

## Consideraciones sobre la rubefacción de algunos granitos ibéricos.

por Julio SAAVEDRA ALONSO\* y Miguel ARENILLAS PARRA\*\*

\* Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Apartado 257, Salamanca.

\*\* Cátedra de Geología aplicada a las obras públicas. Escuela T. S. de Ing. de Caminos, C. y P., Madrid.

### ABSTRACT

Red granites are regarded as products of metasomatism by alkaline aqueous fluids ( $P_{H_2O}$  above 1-2 kb) not derived from acid magma, but deep levels.

### RESUMEN

Consideraciones geológicas, mineralógicas y geoquímicas llevan a concluir que el fenómeno de enrojecimiento de granitos se debe a un proceso metasomático, alcalino, bajo apreciable presión de agua, a partir de fluidos generados a presión relativamente alta.

### ANTECEDENTES

El fenómeno de la rubefacción de ciertos granitos peninsulares asociados a zonas de cataclasis no ha sido muy estudiado en sus rasgos específicos. Desde el punto de vista que aquí se adopta, diversos autores han dado interpretaciones y datos interesantes. Martins (1959, 1972) indica que tales rocas provienen de granitos deformados que han sufrido una hematización a partir de fluidos ricos en hierro, proceso en varias fases que conduce a cloritización (en las etapas más intensas se produce vermiculita), con el desarrollo inicial de epidota, y paso de plagioclasas cálcicas a albita. Ugidos (1973), observando fenómenos semejantes, encuentra satisfactoria la solución de Boone (1969), que admite un incremento en alcalinidad en la hidrólisis de feldespatos, precipitando hematites. Arenillas et al. (1975) señalan la presencia de, lo que sobre el terreno, ofrece el aspecto de un dique sienítico, porfiróide, de grano fino; admiten que se implantó según una falla tardihercínica, en relación con una intensa actividad alcalina que condujo a la acumulación de elementos acidófilos. Suárez (1976) apunta que el color rojo pudiera proceder de la oxidación del hierro, contenido en los feldespatos durante las deformaciones del granito. Martins y Saavedra (en prensa) señalan la presencia de calcita en las etapas más tardías del proceso y la intensa actividad alcalina (sódica, sobre todo) sobre el granito, aún no del todo consolidado, en las zonas debilitadas, con lixiviación de los iones de alta relación carga/radio. Los datos químicos, mineralógicos y geológicos de todos estos autores, coincidentes en general, se han utilizado aquí.

### INTERPRETACION DE DATOS EXPERIMENTALES

El fenómeno de rubefacción, de acuerdo con las informaciones contenidas en los autores reseñados, se caracteriza por una evolución, en medio alcalino, que se inicia por una pérdida de potasio en biotita (cloritización con desarrollo de epidota y, en las etapas evolucionadas, con removilización de este último mineral y presencia de vermiculita), una albitización de plagioclasas y una pérdida de cuarzo. Comparando con el granito regional, si éste contiene feldespatos peritéticos, los granitos rojos son mucho más pobres en ellos, indicio de su desestabilización. Los característicos feldespatos potásicos muy ricos en sodio, con gruesas perfitas bien desarrolladas tipo «piel de tigre», ligados a facies hipersolvus, van dando paso a feldespatos no peritéticos, microclinas, al tiempo que aumenta la cantidad de albita en mineral independiente, adquiriendo una textura típica de granitos subsolvus.

En la fig. 1 se han indicado los campos de estabilidad para feldespatos alcalinos, admitiendo saturación en agua. Para el caso de la presión más inferior (1,25 Kb), precipita sanidina que, en las inmediaciones del límite de coexistencia de dos feldespatos se desestabiliza y da feldespato sódico + feldespato potásico bajo la morfología «piel de tigre»; una pegmatita, cuyo bajo punto de fusión le impide pasar al campo de la sanidina, no puede dar esta textura. Al aumentar la presión de agua a 5 Kb, los puntos de fusión disminuyen y el campo de estabilidad de los dos feldespatos se desplaza hacia mayores temperaturas, reduciéndose el de la sanidina: no precipitan más que los dos feldespatos alcalinos independientemente, dando una roca tipo subsolvus.

Por tanto, una consecuencia importante de este hecho es que la rubefacción observada implica genéticamente un aporte acuoso. Semicuantitativamente, se puede valorar éste. De acuerdo con los datos de Luth et al. (1973), la pendiente de la recta crítica para los feldespatos es positiva, intersectando a la curva de fusión granítica entre 2 y 3 Kb; por tal motivo, Martin y Bonin (1976) proponen que por encima de  $P_{H_2O} = 2,5$  Kb no puede aparecer la mineralogía hipersolvus en granitos; este límite es de 4,5 Kb, aproximadamente, para sienitas. Dado que la presencia de calcio, como plagioclasa, hace descender dichos valores, resulta útil la cuantificación de James y Hamilton (1969), que encuentran que, a  $P_{H_2O} =$

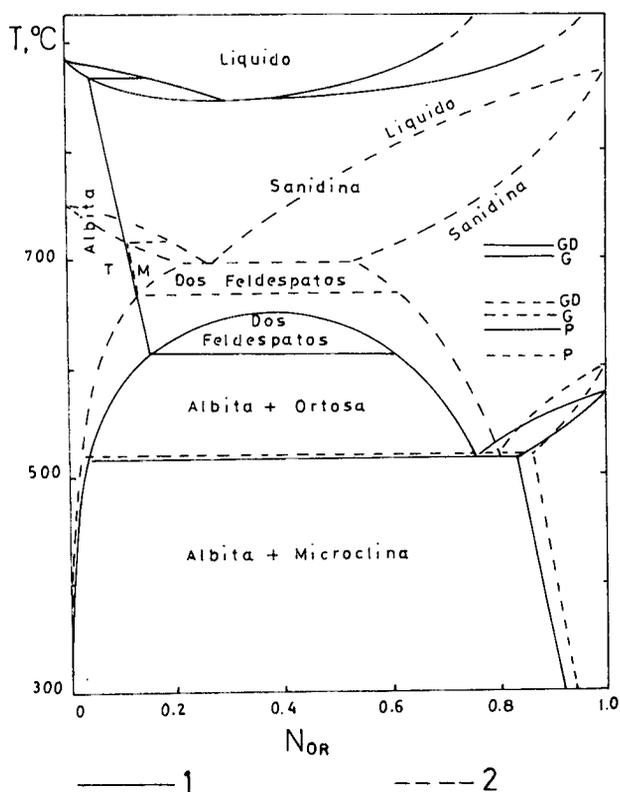


Fig. 1. Configuración en el sistema  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$  a presión total =  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ . Datos tomados de Yoder et al. (1957), Tuttle y Bowen (1958), Morse (1970), Kroll (1971), Luth et al. (1964, 1973) y Martín (1974), todos en Martín y Bonin (1976). Las temperaturas de fusión de las rocas a las presiones correspondientes se han tomado de Vaughan (1963, en Piwinskii, 1968) y Piwinskii (1968, 1973). GD = granodiorita. G = granito. P = pegmatita. 1: Presión total =  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1,25 \text{ Kb}$ . 2: Presión total =  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5 \text{ Kb}$ .

= 1 Kb, un granito con el 3 % de anortita da la mineralogía subsolvus típica. Como las características de las plagioclasas y el contenido en calcio de los granitos estudiados se aproximan a este valor, puede afirmarse que la presión de agua durante el proceso no ha sido inferior a 1-2 Kb. La presencia de clorita + zoisita/clinozoisita es indicio de bajo grado de metamorfismo, esto es, de temperaturas no inferiores a unos 360 °C (Winkler, 1976); la biotita es inestable y no se ha citado hornblenda u otro material de neoformación que pueda indicar una temperatura de 450-500 °C o más, por lo que este intervalo sirve de cota térmica superior.

La presencia de calcita tardía en estos granitos, muchas veces bastante ácidos, suele ir relacionada con sulfuro de hierro esporádico, indicando un medio reductor. Desde luego, admitir sin más que esta calcita aparezca como consecuencia del  $\text{CO}_2$  contenido en las fases volátiles normales de la evolución granítica, es poco probable: en las rocas procedentes de los fluidos del cortejo tardío (pegmatitas, aptitas, etc.) no se ha apreciado este mineral. Todo esto está de acuerdo con las conclusiones que señalan la baja solubilidad del  $\text{CO}_2$  en fundidos graníticos, un orden inferior a la del agua (Khitarov y Kadik, 1973; Kadik y Egglar, 1975; Mysen, 1976, etc.); a presiones superiores de 6 Kb, los fluidos en equilibrio con el magma están enriquecidos relativamente en  $\text{CO}_2$  respecto al  $\text{H}_2\text{O}$ , a la inversa de lo que sucede a presiones menores (Kadik y Egglar, 1975). Por tanto, es

lógico pensar que si los fluidos se originan a menos de unos 5 Kb (16 km) no puede esperarse la presencia de  $\text{CO}_2$  como se tiene aquí. Brey (1976) indica que si la albita fundida contiene cationes polivalentes, el paso de  $\text{CO}_3^{2-}$  a  $\text{CO}_2$  (todo en disolución) es más fácil y entonces es escasa la sustitución de iones de volátiles ( $\text{F}^-$ ,  $\text{OH}^-$ ) por  $\text{CO}_3^{2-}$  (en apatito y otros minerales hidroxihalogenados); la relación molar  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$  en estas rocas rubefactadas es alta (media en torno a 0,7), pero no excesiva (raramente sobrepasan con holgura a 1,0), por lo que, en lógica, predominará el  $\text{CO}_2$  y dará lugar a calcita (apreciable cantidad de  $\text{Al}^{3+}$  sobre iones monovalentes).

En algunos granitos (Gerès, p. ej.) se observa un ligero color rosado en todo el batolito; en otros casos, el enrojecimiento aparece en las masas pegmatoides (a veces con epidota y actinolita), feldespatos alcalinos metasomáticos en el borde e interior de enclaves básicos, etc., (alrededores de Avila capital), sin que se observe en ningún caso deformación. Esto indica que los fluidos son posteriores a las fases finales de la cristalización e impregnaban toda la masa (aparición antes de la consolidación total y definitiva), concentrándose en los puntos en donde había deficiencia de álcalis, por migración hacia los mismos; una fractura supone la creación de un gradiente y una zona mucho más favorable para la acumulación de estos fluidos, al ser canalizados de esta manera. Es decir, la asociación a los granitos es clara,

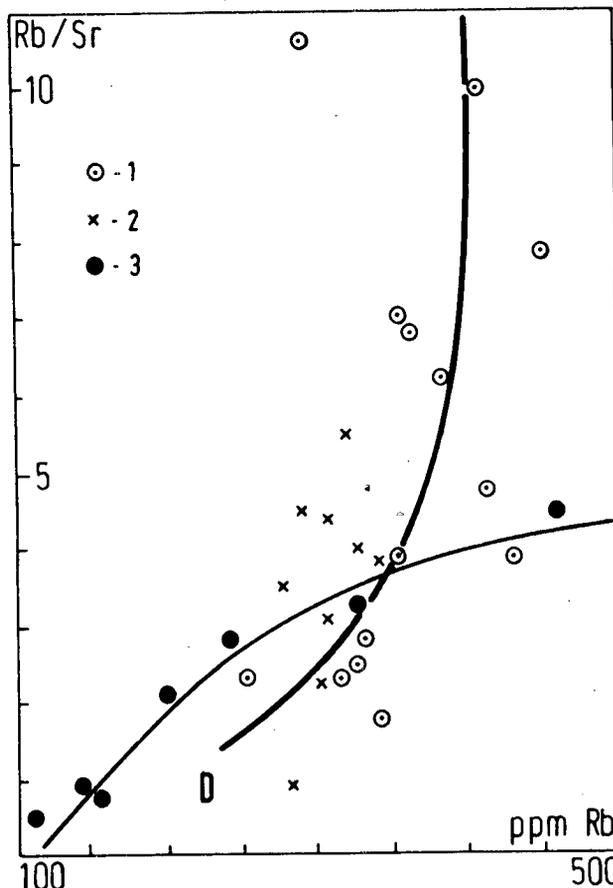


Fig. 2. Variación de la relación (en peso)  $\text{Rb/Sr}$  frente al Rb. 1: granito poco o nada enrojecido. 2: granito fuertemente enrojecido. 3: granito sienitizado, sin cuarzo visible. El punto señalado con D se refiere a la roca descrita por Arenillas et al. (1975).

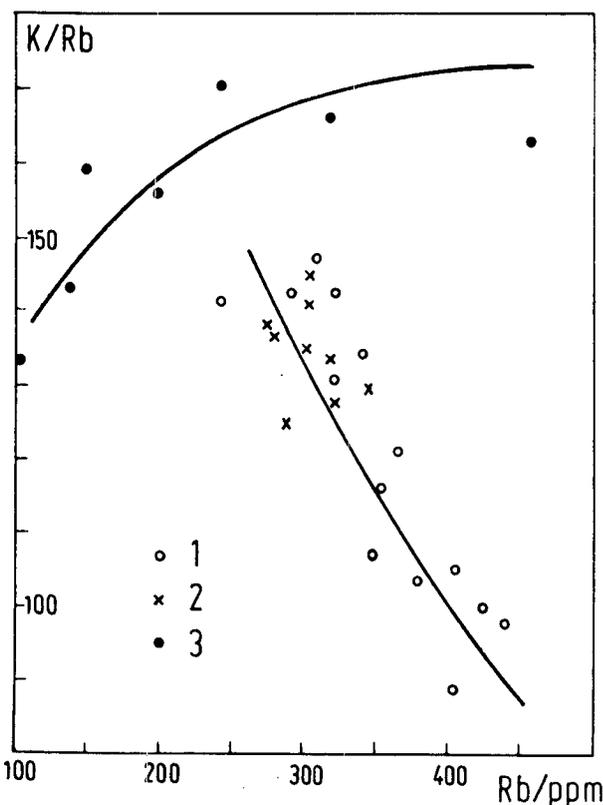


Fig. 3. Variación del cociente (en peso) K/Rb frente al Rb. 1, 2 y 3, misma leyenda que en la fig. 2.

pero no derivan de sus productos ordinarios de evolución.

Puesto que el medio del proceso es alcalino y son, mayoritariamente, los feldspatos los principales productos finales de la evolución, se ha creído conveniente observar la relación de elementos asociados a dichos minerales. Como las muestras enrojeadas comprenden desde granitos normales a sus cortejos aplíticos, pegmatíticos, etc., la gama es bastante completa. Tanto el Rb como el Sr son elementos esencialmente básicos, pero en un medio alcalino la tendencia algo más ácida del  $Sr^{2+}$  se resalta. En la fig. 2 se aprecia cómo al principio del proceso (granitos poco enrojeados y con rubefacción neta) un ligero incremento en Rb (más acidez, que implica atracción de elementos básicos) implica una disminución mucho más desproporcionada del elemento más ácido, el Sr (descenso de la relación Rb/Sr); sin embargo, en las muestras carentes de cuarzo («episienitas»), el comportamiento es más suave: una vez alcanzado un nivel mínimo de alcalinidad, los efectos se amortiguan. Como es lógico, todo es más neto si los elementos incrementan su semejanza, como ocurre con el K y el Rb en el diagrama clásico de la fig. 3; en este caso, la evolución de los términos no cuarcíferos se aprecia ya perfectamente independiente de los granitos originales, por desarrollarse en otro medio.

## CONCLUSIÓN

El proceso de enrojamiento de granitos es un metasomatismo alcalino, con presiones de agua superiores a 1-2 Kb y una temperatura en el rango de 350-500 °C. Los fluidos no proceden de la diferenciación normal de los granitos, siendo probable que se originasen a presiones elevadas.

## BIBLIOGRAFÍA

- ARENILLAS, M., SAAVEDRA, J. y ARRIBAS, A. (1975): Un dique de tendencia sienítica en la provincia de Avila. *Bol. Geol. Min.*, t. 86, p. 233-243, Madrid.
- BOONE, G. M. (1969): Origin of clouded red feldspars: petrologic contrasts in a granitic porphyric intrusion. *Am. J. Sc.*, t. 267, p. 633-668, New Haven.
- BREY, G. (1976): CO<sub>2</sub> solubility and solubility mechanisms in silicate melts at high pressures. *Cont. Min. Petr.*, t. 57, p. 215-221, Berlin.
- JAMES, R. S. and HAMILTON, D. L. (1969): Phase relations in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub> at 1 kilobar water vapour pressure. *Cont. Min. Petr.*, t. 21, p. 111-141, Berlin.
- KADIK, A. A. and EGGLE, D. H. (1975): Melt-vapor relations on the join NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. *Carn. Inst. Wash.*, Year Book 74, p. 479-484, Washington.
- KHITAROV, N. I. and KADIK, A. A. (1973): Water and carbon dioxide in magmatic melts and peculiarities of the melting process. *Contr. Min. Petr.*, t. 41, p. 205-215, 41, Berlin.
- KROLL, H. (1971): Feldspäte im System KA1Si<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>: Al, Si - Verteilung und gitterparameter, Phasen-Transformationen und Chemismus. *Inaugural Diss. Westfälischen Wilhelms-Universität, Münster, Germany.*
- LUTH, W. C., JAHNS, R. H. and TUTTLE, O. F. (1964): The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, t. 69, p. 759-773, Baltimore.
- LUTH, W. C., MARTIN, R. F. and FENN, P. M. (1973): Peralkaline alkali feldspar solvi. In: *The Feldspars*, p. 297-312. *Proc. NATO Adv. Study Inst. Manchester*, England. Manchester Univ. Press, Manchester.
- MARTIN, R. F. (1974): The alkali feldspar solvus: the case for a first-order break on the K-limb. *Bull. Soc. fr. Minéral. Crist.*, t. 97, p. 346-355, Paris.
- MARTIN, R. F. and BONIN, B. (1976): Water and magma genesis: the association hypersolvus granite-subolvus granite. *Can. Min.*, t. 14, p. 228-237, Ottawa.
- MARTINS, J. A. (1959): Hematização e alteração ferruginosa no granito das Beiras; sua relação com ocorrências de urânio. *Junta de Energia Nuclear (Lisboa)*, mem. 16, Lisboa.
- MARTINS, J. A. (1972): Les roches granitiques rouges de la Serra do Gerês (Région Nord du Portugal). *Publ. Museu e Lab. Mineral e Geol. da Fac. de Ciências de Porto*, t. 83, p. 9-26, Porto.
- MARTINS, J. A. e SAAVEDRA, J. (en prensa): Estudio do processo de enrojamiento de granito da Serra do Gerês.
- MORSE, S. A. (1970): Alkali feldspars with water at 5 Kb pressure. *J. Petrol.*, t. 11, p. 221-251, Oxford.
- MYSEN, B. O. (1976): The role of volatiles in silicate melts: solubility of carbon dioxide and water in feldspar, pyroxene, and feldspathoid melts to 30 Kb and 1625 °C. *Am. J. Sci.*, t. 276, p. 969-996, New Haven.
- PIWINSKII, A. J. (1968): Experimental studies of igneous rock series central Sierra Nevada batholith, California. *J. Geol.*, t. 76, p. 548-570, Chicago.
- PIWINSKII, A. J. (1973): Experimental studies of granitoids from the Central and Southern Coast Ranges, California. *TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, t. 20, p. 107-130, Viena.
- SUAREZ, O. (1976): Petrogénesis del granito de Campo de Agua (Zona Asturoccidental-Leonesa, España). *Est. Geol.*, t. 32, p. 425-432, Madrid.
- TUTTLE, O. F. and BOWEN, N. L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-Si<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Geol. Soc. Am. Mem.* 74, Rochester (N. Y.)
- UGIDOS, J. M. (1973): Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres). Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, Salamanca.
- VAUGHAN, D. (1963): The crystallization ranges of the Spruce Pine and Harding Pegmatite. M. S. Thesis, Pennsylvania State University, Pittsburgh.
- WINKLER, H. G. F. (1976): Petrogenesis of metamorphic rocks (4<sup>th</sup> ed.), 334 p., Springer-Verlag, Berlin.

Recibido, junio 1978.