

## Sobre la presencia de silicatos alumínicos (cordierita, andalucita, sillimanita y granate) en granitos de Extremadura Central

por JULIO SAAVEDRA ALONSO

Sección de Mineralogía. Centro de Edafología del C.S.I.C., Apartado 257, Salamanca.

### RESUMEN

En base a las características de las rocas graníticas consideradas y el medio geológico regional, se atribuye un origen ígneo para los silicatos alumínicos estudiados. La cristalización a presiones y temperaturas elevadas dio lugar a la aparición de almandino. Al descender la presión a menos de unos 5Kb se produjo la cristalización de la cordierita y, posteriormente, de la andalucita y sillimanita. A lo largo de esta secuencia, el grado de saturación en volátiles (agua sobre todo) fue aumentando. A presiones inferiores a 2 Kb comienza una intensa actividad tardía del potasio que altera a dichos minerales; la moscovitización marca el final de esta etapa y el comienzo de otra más ácida, caracterizada por la actividad del sodio.

### ABSTRACT

In central Extremadura a suite of andalusite-cordierite (and minor sillimanite-almandine)-bearing intrusive granites occurs. These aluminosilicates are interpreted as magmatic origin because they form euhedral crystals which are distinct to those of the contact aureole and the total Al in biotites is higher in those which belong to andalusite (or cordierite)-bearing granites. The presence of almandine alone suggests a pressure of 5-6 Kb or more; the relic association quartz (high temperature)-calcic oligoclase indicates that these older magma was water-undersaturated. With a pressure of less than about 5 Kb and more water, cordierite appears. The andalusite crystallizes near of water-saturated conditions. Later ( $P_1 < 2$  Kb) there is a alteration because K-activity, which finishes with a muscovitization and then sodification, more acid.

En un trabajo anterior (SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ, 1976) se recogían los rasgos más característicos de ciertos granitos hercínicos no orientados de Cáceres y Badajoz, puestos de relieve por diversos autores. Se concluía que estas rocas, muy evolucionadas, debían de tener un origen profundo y presentaban caracteres heterogéneos: varias paragénesis mineralógicas, solapa-

miento de evoluciones geoquímicas, etc. Se sugerían las posibilidades de que la andalucita fuese relicta y la cordierita de origen ortomagmático o mixto; los valores mínimos de presión se atribuían al rango de 5-6 Kb. De acuerdo con las informaciones obtenidas de la bibliografía citada en dicho trabajo y las observaciones propias, se resaltan los siguientes puntos:

1. Más que los granitos sensu stricto predominan las adamellitas o granodioritas alcalinas, conteniendo cantidades variables de moscovita y biotita, con mayoría de los términos de grano grueso o muy grueso, incluso con megacristales.

2. Los batolitos son zonados, presentándose algunas facies con caracteres verdaderamente subvolcánicos. De emplazamiento epizonal, con aureolas metamórficas de grado medio o bajo (en general) en zonas ya afectadas por un metamorfismo regional y, al menos, cratonizadas en parte.

3. La mineralogía es simple: cuarzo, feldespatos alcalinos (incluyendo albita y oligoclase muy sódica), oligoclase o andesina en el límite con ésta y micas. La sillimanita es escasa en general, así como el granate. La cordierita, ferrífera, aparece sobre todo en granitos con los granos más gruesos y en masas pegmatoides; la andalucita es común y, ambas, son muy diferentes de las que se ven en el encajante. Las dos suelen estar alteradas, pero el idiomorfismo de la antigua cordierita es bien patente y la andalucita, que suele presentar coronas moscovíticas, es notablemente ferrífera y pleocroica. Los circones, a veces, presentan un núcleo anhedral o redondeado sobre el que se ha desarrollado una generación del mismo mineral, idiomorfa.

4. La relativamente escasa paragénesis relicta cuarzo (alta temperatura)-oligoclase cálcica (próxima al límite con la andesina)-biotita es muy precoz; el feldespato potásico, de larga y compleja cristalización, aparece ocasionalmente también relativamente temprano, aunque (como el cuarzo) es tardío en su mayor parte.

La andalucita parece ser algo más posterior que la cordierita (cuando se tiene cierta certeza) y, en los casos en los que existe granate, ésta es netamente posterior al almandino (CORRETGE, 1971, 1972).

5. Existen feldespatos potásicos de varios tipos: peritéticos, con la macla cuadrangular típica de la microclina, con inclusiones zonadas, etc.; es muy frecuente observar cómo un tipo de feldespato corroe a otro. Son muy netas también las albitas (u oligoclasas sódicas) idiomorfas, no zonadas, de carácter primario (CORRETGE y MARTÍNEZ, 1975). Hay también feldespatos alcalinos graníticos que manifiestan simultáneamente caracteres hipersolvus y subsolvus, con evidencias de cambios de condiciones en el régimen de cristalización.

6. Esporádicamente, se presentan minerales deformados y plegados en muy pequeña cantidad, dispersos al azar en el granito normal. En especial, esto es notorio en micas y plagioclasas cálcicas; raramente se observan cuarzos, aislados, con fuerte extinción ondulante y alguna trituración.

7. Las biotitas de los enclaves de naturaleza granodiorítica o diorítica, masas pegmatoides y granito principal son ferríferas, bastante semejantes químicamente (SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ, 1976). No obstante, hay una variación gradual en sentido de enriquecimiento relativo en Al respecto a los ferromagnesianos de las biotitas en granitos que contienen andalucita o cordierita, que son las de temperatura de formación más baja (SAAVEDRA *et al.*, 1975).

El conjunto de todas estas observaciones hace que no pueda descartarse el carácter ígneo de dichos silicatos aluminicos, como se resaltó ya anteriormente (SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ, 1976). Si fuesen de origen relicto, como también se apuntó por estos autores, dichos minerales, contenidos en las rocas primitivas, deberían de ser de origen ortomagmático. Datos experimentales permiten precisar tales posibilidades.

Dado que el almandino es el primero de los silicatos aluminicos considerados que cristaliza, puede fijarse la presión como la correspondiente al alto grado de WINKLER (1976), no inferior a unos 5 Kb y 700 °C. La cordierita es posterior y, a veces, se observa cómo se desarrolla a partir de granate; también es visible el paso cordierita-andalucita (CORRETGE, 1971; UGIDOS, 1973). La secuencia parece clara, al menos en ocasiones. Los casos no evidentes se han descartado aquí.

La presencia frecuente de una corona moscovítica en torno a la andalucita es un buen indicio de sus condiciones de cristalización. Según KERRICK (1972), al disminuir el grado de saturación en agua y desplazarse la curva de fusión granítica hacia temperaturas más altas, la línea que representa la coexistencia Moscovita + Cuarzo  $\rightleftharpoons$  Silicato aluminico + Feldespato potásico + Agua se desplaza regularmente hacia temperaturas más bajas y presiones totales más altas; para  $P_{H_2O} < 0,4 P_t$ , el campo de estabilidad de la an-

dalucita magmática, definido por la curva de fusión granítica y límite andalucita-sillimanita (RICHARDSON *et al.*, 1969) desaparece (en torno a unos 2 Kb de presión total y unos 750 °C de temperatura) y, en estas condiciones límites, el paso a moscovita se realizaría a una temperatura muy baja, entre 500 y 550 °C (si no se admite un incremento apreciable de presión). Sin embargo, el carácter precoz de la andalucita indica que cristalizó bastante antes de alcanzar el sólido, por lo que hay que superar un grado de saturación en agua mayor. Esto está de acuerdo con las conclusiones de CLARKE *et al.* (1976).

En la figura 1 se han señalado las condiciones de formación de los sistemas semejantes a los observados en las rocas en un diagrama P-T, suponiendo que  $P_t = P_{H_2O}$ . La aparición de cordierita coexistente con feldespato potásico es posible cuando el almandino deja de ser estable (5-6 Kb), lo que está de acuerdo con la transformación de este último en la primera. No obstante, los minerales no son tan magnesianos como los utilizados por SCHREYER y SEIFERT (1969); así, los datos de biotitas analizadas de estos granitos indican que la relación molar media  $Fe/(Fe + Mg)$  es del orden de 0,6-0,7. Por tal motivo, es más adecuada la curva de equilibrio de HOFFER (1976), que implica biotitas y cordieritas más ferríferas, con las relaciones molares anteriores de 0,50 y 0,44, respectivamente.

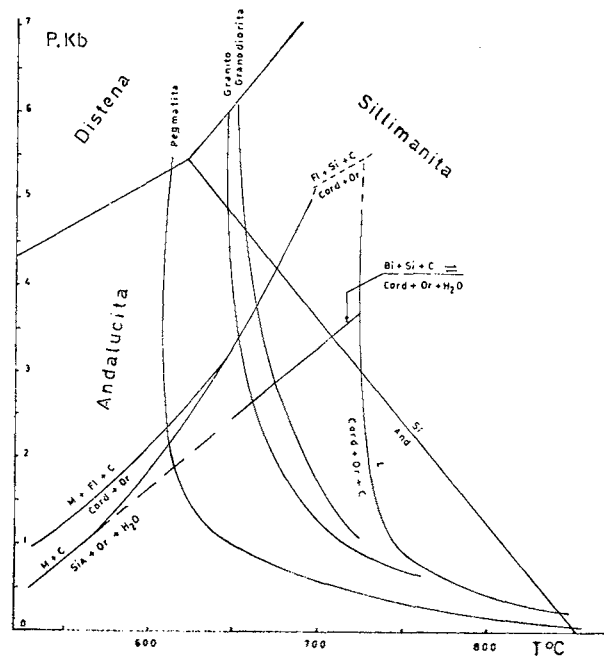


Fig. 1. — Diagrama de estabilidad en el sistema P-T, admitiendo saturación de agua. Datos de VAUGHAN (1963, en PRWINSKII, 1968), PRWINSKII (1968, 1973 a, 1973 b), RICHARDSON *et al.* (1969), SCHREYER y SEIFERT (1969), CHATTERJEE y JOHANNES (1974), SEIFERT (1976) y HOFFER (1976). Fl, flogopita; Si, sillimanita; C, cuarzo; Cord, cordierita; Bi, biotita; Or, feldespato potásico; and, andalucita; M, moscovita; SiA, silicato aluminico.

El inconveniente es que no se conoce el contenido en Fe de las cordieritas, por su alteración. De todas formas, se tienen algunos datos que indican con claridad el mayor porcentaje de Fe en biotitas que en cordieritas, pero no pueden darse valores cuantitativos. Teniendo en cuenta todo esto y que la andalucita se presenta a veces claramente después de la cordierita, la figura 1 indica que la cristalización de esta última comenzó a unos 710-720 °C y 3-3,7 Kb de presión total.

SEIFERT (1976) señala que si no hay saturación en agua, el campo de estabilidad de la cordierita se hace mucho mayor. Aun considerando todo ello, se tienen unos hechos claros:

a) El granate es escaso. Pero su paso a cordierita indica que si la presión durante su génesis ha sido elevada, ésta se ha reducido a unos 5-6 Kb más tarde.

b) La cordierita es frecuente, al contrario que el almandino. Por lo dicho en a), en general, la presión bajo la que cristalizó no debe de haber pasado de 5 Kb. Entonces es explicable que exista un cierto grado de déficit de agua durante su aparición.

No existen aún suficientes sistemas graníticos deficientes en agua que hayan sido estudiados en el laboratorio y puedan aplicarse a la mayoría de los casos reales. ROBERTSON y WYLLIE (1971) comenzaron los estudios experimentales dividiendo los conjuntos de silicatos minerales y agua en cuatro tipos, pero con granitoides poco semejantes a los que aquí se presentan. WHITNEY (1975) utiliza composiciones sintéticas de rocas, dos de las cuales se ajustan al rango de las que se presentan en la zona estudiada; MAALOE y WYLLIE (1975) comprueban que un granito natural, químicamente análogo a uno de los empleados por WHITNEY (1975) y a los que aquí interesan, da resultados concordantes. De acuerdo con los gráficos de este último autor, la paragénesis relicta de los granitos con cuarzo precoz y plagioclasa cálcica (oligoclasa) cristalizó a una temperatura superior a 750 °C, presión más elevada de 2 Kb y condiciones muy deficitarias en agua (menos del 2-3 %); esta secuencia no puede explicarse a partir de un magma saturado, como los investigados por PRWINSKII (1968, 1973a, 1973b) para granitos semejantes. El límite superior puede establecerse en función de la ausencia de cianita, mineral que no se ha visto nunca como fase relicta, pese a que se conservan bajo esta forma los otros silicatos aluminicos.

La presencia de cordierita, siempre alterada, en algunas fases tardías permite afirmar que la presión máxima debió de ser inferior a unos 2 Kb, y la temperatura mínima de unos 610 °C (facies pegmatítica, fig. 1).

Sintetizando, puede afirmarse que una parte reducida de los magmas graníticos comenzó a cristalizar en condiciones muy deficitarias en agua, a presión y temperatura relativamente elevadas; es aquí cuando cristalizó el almandino. El comienzo de la aparición de

cordierita señala un descenso de la presión total y de temperatura, con incremento del contenido en agua. Posteriormente se presenta la andalucita, al tender el magma a saturarse más en agua, a presiones inferiores a unos 3,5 Kb. La sillimanita, ocasional, aparece en este intervalo.

La alteración de estos minerales debió de comenzar hacia el final de la etapa magmática, justamente cuando empieza el proceso de microclinización (más alcalino que el de albitización), consecuencia de la actividad del potasio. Tal proceso se manifiesta mineralógicamente, además, por una transformación de algunos silicatos en minerales potásicos. Así, la cordierita pasa a minerales ferromagnesianos (diversas micas) o cloritas, dependiendo de la evolución del proceso; la moscovitización marca el límite al proceso posterior, más ácido, que corresponde ya a la actividad del sodio. Probablemente, la incompatibilidad de formación de cordierita en presencia de K para los granitos de la región (UGIDOS, 1976; UGIDOS y BEA, 1976) se dé en este estadio, que comienza en torno a los 2 Kb de presión total ( $P_{H_2O} = P_t$ ) y puede considerarse del ciclo tardío (PELLITERO *et al.*, 1976).

Estas variaciones en el grado de saturación en agua se reflejan en el aspecto de las diversas facies. Las relaciones entre recepción-expulsión de volátiles y la naturaleza del magma (de influencia directa en la aparición de algunos de los minerales señalados, según acaba de exponerse) son procesos que no están aún bien conocidos por falta de datos de laboratorio. La comparación con los resultados experimentales del sistema albíta-agua no es perfecta, pero sí constituye una buena aproximación. Es conocido que la estructura cristalina de los silicatos permanece incluso en fundidos próximos al sólido y que el agua reacciona con dichos fundidos. BURNHAM (1975) supone que la adición de un mol de agua a un mol de albíta implica la ruptura del armazón de tetraedros oxigenados (con Si o Al como átomos centrales) en capas, lo que hace descender la viscosidad en el orden de un millón de veces; la adición de otro mol de agua, posteriormente, da lugar a un descenso de ésta de siete veces sólo, traduciéndose desde el punto de vista estructural por el paso de capas a cadenas. KHITAROV *et al.* (1975) han puesto de manifiesto algo semejante para la sílice, evidenciando un incremento en el coeficiente de difusión de agua en sílice fundida con la presión del agua. La dependencia inversa de la cantidad de agua con la viscosidad para la sílice fundida (KHITAROV *et al.*, 1976) es paralela a la de la albíta.

Los trabajos de KADIK *et al.* (1975) ponen de manifiesto que, en una cámara cerrada, el volumen decreciente de material fundido por enfriamiento aumenta al mismo tiempo la presión de vapor y el volumen de cristales hasta que la cristalización concluye; el enfriamiento posterior hace que ya disminuya la presión

de vapor. Se pasa, pues, por un máximo de presión. La diferencia entre este valor máximo y la presión inicial es una sobrepresión que ha sido valorada por los citados autores en condiciones diversas del sistema albita-agua. Como se aprecia en la fig. 2a, la sobrepresión,  $\Delta P$ , aumenta al disminuir la proporción volumétrica de cristales,  $X_A$ ; la fig. 2b muestra el crecimiento de  $\Delta P$

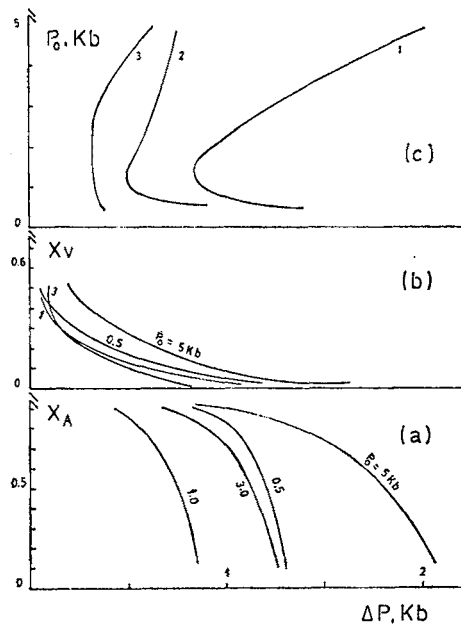


Fig. 2. — Variaciones de la sobrepresión,  $P$ , en el sistema albita-agua (tomado de KADIK et al., 1975). a) Relación inversa (para distintos valores de la presión inicial,  $P_0$ ) de la sobrepresión con el volumen inicial de albita sólida,  $X_A$ , siendo nula la cantidad de vapor en el comienzo. b) Relación inversa entre  $\Delta P$  y cantidad inicial de fase de vapor,  $X_v$ . c) Dependencia  $\Delta P$ - $P_0$  con las cantidades iniciales de fundido, sólido y vapor: 1: 0,10 (sólido), 0,90 (fundido) y 0,00 (vapor). 2: 0,90, 0,10 y 0,00, respectivamente. 3: ídem, con 0,40, 0,40 y 0,20.

cuando la cantidad inicial de vapor decrece. La influencia de la presión inicial,  $P_0$ , se observa en la fig. 2c: en 1, los volúmenes iniciales son de 0,10 para los cristales de albita, 0,90 para el fundido y 0,00 para la fase de vapor; en 2, estos volúmenes se invierten a 0,90 para la albita sólida, 0,10 para el fundido y 0,00 para el vapor; en 3 se tienen 0,40, 0,40 y 0,20, respectivamente. Puede verse que entre 1 y 3 Kb hay un mínimo, tanto más acentuado cuanto menor es el volumen de albita sólida y, sobre todo, la cantidad de fase gaseosa, todo ello en el comienzo de la cristalización.

Naturalmente, no pueden darse resultados cuantitativos. Pero sí puede afirmarse que la cristalización de un fundido granítico dará lugar a una sobrepresión tanto mayor cuanto menores sean las cantidades iniciales de sólido y fase gaseosa. En estas condiciones, puede producirse una ruptura de la cámara y facilitarse así una vía de acceso; la existencia de los silicatos aquí estudiados en facies de diverso origen no está sin relación con lo señalado.

En conclusión, la presencia de estos minerales está relacionada con una evolución decreciente de  $P$  y  $T$  y creciente en el grado de saturación en agua de un magma granítico. El proceso genético concluye a unos 2 Kb, comenzando entonces la destrucción de tales silicatos aluminicos.

## BIBLIOGRAFÍA

- BURNHAM, C. W. (1975): Water and magmas; a mixing model. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 39: 1077-1084.
- CLARKE, D. B.; MCKENZIE, C. B., y MUECKE, G. K. (1976): Magmatic andalusite from the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56: 279-287.
- CORRETGE, L. G. (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.
- CORRETGE, L. G. (1972): Contribución para el conocimiento del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres-España): el microgranito granatífero-cordierítico con megacristales feldespáticos. *Studia Geologica*, 5: 43-65.
- CORRETGE, L. G., y MARTÍNEZ, F. J. (1975): Albitización y solidificación en granitos hercínicos españoles. *Studia Geologica*, 9: 115-141.
- CHATTERJEE, N. D., y JOHANNES, W. (1974): Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2  $M_1$ -muscovite,  $KAl_2(AlSi_3O_{10}(OH)_2)$ . *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48: 89-114.
- HOFFER, E. (1976): The reaction sillimanite + biotite + quartz  $\rightleftharpoons$  Cordierite + K-feldspar +  $H_2O$  and partial melting in the system  $K_2O$ -FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55: 127-130.
- KADIK, A. A.; OSTAPENKO, G. T., y FRENKEL', M. Ya. (1975): The steam pressure in a magma crystallizing in a constant-volume chamber. *Geochem. Internat.*, 12: 130-138.
- KERRICK, D. M. (1972): Experimental determination of muscovite + quartz stability with  $P_{H_2O} < P_1$ . *Amer. Jour. of Sci.*, 272: 946-958.
- KHITAROV, N. I.; LEBEDEV, Ye. B., y DORFMAN, A. M. (1976): Physical properties of the silica-water system at high  $T$  and  $P$ . *Geochem. Internat.*, 13: 130-133.
- KHITAROV, N. I.; LEBEDEV, Ye. B.; VENITSIANOV, Ye. V., y DORFMAN, A. M. (1975): Diffusion of water in molten silica. *Geochem. Internat.*, 12: 172-183.
- MAALOE, S., y WYLLIE, P. J. (1975): Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52: 175-191.
- PELLITERO, E.; SAAVEDRA, J.; GARCÍA SÁNCHEZ, A., y ARRIBAS, A. (1976): Geoquímica del W en el área circundante al yacimiento de scheelita de Barruecopardo (Salamanca). *Acta Geológica Hispánica*, 11: 133-136.
- PRWINSKII, A. J. (1968): Experimental studies of igneous rock series central Sierra Nevada batholith, California. *J. of Geol.*, 76: 548-570.
- PRWINSKII, A. J. (1973 a): Experimental studies of igneous rock series, central Sierra Nevada batholith, California: Part II. *N. Jb. Miner. Mh.*, 5: 193-215.
- PRWINSKII, A. J. (1973 b): Experimental studies of granitoids from the Central and Southern Coast Ranges, California. *TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 20: 107-130.

- RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M. C., y BELL, P. M. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Am. J. of Sci.*, 267: 259-272.
- ROBERTSON, J. K., y WYLLIE, P. J. (1971): Rock-water systems, with special reference to the water-deficient region. *Am. J. of Sci.*, 271: 252-277.
- SAAVEDRA, J., y GARCÍA SÁNCHEZ, A. (1976): Geología del granito de Albalá (Extremadura Central, España). *Tecniterrae*, 14: 10-23.
- SAAVEDRA, J.; GARCÍA SÁNCHEZ, A., y GONZÁLEZ CUASANTE, M. C. (1975): Biotitas graníticas del Sur de la provincia de Salamanca (España). *Studia Geologica*, 9: 103-114.
- SCHREYER, W., y SEIFERT, F. (1969): Compatibility relations of the aluminium silicates in the systems  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  and  $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  at high pressures. *Am. J. Sci.*, 267: 371-388.
- SEIFERT, F. (1976): Stability of assemblage cordierite + K-feldspar + quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 57: 179-185.
- UGIDOS, J. M. (1973): *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.
- UGIDOS, J. M. (1976): Significado petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres). *Studia Geologica*, 10: 31-43.
- UGIDOS, J. M., y BEA, F. (1976): Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "younger" centro-peninsulares: precisiones sobre la serie mixta. *Studia Geologica*, 10: 45-59.
- VAUGHAN, D. (1963): *The crystallization ranges of the Spruce Pine and Harding Pegmatites*. M. S. Thesis, Pennsylvania State University.
- WHITNEY, J. A. (1975): The effects of pressure, temperature and  $X_{H_2O}$  on phase assemblage in four synthetic rock compositions. *Jour. of Geol.*, 83: 1-31.
- WINKLER, H. G. F. (1976): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlin.

---

Recibido para su publicación: enero 1978.