

21 ENF. 1976

MEMORIA DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

LOS MATERIALES GRANITICOS HERCINICOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

por

A. Aparicio Yagüe, J. L. Barrera Morate, J. M.^a Caraballo y Ortega,
M. Peinado Moreno* y J. M.^a Tinao Alcocer

Departamento de Petrología y Geoquímica, C.S.I.C. Madrid

* Departamento de Petrología. Universidad Complutense de Madrid

TOMO 88 — MADRID 1975

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

I. S. B. N. 84 - 500 - 7185 - 2

Depósito Legal: M - 35.797 - 1975

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléfono 259 57 55 - Madrid-16

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

INDICE

	<i>Páginas</i>
Resumen	7
Introducción	9
1. Encuadre geológico	11
2. Litología	15
2.1. Adamellitas	24
2.2. Leucoadamellitas	26
2.3. Granodioritas	27
2.4. Granitos	28
2.5. Cuarzodioritas	29
2.6. Tonalitas	30
2.7. Sienitas	30
3. Mineralogía	31
3.1. Cuarzo	31
3.2. Feldespato potásico	32
3.3. Plagioclasa	34
3.4. Biotita	39
3.5. Anfíbol	43
3.6. Los silicatos aluminicos	47
3.7. Moscovita	54
3.8. Granate	57
3.9. Minerales accesorios	60

	<i>Páginas</i>
4. Enclaves	65
4.1. Enclaves de rocas metamórficas pelíticas y ricos en mica («surmicaceous»)	66
4.2. Enclaves de rocas carbonatadas	70
4.3. Enclaves microgranulares	72
4.4. Nódulos de cordierita	79
4.5. Fenómenos de alcalinización en enclaves	80
5. Geoquímica	83
5.1. Elementos mayores	96
5.2. Elementos menores	96
5.3. Evolución geoquímica	110
6. Rocas filonianas	113
6.1. Lamprófidos	114
6.2. Pórfidos	115
6.3. Aplitas y pegmatitas	115
7. Manifestaciones de contacto	117
8. Geocronología	123
9. Plutonismo - Deformación	129
10. Deformaciones tardías	133
10.1. Zonas cataclásticas	135
11. Modelo petrogenético	137
12. Discusión	139
13. Bibliografía	141
Agradecimientos	147

RESUMEN

En este trabajo se hace un primer estudio cartográfico de las rocas graníticas del Sistema Central, a escala 1:100.000, describiendo las diferentes litologías encontradas e incluyendo el conjunto de enclaves y rocas filonianas acompañantes de las series graníticas. Los términos graníticos más abundantes corresponden a adamellitas, leucoadamellitas y granodioritas, aunque en menor volumen están representados otros tipos como granitos, cuarzodioritas, sienitas, etc.

Las determinaciones analíticas realizadas sobre 29 muestras de granitoides implican la existencia de una única serie granítica de carácter calcoalcalino, cuyos términos más evolucionados corresponden a leucoadamellitas.

Los datos geoquímicos obtenidos de diferentes tipos de enclaves no les hace correlacionables con hipotéticas rocas básicas incluidas por las series graníticas en su evolución.

Del estudio geocronológico, realizado por métodos ópticos, y de las deformaciones se deduce una evolución más compleja que la hasta ahora citada para las áreas centrales del Macizo Hespérico, descubriéndose tres periodos principales de cristalización en relación con las fases metamórficas y deformativas hasta ahora existentes, estableciéndose un proceso anatéxico como generador de magmas de composición fundamentalmente adamellítico-granodiorítico.

Se discuten las hipótesis publicadas sobre génesis de rocas graníticas en el Sistema Central.

ABSTRACT

This paper deals with the different kinds of granitic rocks in the eastern zone of the Sistema Central Español. Their genesis is assumed by cortical anatexis produced by the regional metamorphism, which is of high geothermal gradient. The initial magma produced is of adamellitic type, differentiated to leucoadamellitic terms through a calcoalkaline trend.

The event of intrusion of these rocks is at least sin-F_2 to the later phases of the Hercynian Orogeny.

Here there are also described the relationship between the plutonic-country rock and the different inclusions found in it.

INTRODUCCION

La problemática de las rocas graníticas dentro del Macizo Hespérico ha sido desarrollada recientemente con detalle para algunas zonas. La existencia de grandes plutones graníticos en el Sistema Central, tratados parcialmente en la bibliografía existente, ha inducido a la realización de un estudio conjunto de las diferentes unidades que lo constituyen. La existencia de una serie de trabajos recientes sobre el metamorfismo de esta misma zona, realizados por el Departamento de Petrología y Geoquímica del C. S. I. C. y el Departamento de Petrología de la Universidad Complutense de Madrid, nos llevó a emprender un trabajo de carácter más genérico que enlazara con las investigaciones y estudios realizados por dichos Departamentos a lo largo de las últimas décadas.

Debido a las estrechas relaciones espaciales, temporales, estructurales y petrogenéticas entre todos los materiales metamórficos y graníticos que constituyen el Sistema Central Español, cualquier aportación al conocimiento en este caso de los granitoides ayudará a la comprensión del Orogeno Hercínico y, por tanto, a los procesos de constitución del Macizo Hespérico.

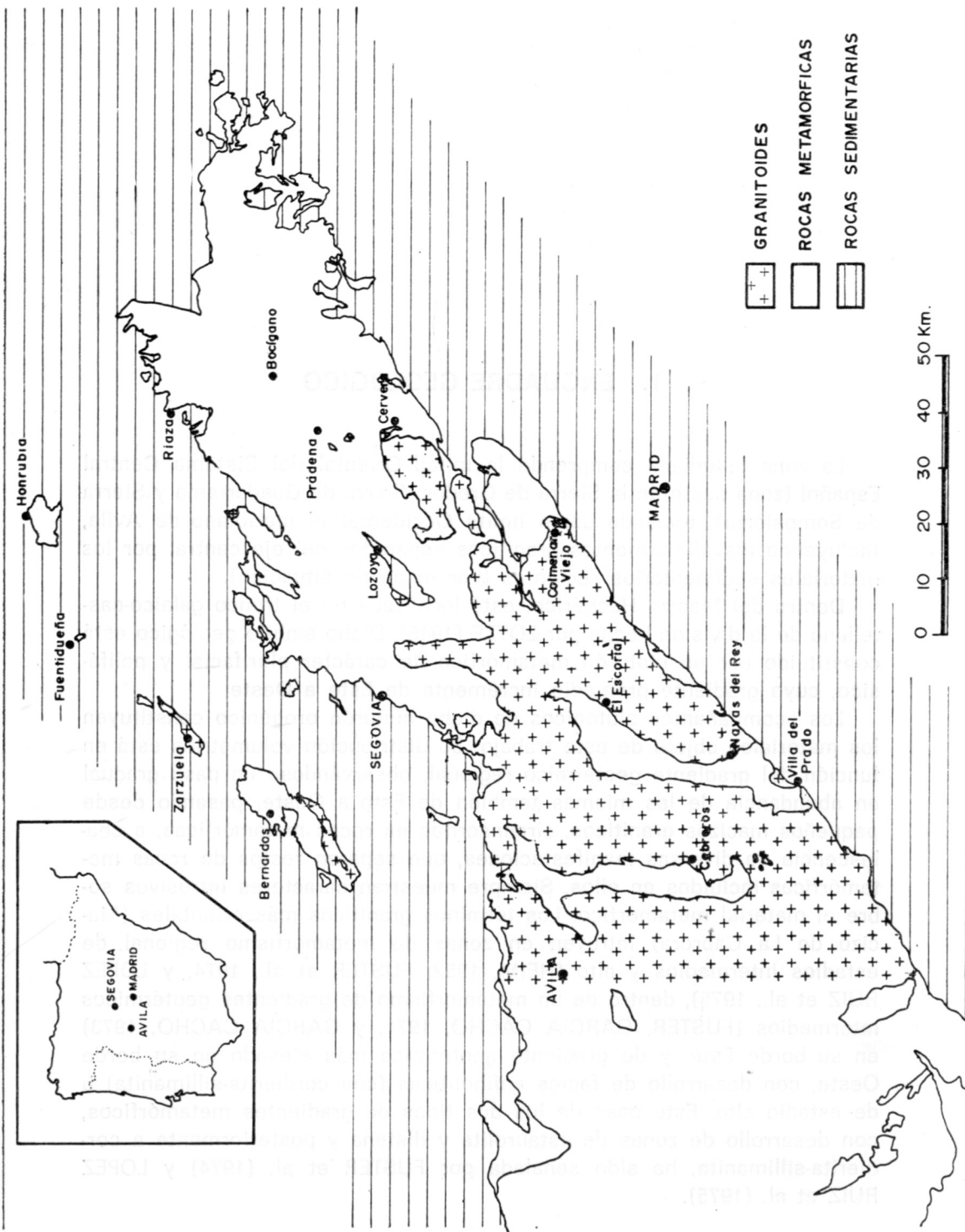
Por otra parte, es amplia la polémica existente sobre génesis de los materiales graníticos y las relaciones presentes entre los diferentes tipos litológicos aflorantes en la mayoría de estos macizos.

1. ENCUADRE GEOLOGICO

La zona estudiada comprende la mitad Oriental del Sistema Central Español (zona oeste de la Sierra de Gredos, Sierra de Guadarrama y Sierra de Somosierra), tomando como límite Occidental el meridiano de Avila, incluyendo los afloramientos graníticos separados del eje central por los materiales sedimentarios recientes (ver mapa de situación).

Dentro del Macizo Hespérico, está localizada en el tronco galaico-castellano de la división hecha por LOTZE (1945). Dicho ámbito geológico está constituido por un cinturón metamórfico de carácter plurifacial y polifásico, cuyo gradiente promedio incrementa de Este a Oeste.

Los acompañantes plutónicos de dicho cinturón orogénico constituyen los materiales objeto de este trabajo. Su distribución volumétrica está en función del gradiente geotérmico regional, observándose un paso gradual en abundancia de las mismas también de Este a Oeste, pasando desde pequeños macizos graníticos, circunscritos en rocas metamórficas, a coalescencia de diversas manifestaciones, que separan restos de rocas metamórficas incluidos en ellos. Siempre muestran caracteres intrusivos sobre el material metamórfico. Los términos graníticos más orientales (Macizo de La Cabrera) intruyen en zonas de metamorfismo regional de estadios intermedios y alto (HEIM, 1952; FUSTER et al., 1974, y LOPEZ RUIZ et al., 1975), dentro de un metamorfismo de gradientes geotérmicos intermedios (FUSTER, GARCIA CACHO, 1971, y GARCIA CACHO, 1973) en su borde Este, y de gradiente geotérmico más elevado en su borde Oeste, con desarrollo de facies anfibolíticas (con cordierita-sillimanita) o de estadio alto. Este paso de los dos tipos de gradientes metamórficos, con desarrollo de zonas de estauroлита y distena y posteriormente a cordierita-sillimanita, ha sido señalada por FUSTER et al. (1974) y LOPEZ RUIZ et al. (1975).



Los Macizos de Rascafría, La Ventosilla, Peña del Hombre, Navala-fuente, Segovia, Turégano, etc., se encuentran ya plenamente incluidos en los estadios de alto metamorfismo dentro de los tipos de baja presión.

A partir del meridiano de Segovia, las rocas graníticas constituyen el gran conjunto plutónico del Guadarrama, en el que hacia el Oeste se incluyen varios enclaves metamórficos; así, el Macizo de El Escorial-Villa del Prado, con un tipo de metamorfismo fundamental, intermedio de baja presión y desarrollo de estadios medios-altos (PEINADO, 1973); Macizo de Cebreros-La Cañada, con estadios bajos-medios y altos y gradiente geotérmico elevado (FUSTER, MORA, 1970); núcleo de Valdemorillo, con estadios altos y metamorfismo de baja presión; afloramiento de Vegas de Matute, con facies cordierita-sillimanita (HERNAN REGUERA, 1970); núcleo de Mingorría, con metamorfismo de bajas presiones y estadios bajo-medio (CAPOTE, 1973).

Los macizos graníticos del segmento Norte, separados del Sistema Central por fracturas recientes, se presentan en general como intrusiones sobre rocas metamórficas de facies esquistos verdes o mesozonales, y son poco extensos, a excepción de las adamellitas del stock de Zarzuela del Pinar, que aparecen asociadas a niveles de gneises glandulares y leptiniticos.

Ya desde finales del siglo pasado fueron hechas referencias a los granitoides hercínicos del Sistema Central en numerosos trabajos regionales. La década de los cincuenta comienza un nuevo período en el tratamiento de los mismos, existiendo un número considerable de trabajos que dejan sentadas las bases petrológicas fundamentales existentes (IBARROLA, FUSTER, 1950; FUSTER, 1951; SAN MIGUEL et al., 1956; DE PEDRO, 1956; FEBREL et al., 1958; FUSTER y FEBREL, 1959; SAN MIGUEL et al., 1960; GARCIA DE FIGUEROLA, 1960; ARGÜELLES, 1960; SANCHEZ CELA, 1962; TINAO, 1966), que enlazan con los más recientes realizados, bien sobre amplios sectores (BARD et al., 1970) o bien sobre zonas más concretas del Sistema Central (FUSTER, MORA, 1970; MENDES et al., 1972; PEDRAZA, 1973; PEINADO, 1973; CASQUET, 1973; APARICIO et al., 1973; FUSTER et al., 1974). Referencias al sector aquí tratado aparecen en BARD et al. (1971) y CAPDEVILA et al. (1973).

Del resumen de todos ellos se deduce una variabilidad petrológica que dichos granitoides presentan desde términos cuarzo-dioríticos hasta granitos.

2. LITOLOGIA

Como en toda asociación plutónica, existen, junto a los materiales masivos, diversos tipos de inclusiones y de rocas filonianas asociadas. Dentro de los materiales masivos se han establecido diversos grupos, como se ve en el Cuadro I, donde están representados modalmente un total de 79 rocas del Sistema Central; de él se deduce que la mayor abundancia (para el sector estudiado) se refleja en el campo de las adamellitas, y en menor proporción granodioritas, granitos, tonalitas, cuarzo-dioritas (fig. 1). A su vez, cada uno de estos tipos presenta subdivisiones leuco-mela según el contenido en elementos máficos. Para su clasificación se han utilizado las normas de la I. U. G. S. (1973), con la única modificación de situar las adamellitas en el campo de los granitos B. Cartográficamente se ha representado otro tipo de subdivisiones, basándose en caracteres texturales y estructurales.

Los contactos granitoides-rocas metamórficas presentan caracteres variables dentro incluso del mismo macizo; son frecuentes los pasos más o menos transicionales o bien claramente discordantes y netos o pasos rápidos con generación de facies intermedias migmatíticas. Los tipos estructurales migmatíticos dependientes de estas interacciones son muy variadas; las facies más frecuentes corresponden a texturas nebulíticas, si bien en zonas de borde los contactos se manifiestan a grandes rasgos concordantes con las estructuras metamórficas, predominando los tipos arteríticos. Texturas oftalmíticas se encuentran en zonas de fuerte feldespatización, normalmente relacionadas con la presencia de zonas aplítico-pegmatíticas o masas leucocráticas de cuarzo-feldespato.

Es frecuente la presencia de facies graníticas de grano fino o de carácter pegmatítico penetrando en forma de filones y de diques concordantes y discordantes con la estructura de la roca caja, además de los bordes de enfriamiento de los materiales graníticos. Los contactos modifican el grado de cristalización de los granitoides, presentando facies de carácter porfídico o bien texturas aplíticas.

CUADRO I

	Número de muestra									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Q	23,38	30,64	30,73	19,05	34,94	31,15	24,75	39,58	37,19	40,32
FK	36,04	19,57	20,21	14,49	35,89	42,00	2,10	14,90	27,22	23,88
Pl	31,10	37,59	36,13	47,19	26,30	21,34	51,98	32,21	26,63	29,83
Bi	8,80	10,96	10,70	18,54	1,61	5,45	20,68	12,77	5,62	5,60
Mo	—	—	—	—	1,05	—	—	—	1,06	—
Cord	—	—	—	—	—	—	—	—	2,05	—
Anf	0,19	1,05	1,93	—	—	—	—	—	—	—
Ser	—	—	—	0,48	—	—	0,04	—	—	—
Cl	0,27	0,16	0,27	0,22	0,18	0,03	0,09	0,47	0,20	0,19
Mo(s)	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	0,14
Ap	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Op	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Esf	—	—	—	—	—	—	0,83	—	—	—
Allan	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Epid	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granate	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Turm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sill	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ad	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

CUADRO I (continuación)

	Número de muestra									
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Q	33,99	29,83	25,27	32,53	37,89	18,78	30,15	34,87	33,51	25,09
FK	13,08	29,99	27,42	33,59	36,97	12,79	12,71	24,00	30,05	9,73
Pl	42,51	32,53	35,12	32,00	22,50	49,63	38,77	26,75	28,06	45,78
Bi	7,24	2,92	11,88	1,37	2,09	18,46	17,63	14,16	7,77	18,42
Mo	0,55	4,57	0,20	0,16	0,53	—	0,49	—	0,19	—
Cord	2,38	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Anf	—	—	—	—	—	0,09	—	—	—	—
Ser	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	0,32	—	0,29	0,22	0,19	0,08	0,14
Mo(s)	0,23	0,12	—	—	—	—	—	—	0,30	—
Ap	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—
Op	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,81
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Esf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Allan	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Epid	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granate	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Turm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sill	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ad	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

CUADRO I (continuación)

18

	Número de muestra									
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Q	31,52	22,66	8,15	23,47	25,79	28,02	28,65	29,72	34,55	23,43
FK	23,85	46,01	—	18,76	9,40	52,64	23,70	24,94	28,02	31,66
Pl	40,27	21,36	44,97	37,37	45,78	10,83	35,47	32,08	27,64	38,03
Bi	2,71	9,83	14,77	20,31	17,31	7,99	11,96	13,15	9,62	6,70
Mo	0,89	—	—	—	1,58	—	—	—	—	0,10
Cord	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Anf	—	—	31,85	—	—	—	—	—	—	—
Ser	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0,54	0,08	—	0,07	0,11	0,48	0,08	0,08	0,15	—
Mo(s)	0,19	—	—	—	—	—	0,10	—	—	—
Ap	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—
Op	—	—	0,18	—	—	0,02	—	—	—	—
Zr	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	0,07
Esf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Allan	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Epid	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granate	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Turm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sill	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ad	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

CUADRO I (continuación)

	Número de muestra									
	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Q	35,11	32,24	17,51	35,95	21,73	26,85	27,13	33,50	32,88	26,52
FK	22,49	25,71	25,81	43,67	23,01	18,78	24,37	23,24	17,83	12,34
Pl	30,87	39,10	42,83	15,51	50,48	36,37	37,16	29,57	38,72	47,08
Bi	11,08	2,78	10,60	0,56	4,53	12,21	10,47	7,17	9,57	12,28
Mo	—	—	0,92	—	—	5,42	0,75	—	—	—
Cord	—	—	1,84	—	—	—	—	—	—	—
Anf	—	—	—	—	—	—	—	—	0,47	0,90
Ser	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0,43	0,13	0,46	4,17	0,21	0,23	0,06	6,24	0,50	0,73
Mo(s)	—	—	—	0,11	—	—	—	—	—	—
Ap	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—
Op	—	—	—	—	—	0,10	—	—	—	—
Zr	—	—	—	—	—	—	—	0,24	—	—
Esf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Allan	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Epid	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11
Granate	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Turm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sill	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ad	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

19

CUADRO I (continuación)

	Número de muestra									
	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
Q	33,70	33,66	45,97	33,90	30,16	30,05	29,21	37,12	39,04	28,44
FK	20,90	28,32	1,34	28,70	26,48	19,91	41,49	26,46	20,63	27,96
Pl	37,73	28,50	50,81	28,36	36,43	38,80	27,48	33,22	41,26	35,09
Bi	7,44	3,00	—	6,72	1,09	8,11	1,00	1,41	3,64	7,61
Mo	—	—	0,57	1,04	0,86	1,66	—	1,10	0,40	0,22
Cord	—	—	—	1,16	—	0,37	—	—	—	—
Anf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15
Ser	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0,20	3,31	—	0,08	4,95	0,66	0,65	0,14	—	0,40
Mo(s)	—	3,18	—	—	—	—	—	—	—	—
Ap	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Op	—	—	—	—	—	—	0,14	—	—	0,10
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Esf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Allan	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Epid	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granate	—	—	0,38	—	—	—	—	0,53	—	—
Turm	—	—	0,90	—	—	—	—	—	—	—
Sill	—	—	—	—	—	0,40	—	—	—	—
Ad	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

CUADRO I (continuación)

	Número de muestra									
	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
Q	27,34	34,50	26,42	29,04	33,36	28,22	32,80	34,10	37,06	38,31
FK	20,17	33,32	23,65	19,87	33,14	21,18	35,88	13,11	25,72	25,58
Pl	39,63	22,62	37,60	41,78	29,86	35,90	25,78	41,69	25,28	28,72
Bi	11,44	2,50	10,20	8,78	2,88	14,41	1,22	10,43	5,75	4,31
Mo	0,92	6,38	0,71	0,02	0,48	—	4,05	—	0,44	2,58
Cord	0,40	—	0,97	—	—	—	—	—	5,66	0,02
Anf	—	—	—	0,20	—	0,18	—	0,65	—	—
Ser	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	0,59	0,29	0,27	0,06	—	0,20	—	0,02	0,44
Mo(s)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ap	0,08	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—
Op	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Esf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Allan	—	—	—	—	—	0,09	—	—	—	—
Epid	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granate	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Turm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sill	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ad	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—

CUADRO I (continuación)

	Número de muestra									
	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
Q	35,90	30,96	32,90	35,32	37,11	32,34	20,82	19,39	25,35	24,35
FK	38,65	39,00	23,09	23,49	36,16	11,37	23,27	18,34	21,23	37,49
Pl	22,12	24,96	31,13	29,82	25,25	41,23	41,51	49,84	36,98	26,48
Bi	0,81	3,30	10,66	2,49	0,54	13,60	14,31	9,68	15,80	10,78
Mo	0,48	1,01	0,63	8,13	0,10	—	—	1,35	—	0,81
Cord	1,26	0,26	1,24	—	—	—	—	0,18	—	—
Anf	—	—	—	—	—	1,00	—	—	—	—
Ser	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ci	0,12	0,47	0,33	0,11	0,78	—	—	—	—	—
Mo(s)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ap	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Op	—	—	—	—	—	—	0,06	0,12	0,44	0,06
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Esf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Allan	—	—	—	—	—	0,37	—	—	—	—
Epid	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granate	0,63	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—
Turm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sill	—	—	—	—	—	—	—	0,72	—	—
Ad	—	—	—	0,60	—	—	—	0,36	—	—

CUADRO I (continuación)

	Número de muestra								
	71	72	73	74	75	76	77	78	79
Q	41,70	23,20	31,60	35,00	36,90	33,80	9,80	16,70	27,60
FK	18,40	21,20	23,20	27,50	6,70	37,20	2,20	32,80	3,80
Pl	31,30	45,30	36,00	33,40	43,10	25,80	64,90	42,30	35,90
Bi	8,10	8,70	7,20	0,40	12,70	2,70	16,20	6,90	3,50
Mo	—	—	1,00	2,70	—	—	—	—	—
Cord	—	—	0,30	—	—	—	—	—	—
Anf	—	—	—	—	—	—	6,10	—	—
Ser	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0,40	1,20	0,40	—	0,06	0,30	0,90	1,00	0,90
Mo(s)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ap	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Op	—	0,10	—	—	—	—	0,20	—	—
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Esf	—	—	—	—	0,30	—	—	—	—
Allan	—	—	—	—	—	—	—	0,10	0,06
Epid	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granate	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Turm	—	—	—	0,80	—	—	—	—	—
Sill	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ad	—	—	—	—	—	—	—	—	—

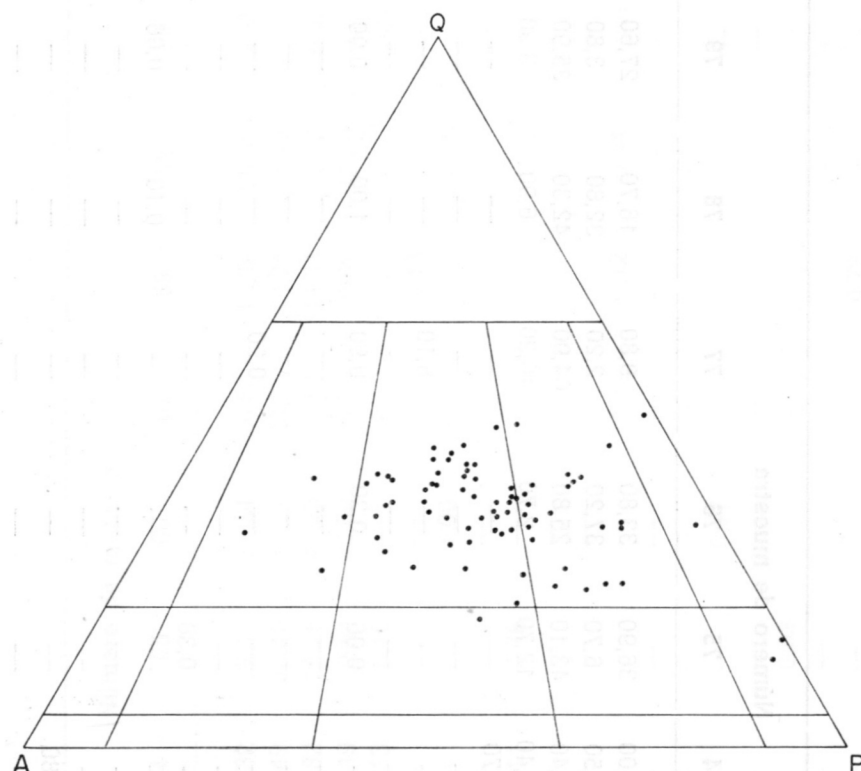


Fig. 1.—Triángulo Q-A-P de clasificación de rocas ígneas con la proyección de 79 análisis modales de rocas graníticas del Sistema Central.

Los principales tipos litológicos, de mayor o menor abundancia, son:

2.1. ADAMELLITAS

Ocupan la mayor extensión dentro del macizo granítico del Sistema Central, encontrándose en ocasiones términos granodioríticos asociados a ellas.

Dentro de la composición adamellítica, las variedades leuco y mela se corresponden con los índices de contenido en máficos. Los tipos estructurales adamellíticos están bien definidos; de la roca granuda con desarrollo heterogranular, pero sin fenocristales, se pasa insensiblemente a tipos porfídicos, en los que grandes cristales de feldespato crecen sobre



Fig. 2.—Concentración de enclaves metamórficos y microgranulares en adamellitas de Cebreros (Avila).

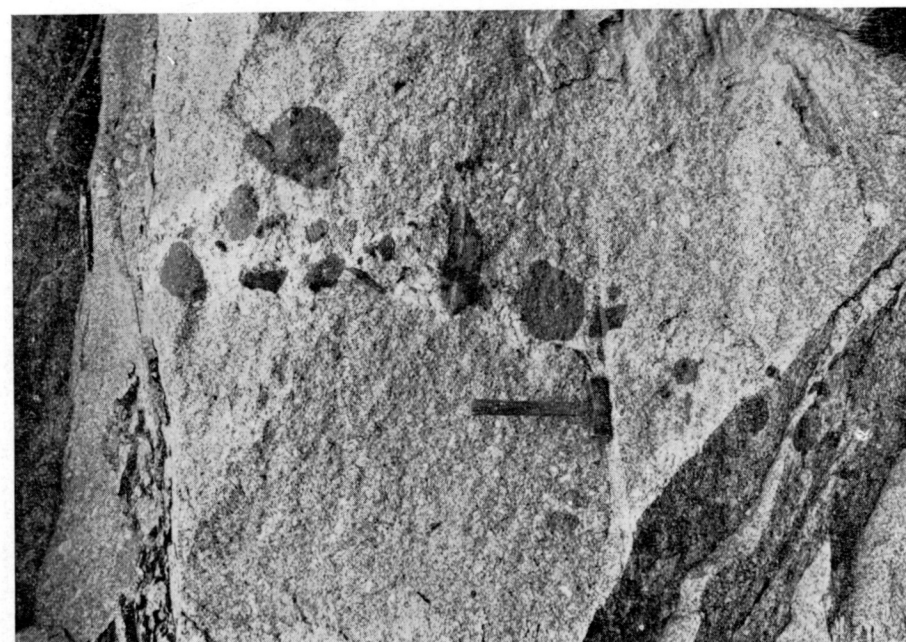


Fig. 3.—Agrupamiento de enclaves asociados a elementos leucocráticos en adamellitas del Pantano del Burguillo (Avila).



Fig. 4.—Enclaves microgranulares en adamellitas de Villacastín (Segovia).



Fig. 6.—Schlieren biotíticos en adamellitas de Villacastín.

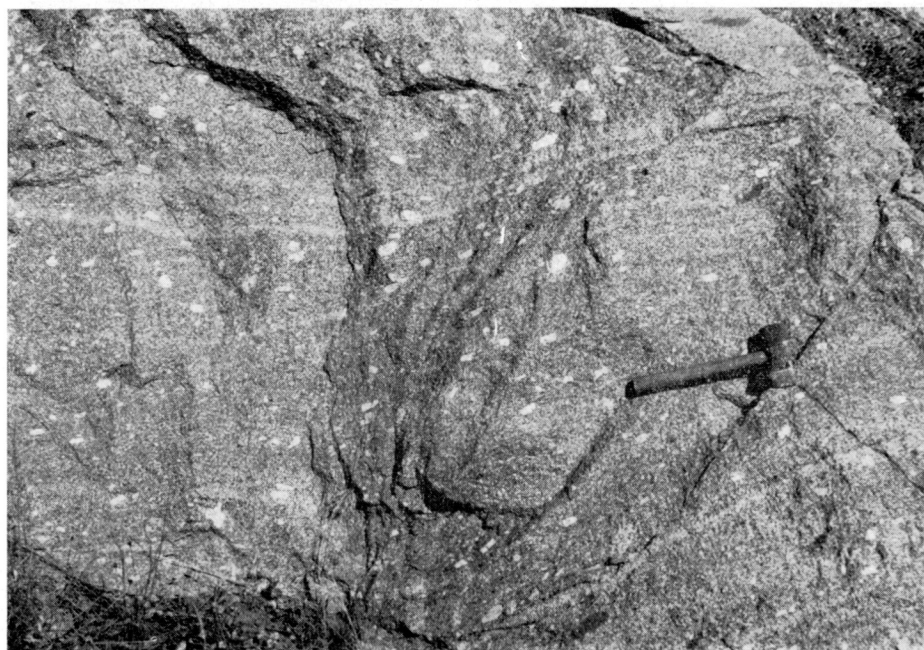


Fig. 5.—Schlieren originados por concentración de elementos leucocráticos. Cenicientos (Madrid).



Fig. 7.—Leucoadamellita porfídica con textura fluidal de Veneros Claros (Navalengua).

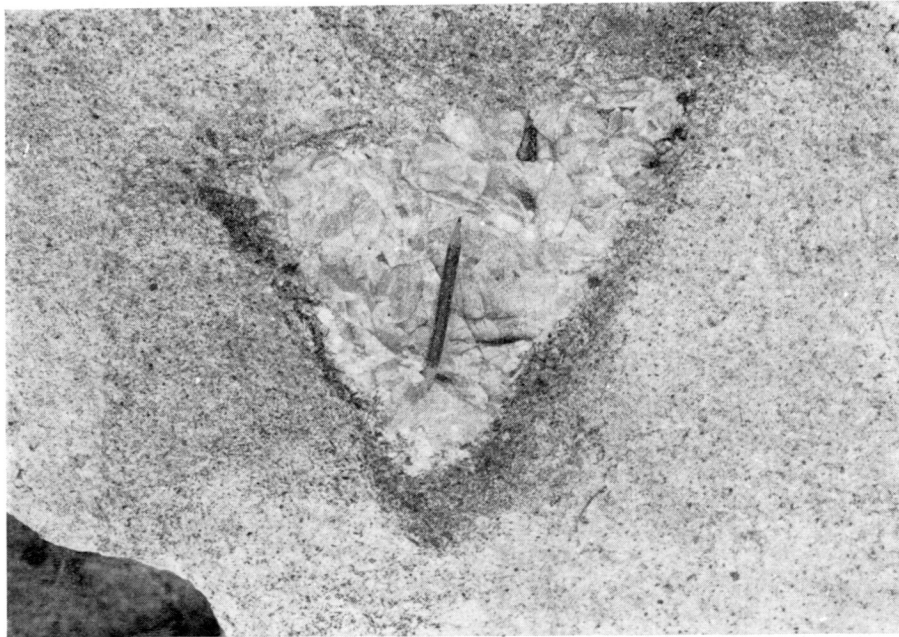


Fig. 8.—Cavidad miarolítica con borde biotítico en leucoadamellitas del Pantano de San Juan.



Fig. 9.—Aspecto macroscópico de las leucoadamellitas con «nidos» de biotita (Hoyo de Manzanares).

una textura granuda de tamaño medio. Los fenocristales presentan siempre carácter idiomorfo y su composición es variable, microclina y plagioclasa. Son frecuentes texturas FRASL, y su tamaño puede llegar a alcanzar los 15 cm. (facies porfídicas de la Paramera de Avila, del SE. del macizo metamórfico de El Escorial-Navas del Rey), aunque el término medio oscila entre 3 y 4 cm. En contraste con otras zonas de granitos porfídicos, las adamellitas porfídicas no presentan facies fluidales orientadas. La cantidad de fenocristales en las zonas porfídicas es variable, pudiendo aparecer relativamente espaciados, tomando en ese caso un carácter débilmente porfídico. En general, casi siempre se encuentra un paso insensible de las facies adamellíticas porfídicas a las no porfídicas, aunque la zona de pérdida de fenocristales puede ser más o menos extensa. Texturalmente presentan caracteres heterogranulares y subidiomorfos. La base mineralógica está constituida por cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita, menos frecuente moscovita, y como accesorios, apatito, zircón, opacos, esfena y allanita; minerales secundarios son clorita, moscovita, sericita, epidota, carbonatos, etc.

En estas rocas es muy frecuente la presencia de minerales metamórficos como andalucita, sillimanita y cordierita (tanto más frecuentes cuanto más pequeños y circunscritos son los macizos graníticos).

La hornblenda es menos frecuente y está asociada a bordes metamórficos de «estadios medios» o a zonas de frecuentes enclaves en continuidad estructural con el área metamórfica en la mayoría de los casos.

La homogeneidad estructural de las rocas adamellíticas se rompe con la presencia de frecuentes enclaves metamórficos o microdioríticos, enjambres («swarms») y «schlieren». Los primeros se presentan en gran proporción, encontrándose las máximas concentraciones asociadas a rocas metamórficas encajantes. Estructuralmente, estos bordes presentan, en general, su máxima dimensión orientada de acuerdo con la disposición del metamórfico.

Estos mismos enclaves, con dimensiones medias de 30-40 cm., se encuentran además con fuerte orientación inmersos en masas leucocráticas feldespáticas de bordes irregulares (figs. 2 y 3), cuya anchura es variable, pudiendo alcanzar 7-8 metros (fig. 4), aunque lo normal es de 0,5 a 1 m. El grado de cristalización del feldespato acompañante en el que están incluidos los enclaves es variable, pero en ocasiones está en grandes fenocristales orientados conforme a los propios enclaves.

En una gran parte, los «enjambres» van acompañados de estructuras en «schlieren» definidas por bandeados y concentraciones de máficos (biotita) de espesor variable y de elementos leucocráticos (fig. 5). En algún caso pueden sobrepasar espesores superiores a 10 metros.

Sus estructuras son variadas, con bandeados paralelos (fig. 6) y de tipo «slumping». La fuerte relación existente entre «schlieren» y «swarms» es, en conjunto, indicativo de fuerte movilidad magmática.

2.2. LEUCOAdamELLITAS

Se encuentran en dicha composición varios términos litológicos diferentes entre sí, en cuanto a estructura, extensión de afloramientos (véase mapa) y componentes accesorios.

Su mineralogía sustancial es similar a la ya descrita para las adamellitas, mostrando un menor contenido en máficos y adquiriendo, por lo tanto, el carácter leuco. Algunas de ellas presentan texturalmente, al igual que las adamellitas, facies porfídicas, como las que se encuentran en un pequeño afloramiento situado al este de Navaluenga, incluido dentro de adamellitas porfídicas y destacando sobre éstas por la gran abundancia de fenocristales con hábitos alargados y dimensión media de 4×1 cm., que dejan muy poco espaciado para el desarrollo de la matriz, manifestando una textura fluidal muy acusada con direcciones variables (fig. 7).

Además, existen variedades de grano grueso (superiores a 5 mm.) que quedan restringidas al macizo de La Pedriza (alrededores de Manzanares el Real), con texturas equigranulares, estando el feldespato potásico sólo en forma de microclina. Existen tipos microporfídicos que son exclusivos de esta composición y corresponden a rocas con fenocristales que no sobrepasan las dimensiones de $1 \times 0,5$ cm., y que destacan sobre una matriz de grano más fino y de color oscuro. Estas facies quedan circunscritas a pequeños macizos aflorantes en las inmediaciones del Pantano de San Juan (siendo típica de estas rocas la existencia de cavidades miarolíticas [figura 8]). Las relaciones de contacto de estas facies microporfídicas con las adamellitas de grano medio muestran un carácter intrusivo de las primeras sobre estas últimas, penetrando en pequeños núcleos.

Otras rocas de tipo leucoadamellítico constituyen el Macizo de La Cabrera. De textura homogénea, con máficos espaciados entre los cuales el feldespato toma un color rosado característico. Su tamaño de grano es medio.

Por último, hay tipos de grano fino que aparecen distribuidos en pequeños macizos; en algunos puntos se observa su carácter intrusivo (como al oeste de Hoyo de Pinares, alrededores del Pantano de San Juan, etc.); en otros los contactos son graduales con respecto a la roca que los contiene (afloramientos de Hoyo de Manzanares, etc.). Como carácter mine-

ralógico distintivo está el hecho de la presencia de granates, muy abundantes en esta facies; la andalucita es también frecuente.

Un caso especial de leucoadamellitas de grano fino lo constituyen las rocas con textura en «nidos» y en «nódulos». Los primeros corresponden a concentraciones micáceas, en las que existe una cristalización conjunta de moscovita y biotita en placas, que a simple vista se manifiesta como manchas de varios centímetros de espesor de color oscuro sobre el fondo claro de la roca (figs. 9 y 10). Facies de este tipo aparecen en los alrededores de Hoyo de Manzanares, al SE. de San Martín de Valdeiglesias, en Zarzuela del Pinar, etc. Los «nódulos», de color gris oscuro, están constituidos por cordierita (fig. 11), de mayor tamaño que los nidos de biotita, pudiendo alcanzar los 15 cm.; sus afloramientos se localizan dentro del Macizo de La Cabrera, en los alrededores de Bustarviejo y Miraflores, llevando también asociados abundantes granates.

Facies leucoadamellíticas de distinta naturaleza a las anteriores se originan en las zonas de contacto de rocas adamellíticas con facies esquistosas en los pequeños afloramientos graníticos al norte de Lastras de Cuéllar.

2.3. GRANODIORITAS

Constituyen un tipo de rocas relativamente abundantes dentro del Sistema Central, distinguiéndose en cuanto a su estructura dos grupos bien diferenciados, uno de ellos con foliación y otro sin ella. El primero queda circunscrito al borde SW. de la zona de estudio, en un área limitada al sur de los macizos metamórficos de El Escorial y de Cebreros, en contacto con las facies sedimentarias fundamentalmente terciarias, que las limitan al Sur.

La foliación viene definida por las micas (biotita), que están orientadas según las direcciones resultantes de la roca metamórfica de borde. Es frecuente observar, en los cristales de plagioclasa más antiguos, texturas de deformación y curvatura generalizada de planos de macia. Estas rocas pueden tomar carácter porfídico, en cuyo caso los fenocristales adquieren una cierta lineación concordante con la foliación. El tamaño de los fenocristales se encuentra dentro de las mismas dimensiones dadas para las adamellitas porfídicas, con valores normales de 4-5 cm., aunque se encuentran tamaños de 15 cm. en las granodioritas foliadas de Sierra Almenara (fig. 12).

El paso a las rocas adamellíticas es siempre gradual, siendo delimitado el paso por una pérdida sucesiva de biotitas con cambio de foliación en

lineación y aumento del contenido en microclina, quedando transformada la roca en la facies adamellítica típica.

Característica importante de estas facies es su distribución junto a macizos metamórficos en un triángulo comprendido entre las zonas sur de los macizos metamórficos de El Escorial, Cebreros y el de San Vicente y los pequeños afloramientos de la Sierra del Valle, Sierra de Almenara, etcétera, conteniendo siempre gran cantidad de macroenclaves de centenares de metros.

Detalle característico es la relación de este tipo de rocas foliadas con rocas metamórficas de carácter esquistoso, aunque estos últimos están en contacto también con facies isótropas de granitoides.

Aunque la mineralogía base es similar a las adamellititas, existen variaciones notables en sus proporciones por su mayor contenido en plagioclasa y biotita, sobre todo en esta última. Del resto de minerales únicamente la hornblenda verde muestra una más amplia distribución que en otras facies.

Los enclaves de rocas metamórficas son abundantes dentro de ellas, y es siempre posible observar la total concordancia entre la orientación de la roca metamórfica y la orientación del enclave, ambos en concordancia estructural con la foliación de la roca granodiorítica (fig. 13).

Facies más ácidas de grano fino intruyendo en escasos puntos sobre las facies foliadas presentan también el carácter foliado (Puerto de Casillas).

Las granodioritas masivas son más escasas y quedan reducidas a la parte Sur del afloramiento granítico de Santa María de Nieva (al norte del Sistema Central), y a apariciones restringidas en el seno de las adamellititas. Las primeras son de grano muy grueso y de carácter porfídico, en general muy alteradas, directamente en contacto con un granito fino y un metamórfico de estadio bajo, tienen enclaves metamórficos y microgranulares.

Los términos de leucogranodioritas, con relativa escasez de elementos máficos, afloran en dos pequeños macizos, situados uno de ellos al norte del Pantano de San Juan y el otro al este de Cadalso de los Vidrios. Su textura es de grano medio y aparecen incluidos dentro de las facies adamelliticas. No presentan moscovita.

2.4. GRANITOS

El afloramiento más importante se corresponde con las facies mixtas de Peguerinos (véase mapa). En realidad se trata de una facies compleja

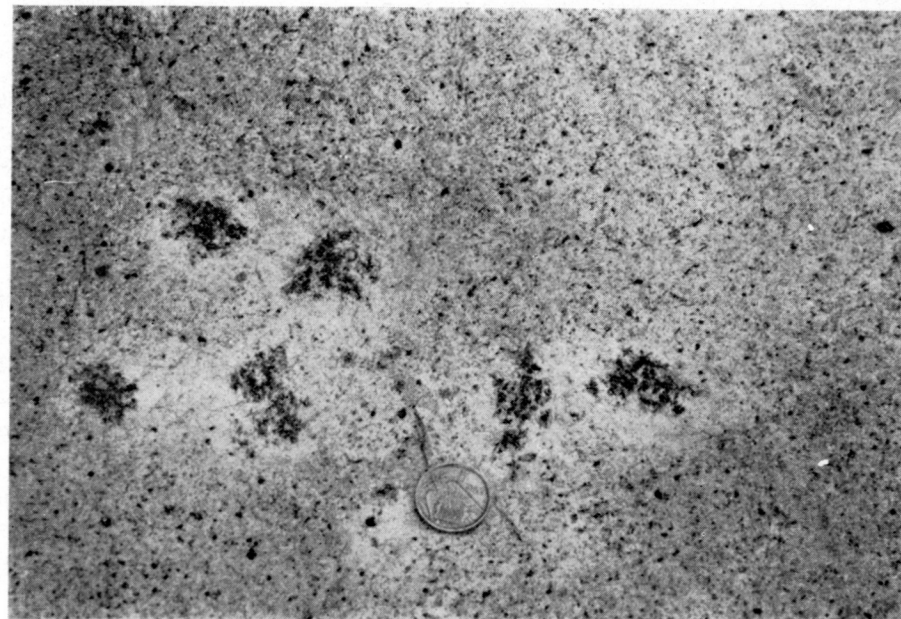


Fig. 10.—Detalle de los nidos micáceos con envuelta feldespática en leucoadamellititas de Peña Alonso (Hoyo de Manzanares).



Fig. 11.—Nódulos cordieríticos en leucoadamellititas de Bustarviejo.



Fig. 12.—Fenocristales de feldespato potásico en granodioritas porfídicas foliadas de Sierra Almenara (Navas del Rey).



Fig. 13.—Enclave metamórfico concordante con la foliación de la granodiorita foliada del Puerto de Casillas.

de grano grueso o muy grueso en contacto con gneises glandulares y cuya composición es variable, normalmente granítica, aunque pueden contener leucoadamellitas y leucogranodioritas. Son muy raros los enclaves y frecuentes los diques aplíticos y pegmatíticos; más raras son las facies porfídicas, que aparecen muy localmente.

Facies más homogéneas están constituidas por los granitos de grano grueso situados al este de Cebreros, con mineralogía similar, aunque conteniendo algo de moscovita. Sobre esta roca aparecen intrusiones de multitud de filones y pequeños macizos de rocas leucoadamellíticas de grano fino, dando unas facies múltiples en las que se observa claramente el carácter intrusivo de los granitos finos de carácter aplítico.

Las rocas más ricas en microclina, hasta ahora encontradas, se corresponden con los granitos finos foliados que aparecen en la Sierra del Valle (Puerto de Casillas), ya citados anteriormente. Se trata de un pequeño afloramiento de rocas graníticas con foliación bastante bien desarrollada y que es totalmente concordante con la foliación de las granodioritas foliadas que la incluyen. La mineralogía es la típica de las rocas graníticas.

2.5. CUARZODIORITAS

Dos son los afloramientos cartografiables de rocas cuarzodioríticas dentro del sector estudiado, y aun dentro de ellas hay notables diferencias en los porcentajes de minerales.

El afloramiento situado al oeste de San Martín de Valdeiglesias contiene plagioclase cálcica y hornblenda como minerales fundamentales, cuarzo y biotita en menor cantidad y opacos y apatito como accesorios. Es una roca de carácter máfico, microporfídica, que presentan direcciones de afloramiento N.-S. concordantes con la estructura de las rocas metamórficas del borde del macizo de Cebreros y a su vez coincidente con los macroenclaves de rocas metamórficas esquistosas que quedan incluidas en las granodioritas foliadas. Morfológicamente presentan alternancia de zonas hundidas (básicas) y levantadas (ácidas), producto de erosión diferencial sobre la roca (costillares).

El otro núcleo de rocas básicas está formado por el pequeño macizo diorítico-granodiorítico de La Ventosilla (borde oriental de la zona estudiada). Este afloramiento está totalmente rodeado por rocas metamórficas, fundamentalmente gneises laminares y cuarcitas con sillimanita y cubierto en parte por materiales sedimentarios (margas y calizas). Presenta una débil zonación, con zonas más anfibólicas en los bordes y de carácter más granodiorítico en el núcleo. Mineralógicamente presenta cuarzo, plagioclase, biotita, anfíbol (hornblenda), como fundamentales, y

como accesorios pueden presentarse microclina, opacos; sin embargo, en los términos granodioríticos desaparece totalmente el anfíbol, teniendo un débil enriquecimiento en microclina.

Son numerosos los microenclaves de tamaño reducido de 2-3 cm. y un máximo de 7 cm. Estructuralmente también presenta costillares (como en el macizo anterior) según la dirección del diaclasado.

Un tercer afloramiento de rocas cuarzodioríticas ha sido citado por FUSTER y MORA (1970) como intrusivo en el macizo metamórfico de La Cañada-Cebreros. Se trata de rocas con cuarzo, plagioclase, feldespato potásico, biotita, hornblenda, opacos.

Otros pequeños núcleos de dimensiones métricas de rocas dioríticas aparecen situados al norte del macizo metamórfico de El Escorial, incluidos en adamellitas.

2.6. TONALITAS

Son rocas muy escasas y aparecen puntualmente en afloramientos no cartografiados. Su composición es sencilla, con cuarzo y plagioclase como fundamentales; microclina, granates y micas como accesorios. Pueden presentar texturas de fluidez. Por la composición de la plagioclase (oligoclases) corresponden a tipos trondjemíticos. Aparecen distribuidas uniformemente por toda la extensión del macizo granítico.

2.7. SIENITAS

Al igual que las tonalitas, se presentan en afloramientos con carácter muy puntual (a excepción de las rocas que presentan fenómenos de sienitización por cataclasis). Corresponden a rocas desprovistas de cuarzo, con microclina, plagioclase, anfíbol y esfena abundante. No se han observado «in situ» afloramientos, pero la mayor abundancia de cantos sieníticos encontrados aparecen en relación directa con afloramientos de rocas metamórficas de composición carbonatada (mármoles) en la zona de Colmenar Viejo. Aunque no se han encontrado otros afloramientos, no se elimina la posibilidad de su existencia en otros puntos del Sistema Central.

3. MINERALOGIA

La existencia de cuarzo, plagioclase, feldespato potásico y micas como componentes fundamentales de la casi totalidad de las rocas graníticas aquí descritas obliga a su descripción en función de la roca-huésped, señalando su variabilidad en relación con la extensión de la zona estudiada.

Especial mención se hace a aquellos minerales constituyentes de series (plagioclases, anfíboles) que definen de forma más precisa la evolución petrogenética de los granitoides.

El desarrollo del estudio mineralógico se basa fundamentalmente en minerales que por su variedad composicional o bien por sus áreas restringidas de aparición en relación con zonas metamórficas lleva implícito caracteres genéticos.

El tratamiento conjunto realizado para cordierita y silicoaluminatos es consecuencia de las relaciones especiales determinadas entre ellos. Grupos de minerales accesorios se incluyen de acuerdo con las especiales características de distribución y asociación con tipos litológicos definidos.

3.1. CUARZO

Se han reconocido varias generaciones de este mineral. Una primera subredondeada, incluida en plagioclase y volumétricamente muy pequeña, probablemente cuarzo de alta temperatura.

Cuarzo «drop» es también bastante frecuente, pero siempre restringido a rocas de tipo leucoadamellítico de grano fino, de tendencia micropegmatítica. Estas gotas cuarcíferas se disponen concéntricamente en los bordes de cristales de plagioclase y perforando a los feldespatos potásicos.

El cuarzo volumétricamente más importante es el intersticial en los feldespatos, carácter que junto a su bajo grado de idiomorfismo y heterogranularidad parece indicar que fue uno de los minerales que cristalizó en último lugar coetáneamente con el feldespato potásico, con el que intercrece en algunas ocasiones. No obstante, puede aparecer con carácter subidiomorfo poiquilítico de plagioclase y biotita, anterior en la secuencia de cristalización al feldespato potásico, que lo incluye parcialmente, en adamellititas y leucoadamellititas.

Este tipo de cuarzo presenta también texturas en microacumulados. Son zonas de la roca en que el cuarzo, con hábito subredondeado, se concentra con texturas en mosaico, bien solo o bien con sericita intersticial. En el primer caso se correlacionan bien con algunas de las pequeñas áreas «tonalíticas» descritas, en donde coexisten igualmente con microacumulados plagioclásicos. Los que presentan sericita intersticial parecen restringirse a los términos leucoadamelitíticos de grano fino y recuerdan, en parte, a las texturas presentes en los núcleos de los nódulos cordieríticos del plutón de La Cabrera.

En los términos finales de la serie evolutiva, de naturaleza leucoadamelitítica-micropegmatíticos, es frecuente el cuarzo en textura gráfica, que puede ser de dos tipos: crecimientos entre cuarzo y feldespato potásico (figura 14) y entre cuarzo y plagioclase. Son más abundantes las del primer tipo, siendo en el sector más oriental del área de estudio (stock de La Cabrera) donde son más frecuentes, dándose en el resto de manera dispersa.

Por último, se encuentra un cuarzo tardío que ocupa las áreas corroídas en los núcleos de plagioclase de alta basicidad e intenso zonado oscilatorio, y que más raramente corroe al feldespato potásico («net like»).

3.2. FELDESPATO POTÁSICO

A pesar de la ausencia de determinaciones de triclinicidad, el feldespato potásico de la mayoría de las rocas graníticas presenta macla en enrejado de manera irregular, sobreimpuesta a maclados según ley de Carlsbald. Esto hace sospechar una posible inversión del mismo. Aunque la mayor parte de las maclas son de dos individuos, según la ley de Carlsbald, esporádicamente aparecen cristales maclados de cuatro individuos, probablemente según ley de Baveno (fig. 15). De manera excepcional, la leucoadamellitita de grano grueso de la Pedriza de Manzanares presenta grandes cristales subidiomorfos de microclina con macla en enrejado generalizada, estando ausente los otros tipos. Es de sospechar, por tanto, que en estas rocas el estado de ordenación del feldespato sea primario.



Fig. 14.—Texturas gráficas en feldespato pertítico. N II-X10 4862 ILM.

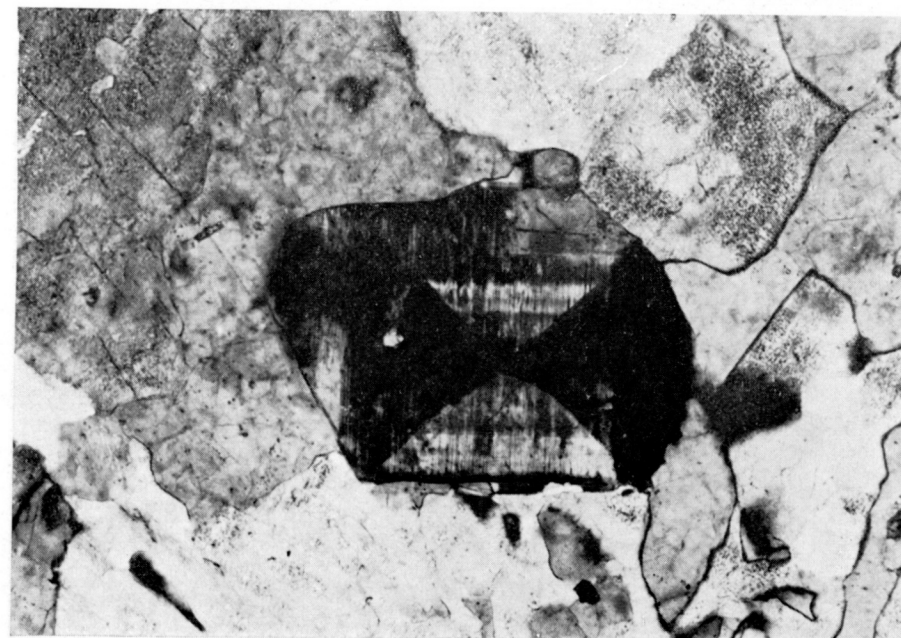


Fig. 15.—Maclación múltiple de Baveno en cristal de microclina. NX-X25 54529 ILM.

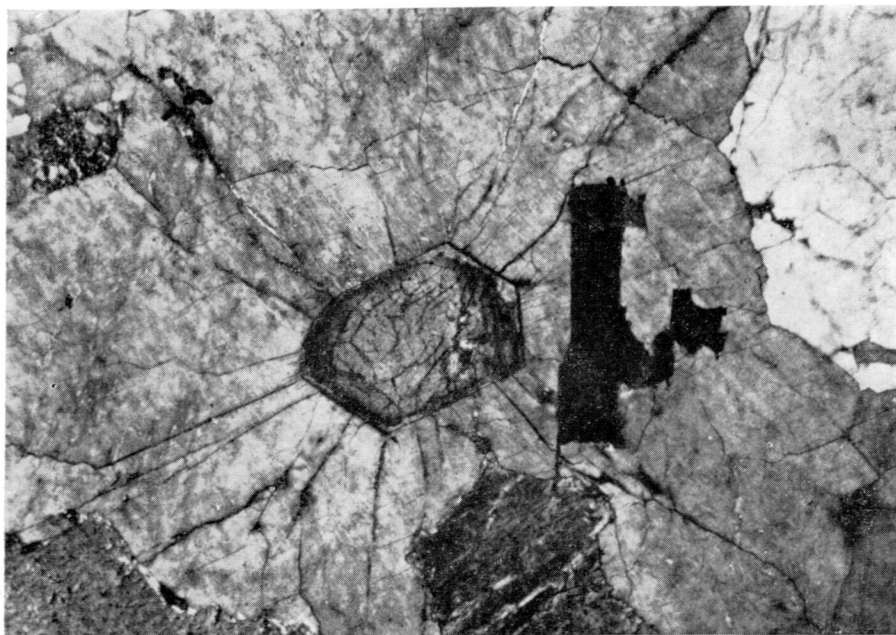


Fig. 16.—Cristal de allanita incluido en feldespato potásico.
NX-X10 8175 ILM.

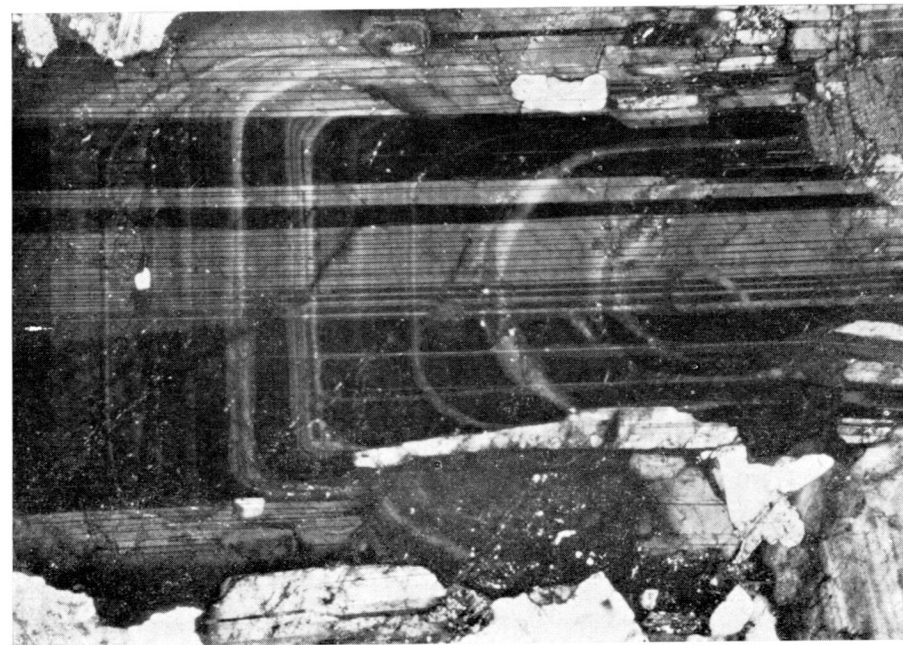


Fig. 18.—Cristal de plagioclase con zonado oscilatorio.
NX-X10 35456 ILM.

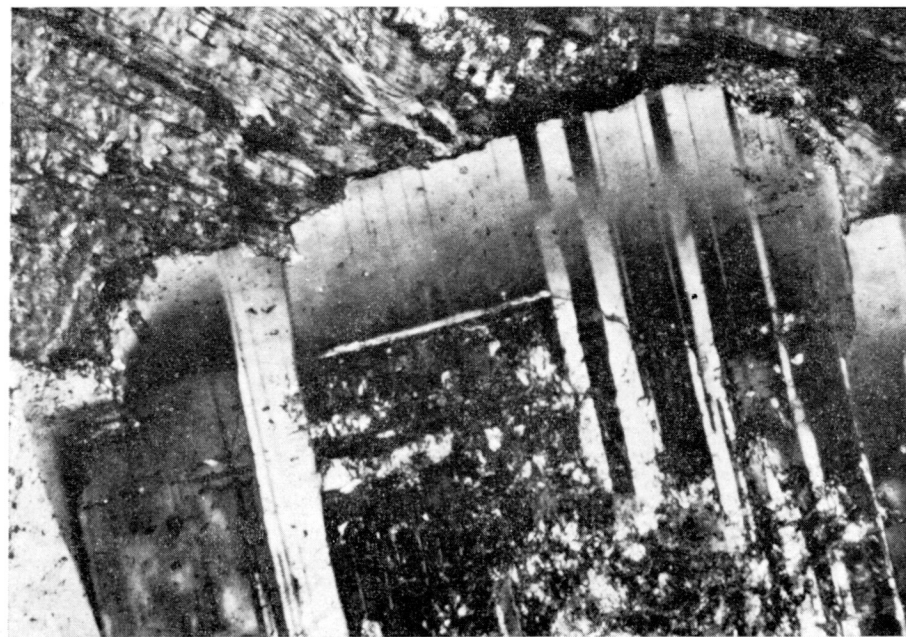


Fig. 17.—Borde de plagioclase con fenómenos de inversión.
NX-X40 35029 ILM.

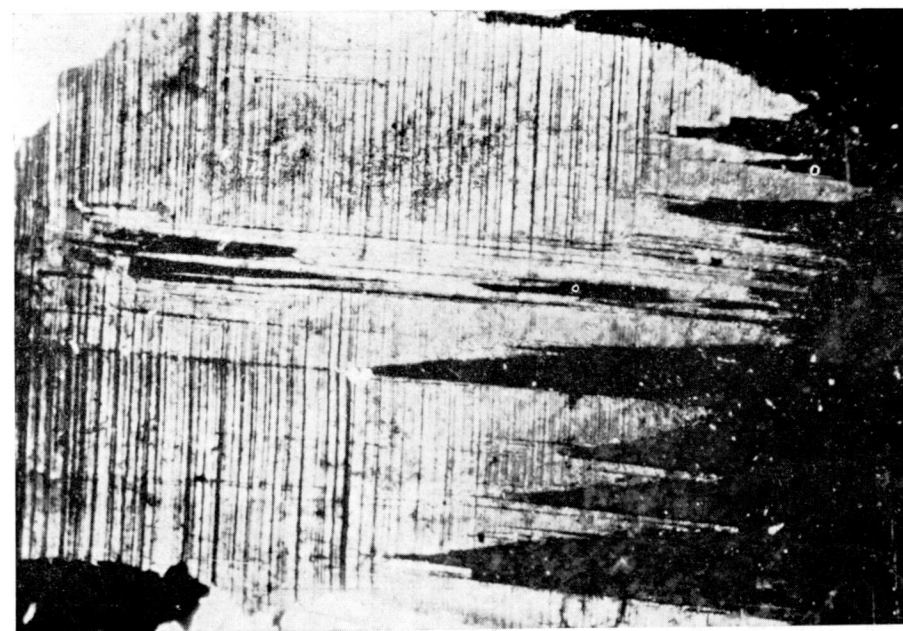
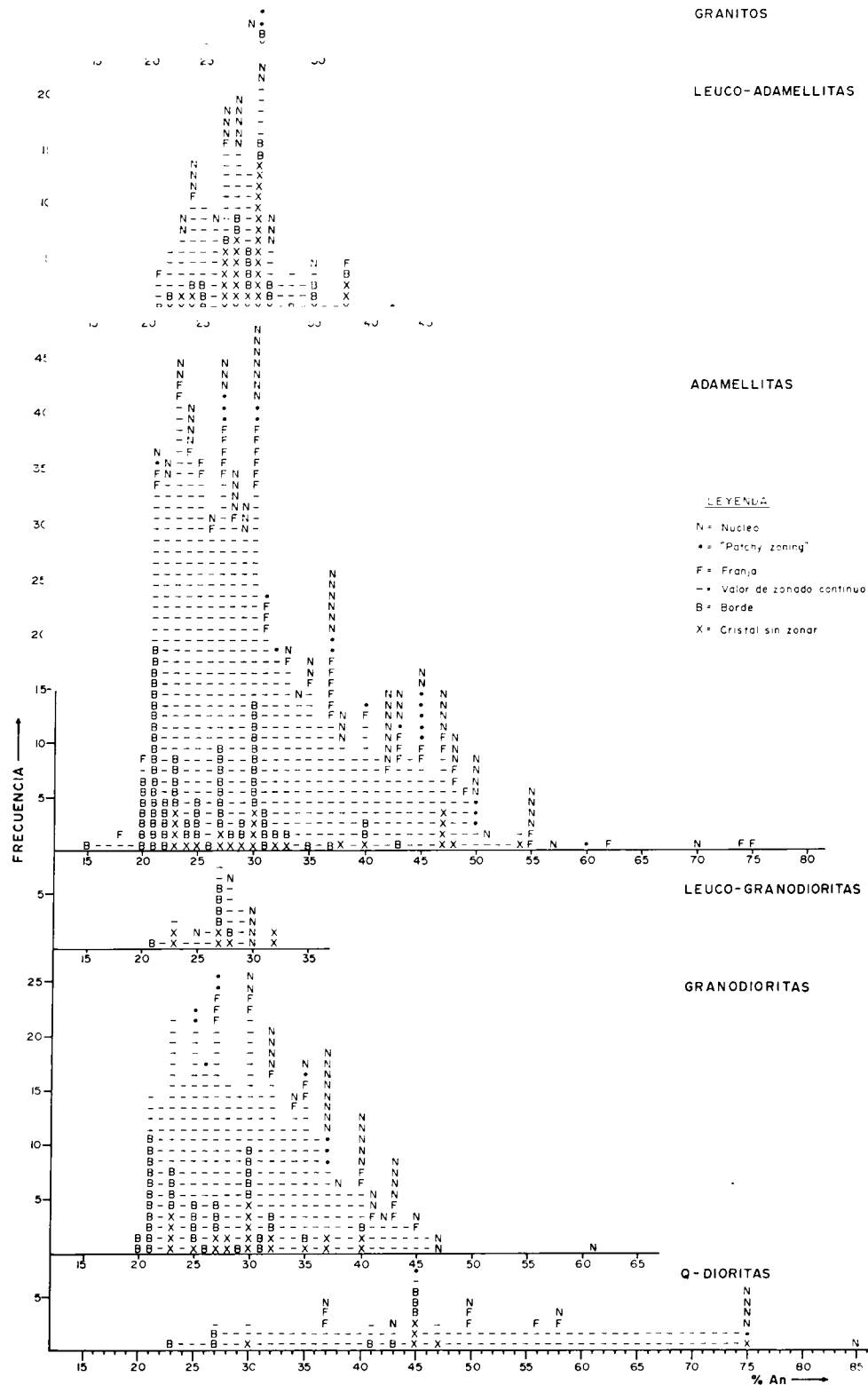


Fig. 19.—Maclas de deformación en «dientes de sierra» en cristal de plagioclase. NX-X10 45172 ILM.



La abundancia del feldespato potásico es progresiva desde cuarzodioritas hasta los términos más ácidos. Su desaparición no solamente lleva a términos cuarzodioríticos (como los de San Martín de Valdeiglesias y La Ventosilla), sino a la aparición de pequeñas áreas de naturaleza tonalítica, debidas a fenómenos de diferenciación final del magma granítico, en donde ha habido una separación de una fase rica en feldespato potásico y volátiles, que ha dejado un líquido residual de composición tonalítica.

El hábito del feldespato potásico suele ser alotriomorfo, y su tamaño, heterogranular.

Las formas más comunes de presentarse son: en cristales grandes subidiomorfos, en los términos adamellíticos porfídicos y granodioríticos porfídicos e intersticialmente. En el primer caso, el tamaño de cristalización, junto con la plagioclasa, es siempre el máximo de la roca. Su momento de cristalización es contemporáneo o un poco tardío, con respecto a los estadios intermedios de las plagioclasas muy zonadas. La forma intersticial es, con mucho, la más abundante, y en muchas ocasiones incluye cristales de biotita (a veces con análoga orientación y corroídos), plagioclasas zonadas y excepcionalmente allanita metamáctica (fig. 16). El período de cristalización es, por tanto, final y posterior a todos los demás minerales, a excepción de momentos en que es coetáneo o ligeramente posterior al cuarzo fundamental. Hay, por tanto, dos generaciones de feldespato potásico.

Texturas de sustitución de plagioclasa por feldespato potásico son muy frecuentes, y suelen darse en áreas de alcalinización.

En casi todas las ocasiones los cristales de feldespato potásico presentan sistemas pertíticos, como los tipo «string» o «vein» y algunas «flame», todas en dos direcciones claras. Con menos frecuencia existen también «patchy». Pero las que se observan con mayor asiduidad son las «veinlets», que atraviesan las líneas de exfoliación y, a veces, se extienden a lo largo de ellas, ocupando los espacios definidos. Un caso extremo sería el de algunas pertitas que cruzan incluso los planos de exfoliación y son de mayor longitud que las anteriores, con las cuales coexisten. En resumen, todas las pertitas mantienen un fuerte control cristalográfico en su orientación, y suelen disponerse en sentido perpendicular al eje mayor de los cristales de feldespato potásico.

Generalmente, los productos de alteración a partir del feldespato potásico son de tipo sericítico. En alguna ocasión se desarrollan placas moscovíticas; pero, más frecuentemente, sirven como núcleo sobre el cual cristaliza la moscovita póstuma que existe en las rocas graníticas.

Fig. 20.—Relación contenido en Anortita de plagioclasas según los diferentes tipos de rocas graníticas.

3.3. PLAGIOCLASA

Inversamente a lo que ocurría en el feldespato potásico, la plagioclase va disminuyendo en su abundancia, desde los términos granodioríticos y cuarzdioríticos hasta los graníticos (fig. 1). Los pocos microacumulados que existen se reparten entre las rocas de mayor basicidad (granodioríticas y adamellititas porfídicas) y las áreas tonalíticas, en donde coexisten con los de naturaleza cuárcica, ya descritos anteriormente.

Con idéntico sentido gradacional se va pasando desde un hábito idiomorfo a subidiomorfo hasta formas alotriomorfas en las rocas más ácidas, en las cuales aparecen también xenocristales de plagioclase con un fuerte zonado oscilatorio irregular y núcleos corroídos, que llevan, en ocasiones, inclusiones de anfíbol y biotita (p. e., el plutón de La Cabrera). Pueden ser consecuencia de un arrastre de las rocas primeras en cristalizar (granodioritas y adamellititas porfídicas) por parte de los últimos diferenciados graníticos. El tamaño de los cristales es mayor en las rocas granodioríticas y adamelliticas, en donde aparece con carácter de fenocristal.

Buena parte del carácter alotriomorfo indicado se lo da la aparición de un borde albitico de carácter blástico que se desarrolla sobre cristales de plagioclase. Posteriormente, y como resultado de reacciones sinatécticas, se generan en dichos bordes fenómenos mirmequíticos e inversiones de maclado y/o de zonado.

La inversión de maclado y zonado (fig. 17) es muy frecuente, sobre todo en los términos adamelliticos intermedios, en donde no es raro que, simultáneamente, existan mirmequitas. Casos semejantes han sido descritos ya por otros autores; entre ellos, DRESCHER-KADEN (1948), que da dos estadios para su génesis: 1) Ab, que se exsuelve del cristal de ortosa contiguo, creciendo junto a cuarzo recrystalizado, dando origen a mirmequitas; 2) esfuerzos finales, que dan como consecuencia maclados secundarios. En nuestra opinión los bordes con inversiones y mirmequitizados son producto de reacciones sinatécticas marginales entre los cristales de plagioclase paleosomáticos y el feldespato potásico.

La zonación inversa del borde que fluctúa entre An 21, en la zona más interna, y An 30, en el límite exterior, puede explicarse como resultado de un aumento de P_{H_2O} que hace descender las líneas sólido-líquido del sistema Ab-An, haciendo cristalizar una plagioclase más cálcica que la anterior y dando paso a la aparición de dicho zonado. Este aumento de P_{H_2O} estaría producido por la concentración progresiva de fase de volátiles durante el proceso de diferenciación, y que comienza a manifestarse en

los momentos de cristalización de las adamellititas, que, como veremos más adelante, son las que mayores desequilibrios físico-químicos han sufrido, en comparación con los otros términos graníticos.

Es frecuente que en todos estos bordes de reacción queden encerrados granos de cuarzo «drop» corroídos y parcialmente asimilados.

El maclado de las plagioclases es polisintético, con ley dominante de albita, dándose el caso particular de las cuarzdioritas de La Ventosilla, que exhiben un maclado muy apretado entre todos sus individuos. Igual ocurre con las granodioritas anfibólicas de Cardeñosa (Avila) y en otras áreas con anfíbol del Sistema Central. Parece concluirse, por tanto, que cuanto mayor es la basicidad de la roca más intenso es su maclado polisintético.

El zonado es una característica primordial de todas las plagioclases, sea cual sea la composición de la roca granítica. Dentro de él se han distinguido cuatro términos: oscilatorio irregular intenso, oscilatorio irregular (fig. 18), no oscilatorio y sin zonar. Los dos primeros son casi privativos de las rocas granodioríticas y adamelliticas. A medida que se avanza en el proceso de diferenciación comienzan a aparecer los otros dos, encontrándose puntos en que se hibridan casi todos los zonados. En las rocas aplíticas, las plagioclases se presentan no zonadas.

Los «patchy zoning» son frecuentes. Se localizan en los zonados oscilatorios irregulares, y son indicativo de reabsorción de núcleos básicos cuando éstos se hacen inestables en las nuevas condiciones físico-químicas que surgen al avanzar la cristalización.

Aparece algún zonado oscilatorio irregular en los xenocristales de plagioclase dentro de los términos ácidos, tipo leucoadamellititas. Como ya se comentó anteriormente, parece que es debido a fenómenos de arrastre.

Interesante es también hacer notar la coexistencia de plagioclases no zonadas, o con débil zonado, con plagioclases fuertemente zonadas irregularmente. Algunas dataciones relativas ópticas que se han realizado sobre ellas (Capítulo 8) han confirmado que las primeras son más modernas, lo que apoya la idea de que sean cristales de segunda generación coincidentes con los procesos de cristalización final que, en ocasiones, alcalinizan otras rocas graníticas formadas con anterioridad.

Los fenómenos de sinneusis son comunes en las plagioclases con zonación intensa, incluidas en los granitoides más básicos.

La pérdida de zonación es un hecho que se da en los granitos cataclásticos rosados, en donde, además, se genera abundante epidota como producto secundario de la transformación.

La plagioclase, junto a la biotita y el cuarzo, son los únicos minerales que presentan caracteres de haber sufrido procesos de deformación; así,

en algunos casos pueden observarse cristales kinkados, maclas de deformación (dientes de sierra, fig. 19) y curvados en los planos de macla.

Se encuentran, además, texturas gráficas y antipertíticas; las primeras no son muy comunes. Se manifiestan junto con las de cuarzo-feldespato potásico en los granitos micropegmatíticos. Las segundas no son privativas de ningún término, aunque tienden a aparecer con mayor frecuencia en los granitos s.s. y en las leucoadamellitas. Su naturaleza es microclínica y, más que producto de una desmezcla, parece que son procesos de reemplazamiento de plagioclasas por feldespato potásico. Esto viene apoyado por formas tipo «blebs», que en alguna ocasión son visibles.

Las inclusiones más normales que presentan los cristales de plagioclase son de biotita, anfíbol y cuarzo. Con carácter restringido están apatito y circón.

Los productos de alteración que se derivan de ella son sericitas (alguna vez moscovita), carbonatos y, en los tipos granodioríticos y adamellíticos básicos, clinozoisita.

COMPOSICION

Siguiendo los métodos de RITTMAN-CHUDABA, para la medición del contenido en An de las plagioclasas, se han analizado las distintas clases de cristales existentes (una media de cuatro por preparación). El conjunto de los valores obtenidos se ha proyectado en un diagrama binario de frecuencia-composición (fig. 20). En él se han representado, por separado, los diferentes tipos litológicos establecidos, situando las cuarzodioritas en la base y las rocas más ácidas en la parte superior. De la observación detallada del diagrama se pueden concluir los siguientes puntos: las rocas cuarzodioríticas se apartan del resto de las rocas graníticas, teniendo, además, un espectro más básico en su composición.

El rango de composición para todos los tipos va desde An 20 a An 75, excluyendo los bordes más albiticos finales, que rodean a los cristales paleosomáticos de plagioclase, cuya composición suele oscilar entre An 5 y An 12.

Todos los términos presentan un máximo muy acusado, a excepción de las adamellitas y cuarzodioritas, que exhiben una distribución bimodal. Estas modas tienen los valores siguientes: An 30 (moda principal en todos los términos); An 45 (primera moda de cuarzo-diorita y segunda de adamellita); An 75 (segunda moda de cuarzodiorita).

Además de los valores de las modas, los que se marcan como más distintivos son An 27, An 23 y An 37, respectivamente.

La segunda moda de las adamellitas (An 45) coincide con los términos

que tienen anfíbol y allanita, estando sus plagioclasas muy zonadas, con indicios claros de haber sufrido amplios y marcados cambios físico-químicos en los momentos de su cristalización. Según esto, podemos concluir que la existencia de anfíbol en las rocas graníticas del Sistema Central es un factor correlacionable con la aparición de una segunda moda más cálcica en las rocas adamellíticas y los contenidos más básicos (desde An 37 a An 61, que también llevan anfíbol) en las granodioritas.

A excepción de las cuarzodioritas, donde los núcleos se generan a An 75, todos los demás se hacen principalmente entre An 37 y An 50. Sólo en las rocas adamellíticas, y más ácidas, parece marcarse una segunda generación de núcleos entre An 24 y An 30. Esto corrobora la existencia de dos generaciones de plagioclasas, ya apuntada anteriormente, que puede coincidir con los dos máximos de cristalización que se manifiestan en el Capítulo VIII.

Los bordes de los cristales suelen tomar valores entre An 20-An 30, sobre los cuales existen los segundos bordes blásticos de tendencia más ácida y cuyas composiciones oscilan entre An 5 y An 15. Sólo en las leucoadamellitas se ve una ligera inversión entre bordes y núcleos, que se debe a la mayor cantidad de zonados inversos en comparación con los otros términos.

Los valores de las franjas de los zonados oscilatorios irregulares tienen una amplia dispersión en todo el rango composicional, lo que da idea de la complejidad de este tipo de zonado. Por otra parte, los cristales sin zonar oscilan entre An 22 y An 30, habiendo algunos de An 47, para las adamellitas anfibólicas.

Los «patchy zoning» también se manifiestan con un margen amplio de composición, coincidiendo sus valores, generalmente, con los de nuevos núcleos de recristalización y con las franjas principales de los zonados oscilatorios irregulares.

Los valores correspondientes a los zonados no oscilatorios comprenden un espectro muy grande, dándose mayoritariamente entre An 21 y An 35. Esto parece indicar que el equilibrio en la cristalización magmática fue adquiriendo mayor carácter conforme alcanzaba estadios más ácidos de la diferenciación.

Si la aparición de cristales sin zonar se interpreta termodinámicamente como signo de equilibrio total entre la fase sólida cristalizada y el líquido residual, y la existencia de zonado oscilatorio irregular (representado por las franjas netas de distinta composición) como signo de desequilibrio. Sobre un cuadro donde se distribuyen (en porcentaje respecto al total de valores computados) estos dos tipos de cristales en los tres términos

mayoritarios de rocas graníticas

	Cristal sin zonar	Franjas
Leucoadamellitas	19,0 %	1,5 %
Adamellitas	3,3 %	7,0 %
Granodioritas	5,8 %	4,4 %

se deduce que las leucoadamellitas han sido las rocas que cristalizaron en mayores condiciones de equilibrio; luego, las granodioritas, y, por último, las adamellitas. Igualmente, el porcentaje de franjas de las adamellitas es mayor que en las otras dos, lo que sigue confirmando que son las rocas más oscilantes en sus condiciones P-T de cristalización.

EL FENOMENO DE MIRMEQUITIZACION

La fenomenología de los intercrecimientos sinatéticos entre cristales de plagioclasa y feldespato potásico es tan extensa que intentar exponer unas teorías petrogenéticas válidas para explicar su origen queda fuera de sitio en un trabajo como éste.

Basándonos en los cinco tipos de mirmequitas que define PHILLIPS (1974), recopilados de otros autores, podemos decir que en las rocas graníticas del Sistema Central se presentan las siguientes clases:

- a) Mirmequita de borde: es aquella que se encuentra en bordes albiticos bien diferenciados del resto del cristal de plagioclasa y se halla en contacto con feldespato potásico.
- b) Mirmequita intergranular: son las que yacen como «blebs» entre dos cristales de feldespato potásico.
- c) Las que se dan en bordes mal definidos dentro de las plagioclasas (que pueden estar a su vez incluidas o no en feldespato potásico) y que cortan transversalmente a los planos de macla (fig. 22).

La complejidad y extensión de cada una de ellas varía grandemente, hasta darse todos los casos intermedios entre cada tipo anteriormente definido.

Es interesante hacer notar que los cristales de plagioclasa sin zonar, que suponemos son de segunda generación y que son típicos de términos ácidos, no suelen presentar fenómenos mirmequíticos. Esto parece indicar que la cristalización albitica final sólo desarrolla mirmequitas cuando se instala como borde de una plagioclasa preexistente o intercrecida entre feldespato potásico, pero nunca cuando da origen a otro nuevo cristal

de plagioclasa sin zonado oscilatorio irregular, pero con débil zonado continuo inverso.

En el primero de los casos descritos las zonas marginales en que se encuentran pueden tener una extensión variable, siendo frecuentemente de un espesor mínimo comparado con las dimensiones del cristal. También se da el caso de haber algunos bordes pobres en ellas, comparado con las partes centrales de la plagioclasa.

Las formas de los cuarzos que integran estas texturas mirmequíticas son muy variadas, siendo las más comunes las vénulas, más o menos anchas, que pueden derivar a verdaderos «hilos» largos que ocupan buena parte del borde. Se encuentran también cuarzos con formas globulosas perforantes y otros que sufren una ligera curvatura, cuando «chocan» con el límite entre la plagioclasa palimséptica y el borde.

Estos cuarzos mirmequíticos exhiben una, dos o más orientaciones cristalográficas, siendo el caso segundo el más común.

Como resumen general de las propiedades presentes en las texturas mirmequíticas podemos destacar los siguientes puntos:

- 1) Estas texturas son direccionales, es decir, los cuarzos que las integran se disponen perpendicularmente al margen del cristal que las contiene.
- 2) Mayoritariamente se dan los tipos de «mirmequitas de borde» en márgenes blásticos bien diferenciados y con claras formas alotriomorfas.
- 3) A veces son coincidentes con las inversiones de maclado y zonado.
- 4) Suelen tener una línea de arranque (neta o difusa) a partir de la cual crecen de manera arborescente todas las vénulas.
- 5) La mirmequitización, en general, va asociada a fenómenos de reacciones sinatéticas marginales entre una plagioclasa preexistente y un feldespato potásico (más o menos pertítico) final. Acompañante de todo el conjunto es la blastesis plagioclásica última, que genera nuevas plagioclasas sin zonar, de segunda generación.

3.4. BIOTITA

La biotita es, junto con el anfíbol, los únicos minerales ferromagnesianos existentes en las rocas graníticas del Sistema Central español.

Su abundancia es mayor en los términos granodioríticos. En la figura 21 se proyectan el porcentaje de SiO₂ frente al contenido en biotita de la roca. Se observa que existe correlación negativa entre los dos, lo que confirma que, efectivamente, este mineral va decreciendo a medida que avanza la diferenciación, en detrimento del cuarzo y del feldespato potá-

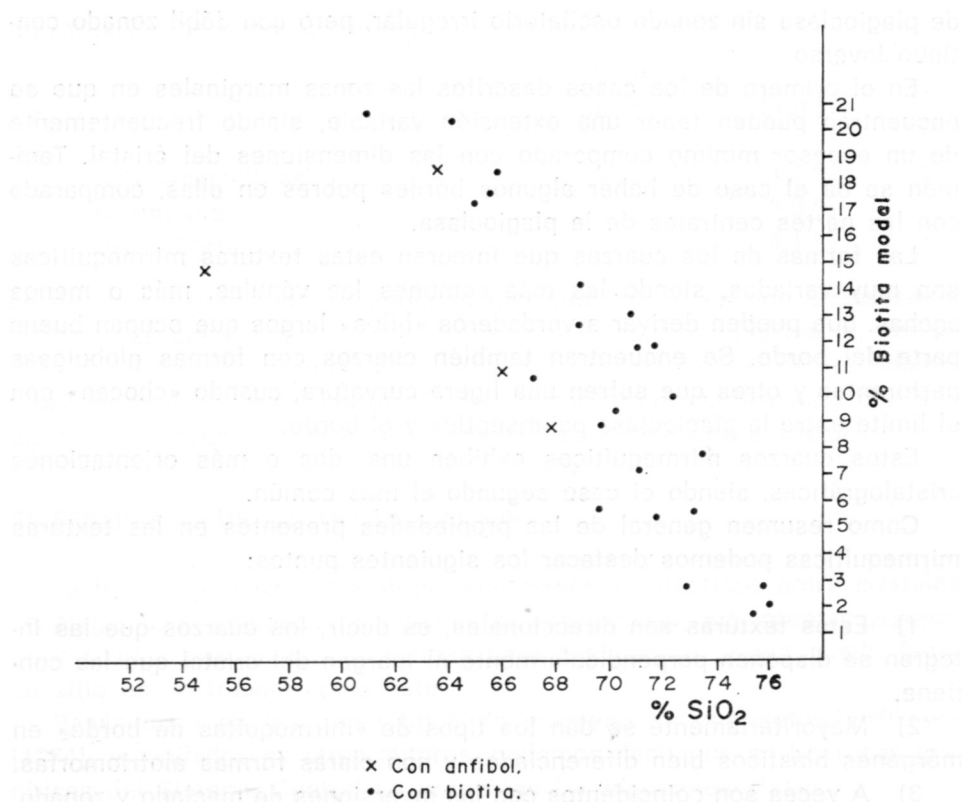


Fig. 21.—Relación SiO_2 -biotita modal en rocas graníticas anfibólicas y biotíticas.

sico, hasta llegar incluso, en algunos granitos s.s. de la zona norte del Sistema Central, a desaparecer totalmente.

Su hábito más común es el tabular, pasando a formas más aciculares en términos ácidos (tipo microgranitos), en donde coexiste con moscovita.

En las adamellitas, es frecuente que la biotita aparezca de manera intersticial, rodeando a algún microfenocristal de plagioclasa o feldespato. Esto parece ser un indicio microscópico de un primer estadio de generación de anillos concéntricos en los fenocristales de feldespato potásico que más tarde, y por un proceso de crecimiento blástico, dará origen a las texturas FRASL de los megacristales de las adamellitas porfídicas.

El pleocroísmo de las biotitas es muy variable. Las tonalidades pardas, pardo-rojizas y rojizas son las más frecuentes. También aparecen algunas verdosas y negras, pero con carácter más restringido. A falta de

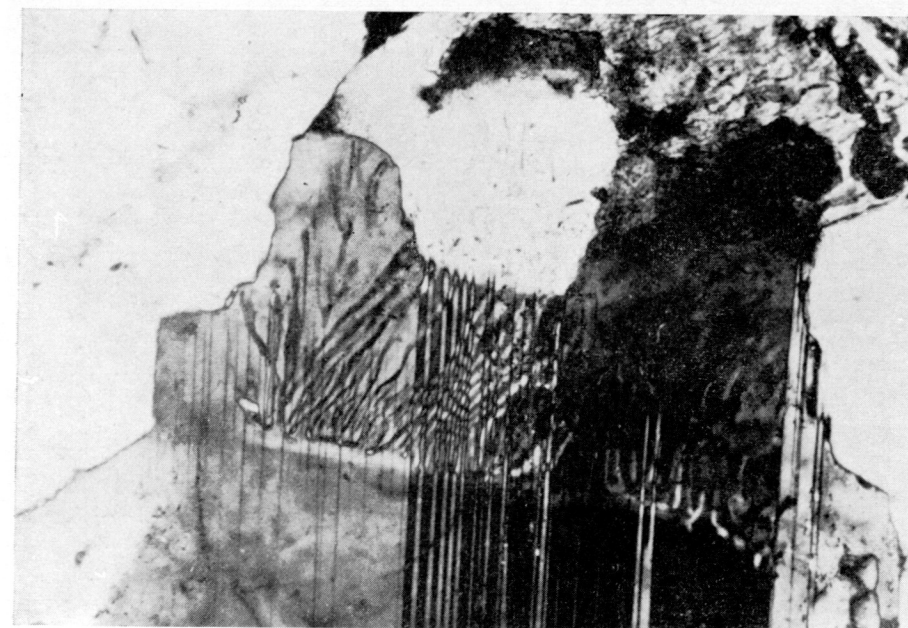


Fig. 22.—Mirmequitas en borde de plagioclasa cortando transversalmente los planos de macla. NX-X32 37375 ILM.

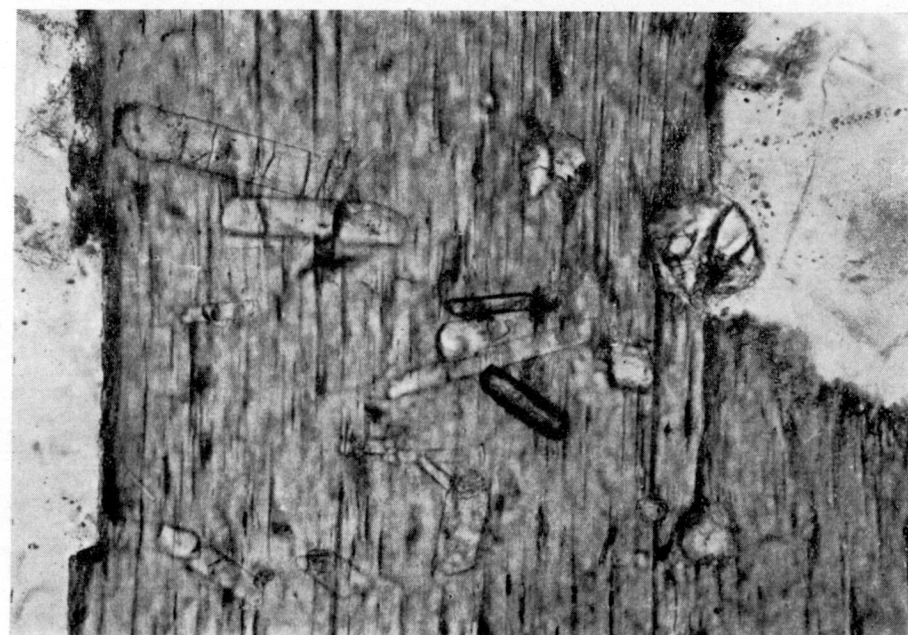


Fig. 23.—Inclusiones de apatito y zircón en biotita. NII-X-63 54441 ILM.

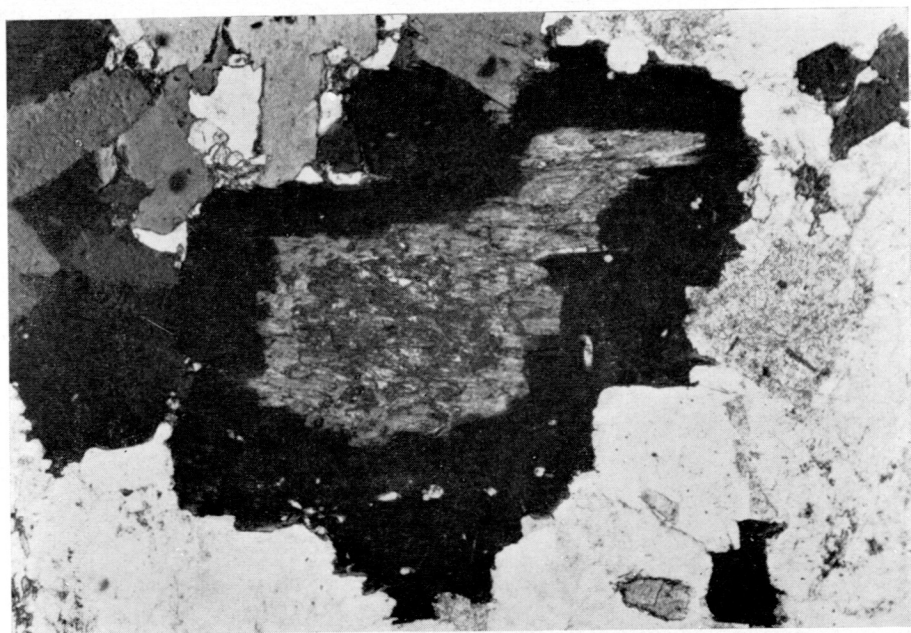


Fig. 24.—Biotita con núcleo de anfíbol. NII-X12,5 11215 ILM.

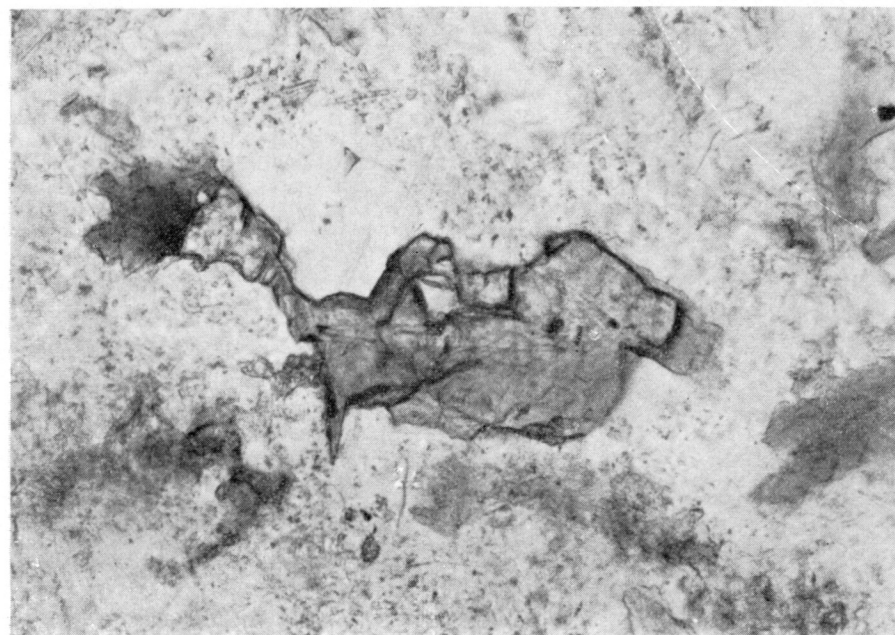


Fig. 26.—Cristal de piedmontita. NII-X80 8064 ILM.



Fig. 25.—Biotita con «sombra de presión» de minerales opacos. NII-X25 54354 ILM.



Fig. 27.—Transformación dactílica de biotita a prehnita. NII-X10 ILM 5832.



Fig. 28.—Biotita kindada. NII-X25 ILM 4168.

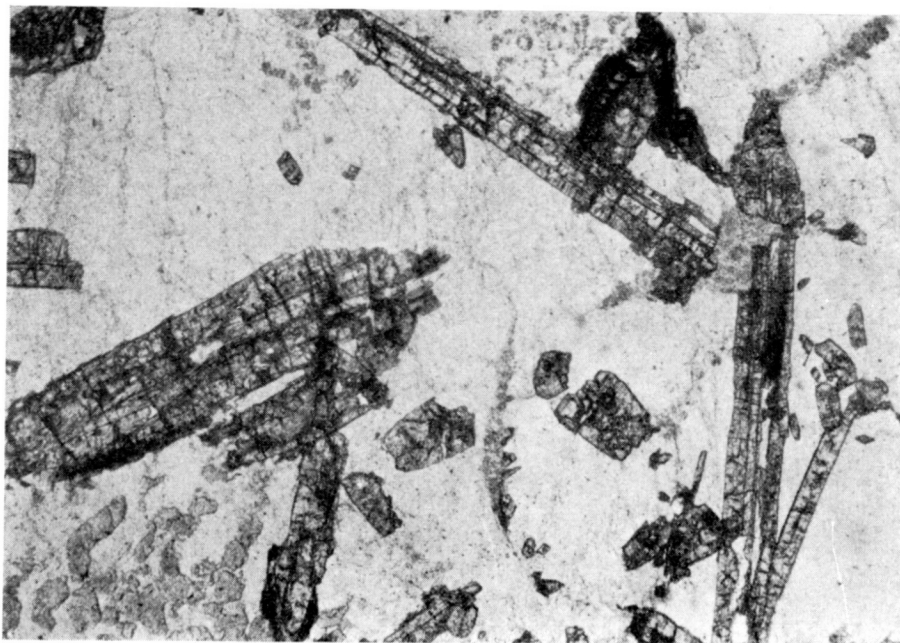


Fig. 29.—Prismas de epidota en granito cataclástico.
NII-X10 ILM 35368.

análisis químicos, poco es lo que se puede decir del significado de cada uno de estos tonos. Solamente el tono rojizo intenso es el que presenta unos caracteres más definidos en cuanto a su posible significado. Se ha observado que la presencia de estas biotitas rojizas quedan restringidas casi siempre a las áreas graníticas próximas a las zonas metamórficas. Por otra parte, todas las texturas sageníticas (agujas de rutilo) vienen generadas a partir de este tipo de biotita. Este hecho, junto con los datos de HAYAMA (1959), sobre el alto contenido en TiO_2 de las biotitas con pleocroísmo rojizo, nos hacen pensar en un alto contenido en este elemento.

Las inclusiones más comunes dentro de los cristales de biotita son las de apatito y circón (fig. 23). El primero con hábito idiomorfo la mayoría de las veces, mientras que el segundo fluctúa entre idiomorfos y subredondeado, presentan sus típicos halos pleocroicos.

Con menor frecuencia también se encuentran inclusiones de plagioclase y algo de cuarzo subredondeado. A su vez, la biotita puede estar incluida en plagioclase y, con mayor frecuencia, en placas de feldespato potásico.

Las relaciones entre biotita y anfíbol son varias. Por una parte, están en intercrecimientos mixtos, que se interdigitan según los planos de exfoliación. Otras veces, la biotita se instala sobre el anfíbol, formando un mosaico de crecimientos, o bien crece sobre su zona central. Por último, también es muy frecuente observar la biotita creciendo marginalmente, a partir de los cristales de anfíbol (fig. 24). Todos estos fenómenos hacen pensar que una parte de la biotita que coexiste con anfíbol puede generarse a partir de él por fenómenos de transformación en estadios más avanzados de la diferenciación magmática.

Además de las típicas formas tabulares, y las aciculares anteriormente descritas, no son raras las texturas dactilíticas y sinneuticas. Entre las primeras cabe citar crecimientos entre biotita + moscovita y biotita + + feldespato potásico. Hay que hacer notar que la abundancia de estos crecimientos va aumentando a medida que pasamos a términos más ácidos.

Sin embargo, las texturas sinneuticas se encuentran más extendidas, dándose dos tipos algo distintos: en unos, la biotita tiene un pleocroísmo pardo y lleva asociados minerales opacos, es propia de las rocas granodioríticas y adamellíticas. El otro está formado por placas de biotita rojiza, con o sin moscovita, y sin opacos, siendo propio de adamellitas ácidas y de granitos s.s.

Hay un tercer crecimiento de biotita en agregados de grandes placas biotíticas con abundante corrosión y con continuidad óptica total. Junto a ellas es frecuente encontrarse cuarzoes. Las rocas que lo suelen presentar son las adamellitas.

La estructura en «nidos» de algunas leucoadamellitas de grano fino (Hoyo de Manzanares, San Martín de Valdeiglesias, Zarzuela del Pinar, etcétera) están formados por crecimientos de biotita con o sin moscovita.

Hay todavía algunas texturas lepidoblásticas difusas que definen una incipiente foliación u orientación. Corresponden a granitos gneísicos de las zonas de contacto. La interpretación que puede merecer es varia: desde que son restos palinsépticos de fenómenos ultrametamórficos hasta decir que son estructuras heredadas y pensar que son restos de antiguas esquistosidades que han sido heredadas por las rocas graníticas en su momento de intrusión sobre todas las series metamórficas.

El proceso de alteración más normal de la biotita es su cloritización. Así vimos anteriormente que las biotitas rojas pasaban a cloritas y agujas de rutilo en texturas sageníticas. Como subproductos, o minerales secundarios, tenemos, además: opacos (fig. 25), epidota y esfenas. También hay algo de moscovita y, con carácter excepcional, piedmontita. Esta última se presenta en granos pequeños con hábito alotriomorfo (fig. 26), con un pleocroísmo en tonos rojizos, amatistas y amarillos.

La prehnita es otro mineral que resulta de la transformación de biotita, $2V\gamma = 68^\circ$. Su aparición es esporádica (fig. 27).

En las granodioritas foliadas, la biotita sufre una transformación a moscovita y agregados de minerales opacos.

En el caso de la esfena se ha comprobado que parece existir una correlación directa entre su aparición y la basicidad de la roca granítica. Así, el máximo lugar de concentración corresponde a las adamellitas anfibólicas de Cardeñosa (Ávila), que es uno de los puntos de mayor basicidad dentro del Sistema Central.

Como ya dijimos en el apartado anterior, la biotita es, junto a la plagioclasa, el otro mineral granítico que presenta signos evidentes de haber sido deformado. Esta deformación se traduce en pequeñas roturas, curvaturas y «kink-band» (deformación rígida) (fig. 28), coincidentes con fase de deformación. Estas texturas son muy frecuentes en las granodioritas foliadas, y no foliadas, de la zona de Navaluenga (Ávila).

En las facies de granitos rosados, la biotita se pseudomorfiza totalmente a clorita, prehnita y epidota. La epidota puede llegar a adoptar grandes hábitos prismáticos (fig. 29) e incluso rodear a antiguos cristales de allanita.

Su momento de cristalización se realizó en las primeras etapas sincrónicamente con la plagioclasa, concentrándose, por tanto, en las rocas graníticas más básicas (granodioritas y adamellitas biotíticas). Luego, en etapas posteriores, y conforme el magma iba evolucionando en la diferenciación, adoptó nuevas formas texturales y hábitos aciculares. En estos estadios intermedio y últimos de consolidación hay que tener en cuenta

las facies adamellíticas de contacto que, por fenómenos endomórficos de asimilación y contaminación magmática, se enriquecieron marginalmente en biotita (¿biotita rojiza?), junto a otros minerales de posible procedencia asimilatoria (p. e., cordierita).

3.5. ANFIBOL

En las rocas graníticas del Sistema Central ha sido citada la presencia de dicho mineral en diversos puntos por FEBREL et al. (1958), BARD et al. (1970) y PEINADO (1973).

Su espectro de distribución no es muy amplio (fig. 30-A). Las rocas cuarzodioríticas son las que lo presentan en mayor abundancia, seguidas de las granodioritas (foliadas y no foliadas) y, por último, las adamellitas. Algunas de las adamellitas más leucocráticas, es decir, las menos biotíticas, muestran también algo de anfíbol, pero de una manera muy esporádica. Puede decirse, por tanto, que se distribuye solamente en las rocas ígneas más básicas de todas las representadas en el Sistema Central.

En la figura 31 están señaladas las áreas en donde aparecen rocas graníticas con anfíbol. Pueden observarse cinco zonas donde su concentración es mayoritaria: a) zona de La Ventosilla (al SW. de Riaza); b) zona de Cervera de Buitrago y Lozoyuela, en la parte NE. del plutón de La Cabrera (borde oriental del Sistema Central); c) zona de Cercedilla; d) zona de Cardeñosa y Villacastín (N. y NE. de Ávila), y e) zona de San Martín de Valdeiglesias. En el resto, su aparición se hace de forma aislada. Es interesante destacar que todas estas zonas citadas están muy ligadas a los afloramientos de rocas cuarzodioríticas, que a su vez casi siempre se localizan en las áreas de contacto granito-metamórfico o dentro ya de los macizos metamórficos (caso concreto de la cuarzodiorita de La Cañada). Por tanto, al plantearse la significación petrogenética del anfíbol en las rocas graníticas, será necesario tener en cuenta este factor de enriquecimiento progresivo en la cantidad de anfíbol a medida que nos acercamos hasta términos cuarzodioríticos.

Las características petrográficas concretas no presentan mucha variación. Su hábito más común suele ser el laminar o prismático (fig. 32), aunque en sus bordes es frecuente ver fenómenos de desflecado que adquieren colores más pálidos, hasta llegar incluso a ser incoloros. Donde presenta mejor desarrollo prismático y mayor grado de idiomorfismo es en la zona de Cardeñosa.

En las demás rocas graníticas, en que se presenta de manera esporádica, los cristales están aislados y con un hábito subidiomorfo.

En las leucoadamellitas adopta la forma de pequeños cristales inclui-

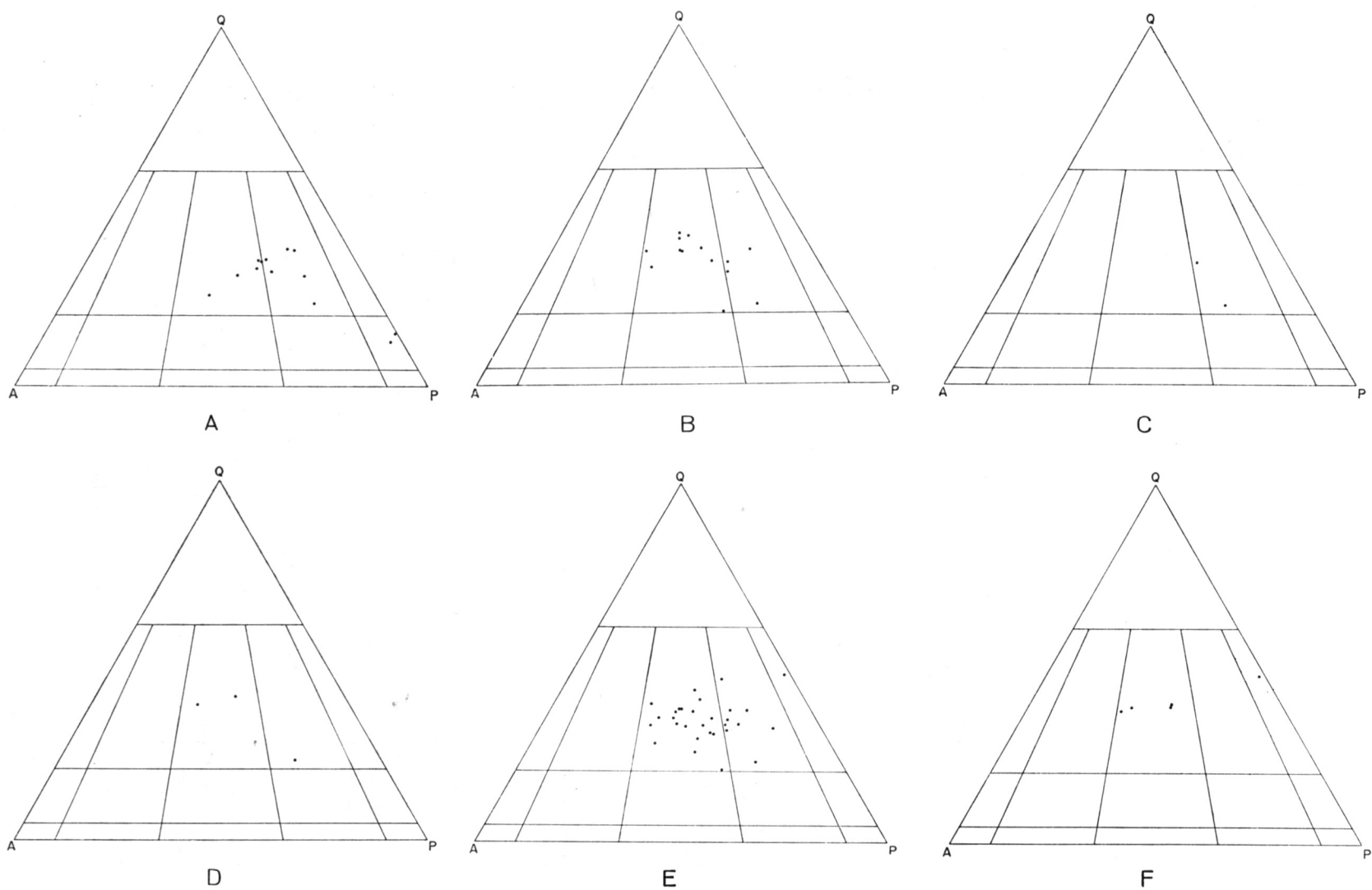


Fig. 30.—Proyección en el triángulo AQP de rocas graníticas con: hornblenda (A); cordierita (B); sillimanita (C); andalucita (D); moscovita (E); granate (F); según los análisis modales del Cuadro I.

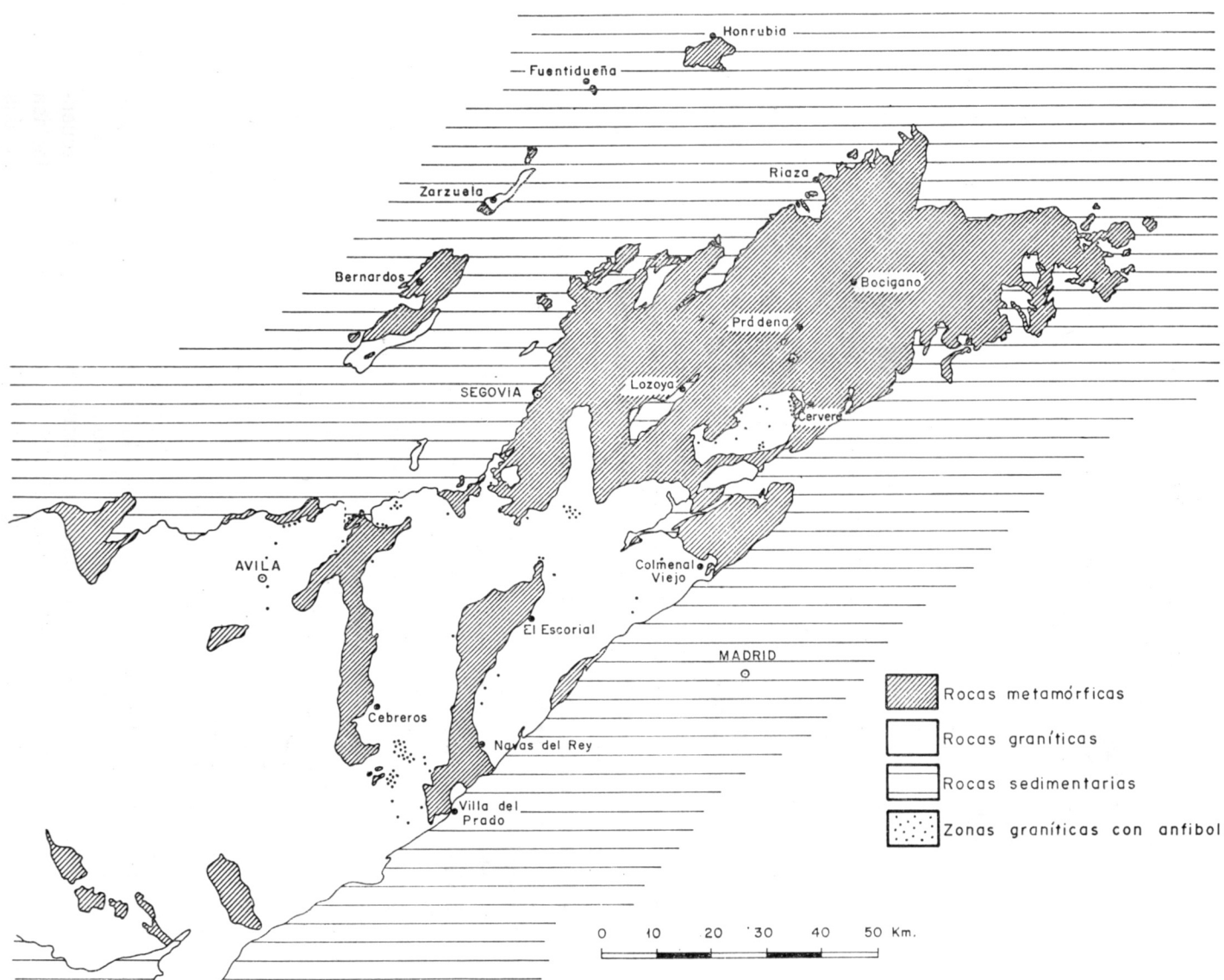


Fig. 31.—Mapa esquemático con las zonas de aparición de anfíbol en rocas graníticas del Sistema Central.

dos en plagioclasas (con zonados irregulares euhedrales intensos), más o menos xenomorfos, acompañado a veces de biotita, como ocurre en los anfíboles de las leucoadamellitas de grano grueso rosadas del plutón de La Cabrera. Esta forma de presentarse se puede interpretar como debida a fenómenos de arrastre sufridos por los cristales de plagioclase durante los procesos de diferenciación final. También es común encontrarlo rodeado de feldespato potásico, que llega a englobarlo totalmente.

El color suele ser verdoso claro y, con menor frecuencia, marrón. Su pleocroísmo varía desde tonos verdosos oliva hasta incoloros, pasando por verdes y marrones claros.

El maclado es una propiedad bastante extendida, sobre todo en aquellas áreas donde es más abundante, como son: Cardeñosa, Villacastín y San Martín de Valdeiglesias.

Se han realizado varias medidas del ángulo de ejes ópticos. Ópticamente es siempre negativo, y sus valores presentan dos modas: una de ellas fluctúa desde $2V = 56^\circ$ hasta $2V = 74^\circ$, y la otra, de menor importancia, alrededor de $2V = 82^\circ$. Esto, junto con sus otras características petrográficas, parece indicarnos que se trata de hornblendas comunes tipo hastingsita, con tendencias hacia pargasitas. Sin embargo, estas dos modas vuelven a repetirse en los anfíboles de las cuarzodioritas, pero cambiando el orden de importancia, es decir, la moda principal es de $2V = 82^\circ$, y la secundaria, $2V = 72^\circ$. Esto significa una tendencia más acusada hacia términos pargasíticos y, por tanto, mayor riqueza en Mg^{2+} que las hornblendas de las rocas graníticas.

Hay varios tipos de «clusters» o agregados sinneuticos con hábito subhedrales o anhedrales. Algunos de ellos van asociados con minerales opacos primarios (en el interior incluso de algún cristal de anfíbol), lo que indica una basicidad grande y, por supuesto, mayor que el resto de los agregados. Otros van junto a biotita fresca con pleocroísmos pardos y verdes en distintos grados de cloritización.

El proceso más común de transformación es a biotita. Así, es frecuente observar biotita de neoformación en los bordes de los cristales de anfíbol (figura 24). Estos bordes son de un espesor o tamaño variable. Se dan casos en que la biotita es un gran cristal tabular y solamente queda un núcleo de anfíbol muy desflecado.

Menos frecuentemente hay también algunos intercrecimientos anfíbol-biotita, en los cuales el anfíbol incluye a la biotita, o bien es la biotita la que se desarrolla sobre el cristal de anfíbol.

El hecho de que las hornblendas se encuentren con bastante frecuencia pasando a biotita, de que se hayan incluidas en cristales de plagioclase rodeados de feldespato potásico, y de que estén estrechamente ligadas a las rocas más básicas de todas las existentes, parece indicar que su



Fig. 32.—Cristal de hornblenda zonado con hábito prismático. NII-X10 ILM 11215.

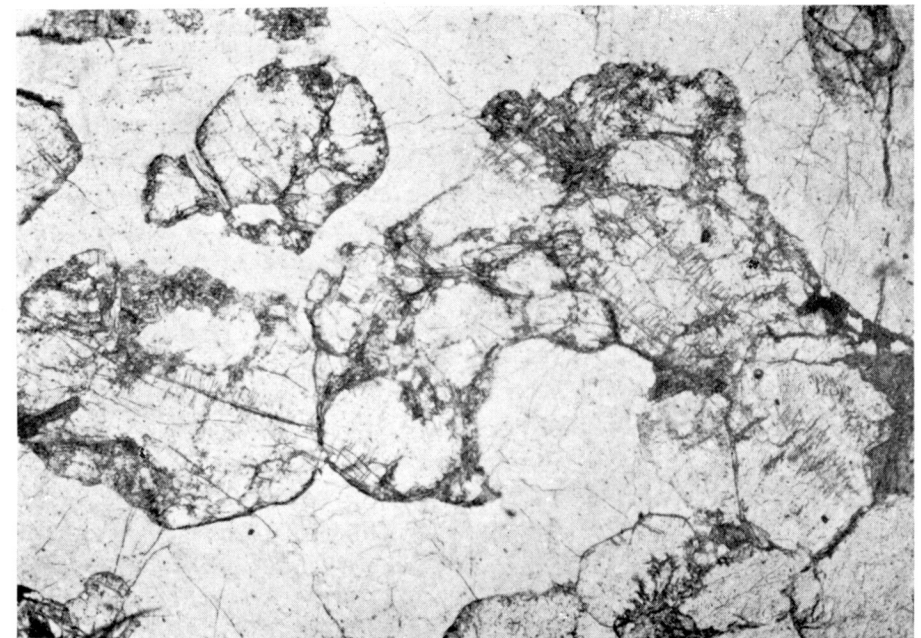


Fig. 33.—Cristales subredondeados de cordierita. NII-X10 ILM 45162.

momento de cristalización fue anterior a cualquiera de los demás minerales principales, a excepción de parte de la biotita, con la cual debió de ser coetánea. Luego, conforme cristalizaban el resto de los minerales, y la diferenciación magmática iba progresando a términos más ácidos, hubo momentos en que parte de los primeros minerales cristalizados (sobre todo plagioclasa y anfíbol) fueron arrastrados por las nuevas fases minerales generadas.

3.6. LOS SILICATOS ALUMINICOS

Se incluyen en este apartado los tres silicatos aluminicos principales en las rocas graníticas de la Cordillera Central: cordierita, andalucita y sillimanita.

3.6.1. CORDIERITA

Son varios los autores que han señalado ya su presencia en las rocas graníticas del Sistema Central (SANCHEZ CELA, 1962; BARD et al., 1970; CAPDEVILA et al., 1973; CAPOTE, 1973; PEINADO, 1973; CAMPOS, 1974, etcétera).

Fundamentalmente, las rocas que llevan este mineral son los términos intermedios de adamellitas, las leucoadamellitas y los granitos s.s. En los dos primeros es donde aparece con mayor profusión, mientras que en los últimos está menos representada, aunque no es raro encontrar algún término aplítico o de grano fino con cordierita (fig. 30-B).

La figura 34 representa sus zonas de aparición dentro de las rocas graníticas. Como puede verse, hay cuatro áreas donde su concentración constituye verdaderos cuerpos de granitos cordieríticos. Estas áreas son: *a)* Colmenar Viejo y sus alrededores; *b)* franja de Guadarrama a Manzanares el Real; *c)* Peña del Hombre (al W. de la Mujer Muerta), y *d)* vértice 872 (al E. de El Hoyo de Pinares). Aparte de estas zonas, hay otros puntos en donde aparece de forma aislada y minoritaria, pero siempre con las mismas características: la de estar próximo a los macizos metamórficos o a las grandes áreas cordieríticas.

De los cuatro puntos anteriormente señalados, conviene indicar que solamente el de Hoyo de Pinares es el que aparece aislado de las rocas metamórficas. Sin embargo, si analizamos detenidamente su situación comprobamos que es una de las localidades de mayor altitud topográfica de todas las que hay entre el macizo metamórfico de La Cañada y el de El Escorial-Villa del Prado. Si a esto unimos la gran cantidad de manifes-

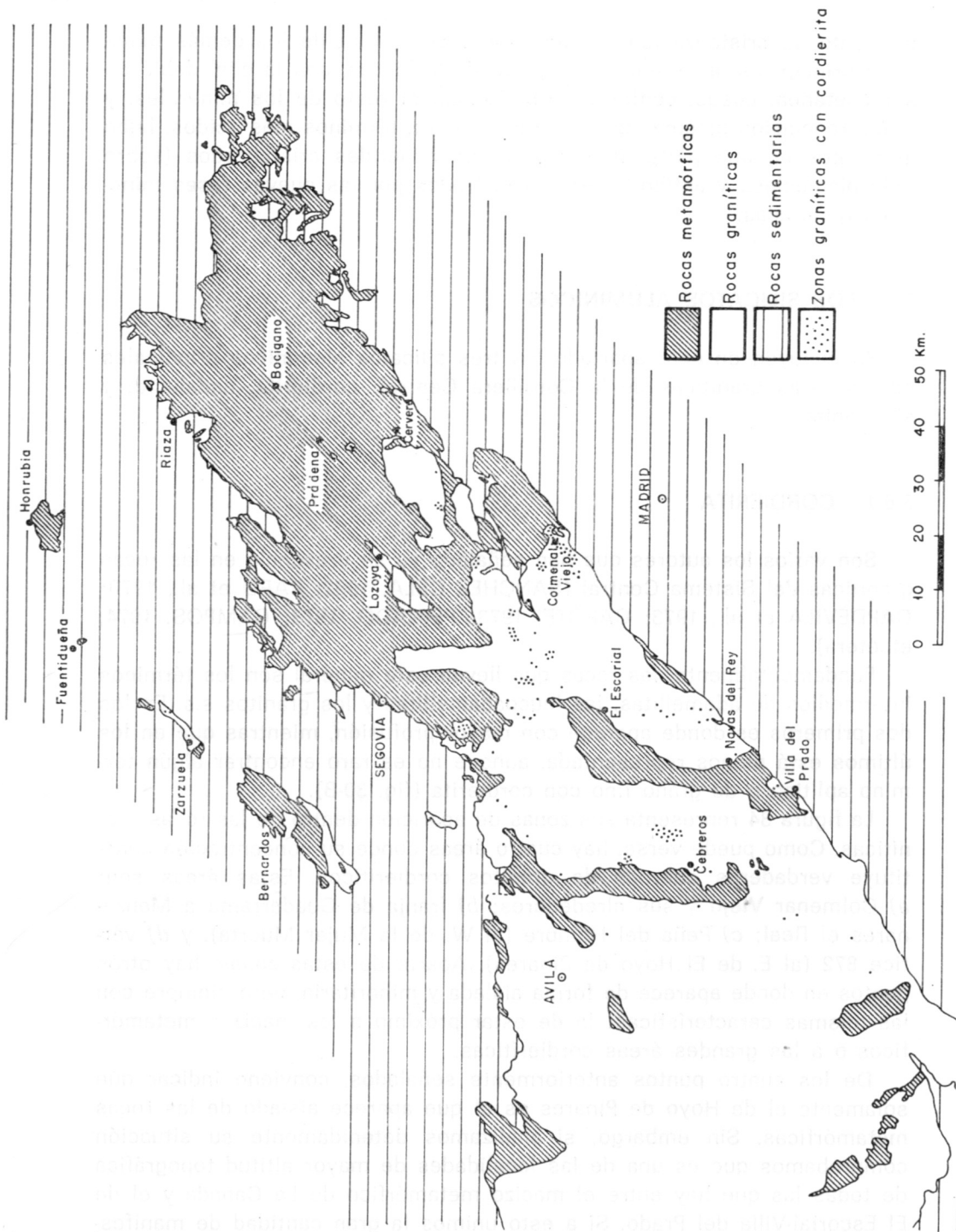


Fig. 34.—Mapa esquemático con las zonas de aparición de cordierita en rocas graníticas del Sistema Central.

taciones graníticas ácidas que se encuentran en el terreno (diques de cuarzo, aplíticos, etc.) y la aparición de bastante andalucita asociada a la cordierita, concluimos que dicho vértice representa una zona apical de la diferenciación magmática granítica infrayacente a unas rocas metamórficas (hoy desaparecidas por fenómenos de erosión), que constituyen la banda granítica de contacto, enriquecida en alúmina por procesos endomórficos asimilatorios.

Es interesante hacer constar que la concentración de cordierita que se señala en el plutón de La Cabrera corresponde a nódulos cordieríticos dentro de una leucoadamellita granatífera de grano fino.

Las características petrográficas de los cristales de cordierita son: generalmente, hábito subredondeado, en cristales aislados o en pequeños agregados de varios cristales (fig. 33). En otras ocasiones se presenta de forma alotriomorfa junto a minerales últimos como son cuarzo y feldspato potásico, dando la sensación de haber sido de cristalización tardía. Por último, otra forma de presentarse, aunque más raramente, es como xenocristal. Ejemplares de este último caso los tenemos en los alrededores de Las Navas del Marqués.

Aparte de encontrarse en cristales aislados, o agregados de dos o tres individuos, es frecuente observar, sobre todo en las partes más orientales del Macizo Central, asociaciones de cuarzo + cordierita dentro de los granitos o leucoadamellitas. La cordierita es anhedral, y el cuarzo, redondeado, apareciendo los dos en iguales proporciones. Esta asociación, aunque microscópica, recuerda mucho a los nódulos cordieríticos de La Cabrera, y puede interpretarse como una zona (la oriental) en donde se han desarrollado con amplitud las condiciones idóneas para tales crecimientos, que sólo en un punto se han llegado a manifestar como auténticos nódulos macroscópicos.

Es frecuente encontrarla en un avanzado estado de pinnitización. Más difícil es encontrarla fresca totalmente, ya que siempre, en mayor o menor grado, tiene sobre sus bordes los primeros productos sericítico-moscovíticos.

Igualmente interesante es hacer constar que en todas las rocas cordieríticas el resto de los minerales tienden a presentar una serie de características muy particulares. Así, la plagioclasa no se restringe a un solo tipo de zonado, sino que corresponde a las rocas que exhiben cristales con todos los tipos de zonado (rocas adamellíticas intermedias) y que suelen desarrollar también abundantes mirmequitas. La biotita suele ser rojiza, con abundancia de apatitos, fuera y dentro de ella. El cuarzo se presenta en gran cantidad, definiendo términos «leuco». Si a todo esto unimos el que muchas de estas rocas conservan residuos de foliación, concluimos el posible carácter de mineral asimilado para las cordieritas.

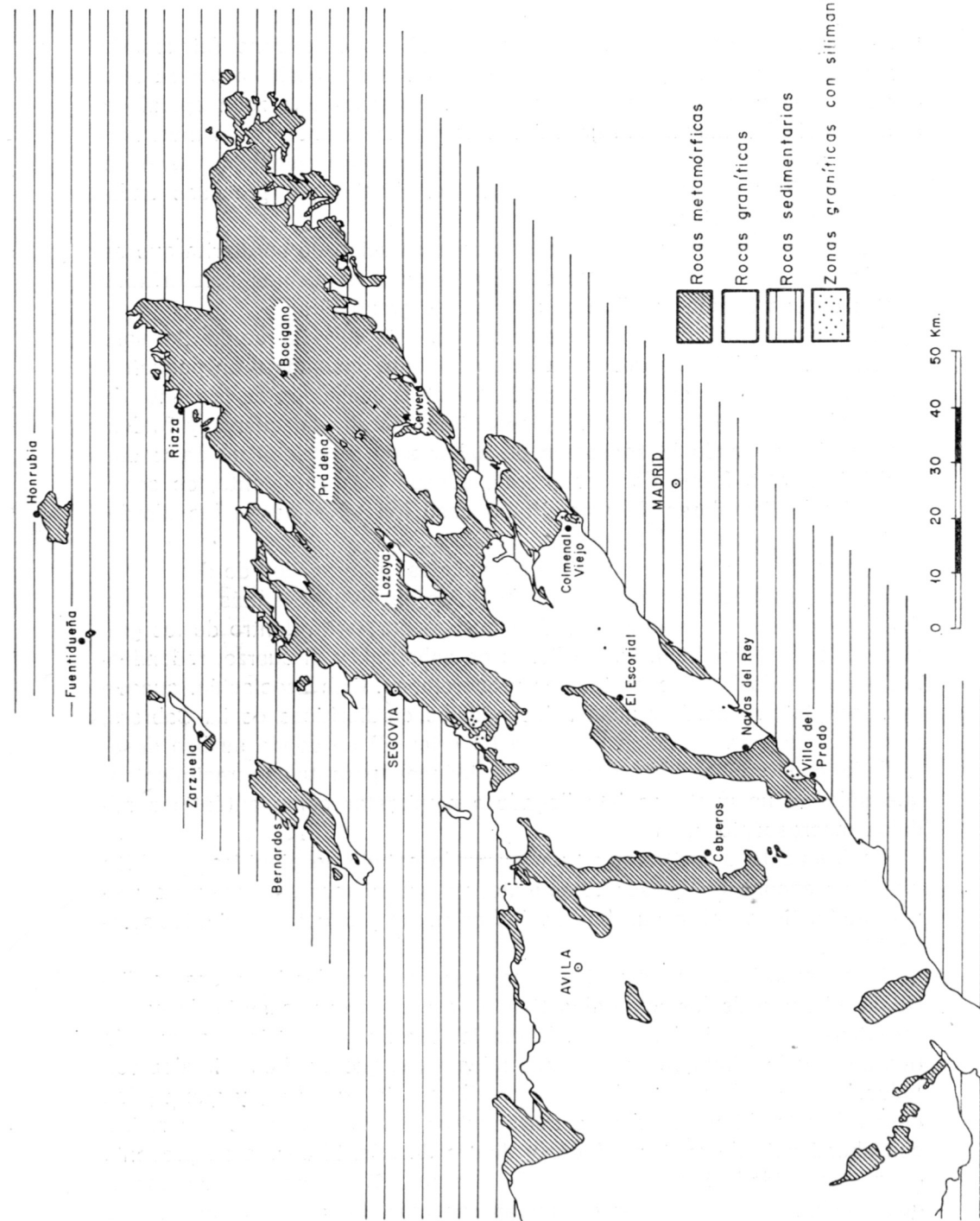


Fig. 35.—Mapa esquemático con las zonas de aparición de sillimanita en rocas graníticas del Sistema Central.

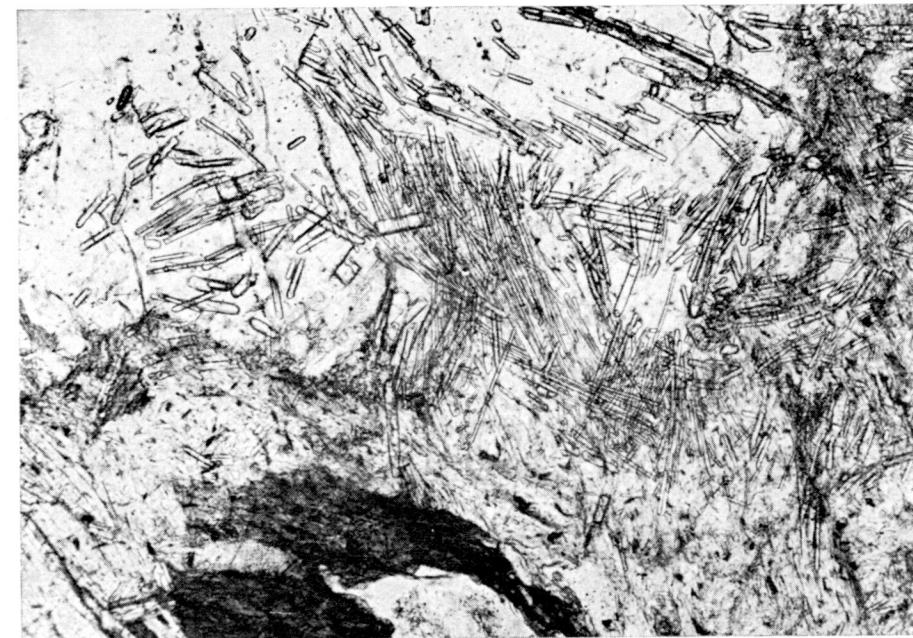


Fig. 36.—Sillimanita con hábito acicular asociada a moscovita.
NII-X25 ILM 45162.

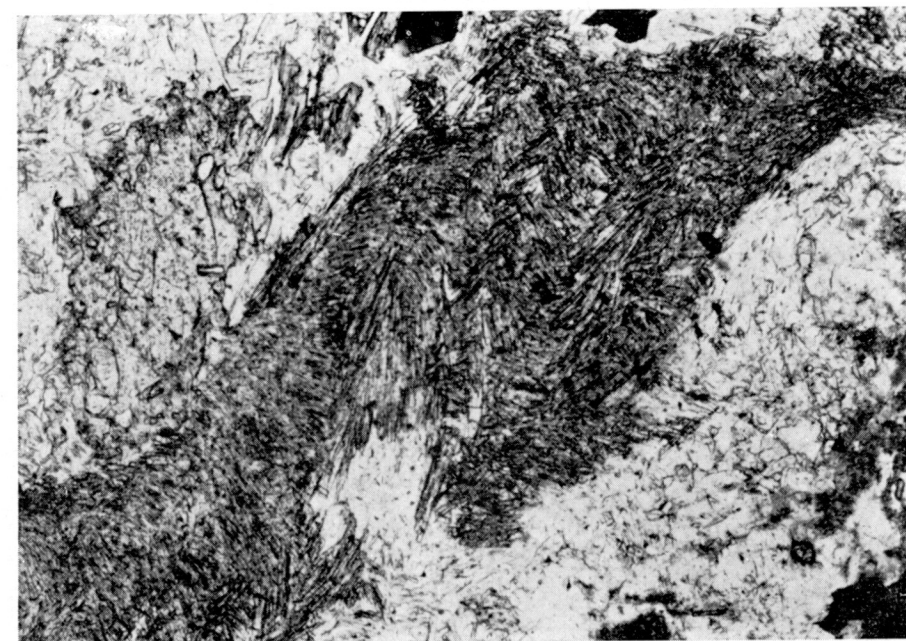


Fig. 37.—Micropliegues de sillimanita en rocas graníticas.
NII-X16 ILM 32918.

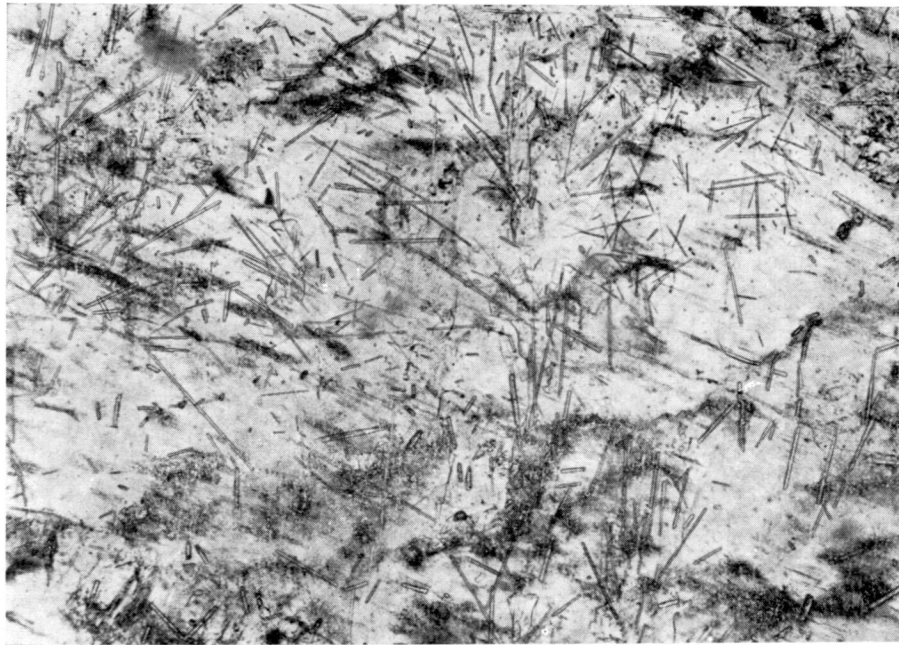


Fig. 38.—Inclusiones de ¿sillimanita? o ¿apatito? en cristales de feldespato potásico. NII-X25 ILM 28009.

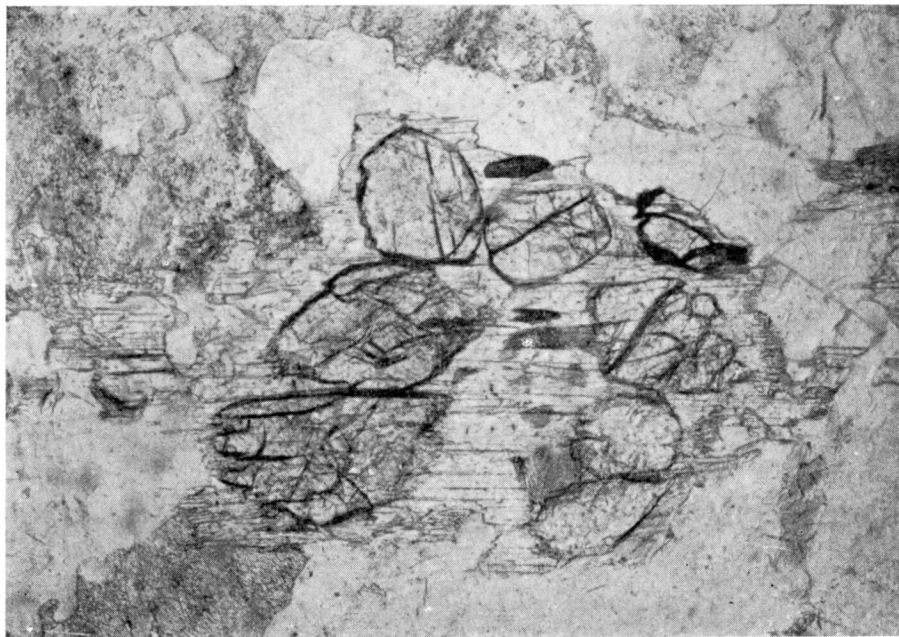


Fig. 39.—Cristal subredondeado de andalucita sobre moscovita. NII-X25 ILM 35488.

3.6.2. SILLIMANITA

SANCHEZ CELA (1962), CAPOTE (1973), PEINADO (1973), CAMPOS (1974), etcétera, han citado la presencia de sillimanita en las rocas graníticas.

Las rocas en las cuales aparece son de naturaleza adamellítica, leucoadamellítica y granítica s.s. En muchos casos la sillimanita, al igual que la cordierita, conserva también estructuras metamórficas residuales y se localizan en las bandas de contacto (fig. 30-C).

La figura 35 señala las áreas graníticas donde se localiza. Es en el macizo de Villa del Prado y en la Peña del Hombre donde aparece con mayor profusión. El resto son puntos muy aislados, pero que tienden a disponerse próximos al macizo metamórfico (área de Colmenar Viejo y áreas de Manzanares el Real) o a zonas extensas de cordierita.

Los hábitos más comunes son de tres tipos: el más abundante es el acicular o fibrolítico; se desarrolla junto a cristales tabulares de moscovita, y se la considera de neoformación (fig. 36). También se adapta a crecimientos conjuntos con cordierita y andalucita.

Un segundo tipo, de hábito prismático corto. Es muy poco frecuente y se localiza dentro de algunos cristales de plagioclasa y de feldespato potásico.

Por último, el tercer tipo es el fibrolítico en madejas o texturas nematoblásticas replegadas (fig. 37).

En algún caso se ha encontrado un enjambre de agujas de probable sillimanita incluidas en cristales de feldespato (fig. 38).

KENNAN (1972) cita este último tipo de aparición, aunque lo encuentra con más frecuencia en los bordes mirmequíticos. Lo interpreta como producto de exolución final del feldespato potásico.

Según la naturaleza de la roca que lo contiene, los afloramientos donde aparece y sus características petrográficas, hay que pensar que el momento de cristalización de la sillimanita ha sido póstumo. Siempre en los momentos finales de la diferenciación, sin llegar a los momentos pegmatítico-aplíticos, y muy relacionado con los fenómenos de contacto.

3.6.3. ANDALUCITA

Este mineral ha sido reconocido previamente por: SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1946), SANCHEZ CELA (1962), HERNAN REGUERA (1970), APARICIO et al. (1973) y CAMPOS (1974), etc.

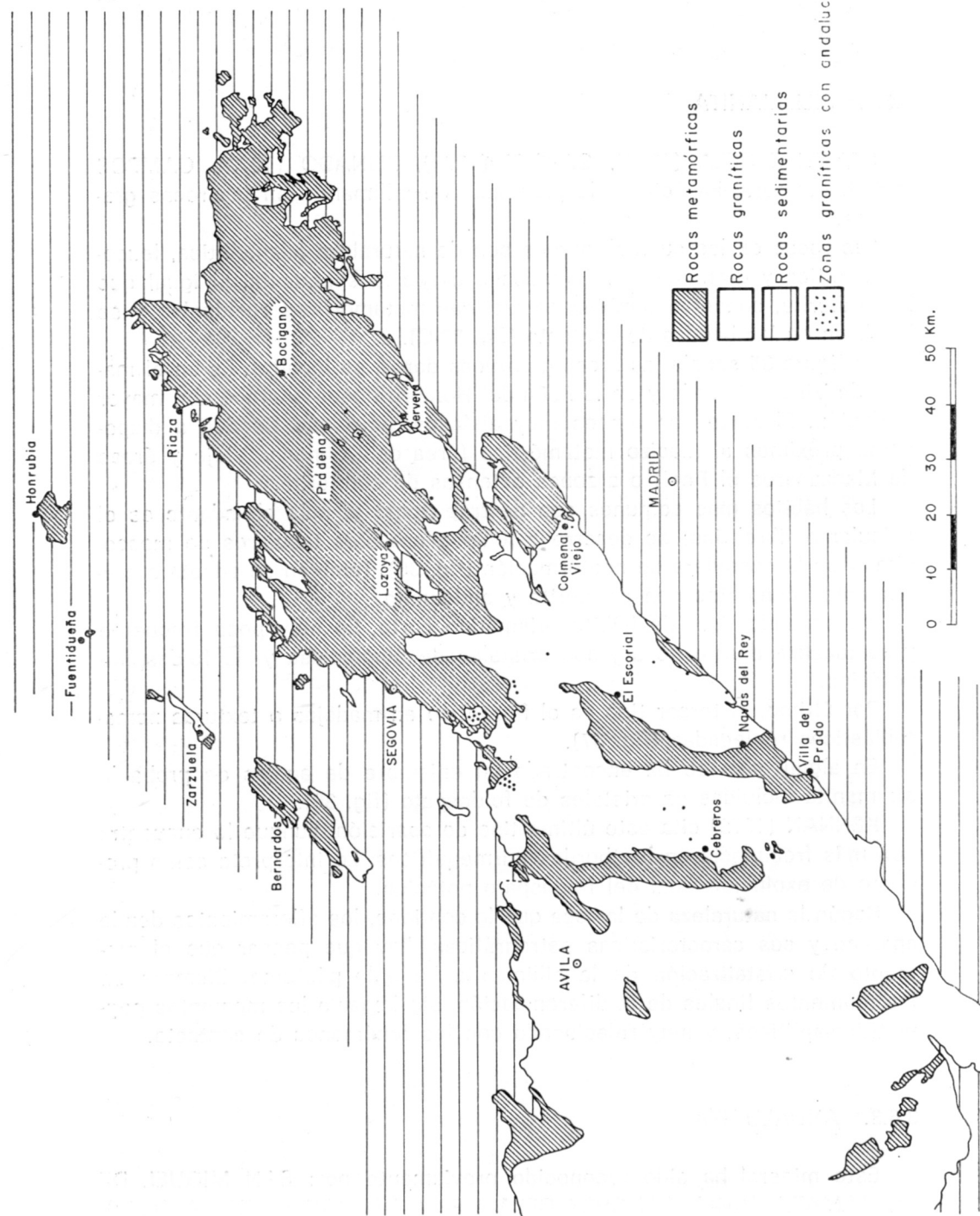


Fig. 40.—Mapa esquemático con las zonas de aparición de andalucita en rocas graníticas del Sistema Central.



Fig. 41.—Asociación andalucita-biotita. NII-X25 ILM 31330.



Fig. 42.—Cristales de moscovita creciendo normalmente a biotita. NII-X32 ILM 31330.

La andalucita coexiste preferentemente con los dos silicatos aluminicos: cordierita y sillimanita.

Sus áreas de distribución vienen representadas en la figura 40. Sólo hay dos puntos (Hojas 507 y 508, Caloco y Peña del Hombre) donde se concentra en gran cantidad. Puede también aparecer de manera esporádica y aislada, pero siempre en áreas de contacto con rocas metamórficas.

Los materiales portadores de andalucita son, preferentemente, de tipo leucoadamellíticos, granito s.s. (con textura aplítica) y pegmatitas (figura 30-D).

Su forma de presentarse más común es con hábito prismático subidomorfo y en granos subredondeados, creciendo en íntima asociación con láminas de moscovita, la cual lo puede englobar de forma total (fig. 39) o sólo parcialmente en sus bordes. Esto se interpreta como crecimientos y desarrollos póstumos de moscovita en períodos muy finales de la cristalización. Otras veces, la andalucita parece cristalizar, todavía en momentos pegmatíticos últimos, al margen del crecimiento moscovítico.

También se la ha encontrado incluida en cristales de plagioclasa sin zonar, con un ligero borde sericítico.

Su pleocroísmo es variable en cuanto a intensidad y zonas de manifestación. Desde zonas en donde no lo presenta se puede pasar a áreas, como la de Cardeñosa y Villacastín, donde exhibe sus tonos asalmonados con gran intensidad. Este paso es coincidente con el cambio de signo óptico, propiedad ésta que no deja de ser anómala. Se interpreta como fenómenos de enriquecimiento en Fe^{3+} que va sustituyendo al Al^{3+} de la red principal.

Además de estar transformado a moscovita y sericita se ha observado en algún punto que sobre ella se desarrolla biotita (fig. 41). La biotita rojiza suele ir acompañándola en algún afloramiento.

Algunos microenclaves biotíticos hacen pensar que no sólo hay andalucita de neoformación que se manifiesta en pegmatitas a partir de líquidos residuales ricos en alúmina, sino que puede existir otra que cristalizó en un primer estadio de contaminación, quedándose «in situ» en la roca granítica que intruía. Este hecho podría explicar su aparición en leucoadamellitas y alguna adamellita, cerca de los contactos con el metamórfico.

3.6.4. CONSIDERACIONES FINALES

La primera conclusión, con carácter general, que puede deducirse del solapamiento de las áreas de distribución de estos tres silicatos aluminicos es la existencia de una serie de puntos (los llamaremos «puntos aluminicos») en donde coexisten simultáneamente dos de ellos (caso de la cordierita + andalucita en El Hoyo de Pinares) y hasta los tres (zona de El Espinar-Peña del Hombre y banda sur granítica desde Villa del Prado

a Valdemorillo). Hay que destacar que el mayor área de concentración simultánea de los tres minerales es la Peña del Hombre.

Su abundancia relativa, de mayor a menor cantidad, es: cordierita, andalucita y sillimanita. Todos ellos presentan una serie de características comunes, como son: la de aparecer, casi siempre, asociados entre ellos y junto a la moscovita; la de localizarse en áreas próximas a macizos metamórficos, y la de encontrarse en adamellitas (de tendencia leucocrata), granitos s.s. (particularmente en las variedades moscovíticas) y en aplitas pegmatíticas. La cordierita queda relegada, principalmente, a los primeros términos, mientras que la andalucita y sillimanita lo hacen en los últimos, en los cuales están presentes también los granates.

Como se verá, esta serie de características son las mismas que, invariablemente, presentan siempre estos tres minerales dentro de cualquier batolito granítico de la serie calcoalcalina.

En algunos casos, los datos petrográficos indican un origen primario de cristalización dentro de magmas que contienen alúmina en exceso de la necesaria para formar feldespato y mica. Este enriquecimiento en alúmina por parte de los magmas graníticos es consecuencia de los procesos de asimilación de las rocas pelíticas encajantes.

En otras ocasiones, parece que son xenocristales derivados directamente de la roca caja, por destrucción total de los enclaves metamórficos peralumínicos incorporados.

A la vista de todo lo expuesto, cabe pensar que durante el desarrollo de la diferenciación hubo un momento en que las condiciones de P-T fueron las más idóneas para dar paso a los procesos de contaminación-asimilación. Según esto, dichos procesos debieron comenzar una vez que parte de las adamellitas (las más biotíticas) hubieran ya cristalizado, continuando luego hasta los últimos diferenciados aplítico-pegmatíticos.

3.7. MOSCOVITA

No se ha encontrado una distribución selectiva de ella con respecto a algún tipo determinado de roca granítica. En casi todas las facies su abundancia está subordinada a la de la biotita, con la cual se asocia a veces, adoptando distintas posiciones respecto a ella (fig. 42).

En la figura 43 se pueden ver las zonas de aparición dentro de todo el macizo granítico.

Como puede observarse, su distribución es bastante homogénea, aunque existen algunas áreas de mayor concentración, como son las de Colmenar Viejo, Manzanares el Real-Navalafuente, Cerdilla-Peña del Hombre y SW. del macizo metamórfico de La Cañada (estribaciones occidentales de la Sierra de Gredos). La última de estas localidades citadas es

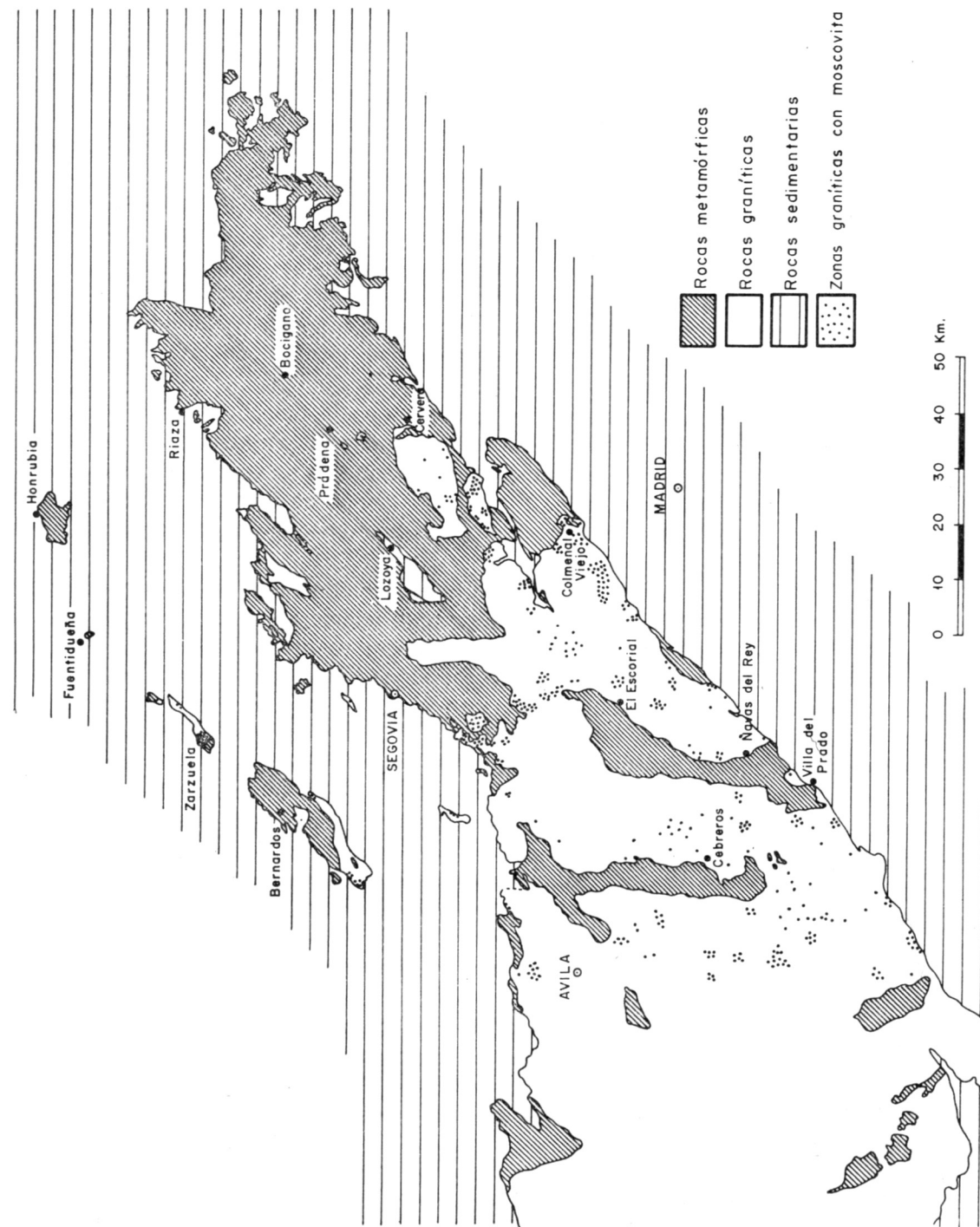


Fig. 43.—Mapa esquemático con las zonas de aparición de moscovita en rocas graníticas del Sistema Central.

la que mejor desarrollo ofrece de ella. En el campo puede verse cómo una multitud de enjambres de diques pegmatíticos y pequeños stocks de microgranitos y leucoadamellitas porfídicas con abundante moscovita atraviesan las granodioritas foliadas de toda la Sierra del Valle.

Si superponemos el mapa de distribución con los correspondientes a los otros silicatos aluminicos se percibe una correspondencia muy grande entre unos y otros; sobre todo, entre cordierita y moscovita. El enriquecimiento en alúmina del magma granítico queda bien patente en la aparición de todos estos minerales aluminicos, los cuales, creemos, pueden ser controles de momentos precisos en los estadios de cristalización.

En otras ocasiones, se encuentran muy ligadas a zonas de borde, en donde las facies pegmatíticas y micropegmatíticas intruyen en las rocas metamórficas.

Puede afirmarse, casi con carácter general, que la moscovita va restringida a rocas de tipo leucoadamellítico (de todas las variedades, aunque preferentemente con las de grano fino) y granitos s.s., además de los últimos diferenciados pegmatíticos (fig. 30-E). Cuando se localiza en adamellitas y granodioritas lo hacen como fase póstuma en muy pequeña cantidad.

Dentro de las variedades que existen pueden distinguirse dos generaciones. Una presenta hábitos tabulares grandes idiomorfos o subidiomorfos, y puede considerarse de primera generación; va asociada, principalmente, con algunas adamellitas y, sobre todo, con leucoadamellitas. El segundo tipo tiene hábitos xenoblásticos con formas más o menos ameboidales; suele ocupar venas y rodear a ciertos cristales de otra naturaleza, formando verdaderas cadenas, pero lo normal es que reemplace a biotita o que se desarrolle sobre feldespato potásico, el cual ofrece un fuerte control sobre ella. Hay que destacar que cuando sucede este fenómeno casi toda la biotita existente es de tonos rojizos, la cual, como ya se indicó, se distribuye preferencialmente en áreas próximas a macizos metamórficos. Las venas y cadenas siguen normalmente las direcciones de exfoliación de los cristales de feldespato potásico. Las leucoadamellitas (en todas sus variedades) y los granitos s.s. (también en todo su rango) son las rocas que lo contienen.

Por último, puede existir otro hábito muy común, que es el acicular, frecuente en los granitos micropegmatíticos con abundantes texturas gráficas. Esta moscovita corresponde, sin duda alguna, a las formas más evolucionadas de las otras dos variedades, aunque, tal vez, deriven del segundo tipo.

Cuando la roca tiene abundantes minerales aluminicos, como son la andalucita, cordierita y sillimanita, la moscovita se asocia texturalmente a ellos, dando la sensación de ser un producto de alteración suyo. En el

caso de la sillimanita no es muy perceptible, dado el carácter fibrolítico de ella.

La moscovita presenta texturas dactílicas con biotita y con feldespato potásico. Se han visto también algunos crecimientos simplectíticos entre ella y el cuarzo. Se presentan, igualmente, pequeños sinneusis que, a escala macroscópica, se transforman en verdaderos cuerpos pegmatíticos dentro del complejo filoniano.

En algunas áreas se han observado transformaciones de biotita a moscovita, con aparición de minerales opacos como subproductos de ellas.

Ante todo lo expuesto, puede concluirse la existencia más o menos delimitada en el tiempo de dos generaciones de moscovita. Aunque no se pueden ver con precisión las interrelaciones entre una y otra, lo que sí es evidente es que su rango de cristalización comienza antes que los otros silicatos aluminicos, y termina con posterioridad a ellos. Sus formas aciculares y esqueléticas dentro de los granitos aplíticos y pegmatíticos, además de sus formas blásticas anhedrales ameboidales, típicas de líquidos residuales intersticiales, así parecen indicarlo. Según esto, cabe pensar que el enriquecimiento en Al de los últimos diferenciados graníticos no sólo produce la aparición de andalucita, cordierita y sillimanita, sino también parte de la moscovita. Esta tomaría el K bien de los feldespatos potásicos ya cristalizados (lo cual explicaría su fuerte control hacia ella) o de los últimos fluidos ricos en K, los cuales la llevan a cristalizar hasta los momentos pegmatíticos finales, o póstumos.

3.8. GRANATE

La presencia de granates en las áreas plutónicas del Sistema Central han sido citadas ya por: SAN MIGUEL y ASENSIO AMOR (1955), SAN MIGUEL et al. (1957), FEBREL et al. (1958), SAN MIGUEL et al. (1956), TINAO (1966), PEINADO (1973), PEDRAZA (1973), etc.

En la figura 44 están representadas las áreas de distribución. Algunas de ellas corresponden a afloramientos filonianos de pegmatitas, y otros a pequeñas apófisis o stocks de granitos aplíticos, tonalitas o micropegmatíticos (fig. 30-F). La concentración más importante está en las leucoadamellitas de grano fino, portadoras de nódulos cordieríticos de Bustarviejo (plutón de La Cabrera). Las demás son zonas de escaso desarrollo o muy localizadas.

Son también varios los puntos en los que aparecen diques pegmatíticos con granates dentro de los macizos metamórficos, y que no han sido señalados. Así, algunas áreas con estas características son: Miraflores de la Sierra (estación del ferrocarril), Colmenar Viejo (área del E. del

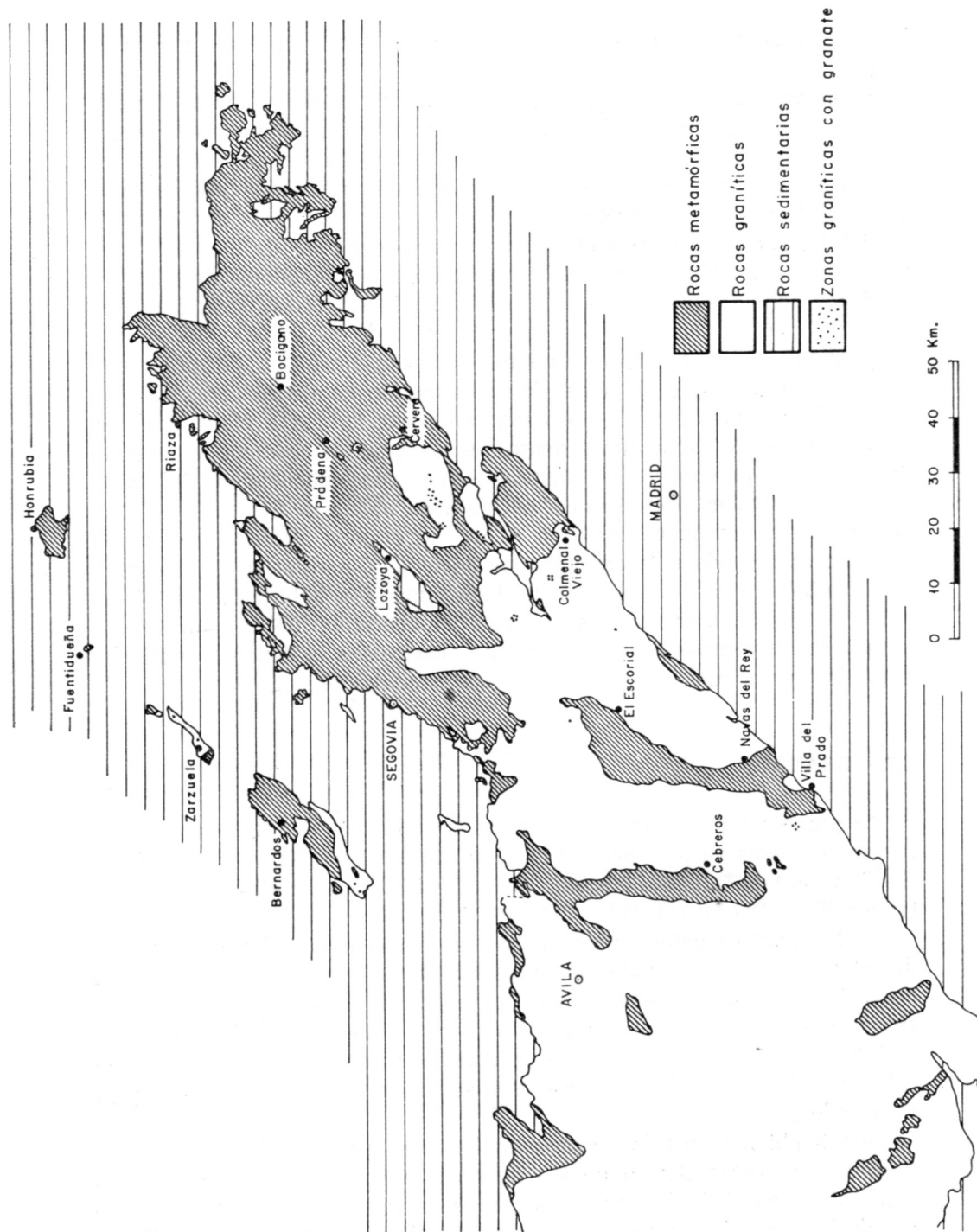


Fig. 44.—Mapa esquemático con las zonas de aparición de granate en rocas graníticas del Sistema Central.

pueblo) y Gandullas (N. de Buitrago del Lozoya). Igualmente se han visto granates en algunas cavidades miarolíticas de granitos de las áreas centrales.

Normalmente, las rocas graníticas que incluyen granates son los diferenciados finales del magma granítico.

Los granates se presentan en cristales generalmente euhedrales y de pequeño tamaño (fig. 46). Una característica bastante común es la de presentarse dentro de texturas micropegmatíticas o aplíticas de grano fino, con desarrollo más o menos intenso de texturas gráficas.

Se han analizado, mediante microsonda, tres granates de tres zonas diferentes: leucoadamellitas de grano grueso de La Maliciosa (Pedriza de Manzanares), granito de grano fino de Navas de la Asunción (NW. de Segovia) y granito de grano fino de la banda occidental del plutón de Nava-

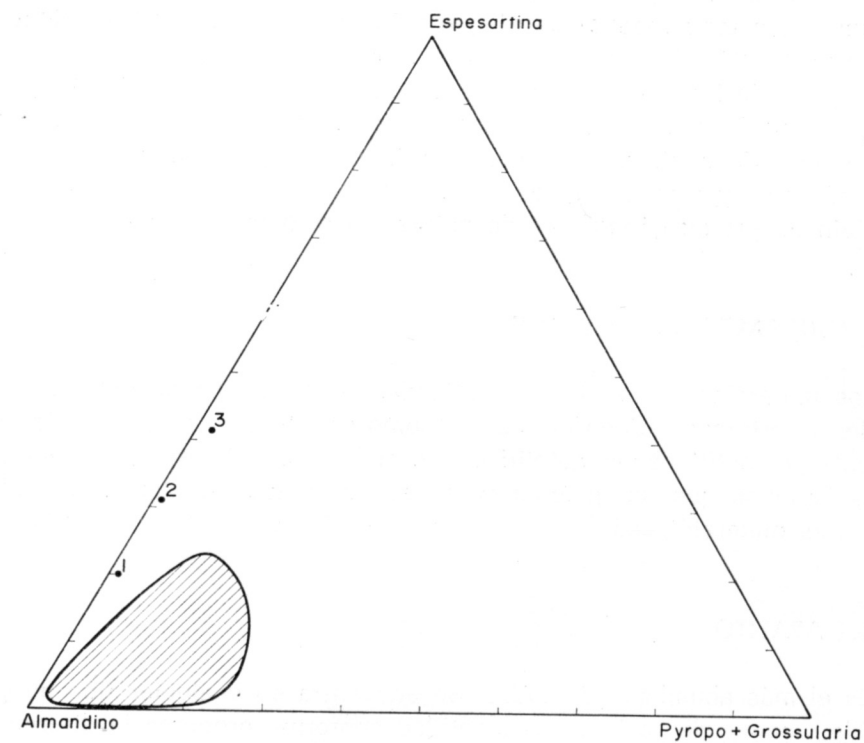


Fig. 45.—Triángulo de proyección de la composición de los granates analizados en rocas graníticas. La zona rayada corresponde a la composición de granates en rocas metamórficas del Sistema Central, según López Ruiz et al. (1975).

lafuente. La composición química respectiva, expresada en valores moleculares, es:

	1	2	3
Alm.	78,46	68,03	56,16
Pyr.	0,86	0,83	1,55
Esp.	19,59	30,84	41,67
Gross.	1,07	0,64	0,59

Estos valores se han proyectado dentro del triángulo Alm-Py-Esp+gros (figura 45), en donde están representados también los valores dados por LOPEZ RUIZ et al. (1975) para los granates de las rocas metamórficas del Sistema Central. Como se puede observar, los campos de proyección son distintos, si bien el granate de La Maliciosa (Hoja 508) (que es el único con un ligero tono rosado) es el que más se aproxima a ellos, mientras que la proporción de Pyr y Gross se mantiene casi constante. El resto de la composición fluctúa en los distintos valores de la relación Alm/Esp.

Dado que la gran mayoría de las rocas que presentan granate son facies pegmatíticas, sin ninguna conexión evidente con aspectos puramente metamórficos, y a tenor de los datos químicos expuestos anteriormente, concluimos que su génesis es de naturaleza ortomagmática.

3.9. MINERALES ACCESORIOS

Los minerales accesorios se extienden en un ancho espectro que va desde los ortomagmáticos primarios (como apatito y circón) hasta los puramente pegmatíticos-neumatolíticos (turmalina, topacio, etc.), pasando por todos aquellos que se generan como subproductos de algunas transformaciones mineralógicas.

3.9.1. APATITO

Es el más abundante de todos. Se encuentra en cualquier tipo de granitoide, aunque decreciendo en cantidad conforme progresa la diferenciación. Solamente se ha observado un ligero aumento cuando la roca granítica se halla en zonas de contacto. Es frecuente que en tal ocasión vaya acompañado de biotita rojiza.

Sus hábitos son muy variados. Desde las formas subredondeadas alo-triomorfas, propias de términos de contacto (bien como cristal único o

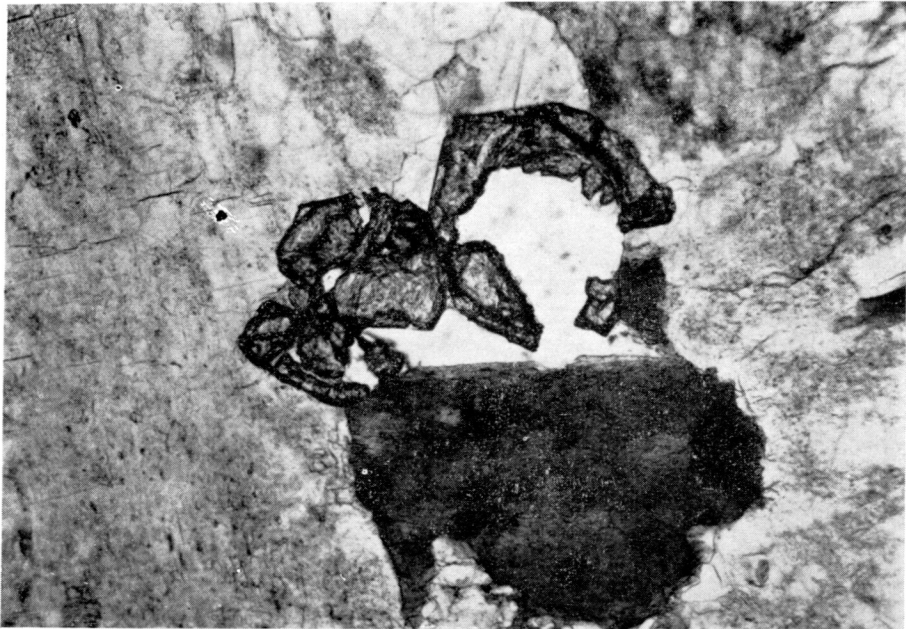


Fig. 46.—Cristales idiomorfos de granates junto a biotita. NII-X25 ILM 50448.

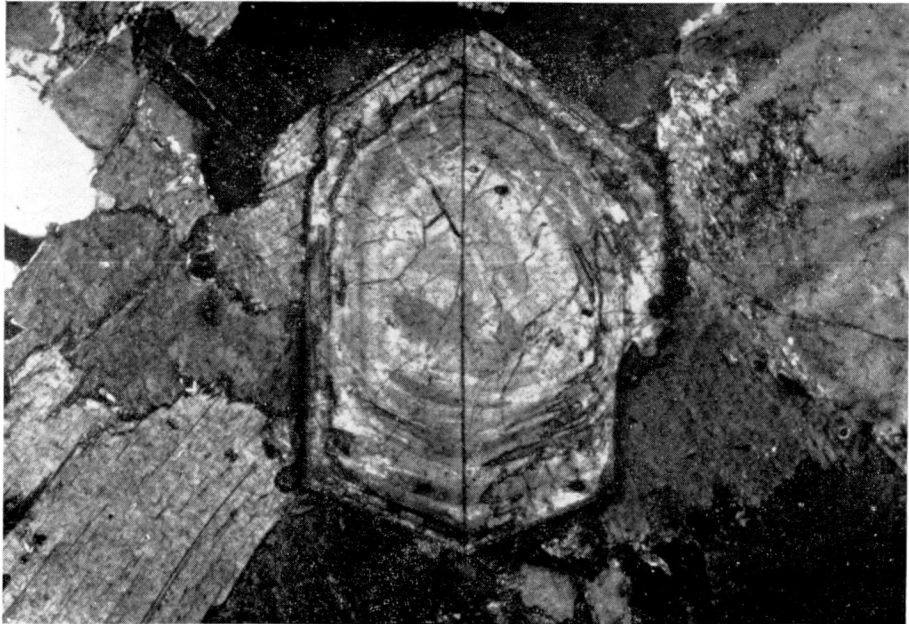


Fig. 47.—Cristal idiomorfo de allanita maclado con zona de alteración en el borde. NX-X16 ILM 37142.



Fig. 48.—Allanita con zonado en reloj de arena. NX-X10 ILM 32957.

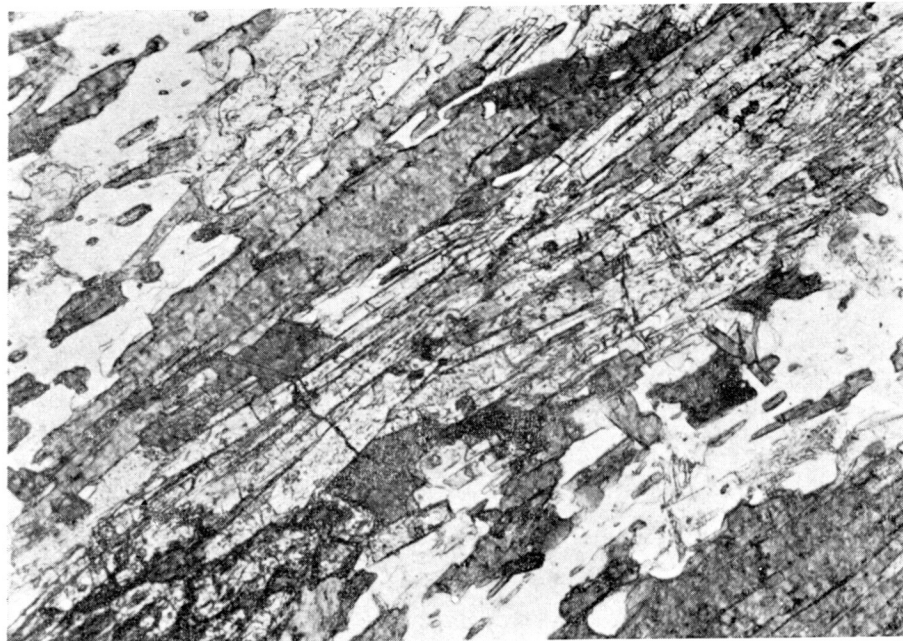


Fig. 49.—Textura lepidoblástica de biotita-sillimanita en enclave metamórfico. NII-X25 ILM 28000.

como agregado granular), se va pasando por formas más prismáticas subidiomorfas, hasta llegar a los hábitos prismáticos idiomorfos típicos que se incluyen en biotitas (fig. 23). En las adamellititas con o sin anfíbol de la zona de Cardenosa se han encontrado hábitos prismáticos alargados con tendencia acicular, que parece indicar, según los trabajos de WYLLIE et al. (1962), una mayor temperatura de formación. En ocasiones pueden observarse gran cantidad de agujas de ¿apatito? más o menos concordantes con los planos de macla de un cristal de plagioclase.

En algunos casos se ha visto apatito incluyendo a circón, y en otros, muy pocos, a biotita.

Todos estos datos petrográficos dan idea de la diversidad de condiciones físicas y temporales por las que ha pasado la cristalización del apatito. Se concluye, por lo tanto, que su período de formación, aunque comenzó en los momentos primeros de la cristalización (como lo indica el que habitualmente está incluido en la biotita), pudo extenderse hasta después de haber cristalizado parte de la biotita. En ciertos lugares el apatito pudo haber sido asimilado a partir de las rocas metamórficas de contacto.

3.9.2. CIRCON

Es el segundo mineral accesorio en abundancia dentro de todos los existentes. Cuanto mayor es la basicidad de la roca granítica, mayor es la cantidad de circón en ella.

La manera más frecuente de aparecer es incluido en biotita, desarrollando en torno suyo halos pleocroicos de muy variada extensión. Los hábitos que adopta son subredondeados, subidiomorfos e idiomorfos, con tamaños pequeños. En alguna ocasión se le ha visto zonado. Lo más común es que se presenten rotos, fracturados y con desarrollos irregulares. Pocas veces es idiomorfo.

3.9.3. ALLANITA

La allanita ha sido un mineral muy poco citado y descrito en los granitos del Macizo Central. Por lo tanto, se la puede considerar casi desconocida en este área. Sólo se conoce la cita de PEINADO (1973) en los granitos del norte de El Escorial.

Dentro de toda la serie granítica, se encuentra distribuida con carácter preferencial en los tipos graníticos más básicos, es decir, en los que poseen mayor cantidad de anfíbol, plagioclase y biotita. Zonas con abun-

dante allanita que presentan estas características son las de Cardeñosa y Villacastín.

Con menor frecuencia se la ha localizado en algún término más ácido, como pueden ser adamellitas o leucoadamellitas, pero con unas características petrográficas que parecen indicar una procedencia por arrastre, desde los primeros cristalizados hasta los últimos. A la vista de estos hechos se puede hablar de que se genera en los primeros estadios de la consolidación, pero que luego, durante la diferenciación, se puede reciclar hacia rocas de composición más ácida. Procesos semejantes se han reconocido en la plagioclasa.

Su hábito más frecuente es el prismático exagonal idiomorfo. A veces está algo rota y fracturada. Sus colores son pardo-amarillentos, con muy débil o nulo pleocroísmo, variando sobre los mismos tonos. Se altera selectivamente en forma concéntrica, de fuera a dentro, a productos amarillentos amorfos. No es raro verla maclada (fig. 47) y zonada concéntricamente. Esporádicamente exhibe estructura en reloj de arena (fig. 48).

La allanita incluye plagioclasa y, a veces, algo de cuarzo. A su vez puede estar incluida en cristales de feldespato potásico y cuarzo, sobre los cuales queda claramente de manifiesto su típico carácter metamórfico. Esto viene reflejado al producirse (por fenómenos de alteración e hidratación) grietas anastomosadas radiales (fig. 16).

En las rocas graníticas cataclásticas intercrece junto a epidota, que se sitúa en el borde.

3.9.4. EPIDOTA

Es muy abundante como subproducto de la transformación biotita-clorita. Sus hábitos suelen ser anhedrales, agrupándose en agregados subredondeados o pequeños prismas subidiomorfos. Lo más frecuente es encontrarla autóctona en la propia clorita, siguiendo los planos de exfoliación. Otras veces se instala intersticialmente, con hábitos idiomorfos, entre cristales de plagioclasa. En una sola ocasión se ha encontrado piedmontita junto a clorita.

3.9.5. CARBONATOS

En las rocas que se presenta con mayor frecuencia son en los granitos cataclásticos (del tipo rosado), acompañando a clorita y sericita. También se localiza sobre los cristales de plagioclasa y entre los planos de exfoliación de las biotitas. Buena parte de estos carbonatos son de origen deutérico a partir de la plagioclasa.

3.9.6. ESFENA

Las rocas graníticas que contienen mayor cantidad de esfena son las de tendencia más básica, es decir, las anfíbolíticas, en donde se presenta con formas idiomorfas a subidiomorfos, localizadas en puntos muy restringidos de la roca. En el resto de los casos aparece en formas granulares sobre la clorita, como subproducto de alteración de la biotita.

3.9.7. OPACOS

Existe una gradación en cantidad, de mayor a menor, desde rocas granodioríticas hasta los tipos más ácidos. Se suele encontrar con formas alotriomorfos y subidiomorfos, bien aislado o bien junto a biotita y anfíbol. Sólo en algunos granitos s.s. y leucoadamellitas hay evidencia de opacos cúbicos y rectangulares, de clara naturaleza sulfurosa. Corresponde a los minerales metálicos de los últimos diferenciados neumatolíticos-hidrotermales.

En los conjuntos de agregados sinnéuticos de biotitas, biotitas-anfíbol y anfíboles se hallan, a menudo, abundantes opacos de gran tamaño, bien junto a ellos o como inclusión en cualquiera de los dos minerales.

3.9.8. PRENHITA

Es muy poco abundante en las rocas graníticas del Sistema Central. Se localiza en rocas adamellíticas ricas en plagioclasa y biotita que presentan un cierto grado de alteración. Son cristales grandes agrupados que, en el caso de que la roca esté algo fracturada, se disponen en el interior de las grietas, formando verdaderos cordones o venas.

3.9.9. PLEONASTO

Se encuentra en adamellitas cordieríticas ácidas en la zona de Colmenar Viejo. Son granos pequeños alotriomorfos que se sitúan sobre cristales de cordierita o muy próximos a ella. Su presencia la interpretamos como indicativo de fenómenos asimilatorios sobre materiales pelíticos, ricos en alúmina.

3.9.10. TURMALINA

Es un mineral accesorio abundante, pero muy localizado espacialmente. Las zonas pegmatíticas (con moscovita) y algunos granitos aplíticos son los que la presentan en mayores cantidades. En el área de Segovia, en ciertos plutones del Norte, existen granitos con tal cantidad de turmalina que se les puede denominar granitos turmaliníferos. Exhibe hábitos prismáticos y columnares de colores verdes y verde oscuro, con fuerte pleocroísmo (lo que parece indicar alta concentración de Fe) e intensa absorción en algunos puntos. También adopta formas subredondeadas y son visibles algunas secciones basales triangulares curvas, con manifestaciones claras de zonados. Incluye minerales radiactivos que se traduce en ciertos puntos azulados con halos pleocroicos concéntricos.

4. ENCLAVES

Los enclaves de la serie granítica del Sistema Central español son de naturaleza diversa.

Siguiendo la nomenclatura propuesta por DIDIER (1973), podemos distinguir los siguientes tipos:

a) Enclaves de rocas metamórficas y ricos en mica («surmicaceous»): corresponden a rocas pelíticas y carbonáticas incluidas en el granito, y a enclaves muy ricos en biotita, respectivamente.

b) Enclaves microgranulares: son rocas de color oscuro, textura microgranuda y composición cuarzodiorítica, que corresponden a lo que otros autores del Sistema Central han venido llamando «gabarros».

c) Nódulos cordieríticos.

De todos ellos los más abundantes son los *a)* y *b)*. Aunque existen ciertas asociaciones paragenéticas y texturales que distinguen bien unos de otros, se dan casos en que la ausencia de alguno de estos caracteres puede llevar a confusión respecto a la verdadera identidad del enclave.

Como se puede observar, los tipos citados son los mismos que, invariablemente, vienen presentándose siempre en las series graníticas de los grandes batolitos calcoalcalinos de los cinturones orogénicos.

En general, todos los autores que han trabajado en el Sistema Central han señalado siempre su presencia en las rocas graníticas, pero sólo han sido tres los que les han dedicado algo más de atención. El primero de ellos fue FUSTER e IBARROLA (1956), el cual consideró que los enclaves de gneis y los ricos en biotita sufrían procesos de basificación que hacían perder la antigua estructura de orientación y generaba agregados de grano fino ricos en plagioclasa y biotita, de composición cuarzodiorítica (los enclaves microgranulares). Posteriormente aparecía un proceso de acidifi-

cación que lo granitizaba, hasta difuminarlo por completo. FEBREL et al. (1958) y SAN MIGUEL et al. (1956) recogen estas mismas ideas y las aplican a los enclaves que aparecen en el plutón de La Cabrera y en la zona de San Lorenzo de El Escorial, respectivamente.

Su distribución general, dentro de todo el área estudiada, se hace (preferentemente en los enclaves microgranulares) con un criterio selectivo hacia la naturaleza de la roca granítica. En los ricos en biotita el criterio que los rige es el de proximidad o lejanía a macizos metamórficos, siendo más abundante en las áreas de contacto. Hay ciertos tipos de granitos muy particulares que dada su gran homogeneidad no presentan ningún enclave, o son muy escasos: granito, facies mixtas de Peguerinos; leucoadamellitas de grano fino de La Cabrera; leucoadamellitas de La Pedriza; adamellitas de El Barraco; leucoadamellitas de Cadalso de los Vidrios; leucoadamellitas porfídicas de grano grueso de Navalunga, etc.

4.1. ENCLAVES DE ROCAS METAMORFICAS PELITICAS Y RICOS EN MICA («SURMICACEOUS»)

Dentro de lo que son verdaderas rocas metamórficas sin transformar están los términos metamórficos existentes en las áreas metamórficas encajantes del gran batolito central. Los tipos más comunes son: gneises glandulares, gneises laminares y esquistos; todos ellos de variedad biotítica, ricos en alúmina. Solamente se han encontrado rocas parafibolíticas al W. del macizo de La Cañada, a la altura del pueblo de El Herradón.

Sus contactos con el granito son netos, con formas angulosas, y tamaños que varían entre 10 y 20 cm. Generalmente no presentan fenómenos de reacción ni de transformación, a excepción de los calcáreos, que muestran dos y tres aureolas de reacción. Son menos abundantes que los «surmicaceous» y van en íntima asociación con ellos.

Los enclaves ricos en micas, o «surmicaceous», corresponden a términos gneísicos, corneánicos y esquistosos. Frecuentemente adoptan formas lenticulares más o menos alargadas. Los contactos con el granito encajante son netos la mayoría de las veces y, en ocasiones, algo difusos, habiendo casos en que el material granítico se inyecta «lit-par-lit» por los planos de esquistosidad del enclave. Sus tamaños son muy variables y van desde pequeños «clusters» biotíticos de 1 ó 2 cm. hasta dimensiones de un metro y más, constituyendo pequeños «roof pendant» satélites de las grandes áreas metamórficas. El tamaño más general oscila entre 10 y 20 cm., distribuyéndose preferentemente en las zonas de contacto, donde la roca granítica comienza a adoptar estructuras migmatíticas de transición que nunca alcanzan gran desarrollo (entre 10 y 20 m.). Las re-

laciones estructurales, entre ellos y con respecto a la roca caja, ponen de manifiesto que sólo dentro de la banda migmatítica del borde, y a veces dentro del granitoide un poco alejado de ellas, se da cierta concordancia entre la orientación de los enclaves y la línea de contacto. En el resto, la distribución interna es caótica, lo cual habla de movilizaciones en el magma granítico que trastocan y dislocan toda la estructura metamórfica encajante.

En los casos en que el granitoide encajante está foliado los enclaves tienden a adoptar posiciones concordantes con él.

De todas las áreas de contacto hay que destacar, por su abundancia en enclaves, las siguientes: Navas de la Asunción (metamorfismo epizonal); extremo sur del macizo de La Cañada (metamorfismo mesozonal), con abundantes «roof pendant» en el granito, como ocurre en las zonas de Cebreros, El Tiemblo, Guisando, Puerto de Casillas, Pantano de El Burguillo, Peña de Cenicientos; contacto W. de Herradón (metamorfismo mesozonal); áreas de contacto del norte de Cercedilla (metamorfismo catazonal); zona de Colmenar Viejo (metamorfismo catazonal). En algunas zonas locales, como en el Pantano de El Burguillo, los enclaves «surmicaceous» forman «swarm-like clusters» junto a enclaves microgranulares.

Esta clase de enclaves se encuentra esparcida por todos los términos graníticos, desde las granodioritas foliadas muy ricas en biotita hasta las adamellitas, en donde parecen tener una estrecha relación con las áreas donde se desarrollan minerales aluminicos dentro del granito (preferentemente, cordierita, andalucita y sillimanita). Igualmente aparecen en algunos términos graníticos, aunque en menor cantidad.

COMPOSICION MINERALOGICA Y TEXTURAL

En los enclaves gneísicos glandulares y laminares la mineralogía que se presenta es la siguiente: Q-Mi-Plg-Bi-Mosc-Sill-Cord-Gran. Como observamos, todos estos minerales son los típicos que aparecen en el conjunto global de todo el metamorfismo regional de Bajas Presiones del Sistema Central para rocas pelíticas, LOPEZ RUIZ et al. (1975). Sólo hay que exceptuar aquellos casos en que junto a estos minerales aparecen espinelas (variedad pleonasto) y corindón, lo que indica que sobre ellos ha existido un cierto metamorfismo termal.

En las rocas con texturas esquistosas más comunes son: Q-Plg-Bi-Mosc; Q-Bi-Mosc. Menos frecuente es Bi-Horn-Q. Las únicas asociaciones que se apartan un poco de ellas se dan en el área de Sotillo de La Adrada y Avila. En la primera hay agregados de Bi-And orientados y muy transformados.

En los alrededores de Avila aparecen enclaves esquistosos con Q-Plg-Bi-Sill-And-Espin. Hay que hacer notar, como regla general, que la plagioclase nunca se encuentra zonada.

Las relaciones texturales entre cada uno de estos minerales, y sus abundancias relativas, hacen pensar que gran parte del Q-Plg-Bi son de metamorfismo regional, siendo el resto producto de la influencia térmica del magma granítico.

Las texturas de todos estos enclaves metamórficos son las pertenecientes a su grado, dentro de la escala de metamorfismo regional; es decir, los gneises glandulares exhiben una foliación biotítica que rodea a los fenoblastos de feldespato, mientras que los gneises bandeados y esquistos presentan esquistosidad biotítica, con texturas granolepidoblásticas.

Por otra parte, los enclaves «surmicaceous» desarrollan con más extensión los minerales que se vienen considerando clásicamente como térmicos dentro de los fenómenos de metamorfismo de contacto. Así, la paragénesis más común es: Q-Fto K-Plag-Bi \pm Sill \pm Cord \pm And, pudiendo quedar reducida a Q-Fto K-Plag-Bi. Como minerales accesorios más frecuentes están Mos-Espin-Corin-Turm-Ap-Cir-Op.

El feldespato potásico suele ser microclina. Sus concentraciones mayoritarias sólo son esporádicas.

La plagioclase está sin zonar, o muy poco zonada, con un zonado continuo.

La biotita es el mineral más abundante en este tipo de enclaves. Su hábito es tabular en grandes placas que intercrecen, formando anchas bandas lepidoblásticas entre las que se sitúa el resto de los minerales. Va acompañada de inclusiones de circón. El fuerte pleocroísmo en tonos rojizos intensos, junto con su alteración a clorita+aguja de rutilo en texturas sageníticas, sugiere un alto contenido en Ti. Este hecho parece enlazar bien con el de que, en la mayoría de las ocasiones, las facies graníticas de contacto presentan biotita con iguales características. Estaríamos entonces ante un posible origen asimilatorio para estas facies, a partir de la rotura y disgregación de los enclaves «surmicaceous».

La cordierita también es abundante; sus formas son subredondeadas y alotriomorfas, con desarrollos blásticos, sobre los que se instalan otros minerales aluminicos. En otros casos hay granos bien diferenciados, totalmente pinnitizados, que parecen relictos y que corresponderían al metamorfismo regional de la roca, mientras que en el primer caso sería de neoformación por fenómenos térmicos de contacto. Hay una estrecha relación entre su presencia en enclaves y las zonas graníticas metamórficas. Se deduce entonces, como sucedía con la biotita, un posible origen asimilatorio endomórfico para explicar su procedencia.

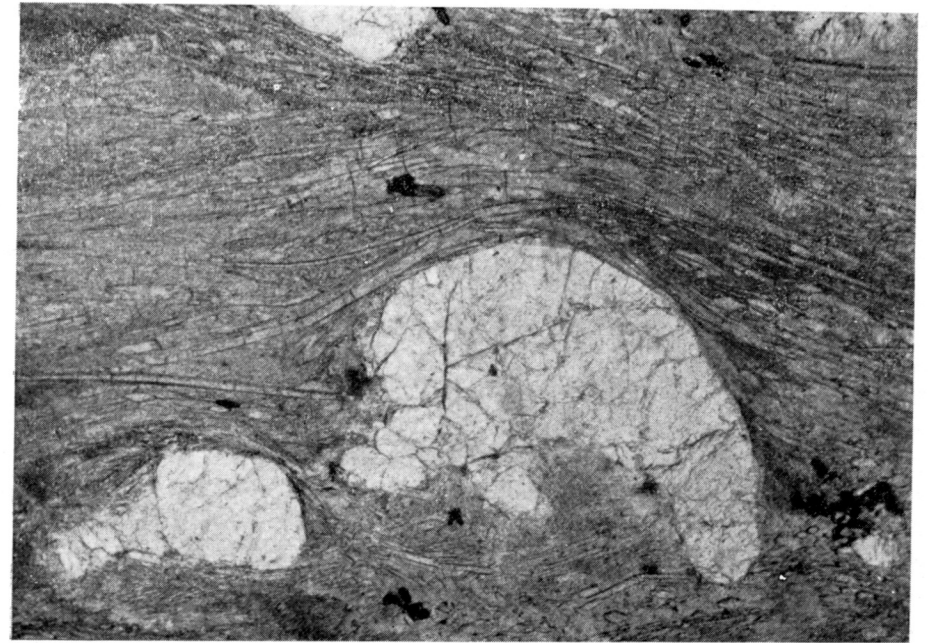


Fig. 50.—Cristal de apatito rodeado de sillimanita. NII-X10 ILM 29844.

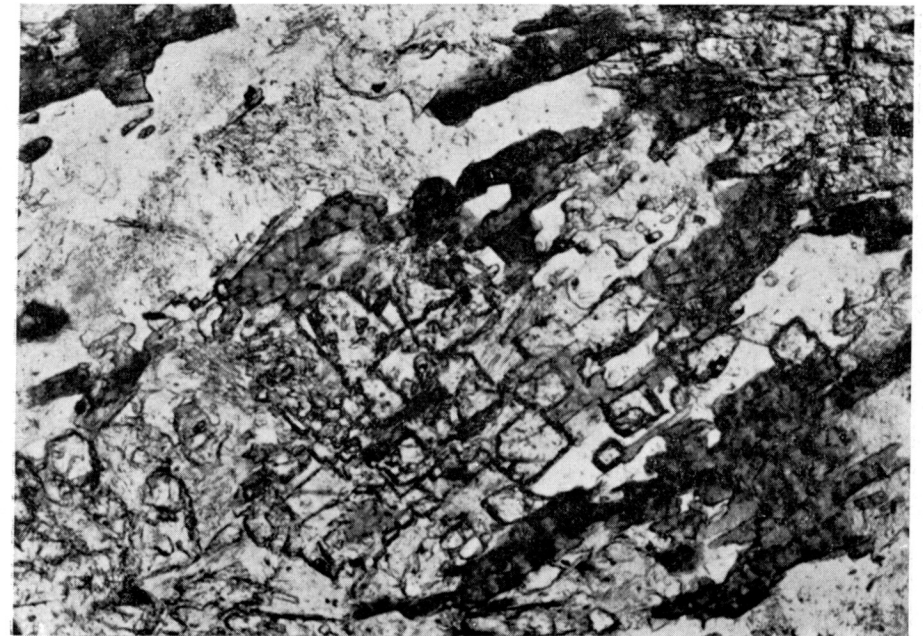


Fig. 51.—Andalucita de neoformación en enclave metamórfico. NII-X40 ILM 28000.

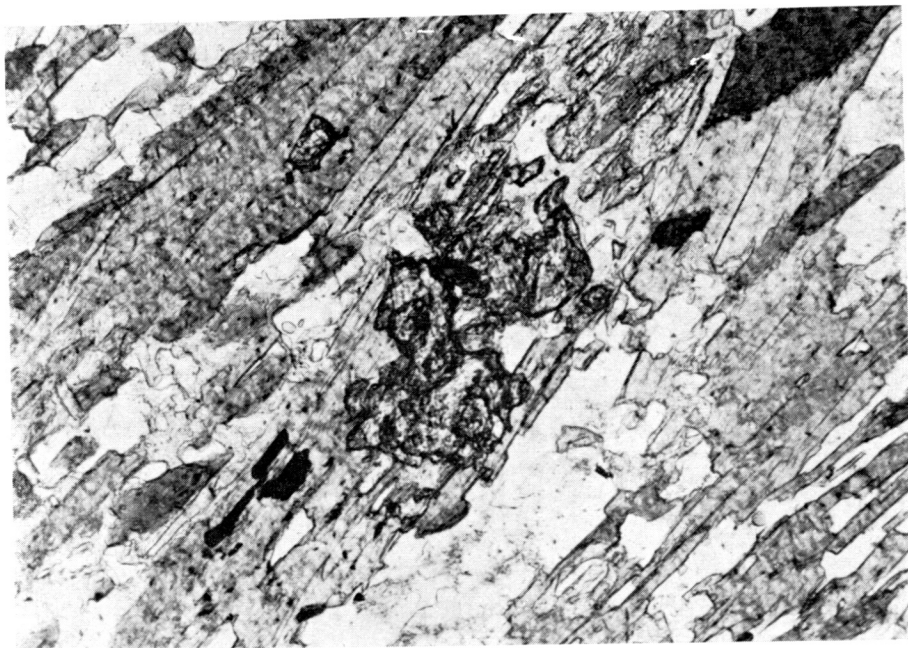


Fig. 52.—Cristal de neoformación de corindón junto a biotita en enclave metamórfico. NII-X25 ILM 28000.

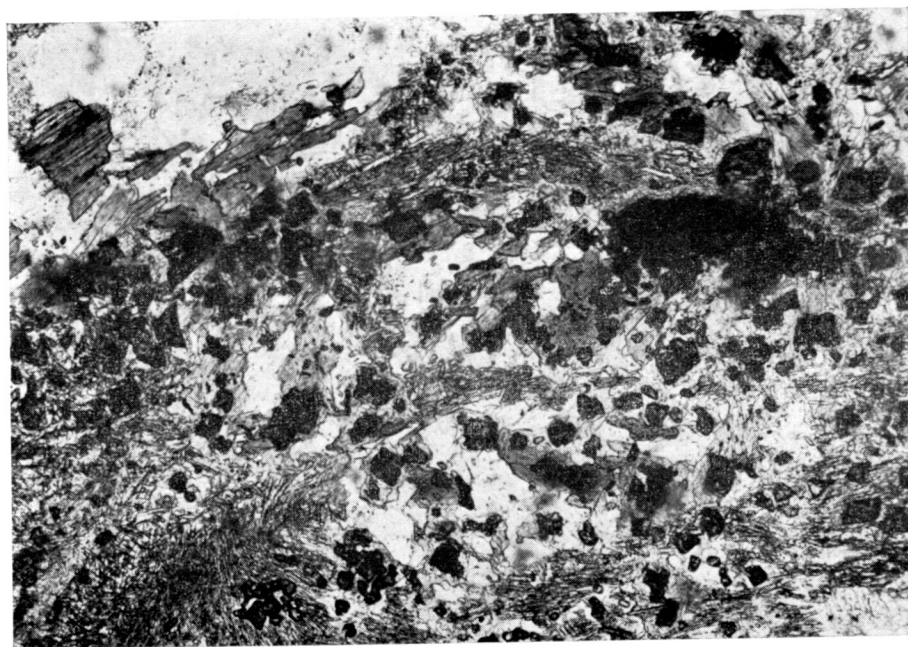


Fig. 53.—Cristales de pleonasto de neoformación junto a sillimanita y biotita en enclave metamórfico. NII-X25 ILM 4020.

La sillimanita es abundante. Sus hábitos más comunes son los aciculares y prismáticos. Se agrupan entre sí para formar agregados que, concordantemente con la biotita, definen texturas lepidoblásticas (fig. 49). En la zona de Colmenar Viejo llegan a englobar totalmente grandes cristales redondeados de apatito muy abundante (fig. 50). Algunas de las características propias, y sus interrelaciones con otros minerales, hacen pensar que parte de esta sillimanita es de neoformación, y define, por tanto, facies piroxénicas de metamorfismo de contacto.

La andalucita es frecuente, sobre todo en aquellos enclaves que presentan conjuntamente el resto de los minerales aluminicos. Su hábito es alotriomorfo y, otras veces, prismático de pequeño desarrollo, probablemente de neoformación (fig. 51). En algunos afloramientos parece ser póstuma al resto de los minerales.

La moscovita no ofrece amplios desarrollos y va ligada a Cord-Sill-And.

Entre los minerales accesorios es frecuente el apatito, que exhibe hábitos redondeados de gran tamaño, bien incluido en biotita o fuera de ella. La turmalina es, por lo general, un mineral póstumo, y se produce por influencia de las facies finales graníticas. Pero de todos ellos el corindón y la espinela son los accesorios más genuinos e indicativos que pueden constituirse en minerales índice para indicar la naturaleza «surmicacea» del enclave.

Dentro de los enclaves, el corindón aparece de dos maneras distintas: como pequeños cristales idiomorfos bien definidos, asociados a espinela con bandas de andalucita-sillimanita, y como granos irregulares anhedral con abundante fracturación y, en ocasiones, maclado, sobre biotita lepidoblástica (fig. 52). En los bordes se transforma en moscovita.

La espinela (variedad pleonasto) se presenta en diminutos cristales octaédricos de fuerte color verdoso, en amplias franjas asociado a sillimanita lepidoblástica (fig. 53), con agregados granulares independientes.

Las propiedades petrográficas de estos dos últimos minerales, junto con sus lugares de aparición en el campo, indican que son neoformados por efecto térmico durante los fenómenos de intrusión granítica. Al mismo tiempo no se han encontrado ni espinela ni corindón en los materiales metamórficos fuera de la zona de influencia del conjunto granítico, confirmando, junto con la ausencia de otras paragénesis críticas, la ausencia de facies granulíticas regionales. Por otro lado, FUSTER, FEBREL (1959), FEBREL et al. (1958), SAN MIGUEL et al. (1956), etc., también las consideran en este sentido.

La composición textural de los enclaves «surmicaceous» es esquisto-sada formada por biotita rojiza, y en ocasiones sillimanita, definiendo auténticas bandas lepidoblásticas. A veces conservan micropliegues, lo que prueba su origen externo. La cordierita, el cuarzo, la plagioclasa y el fel-

despato potásico se agrupan en bandas granulares que, junto a las anteriores, confieren al enclave una típica textura granolepidoblástica.

En aquellas áreas en donde la roca caja es de naturaleza gneíscica es común encontrar texturas transicionales desde enclaves ricos en mica hasta enclaves gneíscicos. En las muestras migmatizadas se hace presente la transición a granito, mediante una pérdida casi total de la foliación.

Respecto a su composición química, en el Cuadro II se expresa la composición de dos enclaves de este tipo. En la figura 54 puede verse que la tendencia general de ellos varía ligeramente con respecto a los microgranulares.

HIPOTESIS GENETICAS

Dado que la serie granítica del Sistema Central es una serie intrusiva en las rocas metamórficas regionales, consideramos que no puede hablarse, como han intentado ver algunos autores en otras áreas granítico-metamórficas del mundo, de que estos enclaves queden restringidos a un cierto tipo de composición granítica o a un cierto tipo cinemático concreto de granito. Más bien se concluye que todas las propiedades paragenéticas y texturales de los enclaves de rocas metamórficas y «surmicaceous» son idénticas a las que se citan en otros lugares, lo que parece confirmar que se trata de un mismo fenómeno plutónico-metamórfico que se manifiesta con igualdad de características en todos los puntos.

A la vista de estos hechos se deduce que siempre que un magma granítico entra en contacto con amplias zonas metamórficas da lugar a este tipo de enclaves, en donde los «surmicaceous» representan los términos más evolucionados de las rocas metamórficas. La riqueza en biotita y alúmina de sus paragénesis, la cual genera minerales aluminicos de neoforación por fenómenos de metamorfismo termal, habla de un origen xenolítico externo para ellos.

4.2. ENCLAVES DE ROCAS CARBONATADAS

Enclaves de rocas carbonatadas se localizan en el área de Navas del Rey y constituyen los restos de la formación calcárea descrita por PEINADO (1973) en el macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado.

Sus tamaños aproximados son de 10 cm., y su aparición, esporádica. El tipo granítico que los contiene es una granodiorita, más o menos foliada, que en algún punto presenta hornblenda verde.

Se caracterizan por la presencia de unas bandas de reacción, variables

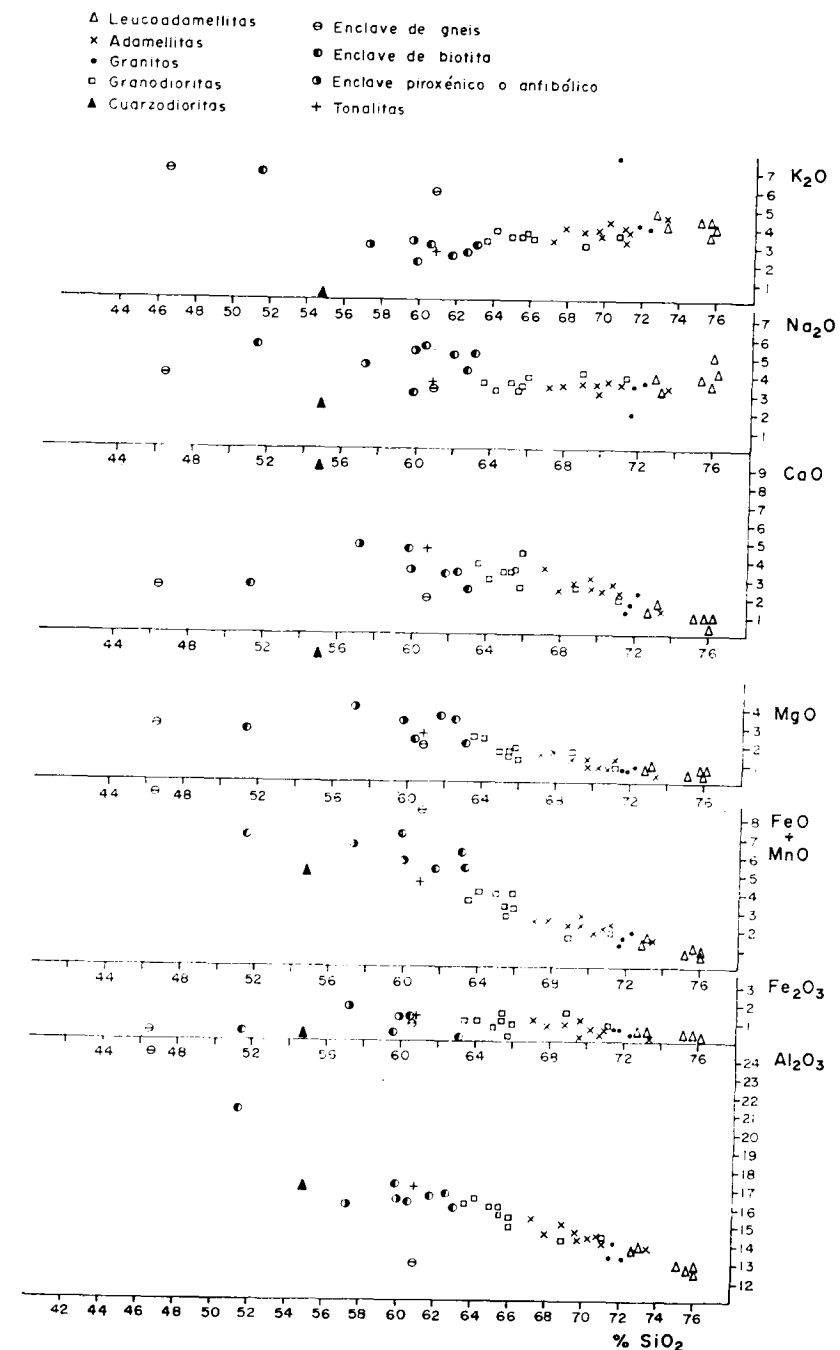


Fig. 54.—Diagrama binario relaciones SiO_2 -óxidos para enclaves y rocas graníticas del Sistema Central.

en número, de diferente composición mineral. De fuera a dentro la mineralogía que aparece es:

a) Biotita (parda)-cuarzo-feldespato potásico (poco)-moscovita (muy poca)-plagioclasa (poca y sin zonar)-epidota (poca, granular).

La textura resultante es granoblástica de grano fino con lineación radial de la biotita.

b) Cuarzo (abundante)-anfíbol (de neoformación; varía desde núcleos incipientes incoloros hasta cristales grandes alotriomorfos de color verdoso intenso, tipo hornblenda)-plagioclasa (poca y sin zonar)-esfena (poca, granular)-opacos-epidota (con núcleos pequeños de ¿allanita?).

c) Cuarzo (poco)-clinopiroxeno (muy abundante, totalmente rodeado de epidota)-esfena (poca y granular)-lentejones de carbonato.

La textura es granoblástica de grano fino con gran cantidad de clinopiroxeno que, según PEINADO (1973), ya existía en el macizo metamórfico, siendo de naturaleza diopsídica. Todo él está rodeado de una corona de epidota de la variedad clinozoisita.

El granito encajante es de grano grueso, muy deformado, con zonas de cuarzo recrystalizado y biotitas alteradas a opacos que la rodean. La dirección de la foliación es concordante con la lineación de la biotita en la primera banda.

En algunas ocasiones puede faltar la aureola biotítica, poniéndose la banda anfibólica en contacto directo con el granito encajante. En este caso los cristales de plagioclasa del granito, en el contacto justo con el enclave, muestra unas interacciones de tipo simplectítico.

4.3. ENCLAVES MICROGRANULARES

NATURALEZA, DISTRIBUCION Y ABUNDANCIA

Dentro de la gran variedad de enclaves, definimos como enclaves microgranular aquellos de color oscuro, textura microgranuda y composición diorítica y cuarzo-diorítica principalmente que son característicos de las asociaciones de granitoides intrusivos (generalmente, granodioríticos y adamellitas) de los grandes batolitos orogénicos.

Varían desde cuarzodioritas piroxénico-anfibólicas hasta verdaderas granodioritas (muy poco abundantes) (fig. 55), pasando por cuarzodioritas biotíticas que son, con mucho, las más frecuentes en todo el Sistema Central. No se han encontrado composiciones más básicas.

Las formas más usuales son las circulares o elípticas. Sus tamaños

oscilan entre pocos centímetros y 50 cm., siendo las dimensiones más corrientes entre 10 y 20 cm.

Desde el punto de vista petrogenético, las relaciones de contacto entre enclave-granito son de gran interés. El contacto agudo y neto es el más común. Es raro ver enclaves de este tipo con bordes oscuros, como ocurre a veces en enclaves xenolíticos enganchados por granitos intrusivos. Esta ausencia puede interpretarse como una falta total de reacción entre granito y enclave, lo que podría indicar que las dos rocas se encontraban en un estado físico muy semejante en el momento de conectarse. Las pocas veces que presentan aureola es de color claro, y de pequeña extensión (2-3 cm.), formada principalmente de cuarzo y feldespato potásico. Únicamente cuando están en leucoadamellitas es cuando presentan contactos menos bruscos. Este hecho se interpreta como indicativo del comienzo de los fenómenos de alcalinización que homogeneizan, en sentido granitizante, todo el enclave.

Las granodioritas y adamellitas son las rocas que preferentemente los encajan. Sobre todo, las adamellitas más básicas. En las rocas graníticas más ácidas su aparición es nula o casi nula, y cuando se hacen presentes están ya en distintos grados de alcalinización. Según esto, su distribución espacial viene ya condicionada por esta primera distribución composicional selectiva.

En el campo, los enclaves microgranulares no siguen una regla general de distribución. Normalmente se sitúan de manera uniforme por toda la masa granítica, aunque, en ocasiones, parece existir un ligero aumento en concentración a medida que nos acercamos a los contactos. También son frecuentes las concentraciones «swarm-like» ya descritas con anterioridad, y que no tienen ninguna conexión con los macizos metamórficos.

Con carácter específico y concreto, las áreas geográficas que presentan mayor abundancia de estos enclaves son: Villacastín y El Espinar, donde aparecen «swarms» coincidiendo sus facies anfibólicas con las rocas graníticas anfibólicas; áreas anfibólicas de San Martín de Valdeiglesias-Hoyo de Pinares y Almorox; área de Cardeñosa, sobre todo en la parte W. (la más anfibólica y piroxénica); Avila; El Herradón, Navaluenga y Pantano de El Burguillo; banda de Cercedilla-Guadarrama-El Escorial-Valdemorillo. A nivel general se observa que la parte oriental del gran batolito del Sistema Central es la más deficitaria en este tipo de enclaves.

COMPOSICION MINERALOGICA Y TEXTURAS

La paragénesis mineralógica que presentan los enclaves microgranulares en el Sistema Central es: Q-Bi-Plg-Horn-CIPx, como minerales prin-

cipales, y Ap (acicular)-Op-Cir-Esf-Allan-Epid-Turm-Fto K-Mosc, como accesorios. Carbonatos aparecen como minerales secundarios. De todos ellos, los que componen la asociación más común y típica son: Q-Plg-Bi-Horn, como principales, y Ap-Op, como accesorios. El resto de los minerales se presentan de manera esporádica, siendo algunos de ellos significativos de tendencias más básicas o ácidas. Así, en la primera estaría la entrada de clinopiroxeno, mientras que de los procesos de alcalinización, el cuarzo (una parte), feldespato potásico, turmalina-moscovita, son los representativos.

Dentro ya de la paragénesis típica, el cuarzo suele ser intersticial, y no presenta propiedades particulares, ni variaciones volumétricas muy marcadas. Rara vez se le encuentra como xenocristal rodeado por una corona anfibólica (fig. 56). En algunas ocasiones decrece su contenido hasta dejar el enclave en dioritas o, en sentido opuesto, se desarrolla en grandes placas poiquilíticas durante los fenómenos de feldespatización. En este caso, el cuarzo se considera de segunda generación, independientemente del que cristaliza de manera intersticial entre la malla plagioclásica.

En las plagioclasas distinguimos dos tipos distintos. Las placas pequeñas pseudomicroclíticas, con un alto idiomorfismo, zonado oscilatorio débil, que se pueden considerar representativas de este tipo de enclave, y un segundo tipo, de carácter porfídico que, incluyendo pequeños cristales de biotita y anfíbol, exhibe un zonado oscilatorio intenso con «patchy zoning», similar a los grandes cristales de plagioclasa del granito encajante. Puede considerarse también como una segunda generación de plagioclasa.

Casi invariablemente, estos dos tipos de plagioclasa tienen un borde, más o menos amplio, de composición albitica con carácter blástico que se hace más patente en los cristales porfídicos. Cuando entran en contacto con feldespato potásico suelen presentarse texturas mirmequíticas. Los contenidos en An no presentan variación para los diferentes tipos de plagioclasa encontrados, tanto en microcristales como los porfídicos.

Valores de 28-38 por 100 son normales, tanto en los enclaves biotíticos anfibólicos como en los piroxénicos, encontrándose valores máximos de An 53 en los enclaves biotíticos. Un mínimo de An 18 se encontró también en los biotíticos.

Para un mismo cristal zonado se encuentra desde An 35 en el centro a An 28-29 en zonas de borde. En general, el rango de composición es concordante con el de las rocas graníticas.

La biotita es, junto con los dos anteriores, el mineral más común y abundante en estos enclaves. Sus hábitos son tabulares pequeños y, cuando hay anfíbol, parte de ella crece dactilíticamente, o en agregados con él. Su color es pardo, fluctuando hacia tonos rojizos. No suele estar muy alterada, pero los minerales a que se altera pueden variar, dependiendo

de sus características composicionales. En la zona de Avila y Cardeñosa pasa a clorita y esfena, mientras que cuanto más marcado se hace su tono rojizo pasa a clorita y rutilo (cristales aciculares en textura sagenítica). En aquellos enclaves que están orientados, la biotita se altera a moscovita y opacos, en texturas pseudodactílicas fibrosas, al igual que ocurre en la roca encajante.

El anfíbol es el segundo mineral ferromagnesiano en importancia. Sus hábitos van desde simples formas tabulares desflecadas hasta prismas idiomorfos bien desarrollados (fig. 57). Su color es verdoso claro y, pocas veces, marrón. A veces, está maclado polisintéticamente. El ángulo de ejes ópticos da como moda principal valores entre $2V\gamma = 64$ y 80° , con toda una amplia dispersión que llega hasta $2V\gamma = 132^\circ$. De esta manera se pone de manifiesto que, aunque no existen diferencias muy marcadas en las modas, con relación a las que aparecen en los anfíboles de las rocas graníticas, éstos de los enclaves microgranulares parecen ser algo más magnésicos, sin llegar a los términos de las cuarzdioritas. Se ve así que hay una gradación en basicidad del anfíbol, desde los granitos anfibólicos hasta las cuarzdioritas anfibólicas, pasando por los enclaves microgranulares que son, por tanto, términos intermedios.

Es común encontrarse al anfíbol transformándose a biotita. Como producto de alteración aparece clorita.

Su abundancia es relativa. El área de Cardeñosa-Villacastín y la zona de San Martín de Valdeiglesias son los lugares donde hay mayor número de enclaves microgranulares anfibólicos. Como puede observarse, estas zonas coinciden con los puntos más anfibólicos dentro de las rocas graníticas, lo que parece apoyar el hecho de que las facies minerales de los enclaves microgranulares y del granito que los encaja son las mismas. Esta relación tan estrecha demuestra la conexión cogenética que debe de existir entre unos y otros. En las pocas ocasiones que esto no sucede, es el enclave el que todavía conserva el anfíbol.

En el resto de las áreas del Sistema Central la aparición de enclaves microgranulares con anfíbol es esporádica, destacando en este sentido el área de granitos anfibólicos de Cercedilla (donde el anfíbol es marrón) y la banda anfibólica de Cervera de Buitrago, en el extremo E. del plutón de La Cabrera. A gran escala puede hablarse de que el contenido en hornblenda, dentro de los enclaves, va decreciendo en sentido Este.

El clinopiroxeno está muy restringido geográficamente, apareciendo sólo en el área anfibólica del NW. de Avila (Cardeñosa). Cuando aparece lo hace abundantemente, estando rodeado de anfíbol. Tiene hábitos subredondeados alotriomorfos heterogranulares y muy frecuentemente desarrolla texturas poiquilíticas, incluyendo plagioclasa microclítica (fig. 58).

Los valores de ángulo de ejes ópticos medidos varían entre $2V \gamma = 54^\circ$ y 60° , tratándose de augitas.

El feldespato potásico es muy poco frecuente, y cuando aparece lo hace de forma intersticial o englobando a la biotita y plagioclasa. La mayoría de las veces es microclina y su abundancia intersticial puede ser tan grande que la composición varía de cuarzodiorítica a granodiorítica. También se puede presentar en venas que corten toda la estructura del enclave, lo cual es un dato a favor de la existencia de fenómenos feldespáticos póstumos de carácter blástico sobre las rocas cuarzodioríticas pre-existentes.

La moscovita es escasa, asociándose preferentemente con el feldespato potásico. Su abundancia viene determinada por la que exista en el granito encajante.

En algunos enclaves de ciertas áreas (p. e., Cercedilla) se ha visto, en el borde adamellítico que rodea al enclave, cordierita. De entre todos los minerales accesorios, el apatito y la allanita son los más característicos dentro de este tipo de enclaves. Las propiedades que en ellos presenta el apatito, y la presencia de allanita, se pueden tomar como hechos significativos del carácter microgranular del enclave y diferenciarlo así de un posible enclave metamórfico o «surmicaceous».

El apatito es el accesorio más abundante y tiene hábitos aciculares (figura 59), indicando, junto con la textura porfídica microgranular, enfriamiento rápido de la roca que los contiene, siempre y cuando se parta de una composición básica.

El cambio a rojizo en la tonalidad de la biotita, junto con la aparición de feldespato potásico en el enclave, hace que se presente un nuevo tipo de apatito con formas redondeadas o prismáticas cortas, que recuerda a los encontrados en las rocas graníticas.

La allanita es un mineral accesorio que hasta el momento ha sido muy poco citado en los enclaves microgranulares. Su hábito más común es el prismático de forma hexagonal y romboidal idiomorfa. Por efecto metamórfico da formas anhedrales fracturadas. Su color es marrón anaranjado y puede ser pleocroica. En algunas ocasiones está maclada y puede incluir plagioclasa. Aparece más frecuentemente cuando hay anfíbol, aunque no es privativa de los enclaves anfibólicos. Se altera a masas amarillentas amorfas. El área de Villacastín y Cardeñosa es donde aparece con mayor abundancia, coincidiendo con su alta concentración en el granitoide encajante.

Puede decirse entonces que, al igual que con el anfíbol, hay una cierta conexión mineralógica que liga, cada vez más, los términos graníticos más básicos con los enclaves de tendencia más básica también.

De los minerales accesorios sólo la esfena tiene un área de mayor

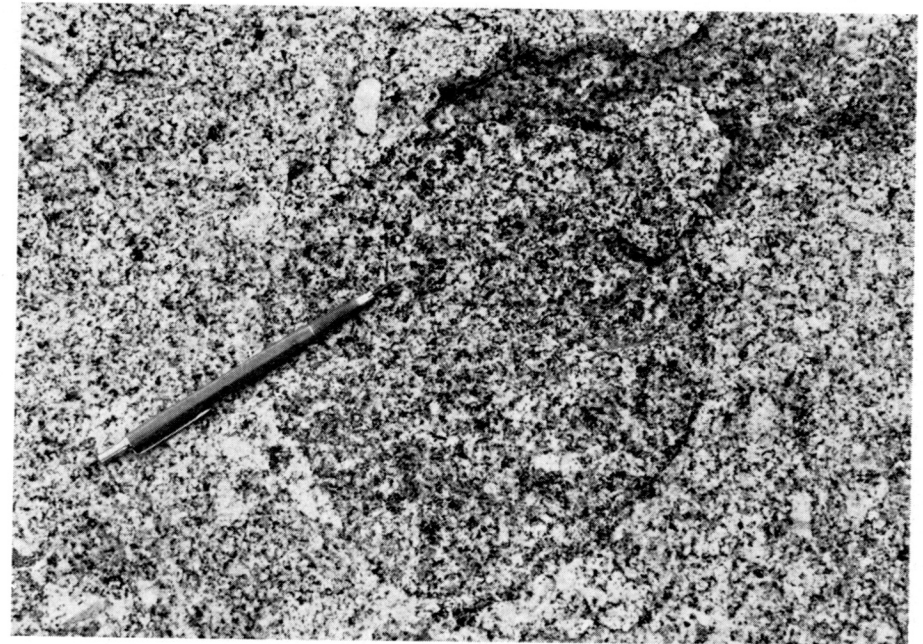


Fig. 55.—Enclave microgranular de composición granodiorítica en granodioritas de San Martín de Valdeiglesias.

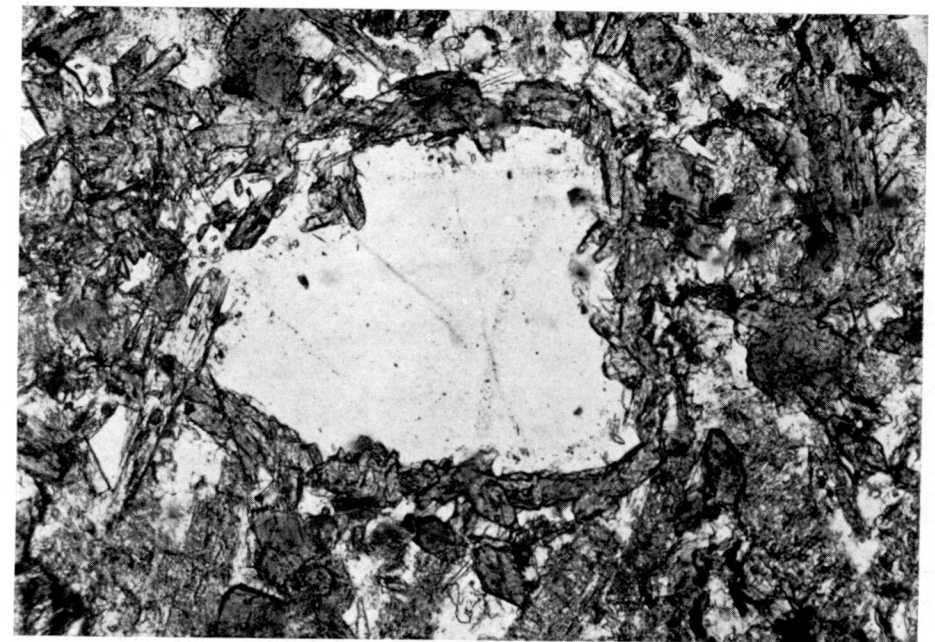


Fig. 56.—Cristal de cuarzo rodeado de corona antifibólica en enclave microgranular. NII-X25 ILM 7332.

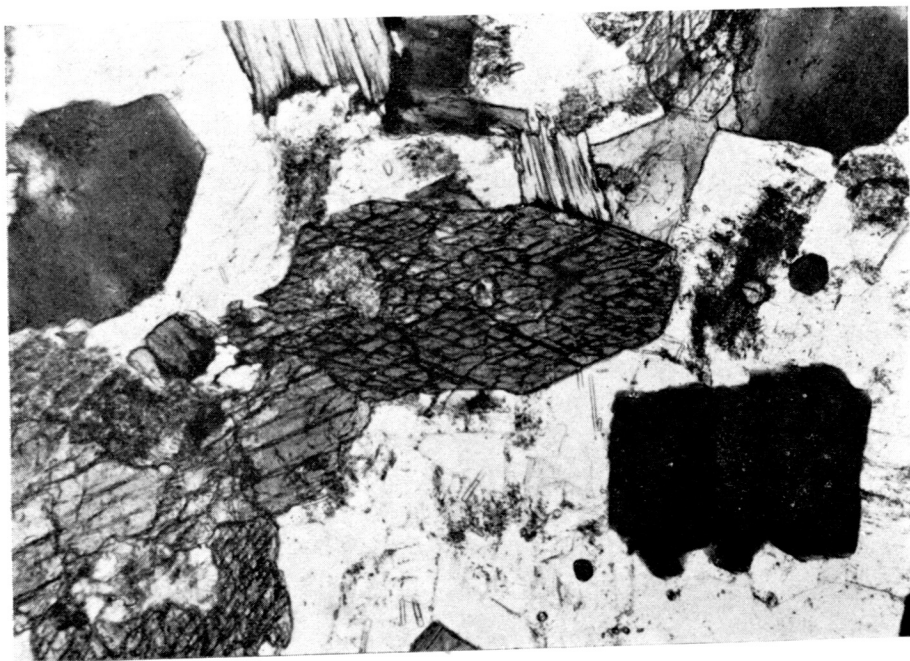


Fig. 57.—Cristal de anfíbol en enclave microgranular. NII-X25 ILM 4996.

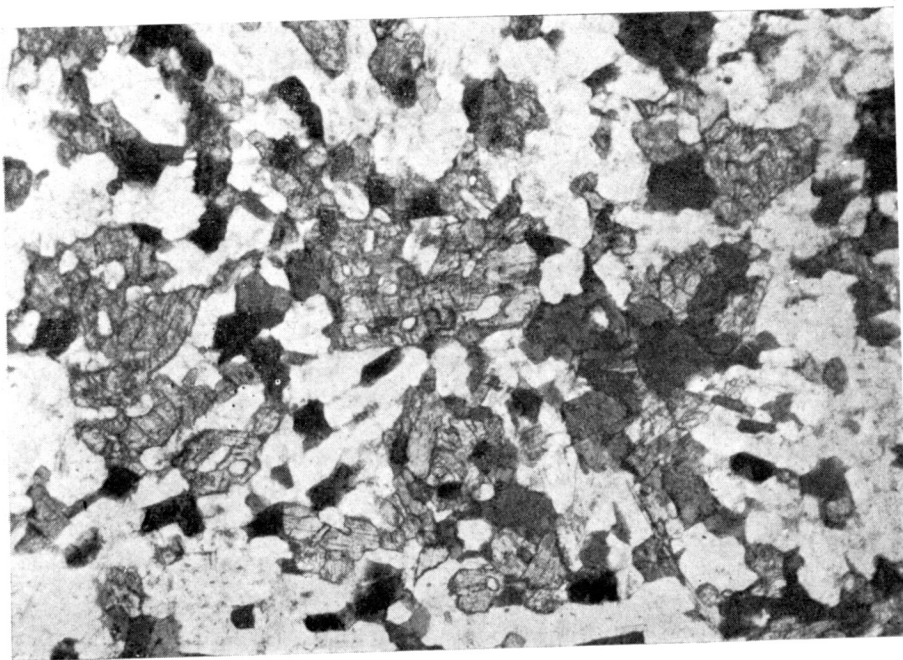


Fig. 58.—Cristales de clinopiroxeno de carácter poiquilitico. NII-X10 ILM 37143.



Fig. 59.—Cristales aciculares de apatito en enclave microgranular. NII-X40 ILM 35155.



Fig. 60.—Enclave microgranular con textura diabásica. NX-X10 ILM 32812.



Fig. 61.—Macla de tensión en cristal de cordierita.
NX-X40 ILM 8225.



Fig. 62.—Enclave metamórfico en relación con zona de schlieren.

representación que coincide con la zona de Cardeñosa. Sus formas son granulares y, parte de ella, parece provenir de fenómenos de alteración. El circón tiene formas redondeadas y prismáticas y, junto con los opacos, suele ir incluido en la biotita. La epidota y los carbonatos son producto de alteración. Por último, la turmalina es poco abundante y tiene un carácter póstumo dentro del enclave.

La textura más común es la porfídica con matriz equigranular de grano fino, donde los cristales de plagioclasa y biotita forman una malla entrelazada en cuyos huecos cristaliza intersticialmente el resto de los minerales, principalmente cuarzo. La textura que resulta es del tipo dolerítico (figura 60). En ningún caso se han encontrado texturas granudas de grano medio o grueso, frecuentes en términos más básicos.

Los pequeños fenocristales suelen ser de plagioclasa (con fuerte zonado oscilatorio e inclusiones de biotita y anfíbol) y el cuarzo.

Las texturas orientadas son composicionalmente idénticas a las microgranulares sin orientar, con la particularidad de que están tectonizadas. En el área de El Escorial aparecen algunos enclaves orientados, pero con mayor frecuencia lo hacen en Guisando (W. de San Martín de Valdeiglesias) y Cadalso de los Vidrios. En estos casos, el cuarzo comienza a manifestar signos de deformación (extinción ondulante). Normalmente, los lugares en donde se dan estas texturas orientadas suelen coincidir con las zonas de granitos foliados o estar próximos a ellas.

Aunque la biotita y el anfíbol suelen estar como cristales aislados, no es raro encontrarlos en agregados independientes o conjuntos.

Sin embargo, la gran cantidad de agujas de apatito, dispersas sobre el cuarzo, además de la textura dolerítica típica, son los caracteres más distintivos texturalmente de los enclaves microgranulares.

COMPOSICION QUIMICA

En el Cuadro II se da la composición química de ocho enclaves microgranulares. De ellos, uno tiene clinopiroxeno (I); otro, anfíbol (J), y los otros seis restantes (C, D, E, F, G, H), biotita. En la figura 54 se han proyectado los diagramas binarios de óxidos, observándose, con carácter general, que todos los enclaves microgranulares se sitúan juntos, en los extremos más básicos de las líneas evolutivas de diferenciación granítica y en continuidad directa con las rocas granodioríticas que les preceden. Esta conexión es mucho más estrecha en el par $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$.

También con carácter casi general, no existe unión entre los campos de proyección de los enclaves metamórficos y los microgranulares.

En cuanto al contenido en FeO, MgO, NaO, muestran valores más altos

que el resto de las rocas graníticas, mientras que el K_2O , salvo en los enclaves gneísicos, muestran un empobrecimiento con respecto a los granitos. Sin embargo, los bajos contenidos en Ni y la alta concentración de Cr (no V), al no concordar con los que se suelen presentar en las rocas básicas, abren la posibilidad de un origen distinto del de la cristalización de magmas básicos para estos enclaves.

GENESIS

A tenor de todos los datos anteriormente expuestos, el origen de los enclaves microgranulares puede explicarse bien por fenómenos puramente magmáticos o bien por una transformación, aún no bien definida, a partir de rocas metamórficas.

Desde el punto de vista estructural, la no existencia de aureolas de reacción de ningún tipo, como suele ocurrir cuando un elemento es extraño en un sistema magmático, y que en los enclaves microgranulares de otras zonas suele ser de biotita, como cita HARME (1958), parece indicar que, de ser rocas dioríticas o cuarzodioríticas precoces, debieran incluir en estado plástico sobre un magma granítico con idéntica naturaleza física. Nos acercáramos así a las teorías de WIMMENAUER (1963) y OTTO (1971, 1974), los cuales no derivan los enclaves microgranulares de magmas básicos, ya que, al igual que nos ocurre a nosotros, los elementos menores que tienen, difieren de los existentes en las rocas básicas y lamprófidos. Creen que son auténticos magmas dioríticos, generados por debajo de la discontinuidad de Conrad (origen siálico directo), por un flujo térmico profundo, que entra en el granito cuando aún éste no está totalmente consolidado.

La presencia de apatitos aciculares, el desarrollo de texturas doleríticas porfídicas microgranulares y el hecho de no existir fenómenos de metaforismo de contacto sobre ellos apoya la hipótesis cogenética de enfriamiento rápido dentro del magma granítico. Según esto, y continuando con las hipótesis de los autores anteriormente citados, los enclaves deberían ser precursores de la serie granítica y no de la derivación externa alguna. La distribución selectiva hacia los términos graníticos más básicos puede ser un dato más a favor de estas teorías.

El carácter de microzonado de las plagioclasas y la presencia abundante de allanita en muchos de ellos confiere al enclave una naturaleza ígnea.

La continuidad en el «trend» de variación geoquímica entre enclaves y rocas granodioríticas, además de la continuidad petrográfica espacial en ciertas áreas del Sistema Central, referente a la allanita y al anfíbol, en-

tre enclaves y granitos, habla en favor de una interconexión petrogenética.

Sin embargo, la no afinidad geoquímica de estos enclaves con rocas básicas de carácter diorítico sigue siendo un carácter poco decisivo. El hecho estructural de que en zonas de contacto granito-metamórfico se concentren conjuntamente enclaves «surmicaceous» y microgranulares, la presencia de una mineralogía ligeramente más ácida que en las dioritas típicas (plagioclasa con An 28-38, biotita como ferromagnesiano fundamental; cuarzo fundamental), los contenidos de algunos elementos traza en estas rocas, más de acuerdo con unas características paraderivadas que ortoderivadas, obligaría a tener en cuenta el carácter de posibles resitas anatóxicas. Resultados experimentales conducentes a esta hipótesis han sido obtenidos por PIWINSKII y WYLLIE (1968, 1970), BUSCH et al. (1974), obteniendo residuos de plagioclasas cálcica, biotita y hornblenda de la fusión de rocas gneísicas. La derivación de este tipo de enclaves a partir de rocas metamórficas ya fue indicado para el Sistema Central por FUSTER e IBARROLA (1956).

4.4. NODULOS DE CORDIERITA

Hasta el momento, ningún autor ha citado nódulos de esta naturaleza dentro del Macizo Hespérico; sólo lo han hecho algunos investigadores, dentro de los granitos del Macizo Central francés. En el Sistema Central español se presentan exclusivamente en las proximidades del pueblo de Bustarviejo, en el borde SW. del plutón de La Cabrera (fig. 11).

Sus núcleos son de color grisáceo oscuro, con aureolas blanquecinas cuarzo-feldespáticas, englobados en una leucoadamellita granatífera de grano fino, muy homogénea y sin ningún tipo de enclave. Las formas son redondeadas, con tamaños variables entre 8 y 10 cm. Los contactos con el granito encajante son agudos. Estas condiciones recuerdan a las que muestran las concentraciones biotíticas en nidos, también en leucoadamellitas, ya descritas en otros puntos del Sistema Central.

El núcleo está compuesto, casi exclusivamente, por cuarzo subredondeado, y cordierita anhedral, en proporciones muy semejantes. Esta última está maclada (fig. 61) y, en parte, alterada a sericita y moscovita. Hay algo de plagioclasa con una ligera zonación continua (no oscilatorio) y muy pocos cristales de biotita que están alterados a clorita.

La textura es equigranular de grano medio, con desarrollo de cordierita intersticial, uniéndose entre sí los cristales por pasillos finos intercuarzo. Se ven algunas zonas micropegmatíticas que, junto con la naturaleza ácida del granito encajante, hacen pensar que estos nódulos se han generado en momentos póstumos de la diferenciación granítica en pre-

sencia de volátiles que hacen coalescer, por un mecanismo no determinado, ciertos minerales (p. e., turmalina, biotita±moscovita, etc...) en formas de este tipo.

4.5. FENOMENOS DE ALCALINIZACION EN ENCLAVES

Es un proceso que afecta tanto a los enclaves «surmicaceous» como a los microgranulares.

En términos generales se puede definir por alcalinización el proceso que sufren los enclaves, por medio del cual tienden a homogeneizar su composición con la del granito encajante.

En los «surmicaceous» consiste en una granitización total a través de los planos de esquistosidad, a modo de inyecciones «lit-par-lit», que rompe el armazón del enclave, dejando cristales aislados o «clusters», que se dispersan dentro de la masa granítica. En otras ocasiones pueden dar lugar a schlieren biotíticos (fig. 62), alguno con cordierita (p. e., zona de Colmenar Viejo), muy particulares y que no tienen nada en común con los de flujo pegmatítico que desarrollan facies biotíticas marginales. Por efecto del proceso, la biotita no sufre transformación alguna y entra directamente en la masa granítica. No se descarta la posibilidad de que parte de la biotita que presentan algunas facies de granodiorita orientada sean auténticos xenocristales, procedentes de la rotura y asimilación endomórfica total de enclaves esquistosos.

En los enclaves microgranulares el fenómeno de alcalinización también tiene un reflejo textural muy marcado, observable ya en el campo. Sus colores oscuros se van haciendo blanquecinos, perdiendo, en parte, la agudeza y brusquedad de sus contactos con el granito encajante. Queda así una masa cuarzo-feldespática con infinidad de pequeñas zonas oscuras (biotita, principalmente) que parecen flotar sobre ella.

Concretando el problema a una escala petrográfica, el primer hecho que tiene lugar es la entrada de plagioclasa, que adopta tamaños de fenocristal con amplios bordes albiticos, como ya describimos anteriormente. En estadios posteriores se produce una introducción masiva de feldespato potásico (microclina casi siempre) y cuarzo, que engloban los cristales de biotita, plagioclasa y anfíbol preexistente, transformando el enclave, desde un punto de vista composicional, en una granodiorita-adamellita con texturas claramente poiquiloblásticas. Puede decirse entonces que hay dos generaciones de plagioclasa, cuarzo y, tal vez, de biotita. Los pertenecientes a la primera quedan englobados, como auténticas inclusiones, por cristales blásticos de feldespato potásico y cuarzo.

Zonas donde se manifiestan estos fenómenos de alcalinización con

mayor intensidad son: NW. de Lozoyuela y W. de Valdemanco (plutón de La Cabrera); zona de Cercedilla; zona de Bernúy-Salineró (SE. de Avila).

Las causas que dan lugar a estas transformaciones, tanto en un tipo de enclaves como en otro, parece ser que están ocasionadas por la influencia de las facies graníticas de naturaleza leucoadamellítica y más ácida que, en su momento de cristalización (bien en pequeños stocks o en diques) atacan al resto de las rocas graníticas de su entorno, ya cristalizadas. Así, en todas las áreas mencionadas con anterioridad se han encontrado interacciones en este sentido. Concretamente, en la zona de Bernúy-Salineró es muy interesante ver la coincidencia que existe entre enclaves microgranulares feldespaticados y diques de pórfidos graníticos póstumos.

Con estos datos queda de manifiesto que toda roca más o menos extraña al magma granítico tenderá a transformarse en un compuesto granitizado, es decir, en equilibrio con el sistema: los enclaves metamórficos y «surmicaceous» se destruyen y dan lugar por fenómenos endomórficos a minerales aluminicos y biotita, mientras que los microgranulares se acidifican y acaban por disolverse en la masa granítica.

5. GEOQUIMICA

Las determinaciones geoquímicas se realizaron sobre un total de 29 muestras de tipos graníticos, de acuerdo con los tipos establecidos tanto por su carácter composicional como textural. En algún caso se introdujeron términos con cordierita y anfíbol o con texturas especiales (en nidos), procurando incluir términos extremos, como ocurre con las rocas cuarzodioríticas.

Un número de diez muestras de enclaves incluidas en las rocas graníticas fueron también analizados. La selección de estos enclaves se hizo de acuerdo con criterios texturales y mineralógicos; de ellos, dos corresponden a enclaves de rocas metamórficas (A, B) y el resto a enclaves microdioríticos de carácter biotítico (C, D, E, F, G, H) o bien piroxénico (I) y anfibólico (J). (Cuadro II.)

Los análisis fueron totales, elementos mayores y menores (Rb, Ba, Sr, Cs, Ga, Pb, T, R, Th, Zn, Cr, Co, Ni, V, Cu, Zn).

Para su interpretación se realizaron las normas CIPW, y los porcentajes de Q, Ab, An, Or se proyectaron en diagramas triangulares, así como la proyección AFM. Para comparación de óxidos se utilizaron diagramas binarios sencillos, en los que el SiO_2 es enfrentado cuantitativamente al resto de los óxidos.

En elementos menores se buscó fundamentalmente el enfrentamiento de los componentes modales de la roca con las variaciones de cada elemento.

El tratamiento de cada elemento es dado por separado para facilitar las conclusiones parciales.

C U A D R O I I

	Número de muestra									
	6	26	22	27	18	28	29	19	13	10
SiO ₂	71,80	71,70	72,40	71,10	68,90	70,80	70,30	73,45	69,65	69,70
Al ₂ O ₃	14,13	13,25	13,25	14,00	15,02	14,51	14,39	13,88	14,64	14,51
Fe ₂ O ₃	0,66	0,63	0,50	0,66	0,98	0,34	0,68	0,30	0,25	1,06
FeO	1,38	1,31	1,90	2,20	2,11	2,18	1,84	1,50	2,57	2,23
MnO	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,05
MgO	0,71	0,70	0,80	1,21	1,31	0,80	0,91	0,40	1,00	1,31
CaO	1,68	1,26	2,24	2,10	2,52	2,66	2,38	1,40	2,94	2,52
Na ₂ O	3,56	1,94	3,66	3,34	3,67	3,45	3,61	3,34	3,45	3,07
K ₂ O	4,24	7,75	4,09	3,90	3,85	3,61	4,33	4,48	3,70	3,85
TiO ₂	0,29	0,32	0,41	0,50	0,51	0,37	0,46	0,23	0,37	0,43
P ₂ O ₅	0,10	0,43	0,14	0,18	0,20	0,18	0,16	0,21	0,18	0,19
H ₂ O	0,96	0,74	0,46	0,77	0,75	0,57	0,84	0,64	1,05	1,10
TOTAL	99,55	100,04	99,86	99,98	99,84	99,49	99,91	99,85	99,84	100,02

Analista: M. Vallejo.

Número de muestra (cont.)										
	6	26	22	27	18	28	29	19	13	10
Cs	7	5	5	8	7	9	7	8	7	6
Rb	230	213	173	212	184	216	212	241	191	192
Ba	314	842	404	491	475	303	478	351	418	468
% K	3,52	6,43	3,39	3,24	3,19	3,00	3,59	3,72	3,07	3,20
Pb	32	40	30	28	28	28	32	30	27	29
Sr	89	167	121	126	150	122	122	83	136	105
% Ca	1,20	0,90	1,60	1,50	1,80	1,90	1,71	1,00	2,10	1,80
% Na	2,72	1,48	2,80	2,55	2,81	2,64	2,76	2,55	2,64	2,35
K/Rb	153	302	196	153	173	139	169	154	161	167
K/Cs	5.028	12.860	6.780	4.050	4.557	3.333	5.128	4.650	4.386	5.333
Ba/Sr	3,52	5,04	3,33	3,89	3,17	2,48	3,91	4,23	3,07	4,46
Sr/Ca	74,2	185,5	75,62	84,00	83,33	64,21	71,34	83,0	64,8	58,3
La	33	35	37	34	31	36	35	34	34	32
Ce	45	10	69	74	105	99	85	53	85	81
Y	32	18	25	31	30	35	31	28	29	36
T. R.	110	63	131	139	166	170	151	115	148	149
Th	29	11	24	31	27	26	33	24	19	28
Zr	119	88	120	146	161	131	138	145	114	160
% Ti	0,70	0,19	0,24	0,30	0,30	0,22	0,28	0,14	0,22	0,26

Número de muestra (cont.)

	6	26	22	27	18	28	29	19	13	10	88
% Fe ²⁺	1,07	1,02	1,48	1,71	1,64	1,69	1,43	1,16	2,0	1,73	
Cu	4	—	—	—	—	—	—	—	—	15	
Co	5	4	6	6	5	3	4	4	7	7	
Ni	9	7	6	8	7	8	8	8	9	10	
% Mg	0,43	0,42	0,48	0,73	0,80	0,48	0,55	0,24	0,60	0,79	
% Fe ³⁺	0,46	0,45	0,35	0,46	0,68	0,24	0,47	0,21	0,17	0,74	
Cr	2	8	11	7	12	7	7	4	2	7	
Ga	21	13	21	22	19	23	20	25	21	21	
% Al	7,48	7,01	7,01	7,40	7,95	7,68	7,61	9,71	10,24	10,14	
Ni/Co	1,80	1,75	1,0	1,33	1,40	2,67	2,0	2,0	1,28	1,42	
Al/Ga	35,6	53,9	33,4	33,6	41,8	33,4	38,0	38,8	48,8	48,3	
Zn	6	3	3	8	8	9	10	3	9	14	
V	69	48	52	69	61	54	70	66	81	65	
l. a.	0,70	0,85	0,75	0,66	0,64	0,62	0,70	0,71	0,63	0,60	
l. o.	0,30	0,30	0,19	0,21	0,29	0,12	0,25	0,15	0,08	0,30	
Q	27,44	27,60	29,31	29,72	25,00	29,10	25,88	32,88	26,33	29,10	
Or	25,06	45,80	24,17	23,05	22,75	21,33	25,59	26,48	21,87	22,75	
Ab	33,51	16,42	30,97	28,26	31,06	29,20	30,55	28,26	29,19	25,98	
An	7,68	3,44	7,65	9,24	11,20	12,02	10,27	5,75	13,41	11,26	
Di	—	3,12	2,13	—	5,52	5,14	0,40	—	—	—	
Wo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Hy	3,35	—	3,35	5,72	—	—	4,14	3,16	6,47	5,86	
Mt	0,96	0,91	0,72	0,96	1,42	0,49	0,99	0,43	0,36	1,54	
Il	0,55	0,61	0,78	0,95	0,97	0,70	0,87	—	0,70	0,82	
Ap	0,23	1,00	0,32	0,42	0,46	0,42	0,37	0,49	0,42	0,44	
C	0,21	0,41	—	0,90	0,71	0,52	—	1,49	0,05	1,17	

CUADRO II (continuación)

	Número de muestra									
	1	3	9	14	12	5	15	21	11	8
SiO ₂	67,90	67,20	73,30	76,25	72,80	75,30	76,00	75,80	71,20	68,90
Al ₂ O ₃	14,77	15,40	13,88	12,49	13,50	12,87	12,74	12,62	14,38	14,26
Fe ₂ O ₃	0,83	1,12	0,44	0,22	0,44	0,30	0,15	0,24	0,78	1,57
FeO	2,52	2,46	1,50	0,60	1,31	0,65	0,50	1,06	1,74	1,52
MnO	0,06	0,07	0,03	0,03	0,01	0,06	0,04	0,01	0,07	0,05
MgO	1,71	1,51	0,71	0,20	0,60	0,40	0,20	0,50	0,80	1,41
CaO	2,52	3,51	1,54	0,84	1,12	0,98	0,70	0,98	1,82	2,52
Na ₂ O	3,45	3,40	3,18	4,10	3,72	3,94	5,07	3,50	3,88	4,04
K ₂ O	4,00	3,32	4,23	4,39	4,62	4,29	4,00	4,19	3,80	2,94
TiO ₂	0,61	0,60	0,21	0,03	0,25	0,05	0,04	0,21	0,30	0,50
P ₂ O ₅	0,18	0,14	0,16	0,02	0,23	0,03	0,02	0,09	0,11	0,19
H ₂ O	1,24	1,12	0,93	0,72	1,03	0,87	0,60	0,60	1,29	1,75
TOTAL	99,79	99,85	100,11	99,89	99,63	99,74	100,06	99,80	100,17	99,65

Analista: M. Vallejo.

	1	3	9	14	12	5	15	21	11	8
Cs	8	7	6	9	8	10	8	10	9	8
Rb	193	158	234	335	274	322	326	295	265	182
Ba	508	599	434	67	318	26	31	137	341	293
% K	3,32	2,76	3,51	3,64	3,83	3,56	3,32	3,39	3,15	2,44
Pb	23	27	33	41	29	38	41	40	24	22
Sr	144	190	101	24	80	25	16	58	72	131
% Ca	1,80	2,51	1,10	0,60	0,80	0,70	0,50	0,70	1,30	1,80
% Na	2,64	2,60	2,43	3,15	2,84	3,01	3,88	2,68	2,97	3,10
K/Rb	172	175	150	109	140	110	102	115	119	134
K/Cs	4.150	3.943	5.850	4.044	4.787	3.560	4.150	3.390	3.500	3.050
Ba/Sr	3,53	3,15	4,30	2,79	3,97	1,04	1,94	2,36	4,73	2,24
Sr/Ca	80,0	75,7	91,8	40,0	100,0	35,7	32,0	82,25	55,4	72,8
La	32	36	32	39	39	39	32	42	32	31
Ce	118	68	80	67	80	42	39	37	120	123
Y	34	30	33	51	19	44	53	33	35	37
T. R.	184	134	145	157	138	125	124	112	187	194
Th	29	10	30	36	28	31	19	30	29	28
Zr	175	137	101	30	122	18	30	57	113	162
% Ti	0,36	0,36	0,12	0,02	0,15	0,03	0,02	0,12	0,18	0,30
K/Th	11,4	27,6	—	—	—	11,5	17,5	—	10,9	8,7

	1	3	9	14	12	5	15	21	11	8
% Fe ²⁺	1,95	1,91	1,16	0,47	1,01	0,50	0,39	0,82	1,35	1,18
Cu	—	19	—	—	—	7	12	—	—	—
Co	5	7	6	3	4	2	5	4	5	7
Ni	11	7	10	11	8	12	13	9	9	9
% Mg	1,03	0,91	0,43	0,12	0,36	0,24	0,13	0,30	0,48	0,85
% Fe ³⁺	0,58	0,78	0,31	0,15	0,31	0,21	0,10	0,17	0,54	1,10
Cr	11	9	2	2	5	9	7	3	2	8
Ga	17	17	23	24	27	23	27	23	23	22
% Al	7,82	8,15	9,71	8,73	9,44	6,81	6,74	6,68	7,62	7,55
Ni/Co	2,2	1	1,67	3,67	2,0	6,0	2,6	2,25	1,8	1,3
Al/Ga	46,0	47,94	42,2	36,3	34,9	29,6	24,96	29,04	33,1	34,3
V	67	66	58	67	55	51	49	58	71	67
I. a.	0,64	0,56	0,67	0,87	0,78	0,82	0,94	0,77	0,69	0,65
I. o.	0,23	0,29	0,21	0,25	0,23	0,29	0,21	0,17	0,29	0,48
Q	23,69	24,09	33,75	33,42	30,08	32,91	29,77	36,17	28,31	26,83
Or	23,64	19,62	25,00	25,94	27,30	25,35	23,64	24,76	22,46	17,37
Ab	29,19	28,77	26,91	34,69	31,48	33,34	42,90	29,62	32,83	34,19
An	11,33	16,50	6,60	2,71	4,06	4,67	0,19	4,27	8,31	11,26
Di	—	—	—	1,12	—	—	2,58	—	—	—
Wo	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—
Hy	7,30	6,49	3,87	0,86	3,14	1,97	—	2,67	4,18	4,27
Mt	1,20	1,62	0,64	0,32	0,64	0,43	0,22	0,35	1,13	2,28
Il	1,16	1,14	0,40	0,06	0,47	0,09	0,08	0,40	0,57	0,95
Ap	0,42	0,32	0,37	0,05	0,53	0,07	0,05	0,21	0,25	0,44
C	0,61	0,17	1,65	—	0,89	0,04	—	0,76	0,84	0,30

CUADRO II (continuación)

	Número de muestra								
	4	24	16	20	4	25	2	23	7
SiO ₂	65,50	64,10	63,60	65,90	65,50	65,00	66,00	54,90	60,90
Al ₂ O ₃	15,90	16,40	16,28	15,65	16,02	16,02	15,02	16,91	17,04
Fe ₂ O ₃	1,13	1,04	1,02	0,17	1,49	0,68	0,87	0,21	1,22
FeO	3,29	3,95	3,64	3,96	2,74	3,94	3,14	4,94	4,49
MnO	0,04	0,07	0,07	0,03	0,04	0,05	0,05	0,13	0,07
MgO	1,71	2,21	2,32	1,81	1,71	1,71	1,11	6,75	2,52
CaO	3,36	2,94	3,79	3,51	3,36	3,22	4,21	9,11	4,49
Na ₂ O	3,50	3,13	3,61	3,50	3,18	3,50	3,88	2,37	3,56
K ₂ O	3,47	3,76	3,18	3,37	3,52	3,52	3,56	0,96	2,79
TiO ₂	0,70	0,82	0,91	0,78	0,62	0,76	0,60	0,78	0,95
P ₂ O ₅	0,33	0,34	0,26	0,29	0,25	0,41	0,20	0,10	0,38
H ₂ O	1,03	1,14	1,20	0,76	1,45	0,99	1,31	2,38	1,24
TOTAL	99,96	99,90	99,88	99,73	99,88	99,80	99,95	99,54	99,65

Analista: M. Vallejo.

	Número de muestra (cont.)								
	4	24	16	20	4	25	2	23	7
Cs	6	7	6	7	6	7	5	4	5
Rb	164	176	147	163	166	170	160	65	142
Ba	568	742	666	643	633	592	531	233	560
% K	2,88	3,12	2,64	2,80	2,92	2,92	2,95	0,80	2,32
Pb	23	20	14	21	22	25	44	10	15
Sr	177	171	200	181	163	180	148	216	195
% Ca	2,40	2,10	2,71	2,50	2,40	2,30	3,01	6,51	3,21
% Na	2,67	2,39	2,76	2,68	2,43	2,67	2,97	1,81	2,72
K/Rb	176	177	180	172	176	172	184	123	163
K/Cs	4.800	4.457	4.400	4.000	4.867	4.171	5.900	2.000	4.640
Ba/Sr	3,21	4,34	3,33	3,55	3,88	3,28	3,59	1,08	2,87
Sr/Ca	73,75	81,4	73,8	72,40	67,9	78,26	49,2	33,2	60,7
La	33	32	31	32	35	32	34	36	32
Ce	152	149	83	95	119	123	85	27	100
Y	32	22	30	29	33	37	32	26	25
T. R.	217	203	144	156	187	192	151	89	157
Th	23	30	22	29	24	16	24	10	17
Zr	209	244	233	246	198	218	197	93	244
% Ti	0,42	0,49	0,55	0,47	0,37	0,46	0,36	0,47	0,57
K/Th	—	—	12,0	—	—	—	—	8,0	—

	4	24	16	20	4	25	2	23	7
% Fe ²⁺	2,56	3,07	2,83	3,08	2,13	3,06	2,44	3,84	3,49
Cu	—	—	—	—	9	—	24	—	4
Co	6	6	8	8	6	6	5	11	7
Ni	9	8	9	7	9	8	7	11	8
% Mg	1,03	1,33	1,40	1,09	1,03	1,03	0,67	4,07	1,51
% Fe ³⁺	0,79	0,73	0,71	0,12	1,04	0,47	0,61	0,15	0,85
Cr	12	16	14	11	8	12	11	59	10
Ga	24	19	17	20	20	21	20	9	19
% Al	8,41	11,48	8,61	8,28	11,20	8,48	10,50	8,95	11,91
Ni/Co	1,50	1,33	1,12	0,87	1,50	1,33	1,40	1,0	1,14
Al/Ga	35	60,4	50,6	41,5	56,0	40,4	52,5	99,4	62,7
Zn	33	64	23	20	23	81	88	10	62
V.	68	54	55	52	62	54	58	88	55
I. a.	0,57	0,53	0,54	0,57	0,53	0,56	0,64	0,27	0,49
I. o.	0,24	0,19	0,20	0,04	0,33	0,13	0,20	0,04	0,20
Q	21,21	20,51	17,55	20,55	23,19	20,36	19,21	7,13	14,57
Or	20,51	22,22	18,79	19,92	20,80	20,80	21,04	5,67	16,49
Ab	29,62	26,49	30,55	29,62	26,91	29,62	32,83	20,06	30,13
An	14,52	12,37	17,11	15,52	15,04	13,30	13,05	32,67	19,80
Di	8,28	—	—	—	—	9,77	5,48	9,60	—
Wo	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hy	—	10,67	10,25	10,41	7,11	—	4,16	20,02	12,07
Mt	1,64	1,51	1,48	0,25	2,16	0,99	1,26	0,30	1,77
Il	1,33	—	1,73	1,48	1,18	1,44	1,14	1,48	1,80
Ap	0,76	0,79	0,60	0,67	0,58	0,95	0,46	0,23	0,88
C	1,07	2,65	0,63	0,56	1,47	1,58	—	—	0,91

CUADRO II (continuación)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
SiO ₂	60,88	46,58	62,63	63,20	61,86	51,43	59,87	60,48	57,35	60,08
Al ₂ O ₃	12,94	24,34	16,78	16,01	16,65	21,26	17,29	16,39	16,14	16,48
Fe ₂ O ₃	1,16	0,52	0,08	0,10	0,05	0,50	0,40	1,27	1,81	1,20
FeO	8,24	8,81	5,22	6,10	5,20	6,86	6,85	5,03	6,27	5,53
MnO	0,23	0,45	0,15	0,18	0,17	0,23	0,20	0,18	0,23	0,13
MgO	1,92	3,04	3,44	2,03	3,54	2,73	3,24	2,13	4,06	3,35
CaO	1,82	2,73	3,46	2,54	3,12	2,53	4,48	3,18	4,68	3,44
Na ₂ O	3,65	4,10	4,23	5,28	5,12	5,43	3,13	5,63	4,61	5,40
K ₂ O	5,96	7,08	2,91	3,13	2,55	6,90	2,12	3,06	2,91	2,85
TiO ₂	1,13	1,11	0,59	0,92	0,82	1,06	1,04	1,10	1,06	0,99
P ₂ O ₅	0,33	0,19	0,11	0,18	0,12	0,21	0,18	0,27	0,25	0,18
H ₂ O	1,32	1,67	0,77	0,61	1,12	1,05	1,00	1,63	0,91	0,84
TOTAL	99,58	100,32	100,37	100,28	100,32	100,18	99,80	100,35	100,28	100,47

Analista: M. Vallejo.

CUADRO II (continuación)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
Cs	20	24	7	16	6	10	5	16	5	8
Rb	253	310	176	252	165	412	85	246	153	171
Ba	391	1.164	191	246	330	954	427	434	273	367
% K	4,95	5,88	2,41	2,59	2,12	5,72	1,76	2,54	2,41	2,36
Pb	23	41	15	21	13	43	12	18	13	17
Sr	37	177	293	114	275	233	253	190	242	260
% Ca	1,30	1,74	2,47	1,81	2,23	1,80	3,20	2,27	3,34	2,46
% Na	2,79	3,13	3,23	4,04	3,91	4,14	2,39	4,30	3,52	4,13
K/Rb	195,6	189,7	136,9	102,78	128,48	138,8	207,1	103,2	157,5	138,0
K/Cs	2.475	2.450	3.443	1.119	3.533	5.720	3.520	1.587	4.820	2.950
Ba/Sr	10,57	6,57	0,65	2,16	1,20	4,09	1,69	2,28	1,12	1,41
Sr/Ca	28,46	101,72	118,6	62,98	123,31	129,44	79,06	83,70	72,45	105,69
La	85	78	27	46	35	50	31	105	48	40
Ce	390	196	21	28	31	57	40	67	34	54
Y	63	33	27	40	43	33	38	57	39	40
T. R.	538	307	75	114	109	140	109	229	121	134
Th	71	10	20	24	23	26	9	45	7	25
Zr	360	176	193	339	194	216	185	490	392	320
% Ti	0,68	0,66	0,35	0,55	0,49	0,63	0,62	0,65	0,63	0,59
K/Th	6,97	58,8	12,05	10,79	9,22	22,0	19,55	5,64	34,42	9,44

CUADRO II (continuación)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
% Fe ²⁺	6,4	6,84	4,06	4,74	4,04	5,33	5,32	3,91	4,87	4,30
Cu	13	88	30	20	46	96	31	25	37	26
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	12	26	12	26	17	58	21	27	45	28
% Mg	1,16	1,83	2,07	1,22	2,13	1,65	1,95	1,28	2,44	2,02
% Fe ³⁺	0,81	0,36	0,06	0,07	0,03	0,35	0,28	0,88	1,26	0,84
Cr	—	—	194	289	347	169	476	188	291	262
Ga	21	23	38	46	33	41	27	47	30	33
% Al	6,85	12,88	8,88	8,47	8,81	11,25	9,15	8,67	8,54	8,72
Ni/Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al/Ga	32,6	56,0	23,4	18,41	26,7	27,44	33,88	18,45	28,47	26,42
V	—	—	85	51	74	84	47	64	79	76
I. a.	0,92	0,57	0,56	0,71	0,63	0,73	0,40	0,72	0,62	0,68
I. o.	0,11	0,05	0,01	0,01	0,00	0,06	0,05	0,18	0,21	0,16
Q	6,40	—	10,64	8,17	6,84	—	14,66	4,51	1,54	3,14
Or	35,22	41,84	17,20	18,50	15,07	40,78	12,53	18,08	17,20	16,84
Ab	30,89	2,70	35,79	44,68	43,33	11,29	26,49	47,64	39,01	45,70
An	1,32	10,82	16,45	10,74	14,70	11,18	21,05	10,41	14,75	12,31
Ne	—	17,33	—	—	—	18,73	—	—	—	—
Di	4,74	—	—	0,58	—	—	—	3,00	5,63	2,95
Hy	15,09	—	17,39	14,70	17,29	—	18,97	10,51	16,03	14,65
Ol	—	16,70	—	—	—	13,15	—	—	—	—
Mt	1,68	0,75	0,12	0,14	0,07	0,72	0,58	1,84	2,62	1,74
Il	2,15	2,11	1,12	1,75	1,56	2,01	1,98	2,09	2,01	1,88
Ap	0,76	0,44	0,25	0,42	0,28	0,49	0,42	0,63	0,58	0,42
C	—	5,97	0,64	—	0,08	0,78	2,13	—	—	—

5.1. ELEMENTOS MAYORES

En el diagrama AFM (fig. 63) se observa la tendencia normal hacia términos alcalinos en una diferenciación típicamente calcoalcalina, que se expresa en términos de casi constancia en Mg relativo a los restantes elementos (dentro de un muy bajo contenido).

El brusco aumento en los álcalis en relación a los elementos máficos, que claramente se expresa en este diagrama, es relativo, pues en el gráfico que enfrenta estos elementos con el contenido en SiO_2 (fig. 54) la diferenciación es expresada en términos de disminución en elementos ferromagnesianos y constantes los elementos félsicos. La casi constancia de estos últimos elementos debe ser expresada en forma de aumentos relativos con respecto a los ferromagnesianos, aunque si bien es cierto, este aumento no es tan significativo como en otras series de diferenciación por falta de un cierto contenido en volátiles y que provoca un fraccionamiento tal que el índice de reparto entre los minerales que cristalizan y el fundido es levemente inferior a la unidad, conduciendo la diferenciación sólo hasta términos leucoadamellíticos (a partir de un magma-origen adamellítico) que por otra parte presentan ciertas pautas (muy leves) de tendencias pegmatíticas.

5.2. ELEMENTOS MENORES

La geoquímica de los elementos menores, determinados por fluorescencia de R-X, incluye los siguientes elementos:

Rb

Enfrentado con el SiO_2 , nos da una medida del fraccionamiento existente en esta serie granítica. Su incremento se halla dentro de la tendencia estimado por los principios de cristaloquímica (fig. 64).

Dada la coherencia K-Rb, estudiada la relación K/Rb se observa que se halla dentro de la relación promedio normal en tránsito hacia relaciones más bajas, lo que indica una leve diferenciación, donde sobresalen los enclaves por su muy baja relación K/Rb, debido a su contenido en biotita (figura 65).

El control que la composición modal tiene sobre el comportamiento de este elemento se da en estas rocas graníticas, y así el Rb aumenta en las rocas a medida que aumenta el feldespato potásico y disminuye la bio-

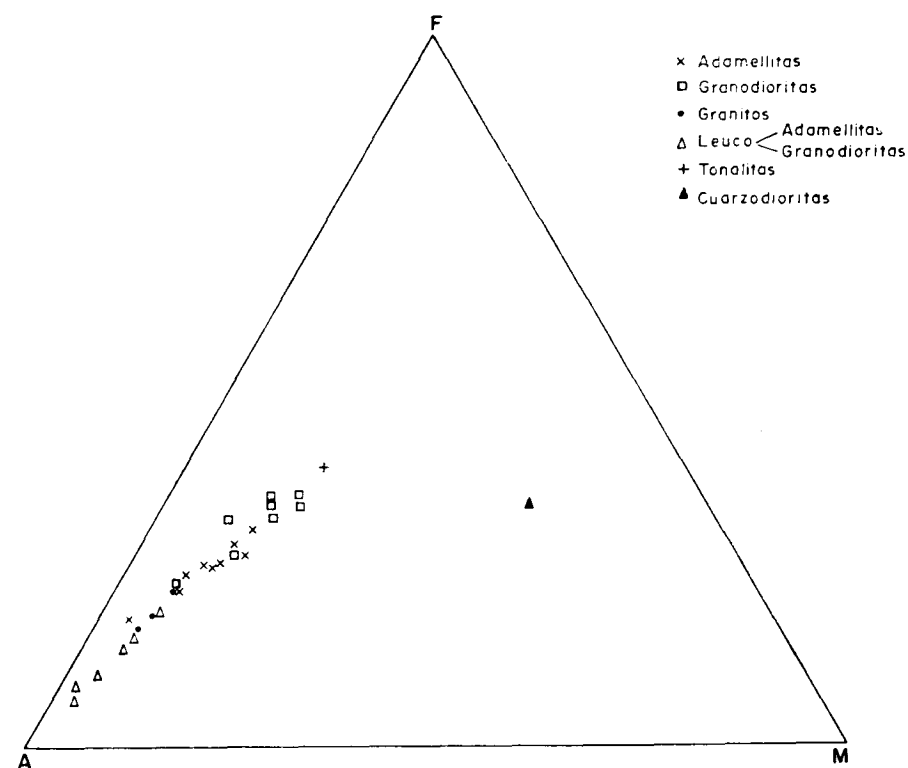


Fig. 63.—Diagrama triangular AFM con proyección de 29 rocas graníticas del Sistema Central.

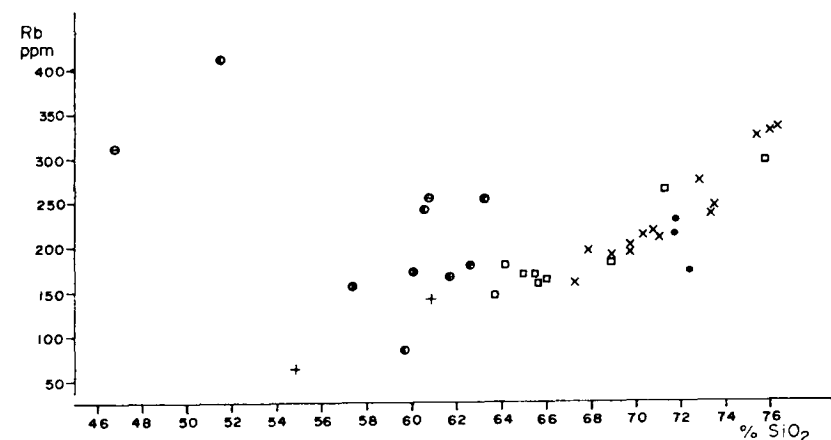


Fig. 64.—Diagrama SiO_2 -Rb.

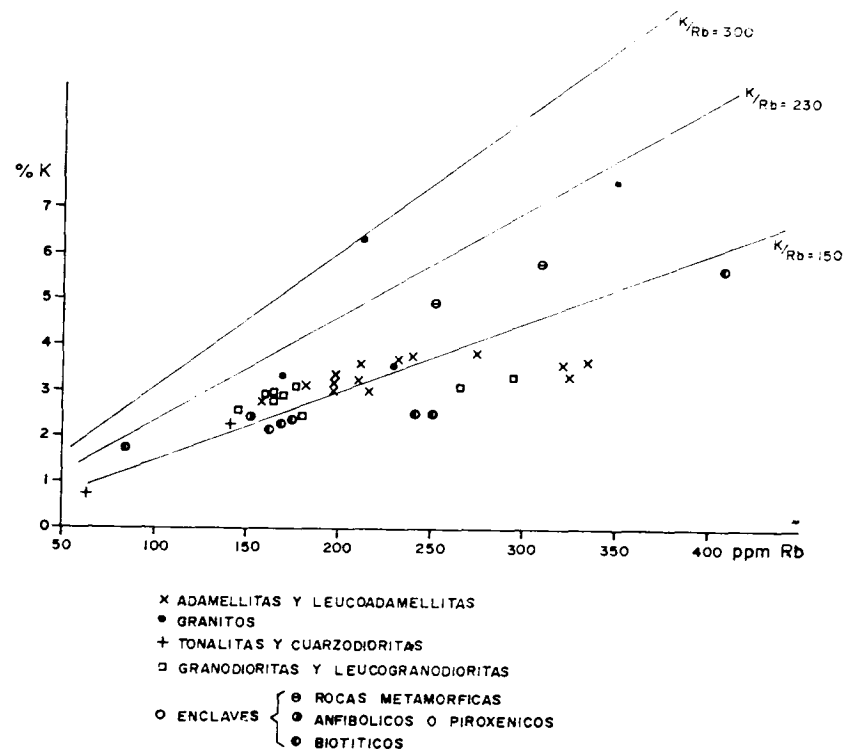


Fig. 65.—Diagrama K:O-Rb.

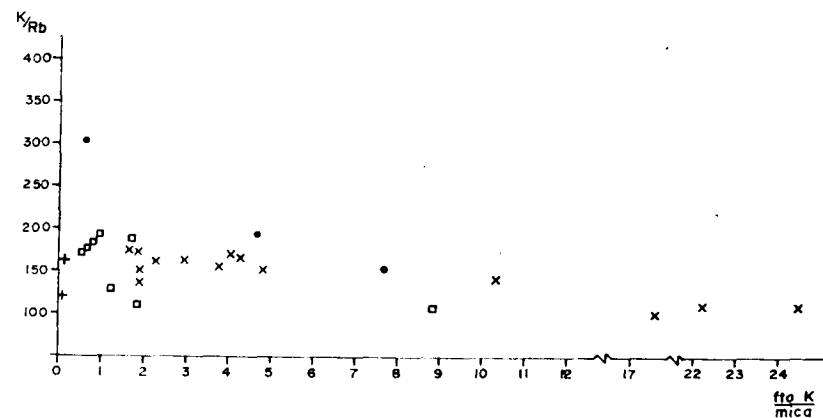


Fig. 66.—Relación K:O/Rb: Feldespato potásico/mica.

tita, dado que la casi totalidad del Rb en la mayoría de los granitos lo aporta el feldespato potásico, a pesar de su «mínimo rubídico», esto es, elevada relación K/Rb.

La relación K/Rb aumenta con el contenido en biotita modal estabilizando la relación el coeficiente F_{to} K/biotita, llegando incluso a disminuir la relación K/Rb con grandes aumentos del coeficiente F_{to} K/mica. El efecto que pueda ejercer el anfíbol a pesar de su relación teórica promedio de 110 (SHAW, 1968) es similar al del feldespato potásico, por lo que poseerá una relación muy baja, posible indicación de un antecedente biotítico (fig. 66).

El hecho de que el contenido en Rb de la roca total aumente al disminuir el contenido en biotita modal, así como al aumentar el contenido en feldespato potásico, indica que el contenido en el fundido en el estadio de cristalización de biotita, predominantemente, era reducido, no así en el estadio del feldespato potásico, más que el contenido en Rb de las biotitas cuando éstas se presentan escasas sea elevado, provocando elevado contenido en la roca, aunque si bien es cierto las biotitas de últimos estadios están altamente enriquecidas en Rb.

En cuanto a los enclaves, los biotíticos poseen mayor contenido en Rb y un casi igual contenido en K, por lo que poseerán una más baja relación K/Rb que los demás enclaves. El enclave anfibólico posee un mayor contenido en Rb que el enclave piroxénico, muestra de una mayor aceptación por parte del anfíbol del elemento.

Ba

A pesar de sus posibles afinidades con el Ca y K, dado que la relación K/Ba varía en un factor de 40.26, mientras que la relación Ca/Ba varía en un factor de 25.36, existe una fundamental afinidad Ba-Ca. No obstante, el elevado contenido en feldespato alcalino provoca que el Ba tenga ciertas pautas de específico.

El antagonismo del Ba para con el K se pone de manifiesto en la correlación antagónica que posee el Ba con el índice de agpaiticidad y el contenido modal de feldespato alcalino.

La relación directa del Ba con el contenido en biotita modal indica que se concentra este elemento en estadios iniciales; cosa análoga acontece con el contenido en plagioclasa normativa, y aunque, si bien es cierto, el contenido en Ba aumenta con el contenido en Ab, el mayor porcentaje de plagioclasas cálcicas (a pesar de su menor o incluso mayor contenido en Ba por la mayor apertura de la red a alta temperatura) provoca aumentos en el contenido en Ba al aumentar el porcentaje modal de plagioclase (figuras 67 y 68).

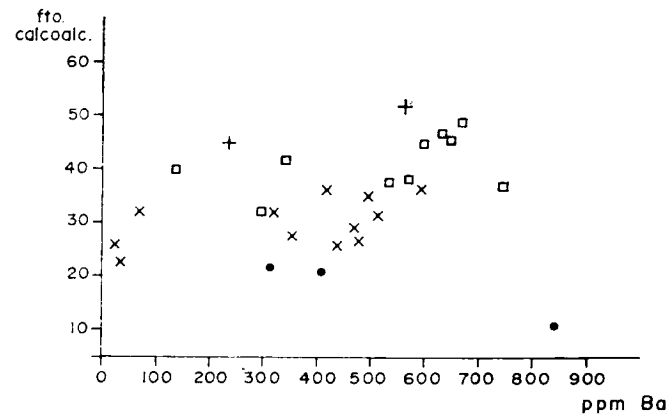


Fig. 67.—Relación Ba/feldespato calcoalcalino.

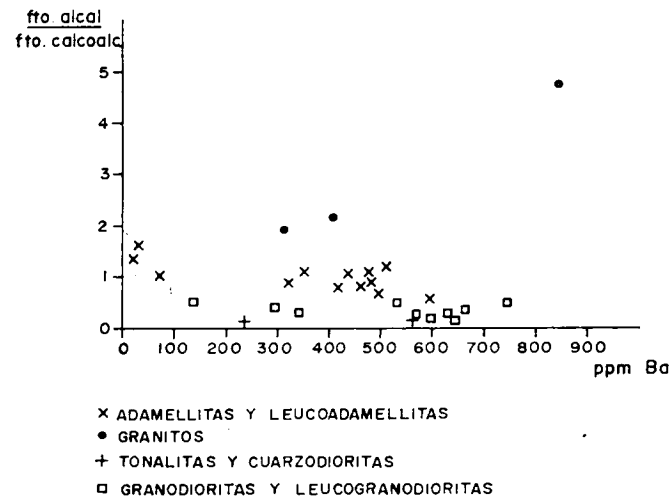


Fig. 68.—Relación Ba-feldespato alcalino/feldespato calcoalcalino.

Dos tendencias de aumento en el contenido en Ba al aumentar el contenido en plagioclasa modal se observan: una alineación es la presentada por los granitos y leucoadamellitas y otra alineación las restantes rocas; la primera alineación muestra su afinidad Ba-Sr, poseyendo el Ba ciertas pautas de específico, y la segunda, una afinidad Ba-Ca, siendo fundamentalmente dispersivo.

Sr

Al igual que el Ba, de sus potenciales afinidades (con el K, Ca y Ba), como quiera que la relación K/Sr varía en un factor de 56.08, la relación Ca/Sr varía en un factor de 5.78 y la relación Ba/Sr en un factor de 4.85; la afinidad fundamental es Ba-Sr y, por ende, Sr-Ca, aunque más atenuada,

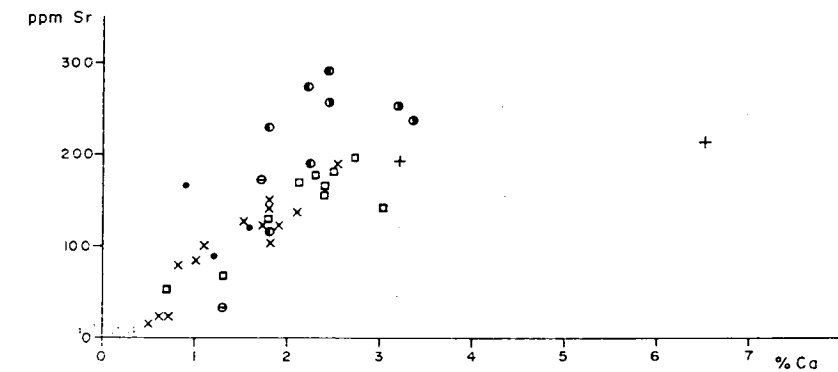


Fig. 69.—Relación CaO-Sr.

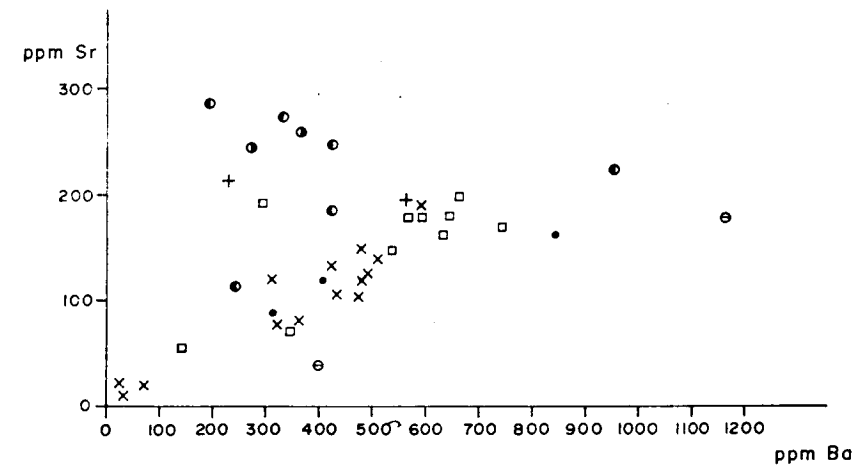
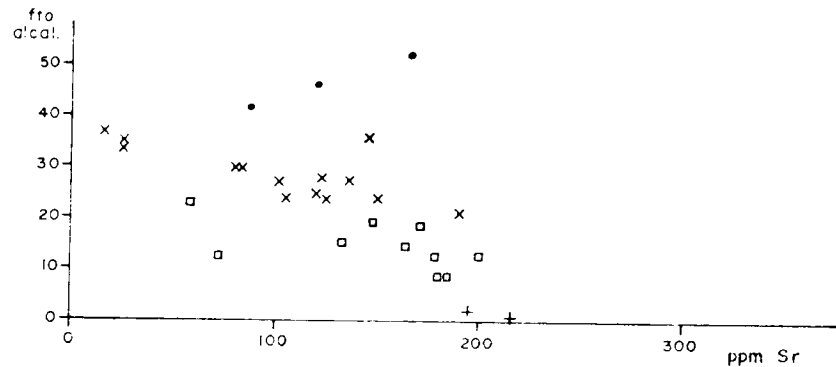


Fig. 70.—Relación Sr-Ba.

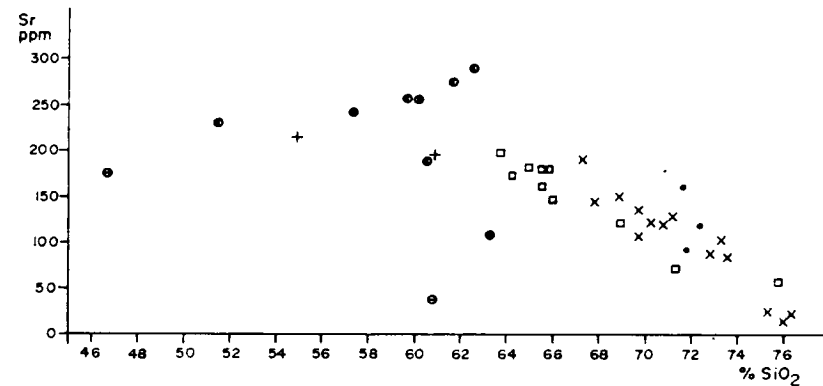
indicando el predominio del feldespato alcalino sobre el feldespato calcoalcalino en la serie evolutiva o/y un magma-origen con elevado contenido en feldespato alcalino.

La estadística afinidad del binomio Ba-Sr se demuestra por la analogía de sus diagramas (figs. 69 y 70).



- x ADAMELLITAS Y LEUCOADAMELLITAS
- GRANITOS
- + TONALITAS Y CUARZODIORITAS
- GRANODIORITAS Y LEUCOGNODIORITAS

Fig. 71.—Relación Sr-feldespato alcalino.



- x ADAMELLITAS Y LEUCOADAMELLITAS
- GRANITOS
- + TONALITAS Y CUARZODIORITAS
- GRANODIORITAS Y LEUCOGNODIORITAS
- ENCLAVES {
 - ROCAS METAMORFICAS
 - ANFIBOLICOS O PIROXENICOS
 - BIOTITICOS

Fig. 72.—Relación SiO₂-Sr.

Las rocas altamente enriquecidas en feldespato alcalino poseen tendencias distintas a las demás rocas, y así la relación entre el contenido en Sr y la cantidad de feldespato alcalino modal es directa, mientras que en los demás tipos de rocas es antagónica, por estar en estas rocas en el feldespato calcoalcalino (fig. 71).

Su contenido disminuye al aumentar el contenido en SiO₂ (fig. 72), no dándose ninguna desviación con respecto a esta tendencia, indicando una evidente diferenciación fraccionada.

Cs

Dado que la relación K/Cs varía en un factor de 8, mientras la relación Rb/Cs varía en un factor de 2.62, existe una manifiesta relación Bb-Cs sobre la relación K-Cs (fig. 73).

La secuencia granítica muestra un aumento constante a medida que

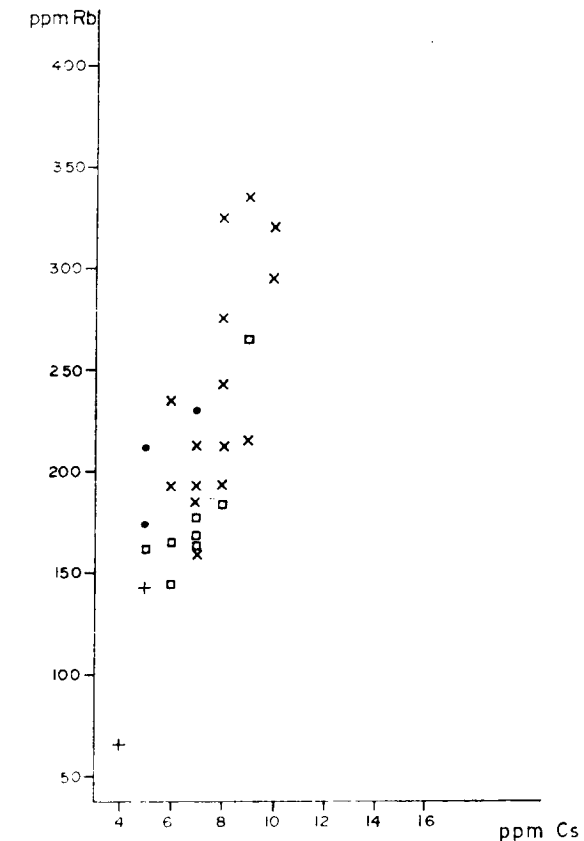


Fig. 73.—Relación Cs-Pb.

aumenta el contenido en SiO_2 , muestra de la existencia de una diferenciación y de la no presencia de fluidos tardiomagmáticos en la diferenciación.

La concentración en Cs no varía uniformemente con la cantidad modal de ningún mineral; a lo sumo puede observarse a grandes rasgos un aumento de Cs al disminuir el contenido en biotita modal, muestra del elevado contenido en Cs en fundidos últimos, que provoca elevadas concentraciones en biotitas de rocas diferenciadas. Este efecto es levemente superior al correspondiente con la más alta cantidad de biotita modal en rocas poco diferenciadas y a la más elevada concentración de Cs en biotitas que en feldespatos potásicos por causas estructurales.

El efecto que sobre el contenido en feldespato K modal tenga el contenido en Cs es complejo; no obstante, se observa una distribución bimodal como consecuencia de la presencia de leucogranodioritas y de leucoadamellitas que son más diferenciadas que los granitos, a pesar de tener éstos un más elevado contenido en feldespato K, que indudablemente será de más alta temperatura que el correspondiente a las leucoadamellitas.

Ga

La relación Al/Ga varía en un factor de 3.98, mientras la relación $\text{Al} + \text{Fe}^{3+}/\text{Ga}$ varía en un factor de 3.99, y la relación Fe^{3+}/Ga varía en una proporción de 14.05, indicando la afinidad Al-Ga con casi nulo efecto de la relación Fe^{3+}/Ga y, por consiguiente, nula presencia de magnetita (VLA-SOV, 1966).

La relación Al/Ga disminuye hacia los términos leucoadamellíticos, indicando una marcada diferenciación fraccionada, más la tendencia deberá ser estimada en términos de disminución de Al y aumentos en Ga.

Las rocas de más elevado contenido en Ga son las más félsicas, indicando que el Ga aumenta al disminuir el carácter básico de la roca y, por consiguiente, el Ga es antagónico al contenido en An (a pesar de la proporcionalidad directa entre el contenido en Al y la An), en virtud de cantidad de elemento suficiente (elevado contenido en Ga en sistemas residuales o/y efecto disponibilidad de la estructura plagioclásica).

Pb

Su contenido aumenta con el contenido en SiO_2 (fig. 74), indicando claramente la tendencia del fraccionamiento y la evidente existencia de este mecanismo. Ningún desmesurado enriquecimiento existe, por lo que hay que invocar una casi nula existencia del efecto de volátiles.

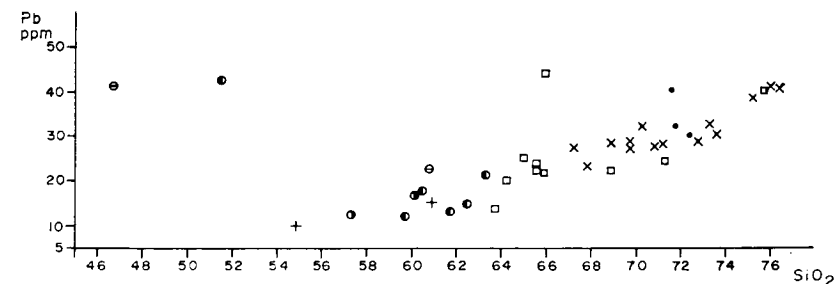


Fig. 74.—Relación SiO_2 -Pb.

De las dos posibles diadocias Pb-K y Pb-Ca es menester invocar la primera, por cuanto es la afinidad que se da en los feldespatos K; la segunda afinidad se da en el apatito y plagioclasas cálcicas; mas dado que el contenido en apatito disminuye a medida que progresa el fraccionamiento y el contenido en Pb aumenta, el Pb se halla en las estructuras feldespáticas (primordialmente la potásica) (fig. 75).

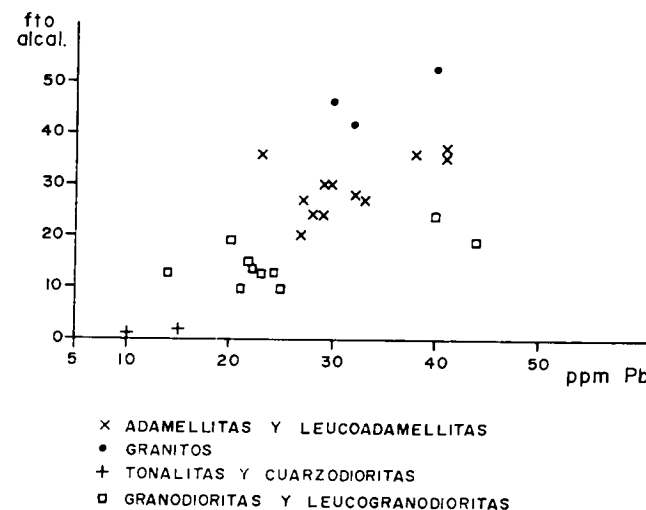


Fig. 75.—Relación Pb-feldespato alcalino.

No solamente influye el contenido en K del fundido en el comportamiento del Pb, sino que también influye la actividad de este elemento, ya que para un mismo valor de K existen diferentes contenidos en Pb.

T.R.

Se concentran fundamentalmente en el apatito, y como éste posee una asociación completa de T.R. aparecen ambas (Ce e Y) en elevada cantidad.

El apatito es de cristalización temprana, por ser un mineral típicamente miaskítico. La disminución del Ce e Y a medida que aumenta el índice de agpaiticidad es clara muestra de la disminución del contenido en apatito hacia los términos más diferenciados; la más brusca disminución del Ce es debido a que este elemento se presenta preferencialmente en el apatito, siendo las dispersiones debidas a la presencia de la allanita. Enfrentado con el contenido en SiO_2 de la roca, el Ce muestra un marcado decrecimiento, mientras que el Y permanece casi constante.

El contenido en Ce aumenta con el contenido en biotita modal y disminuye con el contenido en feldespato K modal, mostrando su carácter de presencia en fases tempranas (apatito) (fig. 76).

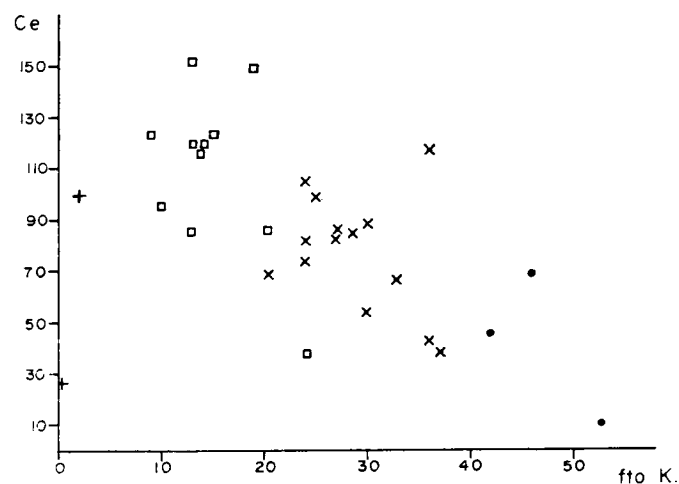


Fig. 76.—Relación Ce-feldespato potásico.

En cuanto al Y, disminuye con el contenido en biotita modal, por ser antagonístico con el Ce, pero no presenta aumentos con el contenido en feldespato K (carácter leucocrático). Sólo en los últimos diferenciados (leucoadamellititas) se da el enriquecimiento en Y característico de ciertas pegmatitas (figs. 77 y 78).

La contribución del Y al comportamiento general de las T.R. es nula, pues la elevada cantidad de Ce supera la influencia del Y (ALEKSIEV, 1969).

La afinidad del Ce para con el Na, y del Y para con el K, sólo es hipotética en estas rocas, y reflejo de ello está el hecho de que la relación Ce/Y no guarda proporcionalidad directa con la relación Na/K.

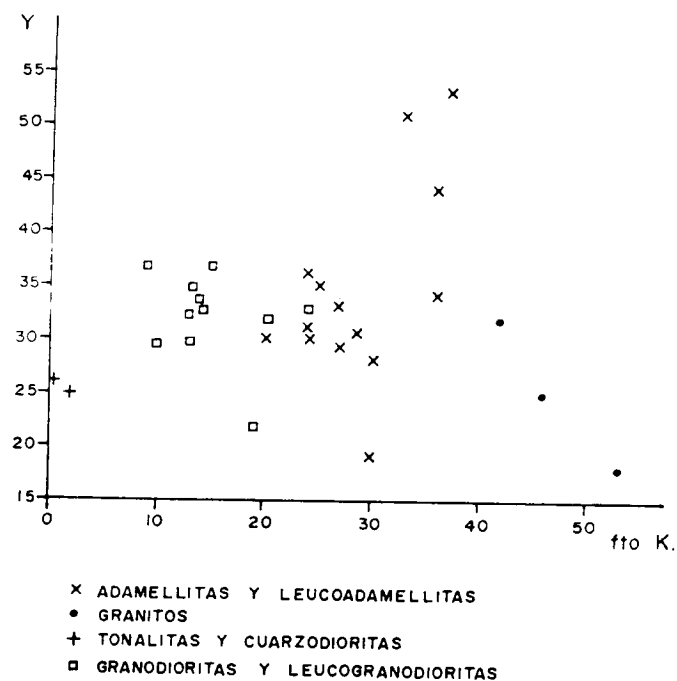


Fig. 77.—Relación Y-feldespato potásico.

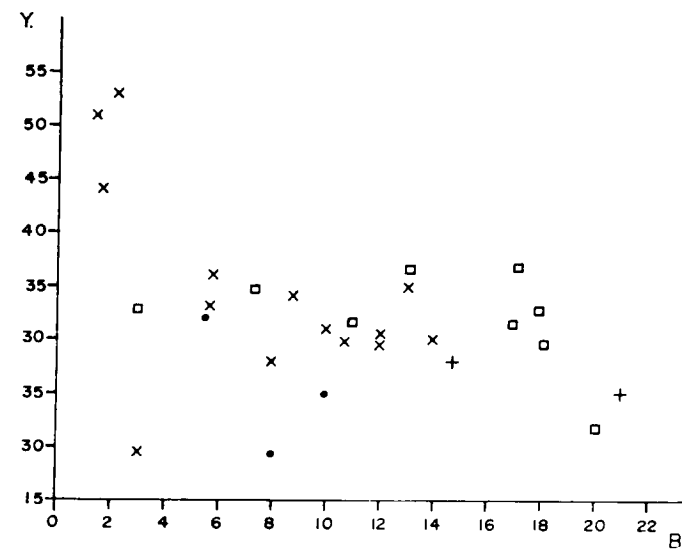


Fig. 78.—Relación Y-biotita.

Th

Indicando la existencia de un mecanismo de diferenciación fraccionada, el contenido en Th aumenta con el contenido en SiO_2 .

Demuestra una tendencia afín al contenido en K, sin que ello suponga una diferenciación pneumatolítica, pues la relación entre el Th y el SiO_2 es marcadamente directa.

Se halla presente en las allanitas, normalmente; mas como quiera que disminuyen hacia los últimos diferenciados, al igual que el circón, por cuanto las primeras son epidotas céricas y las segundas son típicos minerales miaskíticos, el contenido en Th puede hallarse dispersivo en minerales, formando parte de su estructura interna o adherido a la superficie de los minerales, dado que el aumento no muy marcado, y por consiguiente el reparto entre las fases minerales y el fundido, va siendo muy próximo a la unidad (levemente menor).

Zr

El Zr decrece al aumentar el SiO_2 (fig. 79), y si el contenido en Zr de las rocas plutónicas ácidas está controlado por el contenido en zircón de las rocas, un decrecimiento en el contenido en Zr es reflejo de una disminución en el contenido de zircón, que deberá ser interpretado como una prueba de la cristalización magmática de zircons tempranos.

Según CHAO y FLEISCHER (1960), la solubilidad del Zr aumenta con el carácter agpaítico de la roca, provocando la no cristalización de zircons, y según GOLDSCHMIDT (1954), el Zr tiende a concentrarse preferentemente en magmas residuales que contengan una alta proporción de feldspatos alcalinos.

Como el zircón es el único mineral portador de Zr en cantidad considerable, y al ser éste un mineral típicamente miaskítico, el elevado índice

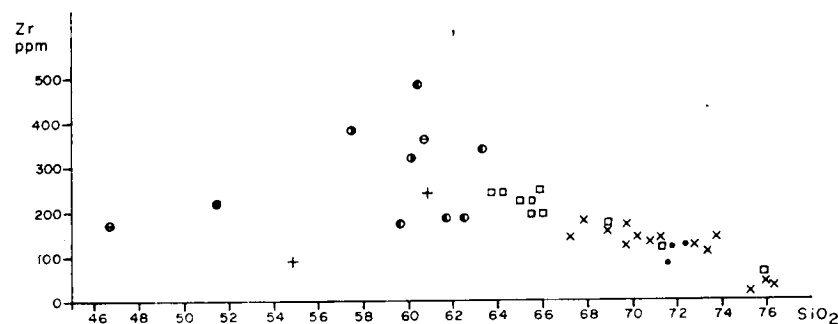


Fig. 79.—Relación SiO_2 -Zr.

de agpaiticidad de las rocas graníticas en sus últimos estadios provoca elevada solubilidad del Zr, y dada la no presencia de máficos alcalinos el contenido en Zr es inversamente proporcional al índice de agpaiticidad, mostrándose el Zr como elemento fundamentalmente específico, con muy leves relaciones Zr-Ti, a pesar de la estrecha relación existente entre ambos, indicio de la cristalización temprana del zircón (fig. 80).

El contenido en Zr de los enclaves es superior al correspondiente a la serie granítica, indicando un posible origen paraderivado.

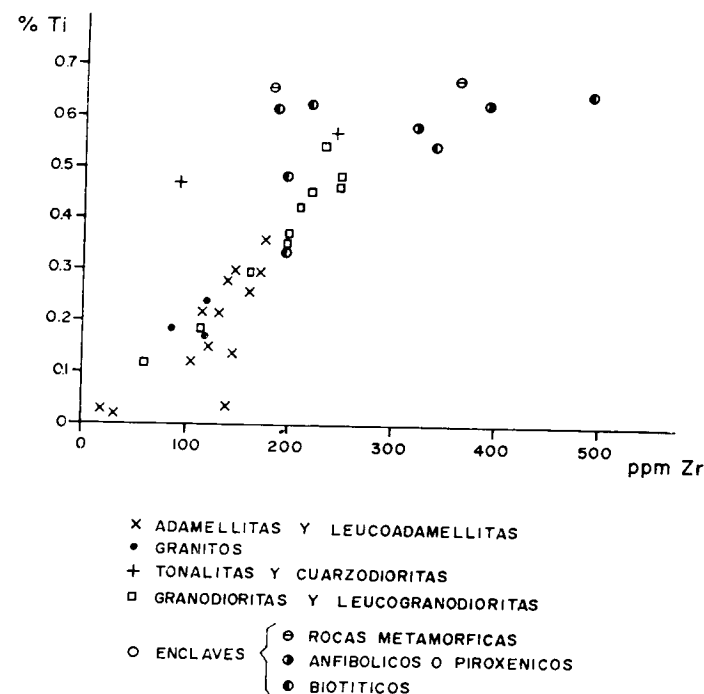


Fig. 80.—Relación Zr- TiO_2 .

Cr, Co, Ni, V, Cu y Zn

El Ni no presenta variación en la secuencia evolutiva, y en los extremos más diferenciados presenta un muy leve aumento en Ni, debido a un posible efecto del fraccionamiento del magma a baja temperatura. Es en estas rocas granudas donde requerimientos geométricos juegan un papel principal en la diadocia, y el Ni compite con el Fe^{2+} en el mineral primero formado (biotita), que es el poseedor del elemento en cuestión. Esta dia-

dicia teórica corresponde con la diadicia práctica, pues el Ni muestra una preferencial afinidad con el binomio $Mg+Fe^{2+}$, al igual que con el Fe^{2+} , siendo la afinidad Mg-Ni de poca importancia.

La proporción constante de Ni en todos los términos indica la no existencia de concentración preferencial en ningún mineral, mas no solamente se halla presente en la biotita, sino también en los opacos, estabilizando en gran medida el contenido en Ni la posible elevada proporción de Ni en los opacos de rocas altamente fraccionadas.

El Co presenta la afinidad Co-Fe sobre la afinidad Co-Ni, reflejo del fundamental contenido de este elemento en los opacos. Además, presenta una continua disminución a medida que progresa el fraccionamiento. La relación Ni/Co aumenta levemente a medida que progresa el fraccionamiento, pero en el último estadio aumenta bruscamente.

El Cr muestra una fundamental afinidad Mg-Cr, seguida del binomio $Mg+Fe^{3+}$, siendo el par $Cr-Fe^{3+}$ de poca importancia. Muestra una clara disminución en su contenido a medida que progresa el fraccionamiento, mostrando las leucoadamellitas un leve aumento con respecto a la tendencia normal.

El V muestra un ligero enriquecimiento en el estadio intermedio, para luego disminuir hacia los estadios últimos, carácter típico de las series calcoalcalinas.

El Cu presenta una fundamental afinidad Fe-Cu. Muestra un marcado decrecimiento a medida que aumenta el contenido en SiO_2 , presentando las leucoadamellitas un máximo. Este elemento se halla en la plagioclasa y apatito, por lo que disminuye con el fraccionamiento. El incremento en estadios últimos indica se halla presente en sulfuros también.

El Zn, que posee tendencias magnesianas, muestra un marcado decrecimiento al aumentar el contenido en SiO_2 . Esto implica su presencia fundamentalmente en la biotita y su relativamente escasa presencia en los sulfuros.

En cuanto a los enclaves, poseen un muy bajo contenido en Ni, indicando una no procedencia de roca básica. Su relativamente alto contenido en Cr (no V) es debido a un posible origen sedimentario.

5.3. EVOLUCION GEOQUIMICA

La serie granítica del Sistema Central forma una serie evolucionada, según el mecanismo de cristalización fraccionada con términos fundamentalmente poco evolucionados, con casi nula presencia de fluidos tardio-magmáticos ni volátiles, lo que implica que los elementos se hallan dis-

persos en el granito s.l., no produciéndose concentraciones preferenciales en ningún tipo de roca. Sólo las leucoadamellitas poseen enriquecimientos en Ni (indicio de fraccionamiento a baja temperatura), WAGER y MITCHELL (1951), y en Y (indicio de un posible estadio pegmatítico), SAHAMA y VAHATALO (1939).

6. ROCAS FILONIANAS

Trabajos concretos sobre tipos de rocas filonianas, formas de yacimiento, mineralogía, quimismos y caracteres genéticos dentro del Sistema Central han sido realizados por FUSTER, IBARROLA (1951 y 1953), FUSTER (1951 y 1955), SAN MIGUEL (1954) y GARCIA FIGUEROLA (1956), y con carácter más general por FEBREL et al. (1958), FUSTER y FEBREL (1959), SAN MIGUEL et al. (1956, 1960), FUSTER, DE PEDRO (1955), etc.

La variación de rocas filonianas del Sistema Central abarca desde los términos básicos (lamprófidos) hasta las de carácter ácido (aplitas, pegmatitas), con una serie de gradaciones y tipos composicionalmente intermedios de textura normalmente porfídica. Su clasificación varía según la riqueza en feldespatos y el carácter de los máficos componentes, normalmente biotita y anfíboles, y más escasamente piroxenos.

La distribución de estos diferentes tipos no guarda relación con las distintas clases de rocas plutónicas encontradas, si bien se observa alguna mayor selección de algunos de ellos (lamprófidos) que aparecen con mayor profusión en los términos adamellíticos-granodioríticos.

En general, los límites y tránsitos composicionales se encajan dentro del mismo rango que el encontrado para las rocas plutónicas, estableciéndose diferencias por sus características estructurales y de yacimiento.

La amplitud y dimensiones de los yacimientos de rocas filonianas son variables. Pueden presentarse como filones irregulares de espesores variables, pero sin sobrepasar los 0,5 metros, siendo más frecuentes los de 1-2 metros, y escasos los que superan los cinco metros. Las longitudes varían, pudiendo alcanzar varios kilómetros, aunque lo normal es que no sobrepasen el centenar de metros.

Respecto a la forma de yacer, las de carácter básico tienen formas lineales de bordes netos sin tránsitos y con texturas de enfriamiento. Los

diques de carácter ácido presentan formas más irregulares, incluso en grandes masas de formas anostomasadas sin aparente relación con estructuras de la roca caja. Las direcciones y buzamientos presentan un carácter restringido y han sido estudiadas en el Capítulo X.

6.1. LAMPROFIDOS

Bajo este nombre se incluyen gran variedad de rocas de carácter porfídico y de color oscuro, cuyos componentes principales corresponden a plagioclasa y biotita como fenocristales, en una matriz en la que plagioclasa, biotita junto con cuarzo, esfena y carbonatos son los componentes básicos.

Las plagioclases se presentan fuertemente zonadas con una composición que oscila entre An 50-An 75, aunque algunos valores lleguen a ser de An 95. Existen fenómenos de corrosión y cristales esqueléticos.

La hornblenda es frecuente, tanto en forma de fenocristal (fig. 81) como en la matriz, con composiciones de tipo pargasítico o débilmente hastingsítico, y numerosas inclusiones de opacos y plagioclases.

Cuando el cuarzo aparece como fenocristal tiene formas ameboides (en algunos casos corresponden a xenocristales con extinción ondulante). Coronas de crecimiento anfibólico y epidótico alrededor del cuarzo se observan en algunas zonas (fig. 82).

La biotita se presenta en placas o bien en formas aciculares. Las transformaciones más frecuentes son a clorita y epidota, pudiendo incluir la primera agujas de rutilo. El anfíbol pasa a epidota dando texturas pseudomórficas. La plagioclasa está sericitizada y saussuritizada.

La presencia de piroxenos es normal para algunas zonas próximas a áreas metamórficas, encontrándose una estrecha relación entre enclaves piroxénicos y diques de lamprófidos con piroxeno. Estos núcleos piroxénicos corresponden a zonas del Macizo de La Cabrera, Hojas 508 (Cercedilla) y 506 (Cardeñosa), y en Colmenar Viejo.

El clinopiroxeno es de tipo augítico con pasos a hornblenda de color pardo. Más raro es el ortopiroxeno, que se ha localizado en diques de La Cardeñosa (Hoja 560) y en el Macizo de La Cabrera. Las mediciones realizadas sobre ellos determinan composiciones tipo broncita y enstatita, estando normalmente en fase de transformación a hornblenda. Las facies acompañantes de ortopiroxeno tienen un mayor grado de cristalización y textura diabásica, siendo algunas de ellas clasificables como diabasas. En este último tipo de rocas aparecen restos cristalinos cuyo idiomorfismo permite considerarlos como olivinos.

Las rocas lamprófidas presentan un carácter textural muy constante,

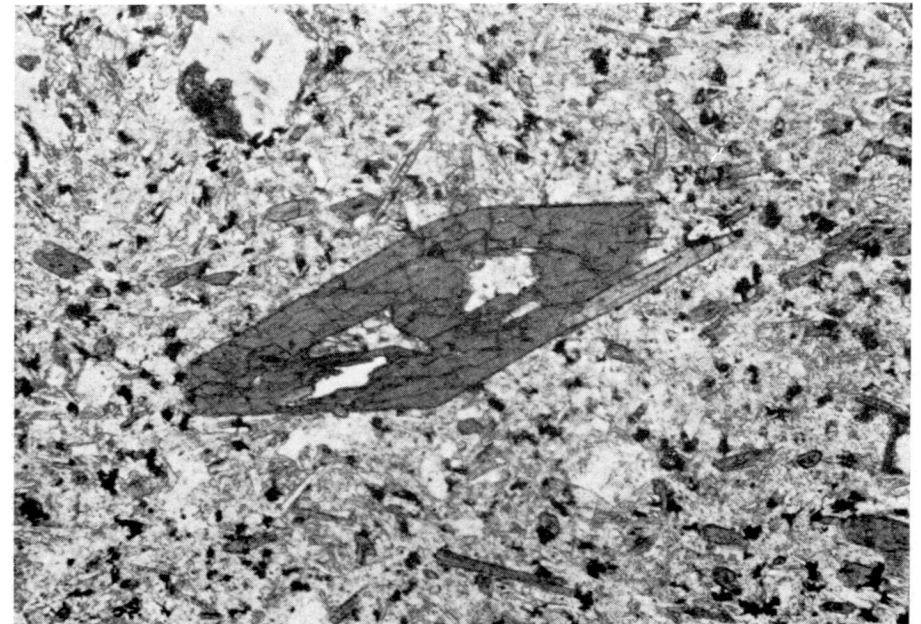


Fig. 81.—Cristal de hornblenda con corrosión central en roca lamprófida. NII-X25 ILM 7663.

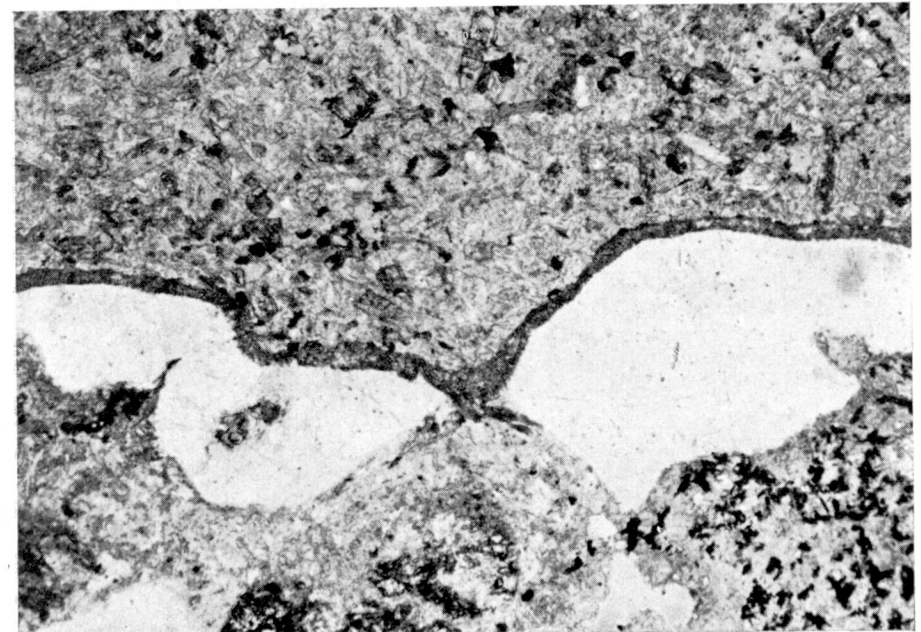


Fig. 82.—Cristales de cuarzo con corona de anfíboles y epidota. NII-X10 ILM 35428.

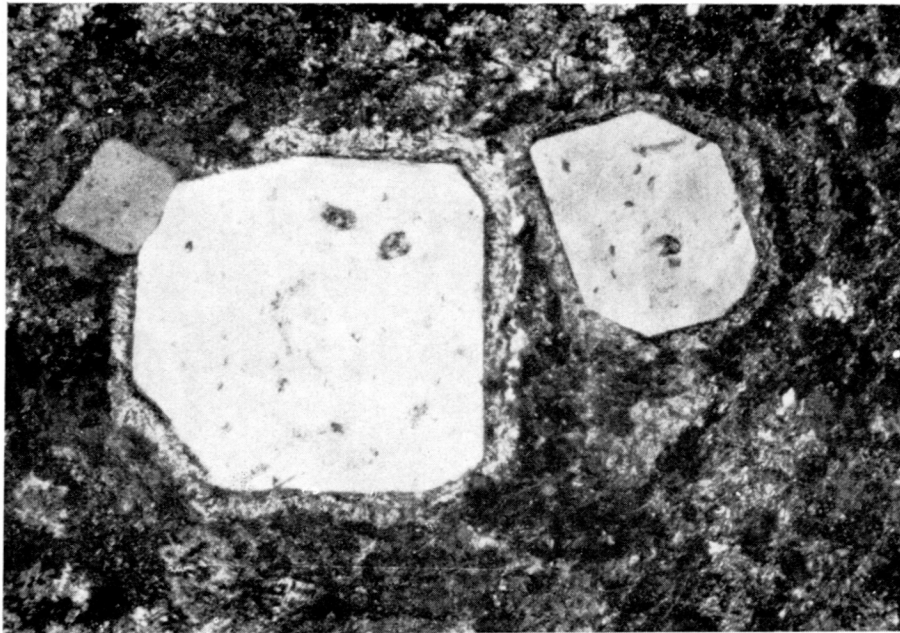


Fig. 83.—Fenocristal de cuarzo con borde granofidico en pórfido granítico. NX-X12,5 ILM 7650.

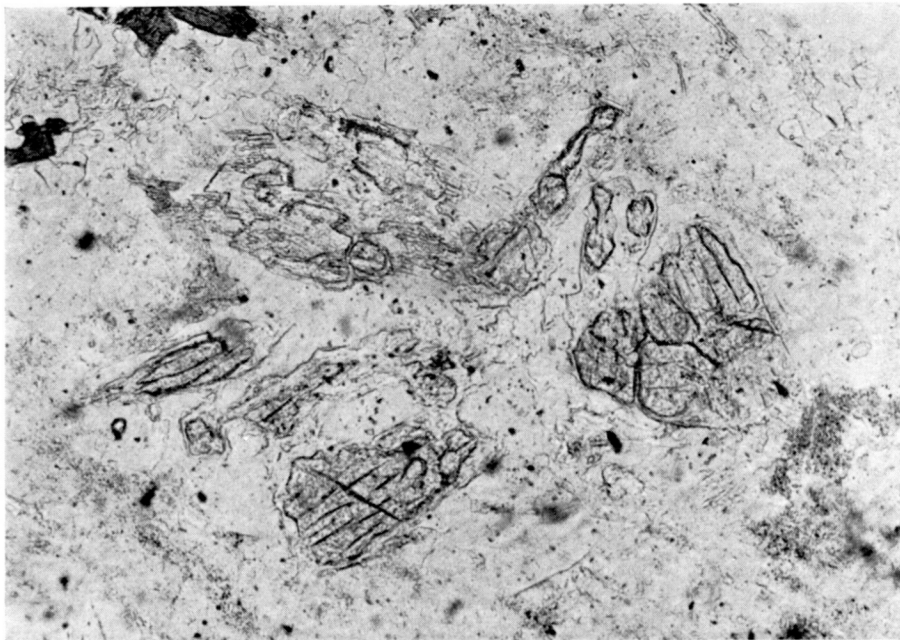


Fig. 84.—Cristal de andalucita rodeado de moscovita en pórfidos graníticos. NII-X25 ILM 7150.

con mayoría de términos porfídicos y matriz microcristalina bien equigranular o bien criptocristalina, más raramente afieltrada o diabásica. Ligeras texturas fluidales se observan en las zonas de contacto junto con fenómenos de vitrificación y concentración de opacos y esfenas.

6.2. PORFIDOS

Incluimos en este tipo textural rocas cuya composición varía desde términos granodioríticos a graníticos. Componentes fundamentales de los pórfidos granodioríticos son cuarzo, ortosa, plagioclasa (oligoclasa, andesina), biotita como fenocristales; más raros son anfíboles de tipo hornblenda (pargasítica). El cuarzo presenta frecuentemente texturas de corrosión y bordes granofídicos (fig. 83). En la matriz se encuentran, como accesorios: opacos, apatito, allanita, zircón, moscovita, sericita y carbonatos. Aparecen cordieritas, normalmente muy pinnitizadas. Las texturas son porfídicas con microcristales de carácter equigranular, en ocasiones criptocristalina, a veces fluidal, afieltrada o con esferulitos de FK.

En los fenocristales de feldespato potásico pueden hallarse bordes de crecimiento zonado, marcado por inclusiones de cuarzo. En los de plagioclasa, bordes albiticos. Algunas de estas últimas presentan inclusiones de apatito. Las texturas pertíticas y mirmequíticas son abundantes en feldespatos, así como las gráficas, en algunas de las cuales hay un núcleo de biotita. La biotita da alteraciones clorita + epidota + esfena + rutilo.

Algunas de estas rocas presentan fenómenos de silicificación con texturas esferulíticas. La adularia se presenta rellenando cavidades.

En las zonas de contacto pórfido-rocas plutónicas, en el borde, la textura suele ser fluidal-cataclástica. Enclaves de tipo xenolítico son más frecuentes y están marcados por concentraciones de biotita en nidos.

En los pórfidos de composición granítica aumenta la proporción del feldespato potásico con respecto a la plagioclasa (que es ligeramente más ácida que en los pórfidos granodioríticos) y desaparecen los anfíboles. Aparecen cristales de andalucita de características inestables, aunque abundantes (fig. 84).

6.3. APLITAS Y PEGMATITAS

Corresponden las aplitas a rocas con texturas de grano muy fino, en las que el feldespato potásico (microclina u ortosa), junto con moscovita y cuarzo, son los componentes mayoritarios. La plagioclasa y biotita son poco abundantes; la última, de forma acicular.

El granate, cuando se presenta, lo hace en grandes concentraciones de cristales de pequeño tamaño. La cordierita puede estar presente, casi siempre pinnitizada. La turmalina aparece en prismas y granos subredondados. Las andalucitas están en cristales alotriomorfos, normalmente incluidos en placas de moscovita. La moscovita puede ser muy abundante y de tipo intersticial, englobando cuarzo.

Como accesorios se encuentran opacos, apatito, zircón y carbonatos. Las facies de contacto con rocas metamórficas presentan biotitas y cuarzos corroídos.

Las texturas de la roca son normalmente microcristalinas, con ortosa micropertítica y gráfica.

Las pegmatitas se encuentran en formas masivas irregulares con cuarzo y feldespato potásico (con textura pertítica y gráfica) y moscovita como componentes fundamentales. La biotita puede ser abundante en formas aciculares. Minerales menos abundantes corresponden a ¿monacita?, berilo, andalucita, plagioclasa (en general, poco zonada), turmalina.

7. MANIFESTACIONES DE CONTACTO

Los efectos de contacto de los materiales graníticos del Sistema Central español sobre las formaciones metamórficas encajantes han sido comentados o descritos para los diferentes sectores en varios trabajos; así, FEBREL et al. (1958) (Hoja de Buitrago) ponen de manifiesto en el borde suroriental del stock de La Cabrera la presencia de una aureola de metamorfismo de contacto por neoformación (a partir de los minerales estables en el proceso regional) de biotita en una matriz granoblástica con cuarzo, plagioclasa, andalucita, ortosa con granate, corindón y espinela, circón, magnetita y turmalina, así como andalucita diablástica con feldespatos y agregados sericíticos con corindón, espinela y opacos, que suponen la transformación de andalucita.

SAN MIGUEL et al. (1956) comentan la ausencia de minerales de contacto en la Hoja de El Escorial; debido a las afinidades entre gneises y rocas graníticas, suponen como de efecto térmico la desaparición de sillimanita y de moscovita.

GARCIA DE FIGUEROLA (1960) analiza los procesos de metamorfismo térmico en Guadarrama y Gredos, señalando la aparición de estructuras mosqueadas y cornubianíticas en rocas encajantes de bajo grado metamórfico, así como la presencia de infiltraciones ácidas de poca amplitud, que pueden o no seguir los planos de esquistosidad, afirmando que cuando la roca encajante es de alto grado (gneises glandulares) no aparecen fenómenos superpuestos.

Neoformación de andalucita es asimismo reconocida por FUSTER y MORA (1970) en todos los niveles estructurales que abarca el afloramiento de La Cañada.

PEINADO (1973) supone procesos de alcalinización y asimilación parcial sobre el afloramiento de El Escorial-Villa del Prado, así como anda-

lucita entrecrecida con cuarzo en los bordes inmediatos del contacto con los materiales graníticos.

APARICIO et al. (1973) atribuyen también a actividad del material granítico escasos prismas de andalucita en el encajante del pequeño stock de El Paular.

LOPEZ RUIZ et al. (1975) citan fenómenos de contacto sobre las áreas metamórficas de alto grado, con desarrollo de andalucita, y para ambientes de intensidad menor, neoformación de cordierita, andalucita y biotita.

Como es sabido, los procesos de influencia de los granitoides intrusivos (y los aquí analizados lo son en todos los casos) sobre el material metamórfico encajante se efectúan con diferente grado y características, en función, en primer lugar, de las condiciones termobáricas previas de los mismos, y en segundo lugar de su volumen, así como del de la masa de material intruido y de su capacidad de transferencia de calor.

De esta manera es preciso deslindar dos grupos, uno en el caso en que las rocas metamórficas se presenten como material encajante de dimensiones apreciables (exocontactos) y otro en el que afloran como pequeños volúmenes de material inmerso en la masa granítica a manera de enclaves cuya dimensión no sobrepasa algunos dm^3 ; es en este último caso en donde el efecto de transferencia de calor va a ser más importante.

Dentro del primer grupo, los efectos de exocontacto, si bien existen siempre, se manifiestan de distinto modo, según las condiciones de metamorfismo regional que hayan sufrido los materiales, y es independiente, en el área estudiada, de las características de la roca granítica, como ya hizo notar GARCIA DE FIGUEROLA (1960). Esto es probablemente debido a que el relativamente reducido espectro de variación litológica y química de los granitoides no justifica variaciones acusadas de temperatura de unos tipos a otros.

Dentro del área del Sistema Central español, analizada en este trabajo, se encuentran corneanas y estructuras nodulares con representación regional de anchura limitada en zonas restringidas: borde oriental del stock de La Cabrera, Cervera de Buitrago, Hoja 484, afloramientos septentrionales, en la provincia de Avila (Cardeñosa, Blascoles, Avila, Hojas 506, 507, 531), siendo en todos ellos el metamorfismo regional de bajo grado o comienzos del medio.

En los ámbitos de metamorfismo medio y alto se restringe la neoformación de minerales a los bordes estrictos del contacto y de manera esporádica, observándose, sin embargo, asimilaciones parciales, con aporte metasomático alcalinizante (procesos que también se observan en las zonas de grado bajo).

En Cervera de Buitrago (E. del plutón de La Cabrera) las estructuras nodulares están constituidas por fenoblastos de cordierita pinnitizada, en

grado variable, que incluyen agregados de hercinita y corindón con andalucita, y esporádicamente granate desestabilizado, transformándose a su vez en biotita. También existe biotita en láminas de neoformación y andalucita en pequeños cristales entrecrecidos con cuarzo, conservando la textura foliada de la roca.

La misma paragénesis existe, en ausencia de texturas nodulares, en rocas granoblásticas. Mas rara vez el núcleo de los nódulos está constituido por un agregado escamoso de andalucita.

La espinela y el corindón pueden no estar presentes; suponemos se formaron como residuos aluminicos de algún mineral previo, probablemente estaurólita, teniendo en cuenta las paragénesis regionales, donde al Norte y Este aparece bien definida la zona de este mineral, que se estrecha anormalmente en el contacto.

En Navas de la Asunción, dentro de esquistos y pizarras de bajo grado, hay estructuras cornubianíticas y nodulares intensamente seritizadas, de origen indeterminado, aunque probablemente, y por comparación con áreas vecinas, consistan en cordierita y esporádicamente andalucita, así como biotita y moscovita de neoformación acompañadas por introducción de feldespato potásico.

En los afloramientos también de bajo grado de la provincia de Avila (Sierra de Ojos Albos) se desarrollan estructuras mosqueadas en una banda de unos 150 metros de anchura a partir del contacto.

En el borde inmediato se produce una recrystalización total del material metamórfico con formación de una roca granoblástica de grano medio con cordierita, biotita, feldespato potásico, ausencia de moscovita primaria y plagioclasa maclada o con zonación oscilatoria.

En las zonas subsiguientes, algo más alejadas del contacto aparecen nódulos de cordierita, poiquiloblásticos de biotita y turmalina automorfa, así como andalucita y moscovita, estas últimas en láminas sin orientación determinada, o groseramente paralelas entre sí y transversales a la foliación regional. Es asimismo frecuente el feldespato potásico intersticial coexistiendo con los componentes citados. En resumen, sólo se alcanzan las condiciones de inestabilidad de moscovita en puntos muy localizados e inmediatos al contacto del material granítico.

En los sectores de grado medio, p. e., mitad meridional del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado, Zarzuela del Pinar, etc., sólo se observa aporte de feldespato alcalino en las inmediaciones de las rocas graníticas acompañadas por blastesis de moscovita, zonación de plagioclasa y esporádicamente neoformación de andalucita y cordierita. De igual manera en las facies de alto grado —gneises glandulares— se aprecian estrechas bandas de migmatitas de tipo embrechítico con asimilaciones parciales, apareciendo rara vez neoformación de andalucita limitada al

borde inmediato del contacto, existiendo fundamentalmente procesos de transformación y asimilación parcial, pero sin cambios mineralógicos sustanciales.

Es también frecuente que el contacto se efectúe por medio de bandas paraconcordantes de composición aplogranítica, bandeadas, pobres en biotita, con moscovita, andalucita abundante, y como accesorios turmalina, circón, apatito y topacio, este último más frecuente en el plutón de La Cabrera.

Estas diferencias en las características de los efectos de contacto se deben a las propias composiciones de las rocas metamórficas encajantes, que cuando son afines a la del material granítico no se producen en ellas fases minerales de neoformación de manera generalizada. Por tanto, es necesario asumir que el proceso intrusivo, tanto en los contactos bruscos como en los graduales (puesto que estos últimos se deben a asimilaciones parciales, que por otra parte se reflejan en la presencia de componentes metamórficos en la roca intrusiva) siguió de cerca el momento álgido del proceso metamórfico cuando las rocas afectadas conservaban unas condiciones termobáricas afines a las de su constitución como tales conjuntos metamórficos.

De la descripción mineralógica detallada de los enclaves realizados en el Capítulo 4 se desprende la existencia en ellos de paragénesis indicativas de más altas temperaturas que en los contactos externos, circunstancia por otro lado habitual en todas las intrusiones debido a la más alta intensidad de transferencia de calor sobre pequeños volúmenes de roca. Del mismo modo es en ellos en donde los procesos de asimilación son más evidentes y mejor desarrollados.

En síntesis, en los exocontactos las transformaciones más patentes tienen lugar en las zonas afectadas por metamorfismo regional de grado bajo a medio, que en su mayor parte es intermedio de baja presión de andalucita-sillimanita-cordierita, neoformándose las paragénesis:

biotita-cordierita-feldespató potásico
biotita-moscovita-cordierita-andalucita
biotita-moscovita

La primera sólo se encuentra en los tres metros inmediatos al contacto, manteniéndose la segunda hasta en una zona de unos 150 metros, aunque es preciso tener en cuenta que se refiere a distancias superficiales que probablemente son menores, puesto que la presencia en zonas erosionadas de rocas graníticas hace pensar que la distancia real es más reducida. En todos ellos es general la presencia de apatito y turmalina.

En los sectores de metamorfismo regional de alto grado se neoforma esporádicamente andalucita y/o cordierita en la paragénesis:

biotita-ortosa-sillimanita \pm cordierita \pm andalucita

donde la sillimanita se conserva de manera residual incluida en los neoformados.

En el borde oriental del stock de La Cabrera, donde el metamorfismo regional pertenece al tipo de presión intermedia con estauroлита-distena-sillimanita, la masa granítica interfiere la zona de la estauroлита. La paragénesis es biotita-cordierita-espinela-corindón \pm andalucita, conservándose, como ya hemos dicho, granate en cordierita y apareciendo la andalucita en agregados pseudomórficos. Por otro lado, los óxidos aluminicos están exclusivamente en el interior de cordieritas, existiendo cuarzo libre en la roca. Suponemos que esta particularidad petrogenética respecto al resto de los afloramientos se debe probablemente a la desestabilización de una estauroлита previa que por descenso de presión e incremento de temperatura se transforma probablemente en andalucita-cordierita-corindón y espinela. Procesos similares describe TURNER (1968), basándose en las aureolas de contacto de Santa Rosa (COMPTON, 1960) y Conrie (TILLEY, 1924). No creemos en nuestro caso que conlleve inestabilización de biotita, puesto que en la misma paragénesis aparece en placas de neoformación. La reacción siguiente:

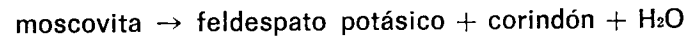
estauroлита + moscovita + cuarzo = SiO_5Al_2 + biotita + cordierita + H_2O

sugerida por THOMPSON y NORTON (1968), formándose almandino, podría ser válida a menor presión, generándose cordierita; por otro lado, si se trata de un proceso rápido, de movilidad baja, como sugiere en los enclaves la presencia de corindón, pudieron, con defecto de cuarzo muy local, formarse espinela y corindón.

Por tanto, en los contactos existe una zona interna con facies de corneanas anfibólicas que sugieren un mínimo de 550° y una presión del orden de 2 a 3 Kbars, REVERDATTO (1970), ya que a menor presión tendríamos corneanas piroxénicas y a mayor presión no se desestabilizaría la estauroлита. La zona externa corresponde a facies de corneanas moscovíticas. En los afloramientos septentrionales solamente se encuentra desarrollada esta última zona.

En los enclaves las condiciones son variables, alcanzando la facies de las corneanas piroxénicas o corneanas feldespató-cordieríticas (WINKLER, 1967) con desestabilización de moscovita. Las relaciones texturales hacen suponer la intervención de la desestabilización de la biotita, dadas

las texturas diablásticas entre este mineral y andalucita y entre el corindón; sin embargo, no tenemos evidencia segura de tal proceso. Podemos suponer que, al menos, se han alcanzado las condiciones de la reacción:



que exige unas condiciones mínimas de 700° de temperatura para la roca granítica.

Estamos, pues, en un metamorfismo de contacto «bifacial», típico para rocas graníticas de esta índole, como sintetizan REVERDATTO et al. (1970).

8. GEOCRONOLOGIA

Los únicos datos de edades absolutas de rocas graníticas del Sistema Central, hasta ahora publicados, corresponden al trabajo de MENDES et al. (1972), en donde se incluyen, con edades comprendidas entre doscientos setenta y doscientos cincuenta m.a., dentro de las últimas fases orogénicas hercínicas, alcanzando las manifestaciones póstumas graníticas hasta el Pérmico.

La imposibilidad de realizar dataciones absolutas nos llevó a utilizar el método óptico de edades relativas basado en los estudios de KUZNETSOV (1964) y CHIBUKHJAM (1963), perfeccionados por PIBOULE, ROQUES y VACHETTE (1965) y GUIMARAES (1966). En resumen, consiste en la medida del K_d (coeficiente de dispersión de birrefringencia), según la relación

$$K_d = 100 \frac{h_r}{h_a} \cdot \frac{R_a}{R_r}$$

siendo:

h_r = Longitud de onda del filtro 600 n m (± 15).

h_a = Longitud de onda del filtro 440 n m (± 15).

R_r = Retardo medido con luz monocromática de 600 n m (± 15).

R_a = Retardo medido con luz monocromática de 440 n m (± 15).

Los retardos se han medido con compensador rotativo de cuarzo tipo Ehringhaus y son a continuación tabulados para la obtención del K_d . Hemos realizado las medidas sobre plagioclasas, considerando la abundancia de este mineral y por ser el que mejor refleja la amplitud de las condiciones de cristalización.

La ventaja de este método estriba en su rapidez, y por otro lado en

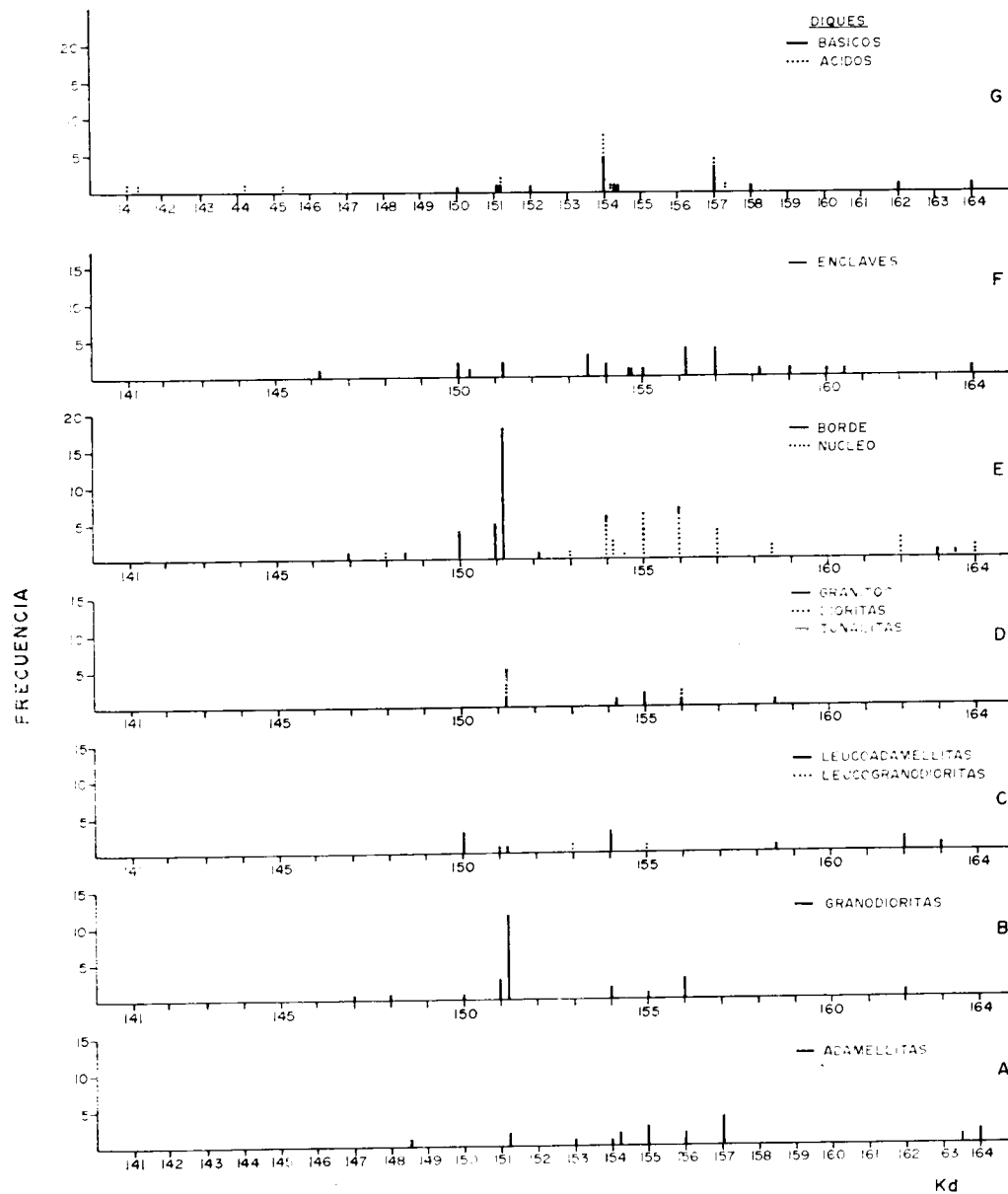


Fig. 85.—Diagrama con la frecuencia de los coeficientes K_d para los diferentes tipos de rocas graníticas, filonianas y enclaves del Sistema Central.

que el número de K_d determinado para cada roca es lo suficientemente amplio para dar una idea completa del período de cristalización de una roca. Su inconveniente reside en que los datos obtenidos son relativos, haciendo necesario su apoyo en determinaciones absolutas.

En nuestro caso los K_d fueron determinados sobre un total de 36 muestras de rocas graníticas, distribuidas por los diferentes macizos y de acuerdo con la litología descrita. También se realizaron medidas sobre 16 muestras de enclaves metamórficos y microdioríticos y, en un número más reducido (6), sobre rocas filonianas de carácter ácido y básico.

El total de coeficientes medidos (K_d) supera las 200 mediciones, que fueron proyectadas en diagramas binarios de acuerdo con las composiciones de las rocas medidas (fig. 85). El total de ellas en rocas graníticas fue proyectado también en el mismo gráfico según valores borde-núcleo (figura 85-E).

Las variaciones extremas de los K_d se sitúan entre 144 (valores más modernos) y 164 (valores más antiguos).

La proyección de los datos totales (fig. 86) muestra una cristalización continua, pero con máximos significativos. Cada uno de estos máximos es representativo de un período más intenso de cristalización de la roca. El primer máximo incluye valores desde 164 a 162 (C_1); después aparece un descenso en la cristalización, para a continuación mostrar un nuevo máximo (dividido) entre 157 y 154 (C_2). Vuelve a decaer el proceso entre 153 y 152, para generar un nuevo máximo (el más acusado) en 151,2. A partir de este punto, y hasta 144,5, la cristalización se mantiene baja. En total son deducibles tres momentos de cristalización (C_1 , C_2 , C_3), con in-

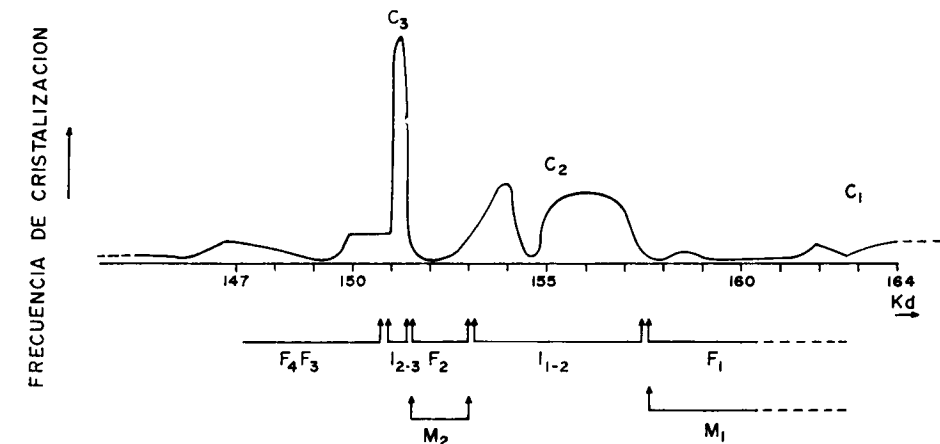


Fig. 86.—Periodos de cristalización en rocas graníticas del Sistema Central en relación con coeficientes K_d .

tensidad creciente del más antiguo al más moderno, siendo el de menor duración en tiempo el correspondiente a C_3 (fig. 86).

La distribución de los momentos de cristalización es significativo para cada tipo de rocas graníticas diferenciadas; así, en las adamellitas (figura 85-A), si bien se observa una cristalización en C_1 , su momento máximo de cristalización se sitúa en C_2 , siendo en C_3 prácticamente nula. Teniendo en cuenta que el magma original es de composición adamellítica fundamentalmente, entre K_d 163 a 164 (C_1) obtendríamos las primeras fases de cristalización de este magma, aunque casi la totalidad de él vendría a cristalizar entre 154 y 157 (C_2).

El análisis del diagrama correspondiente a las rocas con composición granodiorítica es inverso al anterior; en este caso no hay apenas cristalización en C_1 , sigue cristalizando débilmente en C_2 , y el máximo de cristalización ocurre en C_3 . Este carácter de cristalización póstuma de las granodioritas pudiera estar en relación con la situación anómala que muchas de estas rocas ocupan en los gráficos de composición química (Capítulo 5), en donde en algunos casos la composición granodiorítica parece ser el resultado de fenómenos de asimilación y contaminación de la propia roca adamellítica y no como rocas de composición original magmática granodiorítica.

Los granitos muestran una cristalización nula en C_1 y prácticamente su formación quedaría restringida a C_2 (más importante) y a C_3 (fig. 85-D), con lo cual se comprueba lo ya dicho en el Capítulo 5, que los granitos s.s. no son el último resultado de la diferenciación magmática, lugar que corresponde a las leucoadamellitas, cuya cristalización se prolonga hasta después de C_3 (fig. 85-C).

Otro tipo de rocas graníticas menos frecuentes, como las tonalitas, encajan en su cristalización únicamente en C_3 , indicando su carácter póstumo en la diferenciación, mientras que las cuarzdioritas presentan núcleos de cristalización en C_2 y C_3 , siendo nula en C_1 , por lo que el comienzo de su cristalización es en principio más moderna que las de las adamellitas y más o menos concordante con la de las granodioritas y granitos, lo que no está de acuerdo con una cristalización previa de estas rocas básicas, hecho que implica dificultad en aceptar su condición de precursor.

En el gráfico de la figura 85-E se han representado los valores del K_d de acuerdo con la situación en el cristal de la medición realizada, según se trate del borde o núcleo del cristal.

La totalidad de las medidas realizadas en el núcleo corresponden a momentos de cristalización C_1 y C_2 , mientras que las mediciones realizadas en el borde se corresponden con momentos de cristalización más modernas (C_3) y, por tanto, con los valores de K_d más bajos, de acuerdo con la cronología relativa de las diferentes fases datadas.

Determinaciones del K_d sobre enclaves microgranulares biotíticos y anfibólicos piroxénicos (fig. 85-F) marcan una distribución en su cristalización totalmente coincidente con las fases de cristalización en las adamellitas, es decir, con máximos en C_1 y C_2 (mayor que C_1) y ausencia total de cristalización en C_3 , lo que condiciona una génesis concordante en el tiempo con las adamellitas y su posible carácter de «restitas» de la fusión cortical que originó las adamellitas.

Aunque los diques analizados según los coeficientes K_d son escasos (figura 85-G), del conjunto de diques ácidos (pórpidos graníticos, aplitas, etcétera) y básicos (fundamentalmente lamprófidos) que se han determinado presentan, en ocasiones, mayor antigüedad los ácidos, lo cual está de acuerdo con los datos de campo, cuando conjuntos de diques de aplitas y pórpidos graníticos son cortados por diques básicos de naturaleza lamprófida de posterior generación.

RELACIONES K_d -DEFORMACION-METAMORFISMO-CRISTALIZACION MAGMATICA

Es difícil relacionar las tres fases de cristalización determinadas (C_1 , C_2 , C_3) con el conjunto de datos que sobre fases metamórficas-orogénicas se han determinado en el Sistema Central; para ello se parte del esquema de que la generación de una fase metamórfica es consecuencia de un aumento del gradiente geotérmico.

Para PEINADO (1973), GARCIA CACHO (1973), FUSTER et al. (1974), LOPEZ RUIZ et al. (1975) las dos fases metamórficas descritas en el Sistema Central (M_1 y M_2) son coincidentes con fases de deformación (F_1 y F_2), descritas por CAPOTE (1973) para el Hercínico del Sistema Central. La M_1 lleva asociada un metamorfismo de presiones intermedias con desarrollo de distena-sillimanita, y la M_2 , un metamorfismo fundamentalmente de bajas presiones y alto gradiente térmico con cordierita-sillimanita. A su vez, ambas fases son concordantes con fases orogénicas Hercínicas F_1 y F_2 .

En la figura 86 se han representado las fases de cristalización (C) y los intervalos asociados (I) con las fases metamórficas (M) y deformaciones acompañantes (F). El punto de partida de esta relación se basa en lo ya explicado en el apartado anterior, donde el comienzo de la cristalización se puede considerar anterior a F_2 . Las fases orogénicas-metamórficas (F_1 , M_1 y F_2 , M_2) se corresponderían con los momentos de mínima cristalización magmática y al mismo tiempo con fases de generación magmática. Así, las fases C_2 , C_3 serían concordantes con las interfases I_{1-2} , I_{2-3} . De esta manera la cristalización máxima de las adamellitas (C_2) estaría en relación con la interfase (I_{1-2}) entre M_1F_1 - M_2F_2 , mientras que la C_3 se

correspondería con interfases (I_{2-3}) entre F_2M_2 y F_3 , prolongándose durante F_3 .

La extensión y amplitud relativa de estas fases queda establecida en la figura 86, en donde C_2 es la que muestra una mayor duración, mientras que C_3 se manifiesta como de muy corta duración.

9. PLUTONISMO - DEFORMACION

Los datos actualmente existentes dentro del Sistema Central sobre deformación concluyen en su totalidad en asignar a la orogenia Hercínica como la causante de las deformaciones de las rocas metamórficas y relacionada directamente con los procesos de granitización. El número de fases deformadoras, dentro de la orogenia, aunque es variable para cada autor, hoy se está de acuerdo en considerar como importantes dos fases, que al mismo tiempo son las fases sinmetamórficas, dependiendo ya de cada autor el prolongar con otras fases no metamórficas la orogenia hercínica.

Por el contrario, las relaciones plutonismo-deformación muestran una peor definición, ya que son escasos los trabajos que analizan estos procesos en detalle.

Desde la realización de los primeros trabajos sobre el metamorfismo del Guadarrama, FUSTER, DE PEDRO (1954 *a*, 1954 *b*, 1955) se reconocen ya las características tardías de las rocas graníticas del Sistema Central. En las últimas hojas geológicas publicadas, SAN MIGUEL et al. (1960), FUSTER, FEBREL (1959), FEBREL et al. (1958), SAN MIGUEL et al. (1956) se han datado siempre como tardíos las grandes masas adamellíticas-granodioríticas constituyentes del conjunto granítico del Sistema Central, en relación siempre con la orogenia hercínica. Trabajos posteriores, FUSTER, MORA (1970), PEINADO (1970), MARTIN ESCORZA (1971), coinciden en señalar también el carácter postectónico de estas rocas.

APARICIO et al. (1973), para el plutón de Rascafría, definen un período de emplazamiento para las masas adamellíticas posteriores a F_2 , aunque puede prolongarse hasta las postrimerías de F_3 .

FUSTER et al. (1974) reconocen también granitoides locales en la primera etapa metamórfica, y cuando aumentan los gradientes geotérmicos

(F₂) los fenómenos anatécicos se generalizan, originándose granitos con carácter tardío en su emplazamiento con respecto a esta fase.

CAPOTE (1973) relaciona con F₂ granitos anatécicos emplazados antes de F₃, y las granodioritas biotíticas y «gabros» considera que son posteriores a F₃.

PEINADO (1973) cita emplazamientos graníticos entre F₂ y F₃.

Queda, pues, patente que el carácter postectónico está resaltado por todos los autores; sin embargo, ninguno de los trabajos realizados hasta ahora sobre granitos en el Sistema Central considera la existencia de granodioritas foliadas en zonas relativamente extensas. La presencia de granitoides foliados lleva a considerar de nuevo el esquema cinemático del emplazamiento de los granitos.

Dentro del batolito granítico central hay que destacar, a efectos dinámicos, dos circunstancias:

a) La existencia de biotitas y plagioclasas deformadas en todas las facies adamellíticas y granodioríticas del Sistema Central.

b) La existencia de granodioritas foliadas con biotita y plagioclasas también deformadas.

Las relaciones foliación rocas metamórficas-foliación rocas plutónicas están reflejadas en el esquema de la figura 87, en el que se manifiestan en continuidad ambas foliaciones y las estructuras, creando una zona de unión estructural entre las dos zonas metamórficas de Cebreros y El Escorial, en cuya parte Sur se encuentran los afloramientos de las granodioritas foliadas.

La existencia de esta relación muestra el carácter sincinemático de estos macizos graníticos orientados. Observaciones de campo confirman la continuidad litológica-estructural entre los materiales graníticos foliados y las adamellitas no foliadas, lo cual nos lleva a definir las siguientes relaciones:

a) Las facies graníticas deformadas sólo se encuentran directamente en contacto con rocas metamórficas, aunque no todas las rocas graníticas que realizan el contacto presentan esta orientación.

b) La presencia de estructuras foliadas están en relación directa con fenómenos de granitización y deformación en series metamórficas.

c) La permanencia de las facies foliadas queda restringida a áreas en las que no hay posterior movilización granítica.

d) El carácter foliado está determinado por estar deformados los granitos sincinemáticamente con el metamórfico en una segunda fase (F₂) deformativa y al mismo tiempo sinmetamórfica.

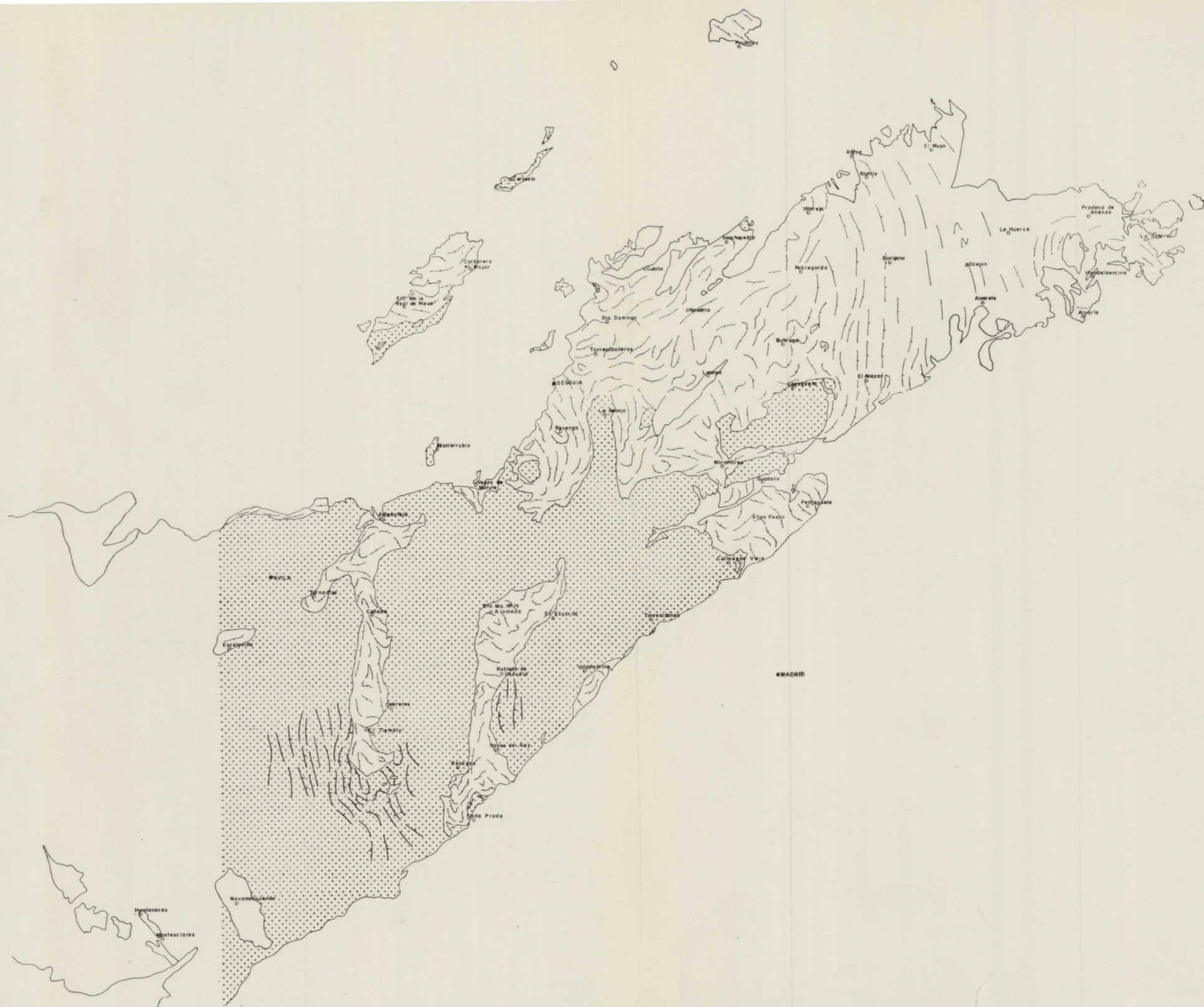


Fig. 87.—Esquema de las direcciones principales de foliación en rocas graníticas y metamórficas del Sistema Central.

El apartado *b)* y *c)* es al mismo tiempo un dato selectivo, pues las facies foliadas solamente se presentan cuando el contacto se hace con facies esquistosas correspondientes a niveles mesozonales, mientras que en los niveles epizonales o catazonales los granitoides muestran ausencia de foliación.

La causa principal de estas diferencias podría basarse en las distintas condiciones texturales y físicas que presenta cada tipo de roca a los procesos de granitización y su relación con fenómenos de movilización.

Definir un proceso de granitización selectivo sobre los materiales metamórficos, coetáneo con la segunda fase de deformación sería lo más lógico para explicar esta facies foliada. La continuidad litológica con adamellitas no foliadas habría que relacionarla a la efectividad de la deformación en áreas relativamente alejadas de los núcleos metamórficos que se deforman o, al menos, pensar que el relativo alejamiento de las masas graníticas de las estructuras metamórficas, en un estado de cristalización inicial, llevaría a la escasa deformación de estas rocas y la pérdida gradual de la foliación. En zonas de contacto granito-metamórfico el enfriamiento rápido provoca una fuerte cristalización, en comparación con las otras partes del plutón más alejadas de los contactos. Al ser los primeros minerales que cristalizan biotita + plagioclasa, la deformación afectaría tan sólo a estos minerales (sincinemáticos con F_2), la consolidación total de las zonas alejadas sería un proceso tardicinemático, pero en un paso gradual desde sin- F_2 hasta pos- F_3 , lo que explicaría el cambio textural que experimentan estas rocas.

Este esquema modifica bastante el esquema teórico que hasta ahora existía de los granitos tardicinemáticos del Sistema Central y, por supuesto, condiciona la no fácil comparación con otras áreas graníticas del Macizo Hespérico, donde la ausencia de facies foliadas condiciona a los diversos autores para explicar los stocks granodioríticos-adamellíticos como rocas postectónicas.

Nuevas fases de deformación son visibles sobre las rocas graníticas. Sin embargo, cuando esto ocurre, las rocas graníticas están ya totalmente cristalizadas. Estas fases crean esquistosidades de fracturas superpuestas a la fábrica de la roca. Este tipo de deformación es visible sobre todos los tipos litológicos estudiados y pudiera corresponder a deformaciones F_3 o en un período más extensivo a F_4 (creadora de estructuras «Kink» en niveles epizonales y mesozonales).

De acuerdo con APARICIO et al. (1973), estos fenómenos de esquistosidad están en relación con F_3 , puesto que la existencia de un diaclasado posterior estaría en relación con una fase póstuma. Estos mismos autores consideran el diaclasado como un fenómeno deformativo superpuesto tanto a la roca metamórfica como a la roca granítica, eliminando la posibi-

lidad de considerar el diaclasado como un fenómeno tardío de distensión en granitos.

En general, no es fácil identificar el conjunto total de las deformaciones existentes en el metamórfico dentro de las rocas graníticas, pero es lógico pensar que la cristalización masiva de tal volumen de rocas no se verificó en un tiempo reducido, sino abarcando lapsos de tiempo grandes e imbricados sobre diferentes fases de deformación tectónico-metamórficas. A partir de estos datos se podría variar el esquema de granitos epi, meso y catazonales, puesto que las características de transición gradual son significativas para todos ellos, tanto textural y estructural como composicionalmente.

El esquema propuesto por FUSTER et al. (1974) es válido para las rocas graníticas en general, pues el fenómeno anatéxico quedaría muy restringido en una primera fase (F_1) de P. alta y T. baja, que genera el metamorfismo de distenas, acompañado de un metamorfismo de gradientes térmicos bajo; las primeras facies granitoides anatéxicas quedan restringidas a estos macizos metamórficos.

La posterior evolución metamórfica a gradientes térmicos elevados con cambios en los tipos de metamorfismo se traduciría en un aumento de las condiciones de fusión parcial. La producción de grandes masas de líquidos graníticos desplazados y en contacto con macizos metamórficos deformándose (F_2) implicaría la rápida cristalización, con un gradiente de cristalización en disminución hacia zonas más alejadas. La consolidación de estas masas de granitos sería un proceso gradual que abarcaría desde F_2 hasta pos- F_3 . La F_3 afecta a los granitos ya consolidados, creando esquistosidad de fractura.

10. DEFORMACIONES TARDIAS

En el Capítulo anterior se consideró el diaclasado como una fase tardía de fracturación en medio sólido; sin embargo, aunque la distribución del diaclasado es constante para todos los tipos de granitos, la homogeneidad de sus orientaciones sufre modificaciones al pasar de unos macizos graníticos a otros macizos de litología distinta. Ya APARICIO et al. (1973) señalaron la débil refracción que el cambio de estructura en la roca reflejaba en las direcciones del diaclasado, el mismo fenómeno se produce en macizos graníticos de distinto carácter.

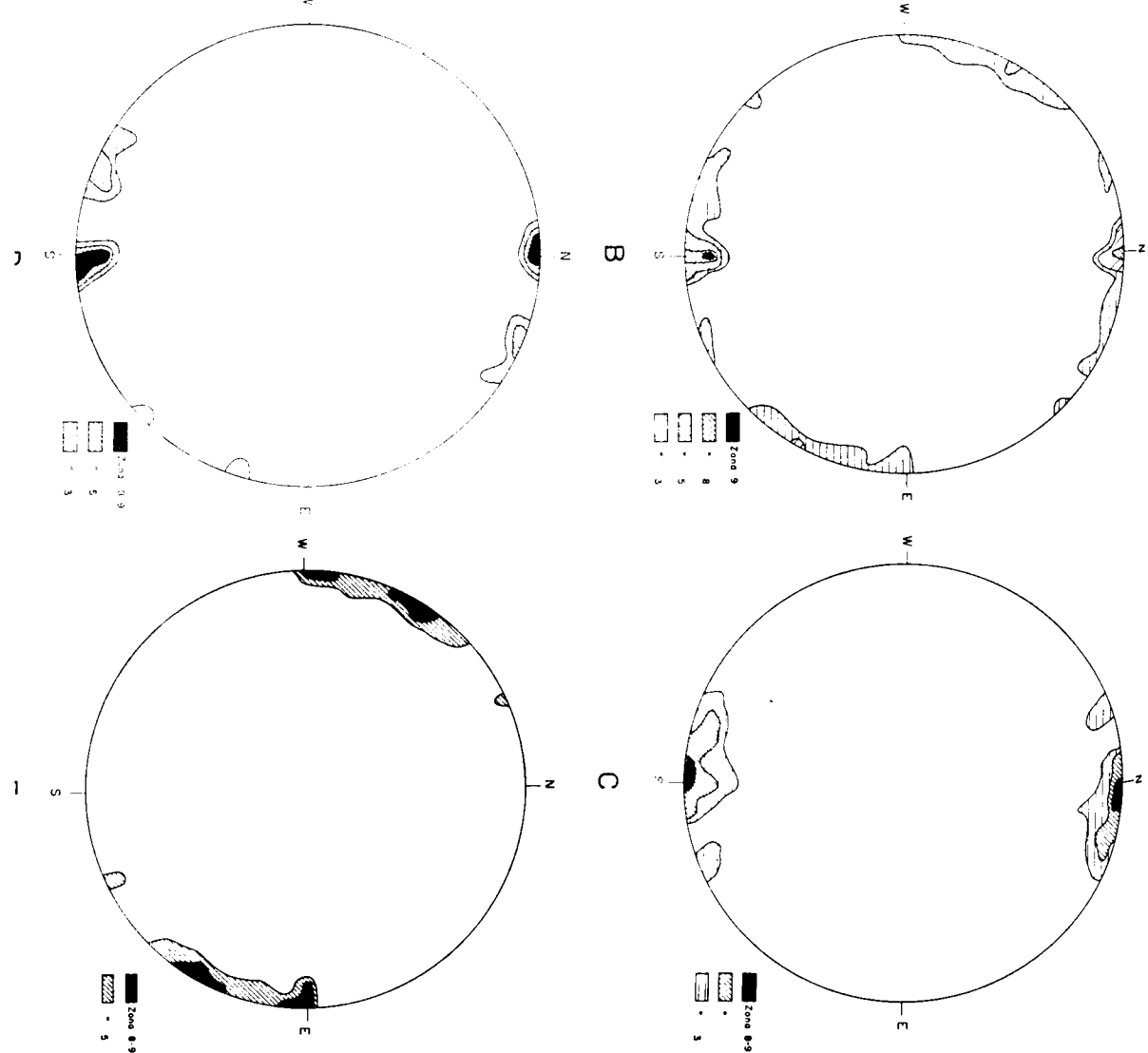
En la figura 88 se han representado cerca de mil polos de diaclasas para todos los tipos graníticos existentes en el Sistema Central, en el que se ha prescindido del diaclasado horizontal, cuyo máximo quedaría centrado con respecto al área total. En esta figura el máximo queda delimitado por un sistema de diaclasas de dirección N-S, conjugado de otro de dirección E-W.

Otros sistemas de diaclasas están peor definidos a N-140°-E y a N-20°-E y N-60°-E.

En general, estos máximos se pueden considerar representativos para todo el macizo; las pequeñas variaciones dentro de cada máximo se pueden considerar originadas por refracciones al cambiar la litología. En cuanto a la edad relativa del diaclasado, determinaciones óptico-cronológicas en relación con los diferentes tipos de diques y su asociación a las direcciones del diaclasado indican que el sistema E-W se desarrolló en último lugar, posterior al N-S y con una atenuación en la intensidad de los de dirección N-60°-E y N-20°-E.

Frecuente, dentro de las rocas de tipo granítico o bien leucoadamellítico, es el desarrollo de un único tipo de diaclasado, permaneciendo muy atenuados o casi desaparecidos los otros sistemas.

Fig. 88.—Representación estereográfica de 1.000 polos de diaclasa (A); 169 polos de diques (B); 64 polos de diques básicos (C); 33 polos de diques porfíricos granodioríticos (D); 69 polos de diques ácidos (E).



El sistema de diaclasado en su conjunto muestra una clara influencia sobre el tipo de diques asociados a cada uno de ellos.

De las tres grandes familias en las que se pueden clasificar las rocas filonianas: 1.º, lamprófidos; 2.º, pórfidos; 3.º, diques ácidos, cada una de ellas muestra una disposición estructural característica en abierta relación con los diferentes tipos de diaclasado encontrado.

En las figuras 88-B, C, D, E, se han proyectado, según el método realizado por BRANDLE y APARICIO (1973), las direcciones de cada tipo de dique, de acuerdo con su composición. De su observación es deducible la concordancia de los diques básicos en general con direcciones de diaclasado manifiestas E-W. El conjunto de diques ácido (con débil dispersión) muestran su mayor concentración en direcciones N-S y en N-30º-E, aunque mostrando una dispersión desde 0º hasta 50º-E.

El conjunto de sistemas de diaclasas es un fenómeno tardío en relación con un plutonismo final, que se traduce en manifestaciones filonianas de edad generalmente más moderna de acuerdo con su composición desde términos más ácidos a los más básicos.

10.1. ZONAS CATACLASTICAS

Sobre el mapa cartografiado se han situado las zonas de rotura más importantes dentro del macizo granítico; la existencia de estas zonas cataclásticas no viene marcada por direcciones lineales, sino que constituyen áreas de carácter más o menos irregular, donde las tensiones producidas van a originar una gradación en el tipo de rotura del granito, desde una trituración total hasta una simple recristalización de algún componente mineral de la roca.

Característico de estas zonas cataclásticas es la transformación de cualquier tipo de roca granítica en la «facies rosada» en la que los feldespatos toman una fuerte coloración por procesos de cataclasis. Este fenómeno fue estudiado por SAN MIGUEL et al. (1960) y MORA (1969).

Las transformaciones mineralógicas más importantes consisten en la recristalización total del cuarzo, en casos extremos pérdida del mismo, originándose rocas de tipo «sienítico». La transformación de la biotita en clorita puede llegar a ser total, así como la epidotización de la clorita y de la plagioclasa. Las plagioclasas pierden totalmente la zonación. El feldespato potásico, en general, muestra menos modificaciones.

Independientemente de la zona cataclástica o directamente en relación con ellas se encuentran las grandes fracturas hercínicas que separan las diferentes unidades morfológicas (fracturas del Alberche, Barraco, Cebrosos, Sotillo de La Adrada, etc.), y que en general se corresponden en

sus direcciones con sistemas de diaclasado ya definidas, preferentemente en las direcciones N.-S. y W.-E.

La existencia de estas fracturas condiciona zonas brechoideas de amplitud variable, que como la fractura de El Barraco puede llegar a amplitudes de 200 metros. Normalmente, fenómenos de reactivación continua experimentan la mayoría de ellas, durante las diferentes fases deformativas ocurrientes en las orogenia tardi-hercínica y Alpina.

11. MODELO PETROGENETICO

La génesis de las rocas adamellíticas-granodioríticas de las zonas centrales del Macizo Hespérico han sido interpretadas por casi todos los autores que han trabajado en estas áreas como resultantes de procesos de anatexia en relación directa con zonas de metamorfismo regional elevado (SAN MIGUEL et al., 1956; FEBREL et al., 1958; APARICIO, 1971; FUSTER et al., 1974, etc.).

El principal fundamento de estas relaciones anatécicas se basa en la observación de zonas de transición plutónico-metamórfico observada para algunas áreas de alto grado metamórfico y en las propias condiciones de P.T. dadas para facies de alto grado, similares a las descritas para procesos de fusión en rocas de carácter granodiorítico.

Contrarios a esta génesis, para las granodioritas y adamellitas del Sistema Central, se manifiestan BARD et al. (1970) y CAPDEVILA et al. (1973), indicando su posterioridad al paroxismo regional, estando precedidas por la incursión de productos gabroideos o dioríticos.

En el Capítulo 9 se vio que no es correcto el encajar las rocas adamellíticas-granodioríticas constituyentes de los grandes batolitos del Sistema Central como de carácter tardío en su totalidad y que en realidad presentan una evolución más compleja de la determinada por estos autores.

Datos publicados por MENDES et al. (1972) dan relaciones isotópicas $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ suficientes para no considerar las rocas graníticas del Sistema Central en conexión con zonas subcorticales o en hibridación con rocas básicas.

En el esquema metamorfismo-plutonismo propuesto por FUSTER et al. (1974), la génesis de estas rocas está en relación, fundamentalmente, con una segunda etapa metamórfica de bajas presiones y gradiente geotérmico alto, en cuya facies de más alto grado metamórfico se alcanzan con-

diciones de 630°-670° y presiones entre 3,5 y 4,5 Kbars. Las condiciones de fusión de los granitoides deberán encontrarse, pues, próximas a ellas o ligeramente superiores.

De acuerdo con los datos experimentales de PIWINSKII, WYLLIE (1968), BUSCH et al. (1974), MEHNERT et al. (1973), realizados sobre rocas granodioríticas y gneísicas, procesos de fusión dan rocas de características composicionales granodioríticas-adamellíticas con condiciones de T, variables entre 670° y 730°, y P, del orden de 2 Kb. Este rango de P-T es equiparable a las determinadas para las condiciones extremas metamórficas y pueden ser representativas de las hipotéticas condiciones de fusión de las rocas corticales, generadoras de los magmas graníticos.

La conexión máxima de los granitoides se encontraría, pues, en relación con esta segunda etapa metamórfica, aunque, como vimos en los Capítulos 8 y 9, es probable que las primeras condiciones de fusión fueran ya coincidentes con la primera etapa metamórfica de presiones intermedias, según el esquema total propuesto por FUSTER et al. (1974).

La presencia de enclaves microgranulares de composición restringida (Capítulo 4) quedan incluidos dentro de este esquema, conforme a los resultados propuestos por BUSCH et al. (1974), PIWINSKII, WYLLIE (1968, 1970) al describir residuos y restos de fusión en rocas granodioríticas y gneísicas con biotita + plagiocasa cálcica \pm horblenda.

Conforme a los mismos gradientes metamórficos determinados por FUSTER et al. (1974), es muy probable que en la génesis de estas rocas graníticas no se alcancen profundidades muy superiores a los 12 Km. Partiendo de este esquema, se podría extender el proceso anatético estableciéndose un gradiente geotérmico procedente de zonas corticales profundas.

La transmisión de esta energía generaría áreas de concentración térmica y deformadora, con variación gradual hacia la superficie. Se crearían así varios niveles energéticos, que producirían magmas adamellíticos-granodioríticos, metamorfismo decreciente, y actividad orogénica. La fusión (a realizar exclusivamente en determinado nivel energético) no alcanzaría sólo selectivamente a rocas metamórficas, sino que éstas serían, al igual que las adamellitas-granodioritas, el resultado de un mismo gradiente geotérmico regresivo desde el foco energético hasta la corteza superficial.

La facilidad de este esquema estriba en que tanto las granodioritas como las rocas metamórficas son el resultado de un mismo gradiente.

A partir de estos magmas anatéticos, sucesivos procesos de diferenciación, con emplazamientos selectivos, generan los diferentes tipos de rocas graníticas encontradas en este área.

12. DISCUSION

El modelo de evolución granítica, propuesto para la zona NO. del macizo Hespérico por CAPDEVILA (1969), CAPDEVILA Y FLOOR (1970), BARD et al. (1971), en el que se separan los tipos litológicos encontrados en dos series (una de ellas de carácter alcalino, producida por anatexis en el metamorfismo regional y otra de tipo calcoalcalino (híbrida) generada por anatexis inducida de materiales básicos sobre materiales crustales), ha sido también últimamente aplicado y extendido al Sistema Central por CAPDEVILA et al. (1973), resumiendo que esta última serie es la fundamental en esta zona y viene controlada por un metamorfismo de muy baja presión, en el que la facies granulita da paso a la isograda de anatexis, restringiendo así la presencia de la serie alcalina en este sector.

En realidad, en los Sectores Centrales se ha distinguido la serie alcalina de estos autores ya que, los criterios que utilizan para definirla, como son: a) de campo (presencia de enclaves de rocas encajantes; abundancia de diques ácidos, color claro, etc...); b) químicos (exceso de Al_2O_3 reflejado en corindón normativo; $CaO < 1\%$, etc...), y c) petrográficos (aparición de moscovita y silicatos aluminicos; plagioclasas no zonadas; pobreza de pertitas y mirmequitas; ausencia de esfena y allanita, etc...) aparecen en gran parte de las rocas graníticas que componen sobre todo los productos finales y contaminados de la serie. Pero, utilizando los criterios geoquímicos de alcalinidad definidos en las series petrológicas alcalinas (aparición de Ne y Ac normativa, etc...), los petrográficos de la I. U. G. S. (1973) (definir el término de granito alcalino cuando presenta anfíboles y/o piroxenos alcalinos) y a la vista de nuestros datos, tanto químicos como mineralógicos, consideramos que todas las rocas graní-

ticas del Sistema Central pertenecen a una única serie de diferenciación con tendencia calcoalcalina.

CAPDEVILA (1969), OEN (1970), BARD, FABRIES (1970), CAPDEVILA et al. (1973) citan gran cantidad de restos de noritas, gabros, cuarzodioritas, etc..., acompañantes de las series graníticas en amplios sectores del segmento Hercínico. Esta asociación íntima entre unos y otros la emplean para justificar un origen profundo (infracrustal) inducido por rocas básicas, para las rocas graníticas de serie calcoalcalina.

A la vista de estos hechos, las conclusiones de dichos autores no parecen muy significativas para el Sistema Central, pues los datos hasta ahora conocidos no corroboran los supuestos de estas hipótesis. Así, en los Capítulos 2 y 4 se indicó la ausencia de stocks y enclaves de naturaleza gabroidea o/y norítica, siendo en ellos las paragénesis más frecuentes: Q-Plg (An²⁸⁻³⁸)-Bi-Horb, o bien, Q-Plg (An²⁸⁻³⁷)-Bi-Clinopx (Augita), correspondientes a rocas cuarzodioríticas y no gabroideas. En relación con la existencia de rocas metamórficas granulíticas, los trabajos realizados sobre el metamorfismo del Sistema Central, FUSTER y MORA (1970), APARICIO y GARCIA CACHO (1970), PEINADO (1970 y 1973), GARCIA CACHO (1973), BISCHOFF et al. (1973), FUSTER et al. (1974) y LOPEZ RUIZ et al. (1975), no han reconocido facies de esta naturaleza. A pesar de ello, CAPDEVILA et al. (1973) la citan, sin especificar su localización, aun cuando se trata de un dato nuevo sobre las zonas centrales. HEIM (1952) cita ortopiroxeno de forma imprecisa en el área metamórfica del macizo de La Cabrera, pero este dato no ha podido ser confirmado por los diferentes autores que trabajan sobre esta zona. Es presumible, por tanto, que, en caso de que existiera, no tendría representación metamórfica para definir facies granulítica en el sentido de WINKLER (1974).

Respecto al emplazamiento de rocas granodioríticas de los grandes plutones del Sistema Central, BARD et al. (1970) y CAPDEVILLA et al. (1973) los consideran de carácter postectónico claro. Sin embargo, la existencia de rocas foliadas y orientadas en un amplio sector de ellos (San Martín de Valdeiglesias, Almenara) invalida, en parte, esta afirmación.

En un esquema válido habría, pues, que incluir las rocas graníticas del Sistema Central evolucionando en un período extenso, en el que varias fases deformativas (al menos F₂ y F₃) y metamórficas estén en conexión directa con la génesis y desarrollo de estos granitoides, variando sus características composicionales, texturales y estructurales en relación con sucesivos períodos de emplazamiento, cristalización y diferenciación a partir de un magma original adamellítico granodiorítico que evoluciona dando una única serie de características calcoalcalinas, modificada y afectada por sus relaciones de contacto con las extensas áreas metamórficas aflorantes.

13. BIBLIOGRAFIA

- ALEKSIEV, E. I. (1969).—«Separation of rare earth elements in magmatic processes. Problems of Geochemistry». Ed. Khitarov. Israel program for scientific translations.
- APARICIO YAGÜE, A. (1971).—«Estudio geológico del Macizo Cristalino de Toledo». *Estudios Geológicos*, 27:361-414.
- APARICIO, A.; CASQUET, C., y BARRERA, J. L. (1973).—«Petrogénesis del stock granítico tardicinemático de Rascafría-El Paular (Sistema Central Español)». *Estudios Geológicos*, 24:479-487.
- APARICIO, A., y GARCIA CACHO, L. (1970).—«Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia (Sistema Central Español)». *Estudios Geológicos*, 26:297-315.
- ARGÜELLES ALVAREZ, M. (1960).—*Estudio petrográfico de la Pedriza de Manzanares*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Madrid.
- BARD, J. P., y FABRIES, J. (1970).—«Aperçu pétrographique et structural sur les Granitoides de la Sierra Morena Occidentale (Espagne)». *Bol. Geol. Min.*, 81, 112-128.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1970).—«Les grands traits stratigraphiques tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Central)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270:2630-2633.
- (1971).—«La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Iberique: comparaison avec les segments voisins. Histoire structurale du golfe de Gascogne», 1:4-68. Paris, Ed. Technip.
- BISCHOFF, L.; SCHAFER, G.; SCHMIDT, K., y WALTER, R. (1973).—«Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien)». *Forsch. Geol. Paläont. Münster*, 28, 27. S.
- BRANDLE, J. L., y APARICIO, A. (1973).—«Un programa básico para diagramas de petrofábrica». *Estudios Geol.*, 29, 315-317.
- BUSCH, W.; SCHNEIDER, G., y MEHNERT, K. R. (1974).—«Initial melting at grain boundaries, Part. II: Melting in rocks of granodioritic, quartz-dioritic and tonalitic composition». *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 8:345-371.
- CAMPOS, M. (1974).—*Estudio estadístico del stock granítico de la Peña del Hombre* (Sistema Central Español). Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Madrid.
- CAPDEVILA, R. (1969).—*Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment Hercynien de Galice Nord Orientale* (NW de L'Espagne). These Faculté Sciences Montpellier, 430 pp.

- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G., y FLOOR, P. (1973).—«Les granitoides varisques de la Meseta Iberique». *Bol. Soc. Geol. France*, 15, núms. 3-4, 209-228.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970).—«Les differents types de granites Hercyniennes et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne». *Bol. Geol. Min.*, 81:101-112.
- CAPOTE, R. (1973).—«Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la Provincia de Avila». *Bol. Geol. Min.*, 84:426-437.
- CASQUET, C. (1973).—*Estudio geológico del afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente (Toledo)*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Universidad Complutense de Madrid.
- CHAO, E. C. T., y FLEISCHER, M. (1960).—«Abundance of Zr en igneous rocks». *Rept. Int. Geol. Cong. XXI. Session (Norden)*, 106-131.
- CHIBUDKHCHJAM, E. (1963).—«La détermination de l'age absolu des plagioclases a l'aide de la méthode de la comparaison de la dispersion de la birrefrarence». *Akad. Nouk. Arm. SSSR*, 37, 4:227-230.
- COMPTON, R. R. (1960).—«Contact metamorphism in Santa Rosa Range, Nevada». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71:1383-1416.
- DE PEDRO, F. (1956).—*Estudio geoquímico de los granitos de la Sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Madrid.
- DIDIER, J. (1973).—*Granites and their enclaves*. Elsevier, Publ. Co. Amsterdam, 393 pp.
- DRESCHER-KADEN, F. R. (1948).—«Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der granite und gneise und ihre genetische Bedeutung». Springer Verlag, Berlin.
- FEBREL, T.; FUSTER, J. M., y DE PEDRO, F. (1958).—«Explicación de la Hoja núm. 484, Buitrago de Lozoya». *Inst. Geol. Min. España*, 103 pp.
- FUSTER, J. M. (1951).—«Rocas de España Central. III: Granitos y lamprófidos del Puerto de Navacerrada (Segovia)». *Estudios Geológicos*, 7:431-441.
- (1955).—«Transformaciones metasomáticas de los diques diabásicos y lamprófidos de la Sierra de Guadarrama». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 53:99-128.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M. (1974).—«Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español». *Bol. Geol. Min.*, 85:83-88.
- FUSTER, J. M., y DE PEDRO, F. (1954a).—«Estudio geológico del borde meridional de la Sierra de Guadarrama entre Torrelodones y Valdemorillo». *Not. y Com.*, 35:43-70.
- (1954b).—«Estudio geológico del macizo metamórfico de Abantos (Sierra de Guadarrama)». *Not. y Com.*, 36:49-77.
- (1955).—«Geología del Valle Superior del Río Eresma (Sierra de Guadarrama)». *Not. y Com.*, 39:51-82.
- FUSTER, J. M., y FEBREL, T. (1959).—«Explicación de la Hoja núm. 509, Torrelaguna». *Inst. Geol. Min. España*, 102 pp.
- FUSTER, J. M., y GARCIA CACHO, L. (1971).—«Discusión sobre el metamorfismo regional del Guarrama Oriental (Sistema Central Español)». *Acta Geol. Hispánica*, 5:123-130.
- FUSTER, J. M., e IBARROLA, E. (1951).—«Rocas de España Central. Pegmatitas y perfitas de Piedralaves (Avila)». *Estudios Geológicos*, 7:7-27.
- (1953).—«Rocas de España Central. IV: Pórfidos y lamprófidos magmáticos de La Granja (Segovia)». *Estudios Geológicos*, 9:193-224.
- (1956).—«Significado genético de las inclusiones de gneis en el granito de la Sierra de Guadarrama (España Central)». *XX Congreso Geológico Internacional. Sección 8. Méjico*.
- FUSTER, J. M., y MORA, A. (1970).—«El carácter del metamorfismo en el macizo de La Cañada (Sistema Central Español)». *Estudios Geológicos*, 26:317-321.
- GARCIA CACHO, L. (1973).—*Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blaste-*

- sis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Madrid.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1956).—«Sobre los diques ácidos del O. de la Sierra de Guadarrama». *XX Cong. Geol. Int. Sección XI A. Méjico*.
- (1960).—«Los granitos del Centro-Oeste de España». *Int. Geol. Cong. Report. Copenhagen, Part. 14*, 131-137.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1954).—*Geochemistry*. Oxford Clarendon Press, 730 pp.
- GUIMARAES, D. (1966).—«O Metodo ótico de Determinação de idade absoluta». *D. N. P. M. D. G. M.*, 240:137-147. Río de Janeiro.
- HARME, M. (1958).—«Examples of the granitization of plutonic rocks». *Compte Rendus Soc. Geol. Finlande*, 30:45-64.
- HAYAMA, Y. (1959).—«Some considerations on the color of biotite and its relation to metamorphism». *J. Geol. Soc. Japan*, 65:21-30.
- HEIM, R. C. (1952).—«Metamorphism in the Sierra de Guadarrama». *Min. Geol. Inst. Rijks. Univ. Utrech Holland*, 66 pp.
- HERNAN REGUERA, F. (1970).—*Estudio de las relaciones granito-gneis y de la intensidad del metamorfismo en el sector del Cerro del Caloco (Prov. de Segovia)*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Madrid.
- IBARROLA, E., y FUSTER, J. M. (1950).—«Granitos de España Central. I. Zarzalejo (Madrid)». *Estudios Geológicos*, 11:173-189.
- IUGS (1973).—«Clasification and nomenclature of plutonic rocks recommendations». *N. Jahrbuch Mineral, Monastshäfte*, H. 4, 149-164.
- KENNAN, P. S. (1972).—«Exsolved sillimanite in granite». *Mineral Mag.*, 38:763-764.
- KUZNETSOV, E. A. (1964).—«Methode de la comparaison de la dispersion de la birrefrancia». *Vest Moscou Univ. Serie IV*, 67-77.
- LOPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCIA CACHO, L. (1975).—«El Metamorfismo de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)». *Mem. Inst. Geol. Min. de España*, 86:127 pp.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch.*, 6:78-92.
- MARTIN ESCORZA, C. (1971).—«Estudio mesotectónico en los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (Avila-Toledo)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69:305-329.
- MEHNERT, K. R.; BUSCH, W., y SCHNEIDER, G. (1973).—«Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites». *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Mh. H.* 4, 165-183.
- MENDES, F.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E., y FERNANDEZ, S. (1972).—«L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)». *Rev. Fac. Ciencias Lisboa*, 17:345-365.
- MORA, A. (1969).—*Sientización de los granitos del Guadarrama*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Madrid.
- OEN ING SOEN (1970).—«Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal». *Bol. Geol. Min.*, 81:157-184.
- OTTO, J. (1971).—*Die quartzdioritischen Einschlüsse im Granit von Oberkirch (Nordschwarzwald), una deren Herkunft aus intrusiven Dioriten*. Thesis Freiburg im Breisgau Univer., 221 pp.
- (1974).—«Die Einschlüsse im Granit von Oberkirch (Nordschwarzwald)». *Ber. Naturf. Ges. Freiburg/Br.*
- PEDRAZA GILSANZ, J. de (1973).—«Estudio geomorfológico del extremo oriental de la cadena San Vicente-Peña Cenicientos». *Bol. Geol. Min.*, 84:1-14.

- PEINADO, M. (1970).—«Carácter del metamorfismo en el macizo metamórfico El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)». *Estudios Geológicos*, 26:323-326.
- (1973).—*Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Madrid.
- PHILLIPS, E. R. (1974).—«Myrmekite one hundred years later». *Lithos*, 7:181-194.
- PIBOULE, M.; ROQUES, M., y VACHETTE, M. (1965).—«Technique de la mesure des ages absolus des plagioclases par le methode de la dispersion de la birrefringence». *Clermont-Ferrand. Serie Documentation*, 25:1-19.
- PIWINSKII, A. J., y WYLLIE, P. J. (1970).—«Experimental studies of igneous rocks series A zoned pluton in the Wallowa Batholith Oregon». *Jour. Geol.*, 76:205-234.
- (1970).—«Experimental studies of igneous rocks series Felsic body suite from the Needle Point Pluton Wallowa Batholith Oregon». *Jour. Geol.*, 78:52-76.
- REVERDATTO, V. V. (1970).—«The facies of contact metamorphism. Translated by D. A. Brown Camberra», 1973, 263 pp.
- REVERDATTO, V. V.; SHARAPOV, V. N., y MELAMED, V. G. (1970).—«The controls and selected peculiarities of the origin of contact metamorphic zonation». *Contr. Mineral. and Petrol.*, 29:310-337.
- SAHAMA, Th. G., y VAHATALO, V. (1939).—«X-Ray spectrographic study of the rare earth in some Finnish eruptive rocks and minerals». *Extr. Comp. Rend. Soc. Finlande*, 14:51-81.
- SANCHEZ CELA, V. (1962).—*Afloramiento granítico de Segovia*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Madrid.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1946).—«Las rocas eruptivas y metamórficas del núcleo del anticlinal paleozoico-mesozoico Fuentenebro-Honrubia». *Estudios Geológicos*, 4:75-92.
- (1954).—«Las pegmatitas del área metamórfica del núcleo anticlinal de Honrubia». *Pub. Fac. de Ciencias*, Barcelona, 87-94.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M., y ASENSIO AMOR, I. (1955).—«Nota sobre el granate de La Cabrera». *Estudios Geológicos*, 25:57-61.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M.; FUSTER, J. M., y DE PEDRO, F. (1956).—«Explicación de la Hoja núm. 533, San Lorenzo de El Escorial». *Inst. Geol. Min. España*, 101 pp.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M., y SAN MIGUEL ARRIBAS, A. (1957).—«Fenómenos de diferenciación metamórfica en el granito de La Cabrera (Madrid)». *Not. y Com.*, 46:5-40.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M.; GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y DE PEDRO, F. (1960).—«Explicación de la Hoja núm. 532, Las Navas del Marqués». *Inst. Geol. Min. España*, 87 pp.
- SHAW, D. M. (1968).—«A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis». *Geoch. Cosmoch. Acta*, 32:573-601.
- THOMPSON, J. B., y NORTON, S. A. (1968).—«Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas». *Studies of Appalachian Geology*. John Wiley & Sons. New York.
- TILLEY, C. E. (1924).—«Contact metamorphism in the Conrie ore of the Derthshire Highlands». *Geol. Soc. London. Quart.*, 80:22-71.
- TINAO, J. M. (1966).—*Estudio petrográfico de La Pedriza de Manzanares*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Madrid.
- TURNER, F. J. (1968).—*Metamorphic Petrology*. Mc Graw-Hill Co., 403 pp.
- VLASOV, K. A. (Editor) (1966).—*Geochemistry of rare elements*. Geochemistry and mineralogy of rare elements and genetic types of their deposits. Ed. K. A. Vlasov. Israel programm for scientific translations, 689 pp.

- WAGER, L. R., y MITCHELL, R. L. (1951).—«The distribution of trace elements during string fractionation of basic magma». *Geoch. Cosmoch. Acta*, 1:129-208.
- WIMMENAUER, W. (1963).—«Einschlüsse im Abbtalgranit (Südschwarzwald) und ihre Bedeutung für dessen Vorgeschichte». *Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.* 6-17.
- WINKLER, H. (1967).—*Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlín, 238 pp.
- (1974).—*Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlín, 320 pp.
- WYLLIE, P. J.; COX, K. G., and BIGGAR, G. M. (1962).—«The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks». *Jour. Petrol.*, 3:238-243.

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro agradecimiento al Prof. J. M.^a Fúster Casas por los numerosos datos cartográficos, litológicos y estructurales puestos a nuestra disposición para la realización de este trabajo, y recopilados durante numerosos años de dedicación a la resolución de los problemas geológicos planteados en el Sistema Central.

A la Dra. E. Ibarrola y equipo de la sección de Geoquímica del Departamento de Petrología y Geoquímica, por los datos analíticos realizados.

A los Doctores J. López Ruiz y L. G. Cacho, por los análisis realizados sobre granates.

Al Dr. J. L. Brandle y F. Bellido, por la valiosa ayuda prestada durante la realización de los cálculos geoquímicos, y a nuestro compañero C. Casquet, por su inestimable ayuda durante las primeras etapas de trabajos cartográficos sobre el terreno.

También queremos expresar nuestro agradecimiento a todo el personal auxiliar del Departamento, que colaboró en la confección de este trabajo.

Igualmente a L. Aparicio, del Instituto Geológico y Minero de España, por todas las facilidades dadas para la publicación de esta Memoria.

