide (33.724 I.L.M.); 2.- Esquisto granatífero con cloritoide (33.757 I.L.M.); 3.- Esquisto granatífero con estaurolita (35.530 I.L.M.); 4.- Esquisto granatífero con estaurolita (37.076 I.L.M.); 5.- Esquisto granatífero (37.074 I.L.M.); 6.- Esquisto granatífero-plagioclásico con distena (38.187 I.L.M.); 7.- Esquisto sillimanítico (37.003 I.L.M.); 8.- Gneis plagioclásico-sillimanítico (47.190 I.L.M.); 9.- Gneis plagioclásico-sillimanítico-cordierítico (47.000 I.L.M.); 10.- Gneis plagioclásico-sillimanítico-cordierítico (37.480 I.L.M.); 11.- Gneis plagioclásico (33.234 I.L.M.); 12.- Gneis plagioclásico (33.207 I.L.M.).

Tabla 2.- Análisis químicos de metapelitas de la Sierra de Guadarrama

	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	66.70	60.00	61.50	58.40	61.80	55.60	60.50	67.10	66.80	68.00	67.70	67.70
Al ₂ O ₃	16.66	18.86	20.90	21.92	21.11	22.18	20.39	16.57	16.03	15.65	15.52	15.52
Fe ₂ O ₃	2.35	4.14	1.87	2.62	0.81	3.24	2.84	1.01	1.32	0.66	0.79	0.91
FeO	4.32	3.16	3.91	4.54	4.04	3.53	2.85	3.54	3.26	3.38	3.18	3.43
MnO	0.11	0.11	0.08	0.10	0.05	0.06	0.14	0.07	0.07	0.06	0.04	0.05
MgO	0.80	1.71	1.51	2.82	3.46	2.72	1.92	2.02	1.92	1.71	1.91	1.71
CaO	0.56	0.28	0.42	0.42	0.70	0.70	0.98	1.82	1.40	1.26	0.98	1.26
Na ₂ O	0.54	1.19	0.70	0.59	2.59	2.10	1.62	2.80	3.13	3.07	3.40	3.18
K ₂ O	3.71	4.43	4.53	3.95	3.18	4.14	3.66	2.36	2.55	3.61	3.80	3.85
TiO ₂	0.60	1.16	0.91	0.92	0.19	0.92	1.02	0.78	0.72	0.58	0.57	0.61
P ₂ O ₅	0.32	0.22	0.21	0.17	0.15	0.21	0.26	0.27	0.28	0.31	0.16	0.12
H ₂ O	3.24	4.45	3.32	3.28	1.84	4.49	3.78	1.63	2.50	1.72	1.93	1.68
TOTAL	99.99	99.71	99.86	99.73	99.92	99.89	99.96	99.97	99.98	100.01	99.98	100.02

* Se sigue la misma numeración que en la Tabla 1.

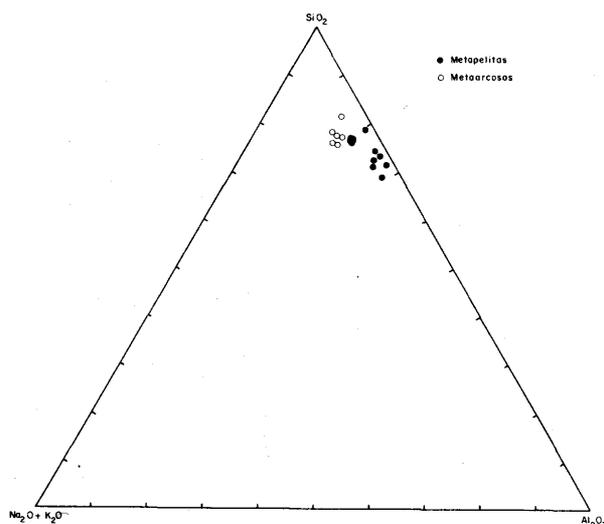


Figura 2

Diagrama triangular $SiO_2-Al_2O_3-(Na_2 + K_2O)$, en el que se muestran las diferencias de quimismo de las metapelitas y metaarcosas de la Sierra de Guadarrama.

fismos de presión intermedia y de baja presión, solo hemos considerado rocas de uno de ellos. Puesto que los niveles epizonales y mesozonales están bien representados en el sector oriental y los niveles catazonales lo están mejor en el sector occidental, las rocas estudiadas pertenecientes a los primeros proceden del sector oriental, y las correspondientes a los últimos provienen del sector occidental.

Las rocas metapelíticas estudiadas corresponden a esquistos y gneises bandeados y laminares, cuya composición modal se recoge en la Tabla 1. Pertenecen a las zonas del cloritoide (nº 1 y 2), estauroлита (nº 3 y 4), distena (nº 5-7), sillimanita-feldespato potásico (nº 8) y sillimanita-feldespato potásico-cordierita (nº 9-12). Desde el punto de vista químico (Tabla 2) estas rocas constituyen un grupo relativamente homogéneo, si bien las de los niveles más metamórficos (es decir, las situadas por debajo de la isograda del feldespato potásico) son algo más ricas en SiO_2 y álcalis, y más pobres en FeO, MnO y MgO, que las restantes (fig. 2 y 3).

Las metaarcosas corresponden a gneises bandeados y gneises glandulares que pertenecen a las zonas de la sillimanita-feldespato potásico (nº 1 y 2) y de la sillimanita-feldespato potásico-cordierita (nº 3-6). Su mineralogía no difiere notablemente de la de sus equivalentes de ascendencia pelítica, si se exceptúa

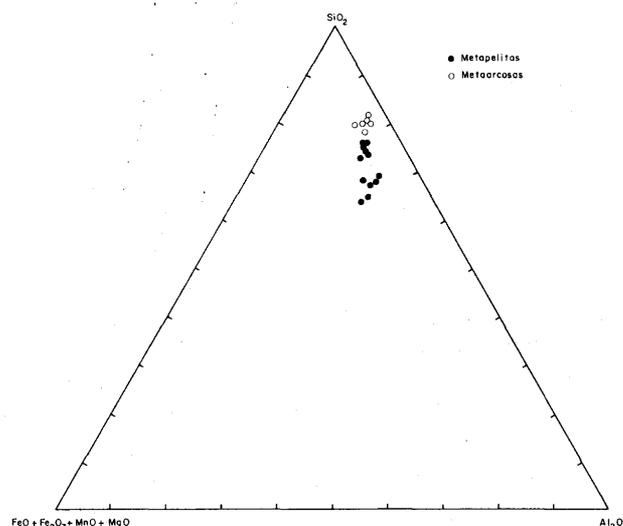


Figura 3

Diagrama triangular $SiO_2-Al_2O_3-(FeO + Fe_2O_3 + MnO + MgO)$, en el que se muestran las diferencias de quimismo de las metapelitas y metaarcosas de la Sierra de Guadarrama.

un más elevado contenido en feldespato potásico y un menor porcentaje de micas (Tabla 3). Por lo que respecta a su composición química (Tabla 4) constituyen un grupo muy homogéneo, caracterizado por unos porcentajes de $SiO_2 \geq 70\%$ y de $Al_2O_3 < 14\%$, y con contenidos en álcalis ligeramente superiores, y en Fe total, MgO y MnO algo inferiores, que los de las metapelitas (fig. 2 y 3).

LAS MOSCOVITAS DE LA SIERRA DE GUADARRAMA

La fórmula general de las micas puede escribirse $X_2Y_{4-6}Z_8O_{20}(OH, F)_4$, donde X representa a los cationes de radio iónico grande (fundamentalmente K, Na y Ca) con coordinación dodecaédrica; Y a los cationes de radio iónico intermedio (Al, Fe, Mg, Mn, Ti, etc.) con coordinación octaédrica; y Z a los cationes Si y Al (excepcionalmente Fe^{3+} y Ti) de menor radio iónico y con coordinación tetraédrica.

Como se sabe, las micas pueden dividirse en dioctaédricas y trioctaédricas, según el número de iones Y sea 4 ó 6, respectivamente. Dentro de la primera clase se incluyen moscovitas $[K_2Al_4(Si_6Al_2O_{20})(OH)_4]$, paragonitas $[Na_2Al_4(Si_6Al_2O_{20})(OH)_4]$, glauconitas

$[(K, Na)_{1,2-2,0}(Fe, Mg, Al)_4(Si_{7-7,6}Al_{1,0-0,4})(OH)_4]$, etc. A la segunda clase pertenecen flogopitas $[K_2(Mg, Fe)_6(Si_6Al_2)(OH)_4]$ y biotitas $[K_2(Mg, Fe, Al)_6(Si_{6-5}Al_{2-3})(OH)_4]$, entre otras.

Por lo que respecta a las moscovitas, el extenso número de análisis existentes ha puesto de manifiesto que todas ellas se desvían más o menos de su fórmula ideal (p. ej. SCHALLER, 1950 & FOSTER, 1956). Estas desviaciones son consecuencia fundamentalmente de las sustituciones de K^+ por Na^+ , y de Al^{3+} octaédrico por Fe^{2+} y Mg^{2+} , más el consiguiente reemplazamiento en posiciones tetraédricas de Al^{3+} por Si^{4+} para contrabalancear el exceso de carga. La primera de estas sustituciones acerca la moscovita a la paragonita, por lo que aquellas moscovitas que contienen cierto porcentaje de Na_2O (inferior al 2 o/o, puesto que entre ambos términos extremos existe un solvus que corresponde con este valor aproximadamente) se llaman moscovitas sódicas o paragoníticas. Por el contrario, la segunda la acerca a un término hipotético llamado celadonita $[K_2(Fe^{2+}Mg)_2(Fe^{3+}, Al)_2(Si_8O_{20})(OH)_4]$, y por consiguiente aquellas moscovitas con un contenido notable de Fe y Mg se denominan moscovitas celadoníticas o fengitas.

En la Sierra de Guadarrama la moscovita está presente en casi todo el ámbito metamórfico. No obstante, su porcentaje disminuye notablemente por debajo de la isograda del feldespató potásico, llegando incluso a desaparecer en áreas más o menos reducidas del sector occidental (LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975, fig. 4). Aparece en cristales orientados y en porfiroblastos, lo que podría indicar que existen dos generaciones de moscovitas, una originada en un período cinemático y la otra en un período intercinemático.

Tabla 3.- Composición modal de metaarcosas de la Sierra de Guadarrama

	1	2	3	4	5	6
Cuarzo	31.96	36.20	35.34	29.48	36.77	37.54
Moscovita	11.48	11.27	2.57	6.03	3.04	5.26
Biotita	36.03	5.96	10.73	10.89	26.11	9.10
Granate	3.27	-	-	-	-	-
Plagioclasa	15.53	25.19	30.04	33.95	13.15	21.25
Sillimanita	3.58	-	0.53	-	0.80	-
Feldespató K	-	21.28	20.53	19.49	20.10	26.85
Opacos	-	0.02	-	-	-	-
Apatito	0.15	0.08	0.26	0.16	-	-

1.- Esquisto granatífero-plagioclásico-sillimanítico (36.999 I.L.M.).

2.- Gneis plagioclásico (47.178 I.L.M.).

3.- Gneis plagioclásico-sillimanítico (39.787 I.L.M.).

4.- Gneis plagioclásico (47.254 I.L.M.).

5.- Gneis (49.188 I.L.M.).

6.- Gneis plagioclásico (32.968 I.L.M.).

En las Tablas 5 y 6 se recoge una selección de análisis químicos de moscovitas de rocas metapelíticas y metarcósicas, respectivamente. Aunque también se han analizado fenoblastos (3), los análisis seleccionados corresponden exclusivamente a cristales de la foliación. Los análisis han sido realizados con microsonda electrónica (Jeol 50-A), utilizando como estándares distena (Si, Al), biotita (K, Fe y Mg), oligoclasa (Na) y rutilo (Ti). En todos los cristales analizados se han realizado un mínimo de 5 determinaciones

(3) No se han incluido en las tablas los análisis químicos de los fenoblastos, puesto que su composición es idéntica a la de los cristales orientados. Sin embargo, los valores obtenidos han sido utilizados en la confección de algunas figuras. Aunque no volveremos a insistir en este aspecto, conviene señalar que la idéntica composición química que presentan los dos tipos de cristales de moscovita, no permite resolver el dilema de la relación temporal fenoblastos-foliación. En efecto, esta idéntica composición es compatible tanto con la existencia de dos generaciones, como con la de una sola, de moscovitas, si bien en el primer caso hay que suponer que la P y la T han permanecido constantes durante el desarrollo de ambos tipos microestructurales de moscovitas, o, más probablemente, que después de la blastesis tuvo lugar una homogeneización química.

Tabla 4.- Análisis químicos de metaarcosas de la Sierra de Guadarrama

	1*	2	3	4	5	6
SiO ₂	73.10	72.60	71.90	70.00	71.70	73.40
Al ₂ O ₃	12.87	14.02	14.01	15.04	14.27	13.76
Fe ₂ O ₃	1.51	1.16	0.65	0.69	0.37	0.55
FeO	2.86	1.27	1.91	2.24	1.80	1.59
MnO	0.10	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02
MgO	1.61	1.11	1.11	1.51	1.01	1.01
CaO	0.84	0.56	1.12	1.12	0.56	0.70
Na ₂ O	1.35	2.70	2.80	3.24	2.70	2.91
K ₂ O	2.41	4.19	4.19	4.00	5.49	4.06
TiO ₂	0.75	0.33	0.44	0.55	0.39	0.27
P ₂ O ₅	0.31	0.26	0.49	0.28	0.11	0.26
H ₂ O	2.05	1.80	1.30	1.33	1.67	1.44
TOTAL	99.76	100.02	99.96	100.03	100.09	99.97

* Se sigue la misma numeración que en la Tabla 3.

Tabla 5.- *Análisis químicos y número de iones en base a 24 oxígenos de moscovitas de metapelitas de la Sierra de Guadarrama*

	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	46.79	47.87	47.35	47.81	47.50	47.61	46.04	47.11	47.75	47.79	46.90	45.85
Al ₂ O ₃	36.50	35.99	36.15	37.44	36.86	35.28	37.52	36.63	35.96	37.06	36.14	37.21
FeO**	2.12	1.16	1.33	0.86	0.86	0.68	0.73	0.90	1.10	1.07	1.00	0.97
MgO	0.99	0.67	0.89	0.62	0.77	0.75	0.81	0.62	0.70	0.79	0.74	0.72
Na ₂ O	0.78	1.41	0.77	1.70	1.24	1.12	0.95	0.74	0.64	0.69	0.66	0.52
K ₂ O	9.18	8.59	8.65	8.08	9.11	9.08	9.86	10.08	10.34	10.21	10.34	10.56
TiO ₂	0.56	0.22	0.48	0.32	0.62	0.74	0.76	1.08	0.48	0.36	1.42	0.23
H ₂ O***	4.70	4.58	4.57	4.64	4.62	4.55	4.58	4.60	4.59	4.63	4.59	4.54
TOTAL	101.52	100.49	100.19	101.47	101.58	99.81	101.25	101.76	101.56	102.30	101.80	100.60
Si	6.082	6.246	6.196	6.157	6.144	6.258	6.005	6.117	6.213	6.131	6.102	6.038
Al	1.918	1.754	1.804	1.843	1.856	1.742	1.995	1.883	1.787	1.869	1.899	1.962
Al	3.684	3.791	3.781	3.850	3.773	3.733	3.783	3.733	3.738	3.780	3.654	3.824
Ti	0.055	0.022	0.047	0.031	0.060	0.073	0.075	0.106	0.047	0.035	0.139	0.023
Fe	0.230	0.127	0.145	0.092	0.093	0.074	0.079	0.098	0.119	0.115	0.109	0.106
Mg	0.192	0.130	0.173	0.119	0.148	0.147	0.157	0.120	0.136	0.152	0.143	0.141
	4.161	4.070	4.146	4.092	4.074	4.027	4.094	4.057	4.040	4.082	4.045	4.094
Na	0.196	0.357	0.194	0.423	0.310	0.285	0.239	0.155	0.161	0.173	0.166	0.132
K	1.524	1.430	1.444	1.328	1.504	1.523	1.642	1.671	1.718	1.683	1.718	1.775
	1.720	1.787	1.638	1.751	1.814	1.808	1.881	1.826	1.879	1.856	1.884	1.907
Oh	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

* Se sigue la misma numeración que en la Tabla 1.

** Fe total como FeO.

*** Calculada en base a 4 (Oh) por fórmula unidad.

para cada elemento, y a partir del valor medio de estas se han calculado las concentraciones correspondientes.

De acuerdo con los resultados obtenidos, las moscovitas de la Sierra de Guadarrama presentan elevadas concentraciones de K₂O (8,08-10, 71) y Al₂O₃ (34, 44-38, 10) y bajos porcentajes de MgO (0,52-1,07), FeO (0,57-2,12) y Na₂O (0,48-1,70). Es decir, una cierta variación en los porcentajes de Al, K y Na, y, en menor escala, en los de Mg y Fe (fig. 4 y 5), reducidos contenidos de celadonita y paragonita y una proporción de átomos Y ligeramente superior a 4 y de átomos X algo inferior a 2. Por otra parte, aunque las moscovitas de metapelitas y metaarcosas se proyectan muy próximas, sin embargo las primeras muestran

en general un mayor contenido de Al y Na y un menor porcentaje de K.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

La composición química global de las moscovitas de la Sierra de Guadarrama es del mismo orden que la que presentan las de niveles metamórficos intermedios y altos de otras áreas (p. ej. EVANS & GUIDOTTI, 1966; BUTLER, 1967; RAMSAY, 1973; GUIDOTTI, 1978; etc.) y contrasta con la que muestran las de niveles de bajo metamorfismo (p. ej. ERNST, 1963, 1964; BUTLER, 1967; BROWN, 1967; etc.) (fig.

Tabla 6.- Análisis químicos y número de iones en base a 24 oxígenos de moscovitas de metaarcosas de la Sierra de Guadarrama

	1*	2	3	4	5	6
SiO ₂	46.04	47.78	47.29	47.25	47.01	47.28
Al ₂ O ₃	36.71	35.05	35.51	36.68	36.34	34.66
FeO**	1.04	1.19	1.01	1.21	1.18	1.17
MgO	0.83	0.98	0.67	0.92	0.87	0.76
Na ₂ O	0.74	0.50	0.66	0.58	1.05	0.52
K ₂ O	10.02	10.71	10.57	10.38	10.29	10.66
TiO ₂	0.61	0.48	1.37	-	0.97	0.87
H ₂ O***	4.54	4.57	4.58	4.59	4.61	4.53
TOTAL	100.83	101.26	101.66	101.61	102.32	100.45
Si	6.058	6.252	6.166	6.150	6.094	6.241
Al	1.942	1.748	1.834	1.850	1.906	1.759
Al	3.761	3.667	3.632	3.787	3.656	3.643
Ti	0.060	0.047	0.134	-	0.094	0.086
Fe	0.114	0.130	0.110	0.132	0.128	0.129
Mg	0.162	0.192	0.130	0.179	0.168	0.150
	4.097	4.036	4.006	4.098	4.046	4.008
Na	0.189	0.126	0.166	0.146	0.264	0.132
K	1.683	1.789	1.759	1.725	1.702	1.796
	1.872	1.915	1.925	1.871	1.966	1.928
OH	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

* Se sigue la misma numeración que en la Tabla 3.

** Fe total como FeO.

*** Calculada en base a 4 (OH) por fórmula unidad.

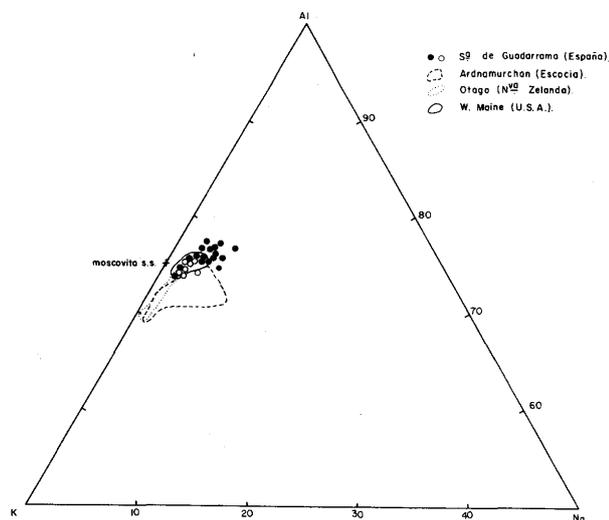


Figura 4.- Proyección de las moscovitas de metapelitas y metaarcosas de la Sierra de Guadarrama en parte del diagrama Al-K-Na. Se han representado también los campos composicionales de las moscovitas de Ardnamurchan (BUTLER, 1967), Otago (BROWN, 1967) y Maine (EVANS & GUIDOTTI, 1966).

4 y 5). Este hecho confirma la idea de que las moscovitas de niveles metamórficos intermedios y altos tienen una composición muy cercana a la ideal, mientras que las de bajo grado metamórfico se apartan más o menos de ella (4).

Por lo que respecta a las variaciones de quimismo que, dentro de su relativamente reducido rango composicional, presentan las moscovitas estudiadas, los trabajos realizados por otros autores (ver bibliografía en CIPRIANI *et al.*, 1971 y GUIDOTTI & SASSI, 1976) han establecido que aquellas están relacionadas con la presión y la temperatura por una parte y con la litología (o la paragénesis mineral) por otra. Puesto que las opiniones sobre la influencia de estos factores no son coincidentes [cómparese p. ej. las conclusiones de GUIDOTTI (1969, 1973) con las de CIPRIANI *et al.*, (1971)], hemos intentado individualizar la influencia de estos factores. Para ello, se han calculado los coeficientes de correlación roca huesped-moscovita y se han representado en diagramas rectangulares los porcentajes de los diferentes óxidos de las moscovitas (expresados en proporciones atómicas) frente a la intensidad de metamorfismo.

De la inspección de la Tabla 7 se deduce que las variaciones de composición que presentan las moscovitas de la Sierra de Guadarrama no pueden ser explicadas por diferencias de quimismo de sus rocas-huesped, puesto que, tanto en las metapelitas como en las (4) Una excepción a esta regla, la constituyen las moscovitas del área de Bancroft, Ontario (RAMBALDI, 1973).

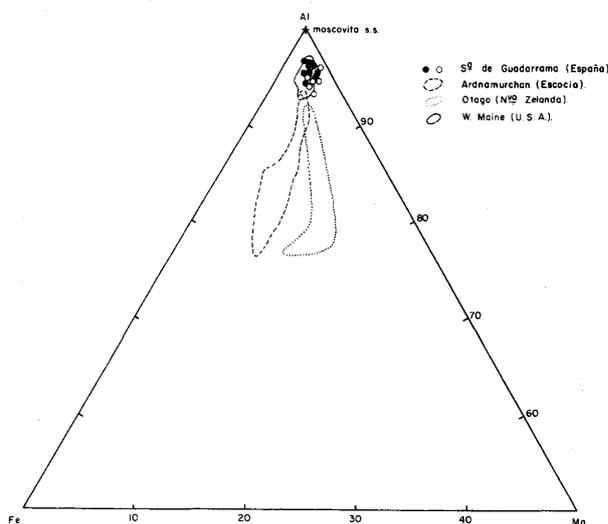


Figura 5.- Proyección de las moscovitas de metapelitas y metaarcosas de la Sierra de Guadarrama, en parte del diagrama Al-Fe-Mg. Se han representado también los campos composicionales de las moscovitas de Ardnamurchan (BUTLER, 1967), Otago (BROWN, 1967) y Maine (EVANS & GUIDOTTI, 1966).

Tabla 7.- Coeficientes de correlación rocas huesped - moscovitas.

		Moscovitas						
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
Metapelitas	SiO ₂	-0.36	0.20	0.38	0.12	-0.78	0.76	0.20
	Al ₂ O ₃	0.32	-0.05	-0.34	-0.01	0.75	-0.79	-0.16
	FeO*	0.34	-0.18	0.22	0.09	0.75	-0.87	-0.38
	MgO	0.36	0.07	-0.73	-0.51	0.57	-0.26	0.08
	Na ₂ O	-0.18	-0.05	-0.44	-0.36	-0.56	0.85	0.37
	K ₂ O	0.01	-0.14	0.13	0.31	0.32	-0.54	-0.33
	TiO ₂	0.10	-0.18	-0.05	-0.16	0.32	-0.39	-0.20
		t = 0.52						

		Moscovitas						
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
Metaarcosas	SiO ₂	-0.23	-0.55	-0.33	-0.28	-0.14	0.10	0.43
	Al ₂ O ₃	0.64	0.09	0.63	0.31	-0.05	0.35	-0.36
	FeO*	-0.74	0.70	-0.46	0.06	-0.03	-0.74	-0.40
	MgO	-0.63	0.73	-0.22	0.23	-0.10	-0.70	-0.62
	Na ₂ O	0.83	-0.35	0.58	0.06	-0.26	0.70	-0.10
	K ₂ O	0.61	-0.21	0.50	0.09	0.41	0.42	0.28
	TiO ₂	-0.82	0.82	-0.48	0.03	0.21	-0.87	-0.31
		t = 0.70						

metaarcosas, los coeficientes de correlación son bajos o no tienen significación geoquímica (5). Estos resultados confirman la idea de RAMSAY (1973) & LOPEZ RUIZ *et al.*, (1978), de que la influencia de la litología sobre la composición de los minerales solo se refleja si se comparan especies procedentes de rocas cuyo quimismo difiere lo suficiente como para desarrollar paragénesis distintas.

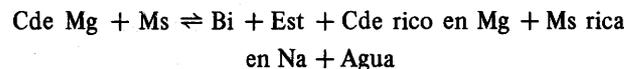
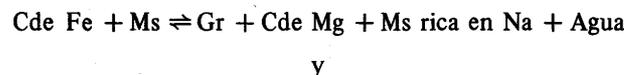
Por lo que respecta a la intensidad de metamorfismo, las figuras 6 y 7 muestran las relaciones existentes entre ésta y la composición química de las moscovitas. Los resultados obtenidos ponen de manifiesto que las tendencias de variación que presentan las moscovitas de metapelitas -y probablemente también las de metaarcosas, probablemente representadas-son algo complejas. En efecto, las curvas correspondientes a AlVI, Ti, Fe y Mg sufren un suave cambio de pendiente en los niveles de mas alto metamorfismo, y las de Na y K, además de experimentar un cambio de pendiente en la zona de la estaurolita, sufren un ligero descenso y ascenso respectivamente a partir de la zona de la sillimanita-feldespatos potásico. Por otra parte, si se consideran globalmente los análisis químicos de las moscovitas de cada zona metamórfica (fig. 7), se observa que en general en los niveles bajos e intermedios las variaciones de composición son mas acusadas que en los niveles altos.

Las tendencias de variación que presentan las moscovitas de la Sierra de Guadarrama en los niveles

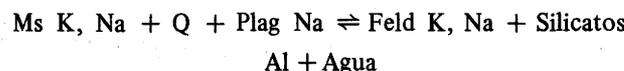
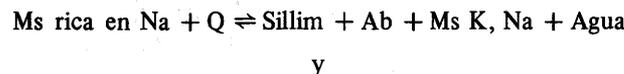
bajos e intermedios (es decir, en los niveles situados por encima de la isograda del feldespatos potásico) son idénticas a las que muestran las moscovitas de otras áreas metamórficas (CIPRIANI *et al.*, 1971).

El progresivo decrecimiento de la relación Si:AlIV que muestran estos minerales, parece que es una regla general de los silicatos de rocas metamórficas, puesto que lo presentan, además, cloritas, biotitas, piroxenos, anfíboles, etc. Esta tendencia es debida a que el incremento de temperatura favorece la entrada de Al tetra-coordinado en la estructura de los silicatos (THOMPSON, 1947 & HARRY, 1950). Ahora bien, puesto que la sustitución Al → Si requiere el reemplazamiento en otras partes de la estructura de cationes divalentes por otros trivalentes, el aumento de AlVI y Ti, y la disminución de Fe y Mg, que presentan asimismo las moscovitas metamórficas puede ser explicado por este necesario balance de cargas.

En cuanto a la relación Na:K, las moscovitas estudiadas presentan una curva de variación que recuerda a la de las moscovitas de otras áreas (CIPRIANI *et al.*, 1971 y GUIDOTTI & SASSI, 1976), si bien el contenido máximo en paragonita se alcanza a mas baja temperatura (zona de la estaurolita). Según GUIDOTTI (1970), el enriquecimiento en Na de las moscovitas de las zonas de bajo-medio grado metamórfico se debe a las reacciones :



En niveles superiores, el progresivo enriquecimiento en K es consecuencia de la siguientes reacciones (EVANS & GUIDOTTI, 1966) :



(5) Por ejemplo, la mas o menos elevada correlación que presentan el Na₂O y el K₂O de las moscovitas frente a la casi totalidad de los óxidos de las metapelitas, no significa que estos controlen los porcentajes de álcalis que entran en la moscovita. Esta correlación debe interpretarse simplemente como una consecuencia de la variación gradual que experimentan tanto el Na₂O como el K₂O de las moscovitas con la intensidad de metamorfismo (fig. 6), y de la ligera variación que cualquier óxido de las rocas-huesped sufre en este mismo sentido.

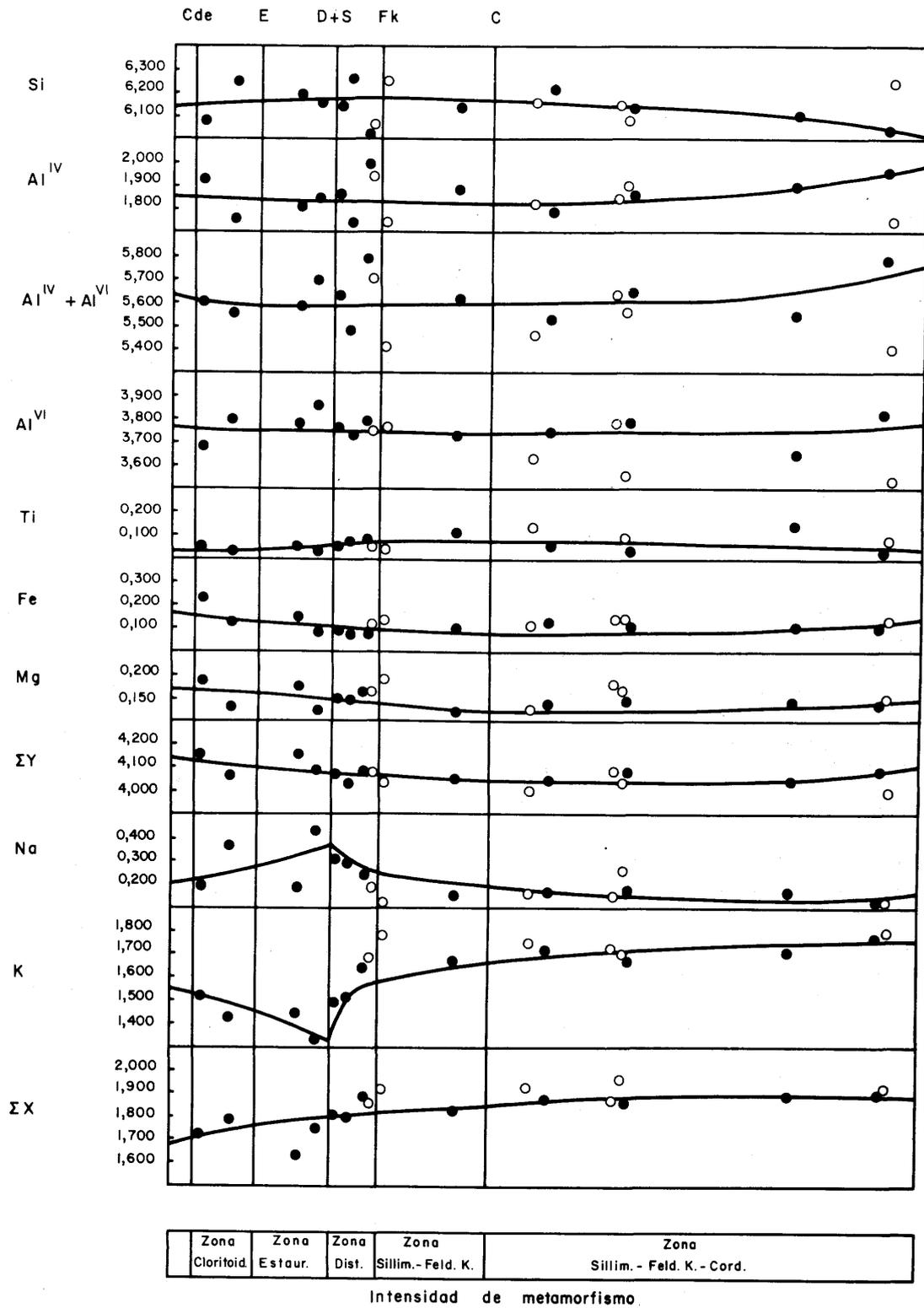


Figura 6.- Variaciones de la composición química de las moscovitas de metapelitas (●) y metaarcosas (o) de la Sierra de Guadarrama con el grado de metamorfismo. Cde, E, D, S, Fk y C representan las isogradas del cloritoide, estaurolita, distena, sillimanita, feldespato potásico y cordierita, respectivamente.

Puesto que no se disponen todavía de datos sobre la composición de algunos de los minerales que intervienen en estas reacciones, no es posible establecer la validez o invalidez de las mismas para la Sierra de Guadarrama. Ahora bien, independientemente de lo anterior, el que coincidan el decrecimiento en Na de las moscovitas con la existencia de relativamente importantes porcentajes de plagioclasa, parece indicar que el contenido en Na — indirectamente el de K— de las moscovitas está controlado por el porcentaje de plagioclasa modal, sobre todo en los niveles situados por encima de la isograda del feldespato potásico. A este control puede añadirse el efecto que produce el progresivo enriquecimiento en K_2O que sufren las rocas de la Sierra de Guadarrama al aumentar la intensidad de metamorfismo (APARICIO & BELLIDO, 1976).

Como ya indicamos, las tendencias de variación que presentan las moscovitas de los niveles más meta-

mórficos contrastan con las que muestran las pertenecientes a las zonas de bajo e intermedio grado de metamorfismo. Así, a partir de la zona de la sillimanita-feldespato potásico, aumentan ligeramente los contenidos en Fe y Mg, disminuyen suavemente los de Al^{VI} y Ti y los de Na y K experimentan un más o menos brusco descenso y ascenso, respectivamente (fig. 6 y 7).

Las rocas situadas por debajo de la isograda del feldespato potásico se han generado a temperaturas superiores a los $660^{\circ}C$ y a presiones del orden de los 3,5–3 Kb (LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975); es decir, a temperaturas más altas, pero a presiones más bajas, que las de las restantes zonas metamórficas. Teniendo en cuenta esto, el aumento del carácter fengítico (y la consiguiente disminución de Al^{VI} y Ti) de las moscovitas podría deberse al descenso de presión. Sin embargo, esta idea debe descartarse puesto que los datos expe-

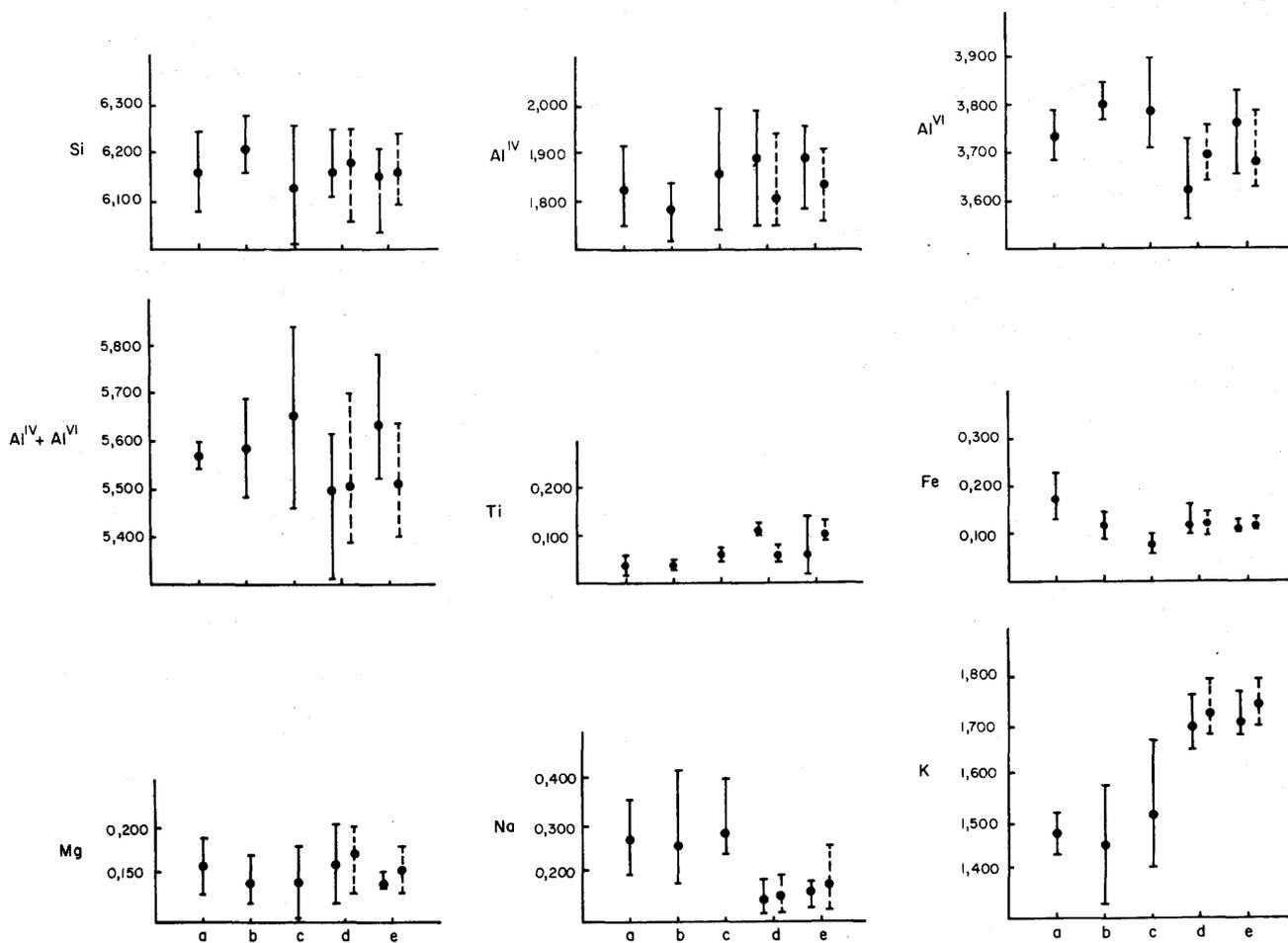


Figura 7.- Valores extremos y medios de las moscovitas de metapelitas (líneas continuas) y metaarcosas (líneas a trazos) de la Sierra de Guadarrama, en las zonas metamórficas del cloritoide (a), estauroлита (b), distena (c), sillimanita-feldespato potásico (d) y sillimanita-feldespato potásico-cordierita (e).

rimentales obtenidos por VELDE (1965), han puesto de manifiesto que las condiciones termodinámicas alcanzadas por estas rocas, no favorecen la formación de moscovitas férrico-magnésicas. Mas probablemente, estas anomalías son debidas a los fenómenos de migmatización que tienen lugar en estas zonas metamórficas. En efecto, en ambientes de incipiente anatexia, la composición de los fluidos intergranulares queda notablemente perturbada, al enriquecerse estos bruscamente en los constituyentes mayoritarios de los primeros fundidos. Como consecuencia de esta perturbación, las fases minerales del resto refractario experimentarán una serie de cambios químicos, para adaptarse a las nuevas condiciones. Estos cambios modificarán evidentemente los debidos a las variables intensivas, por lo que la composición química de las moscovitas de las rocas situadas por debajo de la isograda del feldespato potásico, seguirá unas pautas algo diferentes a las de las moscovitas de rocas menos metamórficas.

CONCLUSIONES

De lo expuesto anteriormente pueden deducirse las siguientes conclusiones :

1. Las moscovitas de metapelitas y metaarcosas de la Sierra de Guadarrama se caracterizan en conjunto por presentar elevadas concentraciones de K_2O (8,08-10,71) y Al_2O_3 (34,44-38,10) y bajos porcentajes de MgO (0,52-1,07), FeO (0,57-2,12) y Na_2O (0,48-1,70). Es decir, una cierta variación en los porcentajes de Al, K y Na y en menor escala, en los de Mg y Fe, y relativamente reducidos contenidos en celadonita y paragonita.
2. Las variaciones de quimismo que presentan las moscovitas de las zonas del cloritoide, estauroлита y distena, están estrechamente relacionadas con el grado de metamorfismo (es decir, con la temperatura), no observándose por el contrario influencia de la composición de las rocas-huesped.
3. A partir de la zona de la sillimanita-feldespato potásico (es decir, cuando comienzan a generalizarse los fenómenos de migmatización), las moscovitas muestran unas tendencias de variación que contrastan con las que presentan las pertenecientes a las zonas de bajo e intermedio grado metamórfico. Estas diferencias solo pueden explicarse si se admite que las moscovitas de las zonas de alto metamorfismo experimentan una serie de cambios químicos debidos a la incipiente anatexia, los cuales modifican

evidentemente las tendencias de variación debidas al grado de metamorfismo.

4. Como consecuencia de lo anterior, solo las moscovitas de las rocas situadas por encima de la isograda del feldespato potásico, pueden utilizarse para determinar el grado de metamorfismo de sus rocas-huesped. La composición química de las situadas en niveles mas profundos no será válida al respecto (o lo será con reservas) puesto que está mas o menos afectada por los fundidos anatéticos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a los Dres. F. BELLIDO (Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid) y J.L. BRANDLE (Depto. Geología Económica, C.S.I.C.) la ayuda prestada en el cálculo de los coeficientes de correlación y en el de las curvas de regresión. Asimismo agradecen a J. de la PUENTE la realización de la mayor parte de los cálculos geoquímicos.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A. & BELLIDO, F., 1976. Geochemical features of the metamorphism in the Sistema Central (Spain). *Chem. Geol.*, 17 : 281-293.
- BROWN, E.H., 1967. The greenschist facies in part of Eastern Otago, New Zealand. *Contr. Mineral. Petrol.*, 14 : 259-292.
- BUTLER, B.C.M., 1967. Chemical study of minerals from the Moine schists of the Ardnamurchan area, Argyllshire, Scotland. *J. Petrology*, 3 : 233-267.
- CIPRIANI, C., SASSI, F.P. & SCOLARI, A., 1971. Metamorphic white micas : definition of paragenetic fields. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 51 : 259-302.
- ERNST, W.G., 1963. Significance of phengitic micas from low-grade schists. *Amer. Mineral.*, 48 : 1357-1373.
- ERNST, W.G., 1964. Petrochemical study of coexisting minerals from low-grade schists, Eastern Shikoku, Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28 : 1631-1668.
- EVANS, B.W. & GUIDOTTI, C.V., 1966. The sillimanite-potash feldspar isograd in Western Maine, USA. *Contr. Mineral. Petrol.*, 12 : 25-62.
- FOSTER, M.D., 1956. Correlation of dioctahedral potassium micas on the basis of their charge relations. *Geol. Surv. Bull.*, 1036-D : 57-67.
- GARCIA CACHO, L., 1973. Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, Universidad Complutense de Madrid.

- GUIDOTTI, C.V., 1969. A comment on "Chemical study of minerals from the Moine schists of the Ardnamurchan area, Argyllshire, Scotland", by B.C.M. Butler, and its implications for the phengite problem. *J. Petrology*, 10 : 164-170.
- GUIDOTTI, C.V., 1970. Metamorphic petrology, mineralogy and polymetamorphism in a portion of N.W. Maine. In : Boone G.M. (edit.). *Geol. Conf. 62d Ann. Mtg., Field Trip B-1* : 1-29.
- GUIDOTTI, C.V., 1973. Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W. Maine. *Contr. Mineral Petrol.*, 42 : 33-42.
- GUIDOTTI, C.V., 1978. Compositional variation of muscovite in medium to high-grade metapelites of northwestern Maine. *Amer. Mineral*, 63 : 878-884.
- GUIDOTTI, C.V. & SASSI, F.P., 1976. Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *N. Jb. Miner. Abh.*, 127 : 97-142.
- HARRY, W.T., 1950. Aluminium replacing silicon in some silicate lattices. *Mineral. Mag.*, 29 : 142-149.
- KWAK, T.A.P., 1968. Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandine amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32 : 1222-1229.
- LOPEZ RUIZ, J. & GARCIA CACHO, L., 1974. The garnets of the Eastern area of the Sierra de Guadarrama, Sistema Central, Spain. *Chem. Geol.*, 13 : 269-283.
- LOPEZ RUIZ, J., APARICIO, A. & GARCIA CACHO, L., 1975. El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español. *Mem. Inst. Geol. Min. de España*, 86, 127 págs.
- LOPEZ RUIZ, J., APARICIO, A. & GARCIA CACHO, L., 1978. Chemical variations in biotites during prograde metamorphism, Sierra de Guadarrama, Sistema Central, Spain. *Chem. Geol.*, 21 : 113-129.
- RAMBALDI, E.R., 1973. Variation in the composition of muscovite and biotite in the metamorphic rocks near Bancroft, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 10 : 869-880.
- RAMSAY, C.R., 1973. Controls of biotite zone mineral chemistry in Archaean meta-sediments near Yellowknife, Northwest Territories, Canada. *J. Petrology*, 14 : 467-488.
- SCHALLER, W.T., 1950. An interpretation of the composition of high-silica sericites. *Mineral Mag.*, 29 : 406-415.
- THOMPSON, J.B., 1947. Role of aluminium in the rock-forming silicates. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 58, 1232.
- VELDE, B., 1965. Phengite micas : synthesis, stability, and natural occurrence. *Amer. J. Sci.*, 263 : 886-913.