

TABLA IV

Composición deducida para el Granate de Capelada por diferentes métodos

Fases	Deducidas del análisis químico	Deducidas aplicando los gráficos de Winchell	Deducidas aplicando los gráficos de Sriramandas
Almandino ...	43	46	56
Piropo ...	33	33	17
Grosularia ...	16	8	22
Andradita ...	8	12	5

Como puede observarse la concordancia entre los porcentajes calculados por análisis químico y los obtenidos usando las gráficas de Winchell es bastante aceptable incluso buena para las fases mayoritarias. Usando los diagramas de Sriramandas los valores obtenidos son más discordantes. El hecho de la no concordancia entre los porcentajes calculados a partir de los datos físicos y los calculados a partir de los datos químicos no es nuevo, IGLESIAS y MARTÍN VIVALDI (1970) también obtienen discordancias en granates almandínicos. La explicación de estas diferencias posiblemente radique en aplicar estrictamente la ley de Vegard, es decir, suponer una variación lineal de las constantes físicas con la composición química, y como estima ZEN (1956) la citada ley sólo es aplicable en condiciones muy restringidas, concretamente cuando los términos extremos de la serie son muy semejantes.

BIBLIOGRAFIA

- IGLESIAS, J. E. y MARTÍN VIVALDI, J. L.: *Estudio cristalo-gráfico de los granates de "El Hoyazo"*. Bol. Geol. Min. 81, IV, 394-399 (1970).
- JACKOB, J.: *Guía para el análisis químico de las rocas*. Trad. por E. Ranrich y M. Castillo. C. S. I. C. Madrid (1944).
- MOENKE, H.: *Mineralspeñtren. Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin. "Akademie-Verlag". Berlín (1962).*
- SRIRAMADAS, A.: *Diagrams for correlation of unit cell edge and refractive indices with chemical composition of garnets*. Amer. Min., 42, p. 294-299 (1957).
- VOGEL, D. E.: *Las rocas catazonales de la región de Cabo Ortegal. Contribuciones a la primera reunión sobre Geología de Galicia y N de Portugal*. Leid. Geol. Meded. Ded. 36, 243-254 (1966).
- WINCHELL, H.: *The composition and physical properties of garnet*. Amer. Min., 43, 595-602 (1958).
- WINCHELL, A. y WINCHELL, H.: *Elements of optical mineralogy*. Part. II. J. Wiley and Sons. New York (1967).
- ZEN, E.: *Validity of Vegard's law*. Amer. Min., 41, páginas 523-528 (1956).

Recibido: Enero 1975.

Estudio del granito mineralizado del Jálama, Salamanca-Cáceres, España

Por J. SAAVEDRA (*), E. PELLITERO (**), A. GARCIA SANCHEZ (*) y F. MADRUGA (**)

RESUMEN

Se ha estudiado el batolito del Jálama en sus aspectos metalogénico, geoquímico, mineralógico y petrográfico, diferenciándose siete facies principales. El comienzo de la cristalización de los minerales esenciales se inició a unos 700° C y una presión no inferior a 4-5 kb; esta cristalización continuó durante el ascenso, produciéndose el emplazamiento a niveles relativamente superficiales, y desarrollándose la primera microclinización a una presión máxima de 2 kb.

Se han caracterizado geoquímicamente dos tendencias básicas. La primera, sílico-potásica, afecta a los términos más ricos en calcio y ferromagnesianos. La segunda sílico-sódica, se evidencia en sus términos más evolucionados por una albitización de feldespatos y coscovitización de biotita y feldespatos, que se inicia al final de la microclinización. En las fases finales de esta tendencia, aparecen ya granitos especializados, con mineralizaciones.

ABSTRACT

The Jálama batholith has been studied in its mineralogical, petrological, geochemical and metallogenetic aspect. During the sampling, seven major facies, that show gradual changes in its petrography and its chemical composition have been differentiated. The main mineral's crystallization started at 700° C and at a pressure not inferior to 4-5 kb, continuing during the ascension. The emplacement has been relatively superficial, and the first microclinization process started at about 2 kb of pressure, as maximum.

Geochemically, there appear two tendencies. One is silicopotassic, affecting the most calcic and ferromagnesian terms, and the other silicosodic, which is chiefly interpreted, in its evolved terms, above all, albitization and muscovitization of anterior biotite and chlorite. In the final phases of this tendency, which never arrives at the greisen stage, appear the more specialized granites with mineralizations.

INTRODUCCION

Hay pocas publicaciones sobre el área correspondiente a este granito, a pesar de su interés especial, dadas sus mineralizaciones de Sn, W, y, menos frecuentemente, de Zn. Las publicaciones más antiguas relacionadas con dicho granito son estudios geológicos generales sobre las provincias de Salamanca y Cáceres. Más recientemente están los de GARCÍA DE FIGUEROA (1966, 1972) y SAAVEDRA y PELLITERO (1973, 1975). Según el primer autor men-

cionado, la zona central del batolito está constituido por un granito de grano medio que es anterior a la zona circundante (porfiroide, de grano grueso); numerosos enclaves con dimensiones muy variables (desde alrededor de 10 Km² hasta unos pocos m² de superficie) y constituidos por esquistos más o menos metamorfizados ocupan la zona central.

SAAVEDRA y PELLITERO (1973, 1975) distinguen geoquímicamente dos unidades petrográficas, estableciendo también sus respectivas secuencias mineralógicas de cristalización que comenzaron a presiones de alrededor de 4 kb y temperatura de 660° C y también deducen una mayor viscosidad para el granito central.

(*) Sección de Mineralogía y Petrografía, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Salamanca.

(**) Departamento de Geología y Mineralogía, Universidad de Salamanca.

GEOLOGIA GENERAL

El plutón del Jálama es un granito herciniano intruido en el complejo esquisto-grauváquico (Pre-cámbrico Superior-Cámbrico Inferior) con un contacto claramente discordante. Su orientación alargada es esencialmente NW-SE, según la dirección hercínica regional más importante. En su parte central hay gran número de xenolitos, tanto del encajante como de granitos de tendencia leucocrática. El metamorfismo de contacto es de grado medio y, ocasionalmente, de alto grado. El metamorfismo regional es de grado bajo, sin poderse precisar mucho, debido a la monotonía de la serie sedimentaria, que no presenta niveles carbonatados en las proximidades del batolito.

La mayor parte del granito se localiza en la provincia de Cáceres y, dentro de la provincia de Salamanca, las facies leucocráticas típicas de borde o cúpula son predominantes. La separación de las dos provincias la determina una falla, relativamente reciente, con una diferencia de altura entre la penillanura salmantina (que está más elevada) y la región de Cáceres de 600-700 m. En el centro del batolito aparecen restos de rocas encajantes y de leucogranitos muy semejantes a aquellos del borde norte. Por consiguiente es lógico pensar que la superficie actual del plutón es aproximadamente la misma que existía antes de la aparición de la falla y que la fuerte erosión ha comenzado en tiempos relativamente recientes.

Durante el muestreo se diferenciaron siete facies principales (fig. 1). Muy frecuentemente se observan en los granitos de grano grueso xenolitos de granitoides de grado medio, ricos en biotita como puede apreciarse muy bien en los alrededores de Villamiel y Eljas. Estas rocas tienen un carácter claramente precoz en relación con el resto de las facies. Dado su carácter más básico y, consecuentemente, su mayor punto de fusión, es lógico que sus enclaves presenten el mayor grado del metamorfismo de contacto observado en la zona.

Las mineralizaciones están siempre situadas fuera de estas intrusiones más básicas y se relacionan principalmente a los granitos de grano grueso y a las variedades más leucocráticas.

El estudio geoquímico se ha realizado sobre un total de 33 muestras, carentes de cualquier signo de meteorización, y el microscópico sobre una centena de preparaciones.

TECNICAS EXPERIMENTALES

Los análisis químicos de los elementos mayoritarios y las trazas Ba, Sr, Ni, Co, V y Gr, se han realizado en el Centro de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (Francia), por cuantimetría, y en el Departamento de Mineralogía de la Universidad de Salamanca por Espectro-

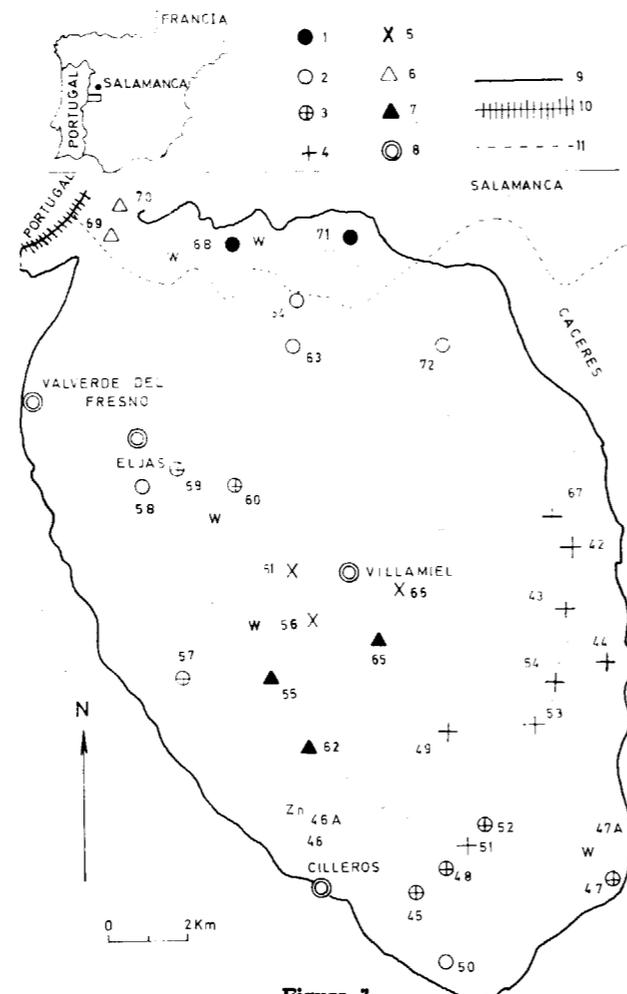


Figura 1

Esquema de situación. Los puntos de desmuestre se indicaron con un símbolo y con su número correspondiente junto a él; las rocas con alguna peculiaridad están indicadas únicamente por un número. Los símbolos referidos a mineralizaciones (explotadas o que han sido explotadas) son: Zn, Pb o Zn; W, Sn o W

1. Facies moscovítica de grano grueso.—Facies biotítica de dos micas, porfiroide y de grano grueso.—3. Facies biotítica o de dos micas, porfiroide, de grano medio a grueso.—4. Facies porfiroide biotítica de grano medio. 5. Facies biotítica de grano medio, ligeramente porfiroide.—6. Facies moscovítica con biotita subordinada, de grano medio a fino.—7. Facies leucocrática de grano fino. 8. Núcleos de población.—9. Borde aproximado del batolito.—10. Límite de nación.—11. Límite de provincia

metría de Fluorescencia de Rayos X y de Absorción Atómica (SAAVEDRA et al. 1974, 1975) los restantes.

PETROGRAFIA

Como se indicó anteriormente, han sido observadas siete facies principales. La mineralogía es muy similar en todas. Los componentes esenciales son cuarzo, plagioclasas (desde albita a oligoclasa cálcica, raramente andesina), feldespato potásico (triclinicidad variable), moscovita y biotita. Turmalina y clorita son frecuentes, incluso abundante en ocasiones. Rutilo, circón, apatito y algunos opacos son los accesorios más comunes. En casos excepcionales aparecen cordierita, anfíboles y, más raramente aún, andalucita. Es un hecho común a todas las facies la deformación de algunos cristales, claramente observables en glaglioclasas y micas.

Las plagioclasas están normalmente corroídas por feldespato potásico, todos los tránsitos entre plagioclasas normales y pertitas pueden ser observados. El rutilo es siempre un producto de la transformación de biotita en clorita.

Facies moscovítica de grado grueso (Facies 1).—Hay dos tipos de plagioclasas: una, oligoclasa, con 20-29 por 100 An (poco zonada y raramente sericitizada), y otra, de albita a oligoclasa sódica, que se presenta como cristales tardíos o en forma de pertitas (esto último más raramente) y a veces están deformadas.

También hay dos tipos de feldespato potásico. Uno es microclina, con el enrejado típico, y el otro, que no presenta esta característica, es ocasionalmente anterior a dicha microclina. La corrosión de plagioclasas es muy acusada, y a veces se observan zonas de éstas invadidas por feldespato potásico, produciendo cristales morfológicamente semejantes a las plagioclasas primitivas, pero constituidos por los dos feldespatos alternativamente.

El cuarzo se presenta raramente como mineral precoz, anterior a plagioclasas, en las cuales está incluido como cristales de sección hexagonal. Normalmente aparece con carácter tardío, bien en forma masiva o en granos redondeados, producto de reacciones mineralógicas.

La moscovita primaria es relativamente rara, y su cristalización es, a veces, evidentemente anterior a plagioclasas. La moscovita secundaria es mucho más frecuente, su origen a partir de biotita es

bastante claro, pues presenta algunos restos e inclusiones de ella; sin embargo, su origen a partir de feldespato es menos claramente evidenciable.

Un mineral accesorio interesante es la allanita, generalmente alterada y presentándose en pequeñas cantidades.

Facies biotítica o de dos micas, de grano grueso y porfiroide (Facies 2).—En relación a la anterior, puede observarse un incremento del feldespato potásico y la aparición de abundante biotita, mientras que la moscovita decrece notablemente.

La cristalización de biotita es más o menos simultánea a la de plagioclasa cálcica y, ocasionalmente, cristalizan juntas. Este mineral contiene numerosas inclusiones de apatito, circón y minerales opacos. A veces puede observarse su alteración a clorita, con liberación de óxidos de elementos ferromagnesianos y formación de otros minerales; esta clorita más tarde cambia a moscovita, y el paso directo aparente de biotita a moscovita también es observable.

Las plagioclasas zonadas y con núcleo alterado y los feldespatos potásicos pertíticos aumentan bastante en relación a la facies 1. La albita fisural, por el contrario, es menos abundante. Se presentan algunas mirmequitas y el feldespato potásico contiene a veces inclusiones concéntricas, esencialmente moscovíticas.

El rutilo se presenta en pequeños huecos, en el cuarzo y en las moscovitas secundarias más tardías, ocasionalmente es un producto de la cloritización de biotitas. La clorita desaparece en ocasiones sin dar lugar a moscovita; en este caso, el rutilo se dispersa en los fluidos tardíos.

En cuanto a los accesorios, apatito y circón son comunes, mientras que andalucita, con carácter precoz, aparece raramente y allanita no ha sido observada en ningún caso.

Facies de grano medio a grueso, biotítica de dos micas y porfiroide (Facies 3).—Comparándola con la facies 2, las diferencias consisten en un incremento de la biotita y en el carácter cálcico de las plagioclasas (25-29 por 100 An, sin llegar a andesina). El feldespato potásico es más frecuente y presenta inclusiones, principalmente de plagioclasas y también de cuarzo y biotita.

Facies de grano medio, biotítica y porfiroide (Facies 4).—La moscovita está a veces subordinada,

pero en general únicamente es un poco más escasa que la biotita; es de carácter secundario, principalmente formada a partir de ésta.

La diferencia más clara con respecto a la facies 3 es su tamaño de grano más pequeño. También se observa un ligero incremento del feldespato potásico (generalmente zonado), un carácter más cálcico de las plagioclasas y un aumento de apatito, circon y rutilo.

Facies de grano medio, biotítica y ligeramente porfiroide (Facies 5).—En comparación con la facies anterior se observa un aumento de plagioclasas y ferromagnesianos a expensas del feldespato potásico. Sin embargo, el carácter cálcico de las plagioclasas no varía demasiado (alrededor de 25 por 100 An). Están generalmente muy zonadas y tienen el núcleo alterado; aparecen anfíboles frecuentes.

Facies de grano medio a fino, moscovítica (con biotita subordinada) (Facies 6).—Muy similar a la facies 1, aunque contiene algo de biotita que está más o menos cloritizada o moscovitizada.

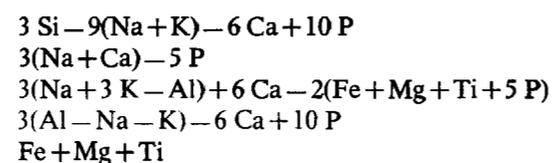
Facies de grano fino, leucocrática (Facies 7).—Con características muy semejantes a la facies 6, pero con una moscovitización acusada que ha eliminado toda la biotita y clorita. Hay que hacer notar que las facies varían gradualmente sin cambios bruscos de una a otra. Las diferencias son cuantitativas más que cualitativas.

GEOQUIMICA Y PETROLOGIA

Los resultados analíticos se expresan en la tabla I. Los parámetros se han calculado en base a la composición química y los minerales presentes.

El uso de los datos de análisis químico parece ser menos adecuado que los parámetros químico-mineralógicos en muchos casos. Aquí se han introducido algunos que figuran en la tabla I. Se ha supuesto que la roca está constituida por minerales con fórmulas ideales: cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, moscovita, biotita y apatito. Se hacen las siguientes distribuciones de elementos: el calcio para plagioclasas y apatito, fósforo para apatito, sodio para plagioclasas, potasio para micas y feldespato potásico, ferromagnesianos para biotita, aluminio para micas y feldespatos y el silicio

para los cinco minerales principales. Pasando el tanto por ciento en peso de óxidos a milimoles de elementos, se obtiene:



Los cuales son proporcionales a los porcentajes en peso de cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, moscovita y biotita, respectivamente. El primero y el último fueron propuestos por LA ROCHE (1964) y se han modificado algunos detalles por parte del Ca presente en el apatito.

Según KARAYEVA (1968), la diferencia Na-Ca es una medida del sodio que no entra en plagioclasas y que forma albita. Dada la importancia de cuantificar esta albita, la relación entre un múltiplo de esta diferencia (sin el Ca es combinado con el fósforo) y la cantidad de feldespato potásico se presenta como un índice de albitización:

$$\text{A.I.} = \frac{3(\text{Na} - \text{Ca}) + 5 \text{ P}}{3(\text{Na} + 3 \text{ K} + \text{Al}) + 6 \text{ Ca} - 2(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} + 5 \text{ P})}$$

Con este índice, albitización y microlinización se miden relativamente, como se verá más tarde.

Los diagramas de LA ROCHE (1964, 1966) se han adoptado para el estudio de los problemas graníticos. En el diagrama Q-F se mide el contenido de cuarzo en relación a la diferencia entre minerales potásicos y plagioclasas. El diagrama B-F es complementario, en el que el cuarzo se ha sustituido por minerales ferromagnesianos. La evolución diorita-granodiorita-adamellita-granito queda así bien definida. En este caso especial, las tendencias sódica (albitica) y potásica se reflejan; la influencia del calcio es pequeña, dado su bajo contenido en relación a sodio y potasio.

Se ha estudiado la evolución químico-mineralógica para todas las muestras analizadas, excepto para aquellas que presentaban características muy peculiares. La muestra núm. 46 corresponde a una zona granítica mineralizada en esfalerita y galena: su composición muestra alto contenido en Zn a la vez de un carácter potásico acusado. La 46A se encuentra en el mismo depósito mineral, dentro del área más alterada: clara silicificación y sodificación, mientras que los ferromagnesianos, semejantes al Zn, decrecen marcadamente. La muestra 47A

Tabla I

Composición química-mineralógica a parámetros de las rocas estudiadas. Componentes principales en tanto por ciento en peso. Elementos trazas en ppm. Los números en el encabezamiento de la tabla se refiere a las facies de la figura 1

	1		2				3				
	68	71	50	58	63	64	72	45	47	48	52
SiO ₂	73,51	74,96	74,46	71,83	73,73	74,44	73,80	71,80	73,15	71,92	71,33
Al ₂ O ₃	15,04	14,26	13,45	14,50	14,13	14,01	14,42	14,50	13,77	14,00	14,70
Fe ₂ O ₃	1,09	0,94	2,16	1,89	1,07	1,49	1,15	2,47	2,80	2,42	2,92
TiO ₂	0,08	0,05	0,28	0,25	—	0,20	0,08	0,36	0,29	0,31	0,43
MnO	0,04	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05
P ₂ O ₅	0,28	0,20	0,18	0,19	0,18	0,16	0,21	0,22	0,20	0,21	0,24
MgO	0,15	0,15	0,45	0,29	0,33	0,22	0,13	0,55	0,42	0,43	0,64
CaO	0,41	0,32	0,57	0,60	0,39	0,48	0,34	0,72	0,69	0,51	0,65
Na ₂ O	3,66	3,60	3,25	3,45	3,42	3,58	3,48	3,27	3,26	3,18	3,21
K ₂ O	4,33	3,87	4,20	5,03	4,76	4,23	4,25	4,84	4,51	4,69	4,56
P. F.	1,34	1,33	1,09	0,93	0,99	0,90	1,18	1,25	1,35	1,43	1,40
<i>Elementos trazas ppm:</i>											
Rb	500	550	240	330	375	338	405	300	270	290	322
Cs	55	47	25	40	47	25	25	40	47	55	47
Ba	125	100	290	260	190	190	190	380	340	305	425
Sr	65	31	58	50	15	20	22	60	52	52	68
Pb	30	65	<10	12	<10	<10	33	30	20	10	10
Zn	114	154	74	88	66	66	86	90	76	90	104
Cu	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ni	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	15	<10	<10	<10
Co	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
V	<10	<10	<10	<10	12	<10	<10	27	19	<10	20
Cr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	20	<10	<10	<10	<10
Mo	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	7	7	5	< 5	< 5
Ga	40	40	20	20	20	40	20	20	20	20	20
Th	10	14	14	10	10	<10	10	10	14	18	10
Zr	55	65	140	100	70	80	70	150	140	150	185
Y	25	38	18	16	10	11	10	20	10	20	13
Sn	36	85	10	15	22	31	30	12	60	60	30
Nb	14	20	16	12	10	10	14	11	11	11	18
<i>Parámetros:</i>											
Mn	253	228	170	152	163	176	327	180	165	192	229
A. I.	1,35	1,57	0,80	0,74	0,79	1,07	1,23	0,84	0,95	0,93	1,25
Q	198	217	214	176	194	205	207	185	200	194	191
B	19	17	42	34	21	28	18	50	50	45	58
F	-33	-40	-26	-15	-17	-34	-28	-15	-21	-12	-29

Tabla I (continuación)

	4										
	57	59	60	42	43	44	49	51	53	54	67
SiO ₂	71,60	70,77	71,78	71,17	70,51	71,04	71,97	70,91	70,97	71,43	72,20
Al ₂ O ₃	14,73	14,53	14,37	14,50	14,77	14,88	14,56	14,83	14,48	14,74	14,47
Fe ₂ O ₃	2,24	2,27	2,07	2,53	2,20	2,25	2,24	3,06	2,25	2,44	2,21
TiO ₂	0,34	0,42	0,17	0,50	0,47	0,43	0,41	0,50	0,45	0,47	0,46
MnO	0,03	0,04	—	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02
P ₂ O ₅	0,21	0,18	0,23	0,20	0,17	0,18	0,27	0,19	0,20	0,26	0,29
MgO	0,54	0,71	0,38	0,61	0,57	0,66	0,61	1,04	0,74	0,66	0,65
CaO	0,56	0,74	0,69	0,65	0,66	0,62	0,61	0,81	0,66	0,72	0,88
Na ₂ O	3,22	3,12	3,22	2,91	3,07	2,99	2,94	2,87	2,96	2,80	2,64
K ₂ O	5,53	4,97	5,20	5,34	5,27	5,44	5,13	5,08	5,37	5,42	5,82
P. F.	1,06	1,49	1,03	1,21	1,18	1,20	1,56	1,27	1,29	1,20	1,18
<i>Elementos trazas ppm:</i>											
Rb	290	360	340	375	365	365	340	270	350	350	338
Cs	28	40	47	40	40	40	47	47	25	40	40
Ba	305	305	340	318	500	560	425	500	360	460	380
Sr	65	92	92	106	90	92	82	92	90	90	60
Pb	10	<10	<10	<10	22	10	18	10	35	<10	100
Zn	86	98	74	88	90	88	86	86	106	90	142
Cu	10	<10	<10	13	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ni	10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	13	<10	<10
Co	10	<10	<10	<10	<10	10	<10	<10	<10	<10	<10
V	18	19	20	17	<10	<10	18	36	34	14	26
Cr	10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Mo	5	< 5	5	< 5	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ga	20	20	20	40	45	25	20	20	20	20	25
Th	20	20	10	30	20	20	30	30	14	14	30
Zr	145	140	125	175	160	175	180	180	160	185	190
Y	13	13	16	13	16	20	16	18	16	10	12
Sn	70	90	65	<10	30	17	45	45	10	10	80
Nb	12	12	14	14	10	12	16	13	10	24	8
<i>Parámetros:</i>											
Mn	155	176	159	186	195	214	220	146	193	214	178
A. I.	0,63	0,77	0,68	0,66	0,60	0,72	0,81	0,69	0,70	0,76	0,56
Q	172	179	179	182	176	178	193	186	180	187	187
B	46	51	38	53	48	50	48	70	53	54	50
F	4	—8	—5	8	1	9	3	1	7	12	25

Tabla I (continuación)

	7											
	56	61	66	69	70	55	62	65	46	46A	47A	53A
SiO ₂	65,40	68,30	67,47	74,07	73,85	73,20	74,05	72,53	68,98	75,34	75,04	71,87
Al ₂ O ₃	15,68	15,36	15,16	14,53	15,11	14,50	14,66	14,72	15,26	13,77	12,96	14,72
Fe ₂ O ₃	4,55	3,78	3,88	0,91	1,07	1,05	1,54	1,35	4,76	1,55	1,51	2,10
TiO ₂	0,84	0,77	0,74	0,08	0,23	0,10	—	0,03	0,31	0,10	0,13	0,41
MnO	0,08	0,06	0,07	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,08	0,04	0,03	0,02
P ₂ O ₅	0,19	0,18	0,21	0,10	0,16	0,22	0,03	0,01	0,26	0,21	0,18	0,12
MgO	1,91	1,44	1,52	0,18	0,32	0,12	0,03	0,11	0,88	0,33	0,27	0,57
CaO	2,00	1,94	2,00	0,19	0,24	0,48	0,06	0,02	0,41	0,35	0,31	0,21
Na ₂ O	2,81	2,93	2,96	3,89	3,39	3,77	3,68	3,35	2,20	3,64	3,15	2,48
K ₂ O	4,29	4,70	4,59	4,21	4,60	4,55	4,57	4,70	6,27	4,07	4,60	5,71
P. F.	1,67	1,03	1,23	1,26	1,66	1,11	1,32	1,67	1,31	1,07	1,01	1,63
<i>Elementos trazas ppm:</i>												
Rb... ..	190	230	240	500	450	500	530	500	430	265	300	365
Cs... ..	47	25	25	68	47	75	68	25	68	47	47	47
Ba... ..	870	720	700	120	225	100	100	190	125	260	225	460
Sr... ..	225	218	35	40	40	40	36	50	15	18	20	93
Pb... ..	18	10	33	15	30	18	<10	10	<10	18	<10	<10
Zn... ..	86	88	86	50	66	59	90	88	166	82	69	88
Cu... ..	20	18	12	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ni... ..	<10	<10	17	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Co... ..	10	15	15	<10	<10	<15	<10	<10	<10	15	<10	<10
V	79	48	55	<10	<10	<10	14	14	<10	<10	<10	13
Cr... ..	20	10	10	<10	<10	<10	<10	20	<10	<10	<10	<10
Mo... ..	5	< 5	5	< 5	15	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ga... ..	40	20	20	20	25	45	25	20	20	20	50	20
Th... ..	14	30	10	10	10	10	10	10	14	14	14	18
Zr... ..	265	205	200	60	70	70	60	70	50	80	100	160
Y	22	16	16	22	11	22	45	50	10	10	16	10
Sn... ..	<10	<10	<10	105	110	70	100	20	45	<10	80	15
Nb... ..	8	12	8	18	14	16	22	23	22	17	17	12
<i>Parámetros:</i>												
Mn... ..	175	118	126	202	249	231	207	243	283	192	143	250
A. I.	1,10	0,62	0,71	1,23	1,12	0,94	1,06	1,02	0,42	1,27	0,79	0,59
Q	160	162	161	195	201	185	194	195	178	214	216	196
B	116	93	96	17	24	17	20	20	86	28	28	45
F	—36	—30	—33	—38	—15	—34	—23	—8	56	—36	—11	37

es muy próxima a la mineralización de Sn y W. La 53A corresponde a la 53, pero afectada por el más alto grado de meteorización de la zona; esto permite establecer la influencia de dicha meteorización, la cual ha sido proyectada en los diagramas como un vector "meteorización".

En los diagramas de LA ROCHE (fig. 2) se puede observar un contraste considerable entre las evoluciones de las diversas facies. Mientras que las facies 4 y 5 están situadas según el eje sílico-potásico,

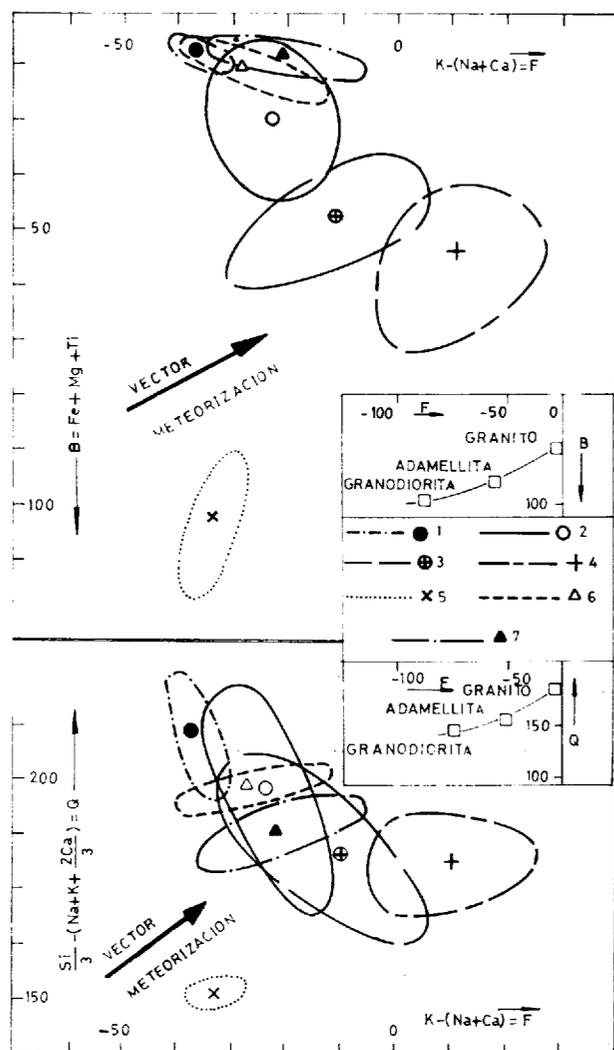


Figura 2

Representación de las diferentes facies en los diagramas químico-mineralógicos de LA ROCHE. Las diferentes facies están encerradas en superficie, en el centro de las cuales se ha indicado el punto medio representativo del conjunto. Para las facies los símbolos son los mismos que los de la figura 1

sico, las demás se disponen transversalmente, según una tendencia sílico-sódica y según secuencias graduales que corresponden a cambios petrográficos progresivos. De acuerdo con la evolución normal granodiorita-granito, esto hace pensar que la tendencia sílico-potásica de las facies precoces (fragmentos de estas rocas se concentran incluidos en los granitos de grano grueso) cambia posteriormente. Esta evolución ha sido establecida para otros granitos hercínicos europeos (RANCHIN, 1971; CHAROY, 1970; RENARD, 1974; SAAVEDRA, en prensa). Este cambio se interpreta mineralógicamente como la desaparición del feldespato potásico con inclusiones concéntricas y por una progresiva pérdida de ferromagnesianos. Las áreas de las facies se solapan unas con otras, lo cual hace pensar que una evolución de un mismo material primitivo ha tenido lugar excepto la facies 5, la cual se aparta en todos los diagramas y su carácter precoz está de acuerdo con todo lo expuesto la única esencialmente anfibólica.

La figura 3 confirma la evolución gradual. Pero a diferencia del caso precedente, una tendencia

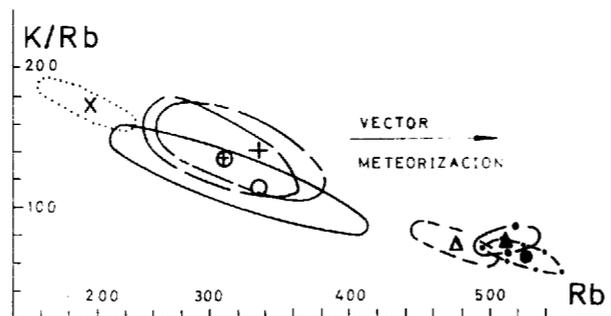


Figura 3

Variación de la relación K/Rb (en peso) en relación con Rb (en ppm). Mismos símbolos que en la figura 1

magmática normal única se aprecia en este diagrama (STAVROV, 1970). Los dos extremos corresponden a las facies ferromagnesiana y leucocrática, respectivamente. Las dos tendencias, sílico-sódica y sílico-potásica, no se distinguen aquí.

Las distribuciones de Rb, Cs, Ba, Sr y Zr se adaptan a las reglas clásicas y son una clara imagen de la mencionada gradación de las facies. Así Ba, Sr y Zr se concentran en los granitos más ferromagnesianos; mientras que Rb y Cs se acumulan en el extremo de la evolución sílico-sódica, es decir, en la fase más leucocrática. En este sentido, el comportamiento del Sn es paralelo al del Rb y Cs,

un hecho bien conocido en granitos especializados. En cuanto a las concentraciones de Zn, Ni, Co, V, Cr, Mo, Pb, Ga y Nb están bajo el límite de detección o son muy homogéneas para permitir conclusiones rigurosas.

El Y muestra ciertas peculiaridades geoquímicas. Clásicamente se le asocia, desde un punto de vista cristalológico, al Fe²⁺ y, sobre todo, al Ca²⁺. Pero tal asociación no se observa en este caso. Con respecto a los ferromagnesianos (fig. 4), muestra un inesperado comportamiento; en los términos más leucocráticos se observa un enriquecimiento de di-

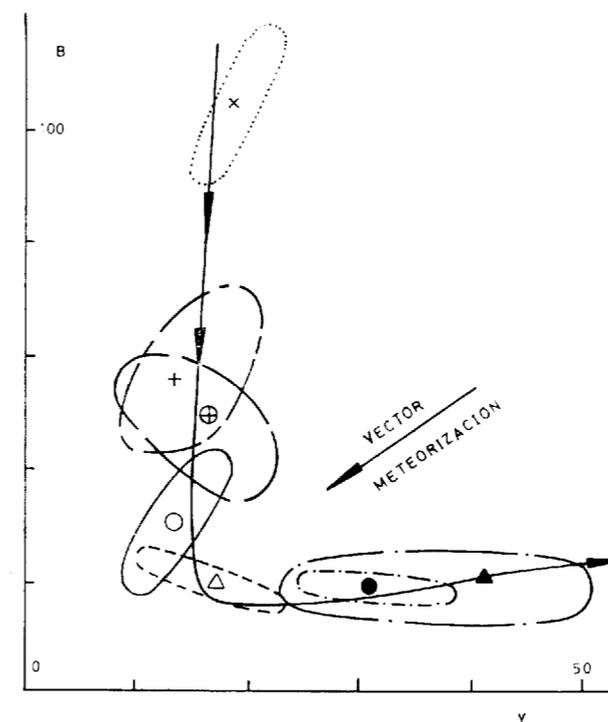


Figura 4

Variación del contenido en ferromagnesianos (parámetro B de LA ROCHE) en relación con Y (en ppm). Mismos símbolos que en la figura 1

cho elemento. El mismo resultado se obtiene si se sustituyen ferromagnesianos con Ca. LAMBERT y HOLLAND (1974) establecen que apatito, esfena, circon y feldespatos alcalinos acumulan más Y que el resto; el contenido en albita es pequeño, sin embargo, lo cual no justifica los resultados obtenidos aquí. Pero es significativo que haya sido identificada precisamente en estas facies la allanita, lo cual sugiere que es este mineral el portador del Y. Este elemento puede haberse concentrado en la fase volátil y

cristalizar en las facies leucocráticas. Su comportamiento, en este caso, sería similar al de Rb, Cs y Sn. Una tendencia análoga, menos acentuada, sin embargo, presenta el Zn.

El rasgo de composición de estas rocas se encuentra entre los indicados en la figura 5 (datos de PIWINSKII, 1968, 1973 a y b). Para términos más ricos en plagioclasas y ferromagnesianos (los más precoces), cuarzo y moscovita primaria, ambos anterior a plagioclasas, no habrían cristalizado hasta alrededor de 5 kb de presión y 700° C de temperatura (ver cuarzo-monzonita en figura 5). Plagioclasa y biotita podrían haber cristalizado juntas a presiones más bajas, debido a que estas rocas han comenzado probablemente a cristalizar a altas presiones y el proceso ha continuado durante la as-

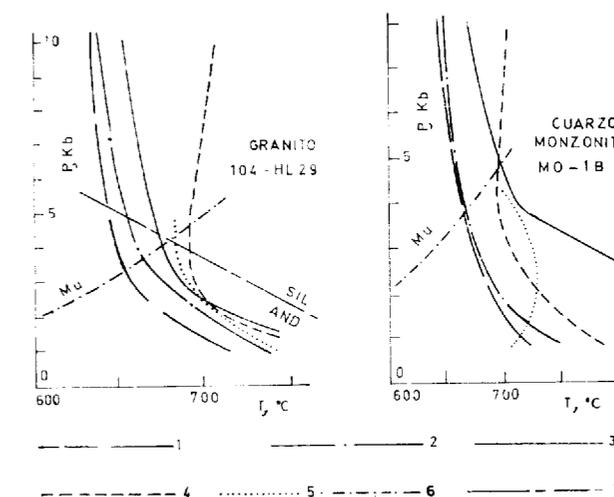


Figura 5

Relación de fases minerales en granitos y cuarzo-monzonita, con exceso de agua (PIWINSKII, 1968, 1973 a, b). Las coordenadas del punto triple y del límite andalucita-sillimanita son de RICHARDSON "et al" (1968). El límite de estabilidad del área con la asociación moscovita más cuarzo es de ALTHAUS (1970)

1. Curva de fusión.—2. Límite de cristalización del feldespato potásico.—3. Idem de plagioclasas.—4. Idem de cuarzo.—5. Idem de biotita.—6. Línea de coexistencia de andalucita y sillimanita.—7. Límite de coexistencia del par cuarzo más moscovita

censión del magma. Aunque no se ha observado feldespato potásico anterior a biotita ni cuarzo anterior a biotita y posterior a plagioclasa, la temperatura no puede haber excedido de 730° C; de acuerdo con estas consideraciones, no hay evidencia de sobrecalentamiento notable durante la mencionada ascensión.

Se observa, en todos los casos, una deformación de los minerales de cristalización relativamente temprana, desde los muy precoces (citrón, etc.) hasta cuarzos más tardíos, a través de micas y plagioclasas. Sin embargo, ciertos minerales no han sido deformados; la explicación más satisfactoria para esto es que la ascensión del magma ha continuado cuando ya gran cantidad de minerales habían cristalizado. Teniendo en cuenta los que han sufrido deformación, se puede establecer (fig. 5) que el emplazamiento se realizó a 2 kb de presión como máximo, y que el decrecimiento de temperatura entre el comienzo de la cristalización y este momento no es muy importante, ya que el metamorfismo de contacto está bien delimitado generalmente.

FASES DE CRISTALIZACION FINAL

La primera transformación importante después de la cristalización de biotita y plagioclasa, incluso dentro del estadio magmático principal, se produce por la actividad del potasio, que se manifiesta mineralógicamente por una microclinización. Este es un proceso precoz relativamente, lo cual concuerda con los resultados de BURHAM (1967), según los cuales la relación cuarzo feldespatos alcalinos en un magma acuoso es inversamente proporcional a la presión; esto tendría lugar a presión más alta que aquella posterior a la silicificación, etc., asociada a la tendencia sílico-sódica.

Hay también microclina asociada a otros procesos. La transformación de biotita en clorita y microclina (proceso anterior a la moscovitización, reacción de CHAYES (1955), está bien representada en las facies biotíticas, debido a la influencia tectónica favorable. La existencia de feldespatos con inclusiones concéntricas de plagioclasas es la prueba de su cristalización magmática (SHERMERHORN, 1956; HIBBARD, 1965), y no son el resultado de un crecimiento porfidoblástico; esto ha sido confirmado por el contenido en Al de las biotitas (criterio de alcalinidad o de actividad del potasio) de granitos que presentan estos feldespatos y de granitos en los que no ocurre así (IVANOV y cols., 1970), lo cual da lugar a gran diferencia. Estos diversos feldespatos potásicos no tienen, obviamente, el mismo significado.

Dada la existencia de todo un rango de corrosión de plagioclasas, la presencia de algunas de ellas, con pequeñas manchas de microlina, no es adecuada interpretarla como exolución, sino como

el resultado de un reemplazamiento potásico (GRIFIN, 1969), de acuerdo con el proceso metasomático de HOFMANN (1967, 1972), de infiltración alcalina; los gradientes necesarios pueden presentarse en este caso.

Como se mencionó antes, la moscovitización, sobre todo, afectó a la biotita. Este proceso no es fácil, se requiere una gran acidez para arrancar tres átomos (además de Mg y Ti) por cada molécula de biotita. Es probable que, durante la microclinización precoz citada anteriormente, el nivel de acidez necesario para un importante desarrollo de la moscovitización no se alcanzara. Al disminuir la presión la actividad del potasio baja y, por tanto, la alcalinidad; entonces un fenómeno más ácido puede tener lugar (albitización y silicificación) y es en estas últimas condiciones cuando se puede confirmar el máximo desarrollo de moscovita, sea la procedente de biotita o de cualquier otro origen. Estas condiciones energéticas implican que todos los elementos lixiviados se incorporan a la fase fluida; es decir, que aquellos elementos con basicidad más grande o semejante, al menos, a la de los ferromagnesianos permanecen en los términos más ácidos.

La intensidad de la microclinización se ha medido a partir de la composición química de la biotita (MARAKUSHEV y TARARIN, 1965). Las gráficas de la figura 5 no difieren, en sus resultados, de la hipótesis de KORZHINSKII (1955): el incremento del potencial químico del potasio ensancha el campo de cristalización del feldespato potásico (siempre a presiones de alrededor de 2 kb, como máximo), y, por consiguiente, esta cristalización puede presentarse contemporánea o incluso anterior a la biotita, como se observa en este caso en aquellas zonas donde el fenómeno se manifiesta (a presión alta, dentro de un proceso relativamente tardío).

Así este criterio conocido es un buen índice de las variaciones relativas de alcalinidad. Sin embargo, un proceso bien desarrollado de moscovitización durante este estadio no se ha observado; éste se presenta más tarde.

En los granitos biotíticos o de dos micas se han apreciado dos tendencias. A la evolución normal granodiorita-granito corresponde un aumento del cuarzo y feldespato potásico a expensas de los minerales ferromagnesianos, como se observa a través de la tendencia sílico-potásica. Más tarde aparece la tendencia sílico-sódica, a la que se prestará especial atención por presentar una evolución muy distinta.

El índice propuesto de albitización, I. A., es la relación entre el exceso de sodio de las plagioclasas y el potasio en el feldespato potásico. No todo el sodio entra en las plagioclasas, pero el contenido de Na₂O en ortosas y microclinas de granitos hercínicos del Centro-Oeste de España es siempre pequeño, inferior al 3 por 100 en tales minerales (GARCÍA SÁNCHEZ, datos no publicados). Esta relación indica un valor de albitización potencial: los valores más altos corresponden a muestras con albita tardía, mientras que los feldespatos presentan albita en bordes y fisuras. Dado que este proceso es marcadamente una acidificación (con respecto a la

del diagrama; es decir, a valores más altos de I. A. y Mu, donde sodificación (albitización aquí se ha confirmado) y moscovitización están, obviamente más acentuadas, lo cual se corrobora petrográficamente. La preconcentración de estos elementos ocurre a través de las diversas transformaciones geoquímicas. La última tendencia sílico-sódica termina con acusadas albitaciones y moscovitizaciones que marcan los extremos más ácidos, tendentes a greisem y que están asociados con depósitos de interés metalogénico.

CONCLUSION

El batolito de Jálama es un plutón complejo en el que se han diferenciado siete facies principales. El conjunto de datos petrográficos y geoquímicos da cuenta de una evolución gradual y sistemática.

Las facies más ferromagnesianas presentan una tendencia sílico-potásica, que esencialmente coincide con el paso de granodiorita a granito. Hay un cambio evolutivo sílico-sódico a medida que el carácter leucocrático se acentúa. Desde un punto de vista mineralógico, se interpreta como una microclinización precoz y cloritización de biotita; más tarde se desarrolla la moscovitización y aparece albita de neoformación, al mismo tiempo que el feldespato potásico con inclusiones concéntricas desaparece.

La cristalización comenzó a presiones altas y a una temperatura de alrededor de 700 a 740° C, continuando durante la ascensión del magma. El emplazamiento debió ocurrir a presiones de alrededor de 2 kb, desarrollándose una microclinización precoz.

Las variaciones de acidez en la tendencia sílico-sódica se han medido relativamente de acuerdo a la albita potencial y a la moscovita secundaria, con crecimiento paralelo a dicha tendencia. Las áreas mineralizadas corresponden a los valores más altos de I. A. y Mu.

BIBLIOGRAFIA

- ALTHAUS, E.; KAROTHE, E.; NITSCH, K. H., and WINKLER, H. G. F.: *An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz*. "N. Jb. Miner. Mh.", Stuttgart, 7, 325-336 (1970).
- BURHAM, C. W.: *Hydrothermal fluids at the magmatic stage*. In Baner, H. L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ores deposits*. Holt Rinehart and Winston, New York, 34076 (1967).

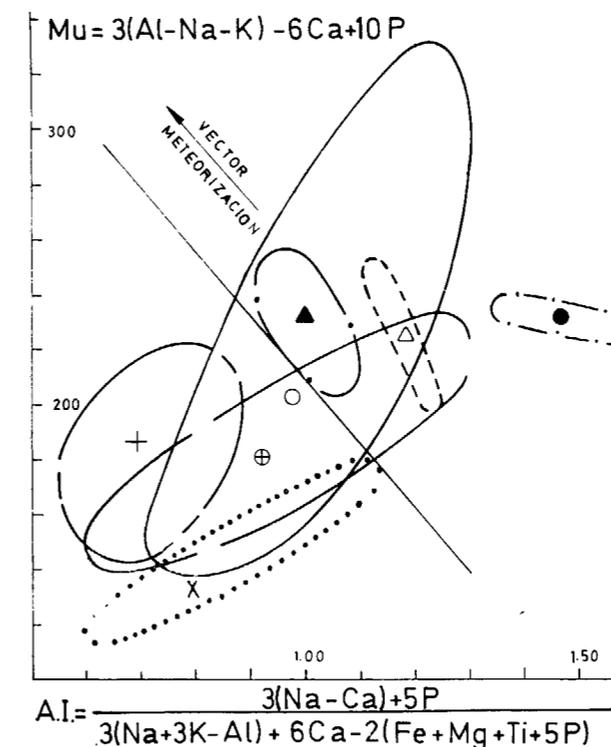


Figura 6

Variación del contenido en moscovita (Mu, calculado por el parámetro proporcional a su porcentaje) en relación con el índice de albitización (razón entre el exceso de sodio en la fase plagioclasa y el feldespato potásico normativo)

microclinización), se ha interpretado generalmente como la transformación de biotita en moscovita y se podría esperar una correlación positiva entre I. A. y Mu (moscovita). Esta correlación se presenta en la figura 6, que se ha dividido en dos zonas por una línea transversal; pues bien, todas las mineralizaciones de Sn y W intragraníticas están en la cerámica de rocas correspondientes a la parte superior

- CHAROY, B.: *Différenciations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas du massif de Questembert (Morbihan)*. "Sciences de la Terre", Nancy, 16; 5-55 (1971).
- CHAYES, F.: *Potash feldspar as a by-product of biotite-chlorite transformation*. "J. Geol.", 63, 75-82 (1955).
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.: *Datos petrológicos de la Sierra de Gata (Cáceres)*, "Rev. Fac. Cien", Oviedo, 7, 53-83 (1966).
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.: *Memoria explicativa de la Hoja Geológica núm. 451 (Sierra de Gata, Cáceres)*, escala 1:50.000 (Hoja Topográfica Nacional núm. 573). Inst. Geol. y Min. de España, Madrid (1972).
- GAUTHIER, J. C.: *Evolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la Marche Orientale (Massif Central français)*, "Sciences de la Terre", 18, 315-352 (1973).
- GOVINDARAJU, K.: *L'analyse rapide des roches et des minéraux par spectrographie et par spectrométrie photoélectrique*, Thesis, Nancy, 272 p. (1964).
- GRIFFIN, W. L.: *Replacement antiperthites in gneisses of the Babbitt-Embarrass area, Minnesota, U. R. A., Lithos*", 2, 171-186 (1969).
- HIBBARD, M. J.: *Origin of some alkali feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis*. "Am. Jour. Sci.", 263, 345-261 (1965).
- HOFFMAN, A.: *Alkali infiltration metasomatism in feldspar solid solutions*, "Trans. Amer. Geoph.", Union, 48, 230, Abst. (1967).
- HOFFMAN, A.: *Chromatographic theory of infiltration metasomatism and its application to feldspars*, "Am. Jour. Sci.", 272; 69-90 (1972).
- IVANOV, V. S.; KHUDOLOZHKIN, V. O., and NIKITINA, N. M.: *Crystallization of alkalic feldspar phenocrysts and origin of perthites in granitoids (as in certain intrusives in Northeast USSR)*, "Internat. Geology Rev.", 13, 1076-1086 (1970).
- KARAYEVA, Z. G.: *Geochemistry of mineralized granitoids*, "Doklady Akad. Nauk SSSR", 179, 164-166 (1968).
- KORZHINSKII, D. S.: *Problems of the petrography of magmatic rocks related to continuous magmatic solutions and granitization*. In "Magmatism and its related ore mineralization" (Russ), Izd-vo AN SSSR (1955).
- LA ROCHE, H. DE: *Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines*, "Sciences de la Terre", Nancy, 9, 337-371 (1964).
- LA ROCHE, H. DE: *Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches: modèles chimiques, statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique*, C. R. Acad. Sci., Paris, 262, sér D., 1665-1668 (1966).
- LAMBERT, R. St J., and HOLLAND, J. G.: *Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium-yttrium relationships in minerals and rocks*. "Geochim. Cosmochim. Acta", 38, 1393-1414 (1974).
- MARAKUSHEV, A. A., and TARARIN, I. A.: *On the mineralogical criteria of the alkalinity of granitoids (Russ)*. AN SSSR, Izv., ser. geol., 3 (1965).
- PIWINSKII, A. J.: *Experimental studies of igneous rocks series central Sierra Nevada batholith, California*: J. Geol., 76, 548-570 (1968).
- PIWINSKII, A. J.: *Experimental studies of igneous rocks series central Sierra Nevada batholith, California*: Part. II. N. Jb. Miner. Mh., Stuttgart, 5, 193-215 1973 a).
- PIWINSKII, A. J.: *Experimental studies of granitoids from the central and southern Coast Ranges, California*, "Tschermarks Min. Petr. Mitt.", 20, 107-130 (1973 b).
- RANCHIN, G.: *La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord-Limousin*. Rapport CEA-R-4034, 394 p. (1971).
- RENARD, J. P.: *Etude pétrographique et géochimique des granites du district uranifère du Vendée. Liaisons entre l'évolution minéralogique et le comportement de l'uranium. Conséquences pour la prospection*. Rapport CEA-R-4407, 216 pp. (1974).
- RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M. C., and BELL, P. M.: *Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point*. "Am. Jour. Sci.", 267, 259-272 (1969).
- SAAVEDRA, J.: *Geochemical and petrological characteristics of mineralized granites of the West Centre of Spain*. Symp. Metall. Ass. Ac. Mag., Karlovy Vary (1974).
- SAAVEDRA, J.: *Etudes pétrologiques et géochimiques du granite minéralisé d'Albalá (Cáceres, Espagne)*. "Bull. Soc. Geol. Fr." (in press).
- SAAVEDRA, J., y PELLITERO, E.: *Estudio geoquímico de rocas ígneas del norte de la provincia de Cáceres*. "Stv. Geol", Salamanca, 6, 49-63 (1973).
- SAAVEDRA, J., y PELLITERO, E.: *Factores geoquímicos en la génesis de yacimientos de Sn y W asociados a rocas plutónicas ácidas. Aplicación al granito del Jálama*, "Tecniterrae", Madrid, 8-15 (1975).
- SAAVEDRA, J.; GARCÍA SÁNCHEZ, A., and RODRÍGUEZ PÉREZ, S.: *Decomposition and analysis by atomic absorption photospectrometry of silicate rocks*, "Chem. Geol.", 13, 135-139 (1974).
- SAAVEDRA, J.; GARCÍA SÁNCHEZ, A.; MADRUGA, F.; SÁNCHEZ MENÉNDEZ, A., y FERNÁNDEZ AGUILAR, M. C.: *La composición química como factor genético en el estudio de rocas y minerales. Aplicación al granito de Albalá (Cáceres)*, "Tecniterrae", Madrid, 4, 8-17 (1975).
- SCHERMERHORN, L. J. G.: *The granites of Trancoso (Portugal), a study in microclinization*, "Am. Jour. Sci.", 254, 329-348 (1956).
- STAVROV, O. D.: *Ore content in granite and the geochemistry of rubidium*, "Geochem. Internat", 8, 739-754 (1971).

Recibido: Mayo 1976.

INFORMACION

XI Curso de Hidrogeología "Noel Llopis"

El discurso de clausura estuvo a cargo de D. Juan Antonio Gómez Angulo

En la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense, con el salón de actos totalmente abarrotado, tuvo lugar el pasado 22 de junio la Conferencia de clausura del XI Curso de Hidrogeología Aplicada "Noel Llopis", a cargo de don Juan Antonio Gómez Angulo, Presidente de la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S. A., sobre el tema "La Administración de las aguas en una España democrática".

El acto estuvo presidido por el ilustrísimo señor Director General de Universidades, don Juan A. Arias Bonet; el excelentísimo y Mgnc. señor Rector de la Universidad Complutense de Madrid, don Angel Vian Ortuño; el excelentísimo señor don Justiniano Casas Peláez, Presidente del Consejo Superior de Investigaciones Científicas: el ilustrísimo señor Director General de Minas e Industrias de la Construcción, don José Sierra López; el ilustrísimo señor Comisario Central de Aguas, don José María Gil Egea; el ilustrísimo señor Director del Instituto de Hidrología del C.S.I.C., don Florentino Briones, y la ilustrísima señora Decana de la Facultad de Ciencias Geológicas, doña Carmina Virgili.

Se inició la sesión con unas palabras de la Decana, a modo de presentación de dicho acto más que del conferenciante, ya que era ésta su tercera intervención a lo largo de los XI Cursos celebrados (recordamos los títulos de sus anteriores conferencias: "La hidrogeología: Investigación de desarrollo" y "Contaminación de acuíferos subterráneos"), a continuación el señor Gómez Angulo pronunció la lección de clausura, en la que analizó el papel que ha venido jugando la Administración española en la gestión de las aguas y expuso sus criterios sobre el que, a partir de ahora, debe realizar. La diferencia fundamental es que la Administración, salvo honrosas excepciones, no ha estado al servicio de los administrados, como puso de manifiesto en una serie de casos concretos, sino que al administrar se ha creído propietaria de unos bienes que son patrimonio del pueblo. En el momento en que este pueblo ha escogido a sus representantes para que marquen los límites de actuación del Gobier-

no dentro de la Constitución, el Gobierno estará fiscalizado por las Cámaras Legislativas y cualquier decisión que suponga la corrección de los desequilibrios hidráulicos deberá ser discutida por los representantes de las regiones afectadas.

Considera que una de las primeras acciones de las nuevas Cortes no podrá ser la confección de una Ley de Aguas, pero sí se encontrará entre las prioritarias, una vez superados los temas constitucionales. El agua es cada vez un bien más escaso y su pureza está deteriorada. Algunas provincias están amenazadas de desaparición y el 60 por 100 de sus habitantes no saben lo que es tener un grifo en sus casas, y, cuando lo tienen, en pleno invierno no sale agua por el grifo en más de doce horas al día.

Es un problema de justicia que avala la prioridad con que el conferenciante lo califica.

Analizó someramente los doce aspectos que deben tenerse en cuenta para sustituir la secular Ley de Aguas, desde defender una sola Ley para las aguas continentales y marítimas, en función del ciclo único de las aguas, hasta la reorganización de la Administración para que supere trasnochadas competencias ministeriales que impiden una ágil política hidráulica. Expuso sus criterios sobre la propiedad del agua, que considera que ha de ser pública en la mayoría de los casos; sobre el uso y sobre el precio, en tarifas escalonadas que hay que aplicar.

Tras la brillante disertación del señor Gómez Angulo, se procedió por el Secretario de la Comisión Docente a la lectura de la Memoria de Actividades del XI Curso de Hidrogeología "Noel Llopis" para graduados y a continuación se hizo la entrega de Diplomas a los veintiséis participantes de esta edición del Curso.

Por último, el ilustrísimo señor Director General de Universidades don Juan A. Arias Bonet pronunció unas palabras destacando la importancia de la colaboración de los diferentes organismos con la Universidad, agradeciendo esta colaboración en la realización del Curso que finalizaba, y procedió a clausurar el mismo.