

Datación por el método Sm-Nd del filón con F-Ba (Pb-Zn) de la mina San Eusebio (Sierra de Guadarrama, España)

Sm-Nd dating of fluorite from the San Eusebio F-Ba (Pb-Zn) mine (Sierra de Guadarrama, Spain)

C.Galindo (*), D.P.F.Darbyshire (**), F.Tornos (***), y C.Casquet (*)

(*) Dpto.Petrología. Fac.C.C.Geológicas.U.C.M. 28040 Madrid

(**) NERC Isotope Geosciences Laboratory. Keyworth, Nottingham, Reino Unido.

(***) ITGE. Rios Rosas, 23. 28003 Madrid

ABSTRACT

Sm-Nd dating of F-Ba (Pb-Zn) veins enclosed in adamellites of the Spanish Central System suggests an age of 152 ± 25 M.a. (Late Jurassic) for this hydrothermal stage. This age supports an unconformity-related origin for this style of mineralization and excludes any genetic relationship with a magmatic-related hydrothermal activity related to the enclosing granites. It is consistent with K-Ar and Rb-Sr dating of other hydrothermal events in the Sierra de Guadarrama and strengthens the hypothesis that the late and posthercynian hydrothermal activity covers a long span of time.

Key words: Sm-Nd dating, Spanish Central System, F-Ba veins

Geogaceta, 13 (1993), 26-28

ISSN: 0213683X

Introducción y aspectos geológicos generales

Los filones con fluorita-barita son uno de los tipos de mineralización más comunes y controvertidos de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español) (Locutura y Tornos, 1987; Ortega *et al.*, 1988; Mayor *et al.*, 1989; Tornos *et al.*, 1991; Lillo *et al.*, 1992), siendo el sector más meridional de ésta donde hay una mayor concentración de filones de estas características. Por lo general, están asociados a fracturas sub-verticales de direcciones ONO-ESE y ENE-OSO y encajan en granitoides, fundamentalmente adamellitas y en menor proporción en rocas metamórficas de alto grado.

La mayor parte de estas fracturas están rellenas de cuarzo masivo pero, en ciertas zonas, aparecen concentraciones de fluorita y barita con morfología lenticular y frecuentes estructuras "pinch and swell" de hasta dos metros de potencia y longitudes hectométricas. Existe una clara zonación vertical y lateral, con fluorita en las zonas más externas e inferiores de los filones y barita en las centrales y superiores; el cuarzo es frecuente en ambas zonas y es casi el único mineral presente en las prolongaciones, tanto laterales como verticales, de los mismos. La calcita y ankerita pueden ser localmente frecuentes como minerales tardíos en la parte superior de

los filones. Los minerales metálicos más comunes son esfalerita, galena y calcopirita, mientras que la pirita es bastante accesoria. La freibergita, pearceita, bismutinita, bismuto nativo y sulfosales de Bi-Ag han sido citadas como minerales accesorios (Locutura y Tornos, 1987; Mayor *et al.*, 1989). Otros minerales presentes en la paragénesis hidrotermal son la sericita, clorita e illita. Las alteraciones hidrotermales más comunes de la roca de caja son la silicificación y sericitización, con cloritización y adularitización más accesorias.

En estas fracturas, y como fragmentos cementados por los minerales hidrotermales, es posible observar la presencia de fragmentos de episienitas y ultramilonitas graníticas con alteración asociada de tipo clorítico-sericítica, lo que indica que estas estructuras han tenido una larga historia tectónica, con evolución progresiva desde el campo dúctil al frágil.

Hipótesis genéticas propuestas

En trabajos anteriores (Locutura y Tornos, 1987; Tornos *et al.*, 1991) hemos propuesto, a partir de datos de inclusiones fluidas y consideraciones termodinámicas, que la formación de estas mineralizaciones es fruto de la mezcla de dos fluidos de distinto origen: un fluido meteórico profundo ascendente y

reductor, pobre en CO₂ y solutos (<0.6 molal, predominantemente Na y K como cationes), y una disolución más salina (>2.8 molal) perisuperficial, oxidante y más fría, con importantes cantidades de Na, K, Ca y Mg, y también pequeñas proporciones de CO₂. Las temperaturas de formación serían entre 270 y 120°C, en un régimen de presiones de fluido muy bajas (<500 bars). La edad de estas mineralizaciones sería, por similitud con otras semejantes del Hercínico de Europa, Permo-Triásica y, por lo tanto, claramente desvinculada de la actividad ígnea tardi y posthercénica.

Mayor *et al.* (1989) proponen un mecanismo genético algo diferente, en el que fluidos hipersalinos, relacionados con las evaporitas del Permo-Triás descenden a lo largo de fracturas, son calentados por rocas camptoníticas y ascienden seguidamente dando lugar a las mineralizaciones.

Otras hipótesis resaltan la relación de estas mineralizaciones con el plutonismo tardihercénico (Vindel, 1980; Ortega *et al.*, 1987). La más reciente (Lillo *et al.*, 1992) propone que estas mineralizaciones se formaron durante un evento extensional de edad Estefaniense-Pérmico relacionado con el colapso tectónico del orógeno y la intrusión de cuerpos graníticos. Esta interpretación en parte se sustenta en un modelo tectónico según el cual la "intrusión" de los diques de barita (cita tex-

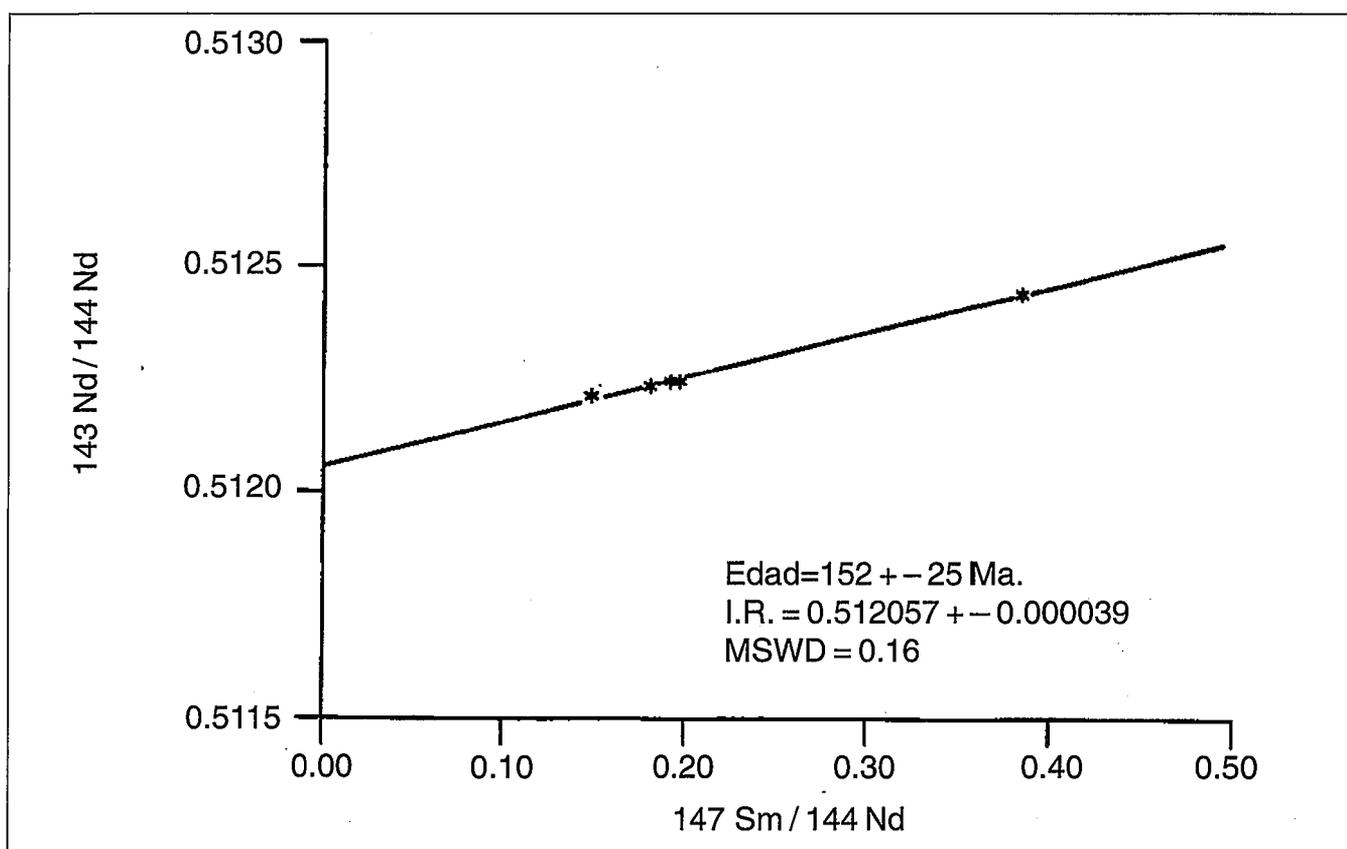


Fig. 1. — Isócrona Sm - Nd de las fluoritas de la Mina San Eusebio

tual) se produjo a favor de grietas de tensión ligadas a una cizalla dúctil tardihercínica anterior a la intrusión de los diques del Sistema Central (Doblas y Ubanell, 1991).

Este trabajo de Lillo *et al.* (1992), basado en datos de inclusiones fluidas e isótopos estables de azufre, se reafirma en la hipótesis de que las mineralizaciones están directamente ligadas al magmatismo granítico y establecen una temperatura de formación entre 325 y 340°C (en base al par isotópico sulfuros-sulfatos), temperaturas algo superiores a las obtenidas por homogenización de inclusiones fluidas en cuarzo (320-200°C). Estos estudios de inclusiones fluidas en el cuarzo, les llevan a concluir que en estos sistemas hidrotermales no hay variación en la mezcla de fluidos, que todos ellos son hiposalinos (entre 5 y 6% peso NaCl equiv.), y que las altas salinidades encontradas por Tornos *et al.* (1991) son un error debido a la confusión entre las temperaturas de fusión del clatrato (entre -13 y -3°C) y las de la última fusión del hielo (entre -3.7 y -1.8°C). Esto implicaría siempre, según estos autores, una apreciable

XCO₂ que, sin embargo, no es cuantificada en su trabajo. En relación con este aspecto, hemos determinado precisamente la composición de los gases en las inclusiones fluidas en las fluoritas y baritas mediante decrepitación en vacío y posterior análisis por espectrometría de masas (Galindo *et al.*, en prep.) siguiendo el método de Shepherd *et al.* (1991) confirmándose las conclusiones de Tornos *et al.* (1991) de que los fluidos del sistema hidrotermal eran muy ricos en agua (X_{H₂O} > 0.98) con contenidos muy bajos de CO₂, CH₄ y CO.

Datación de los filones de fluorita-barita

En esta situación y en ausencia de criterios cronológicos relativos, la datación absoluta de estos filones es un instrumento clave para resolver el problema de la génesis de los mismos. Una estimación indirecta puede ser obtenida a partir de datos de K/Ar y Rb/Sr en otras rocas del Sistema Central Español (Caballero *et al.*, 1992; Casquet *et al.*, 1992) que muestran que la episienitiza-

ción y la alteración filítica ligada a zonas de cizalla (ultramilonitas) tienen edades de 274±6 Ma (con reajustes posteriores en el sistema K/Ar) y 152 Ma, respectivamente. Como ya se ha dicho, fragmentos de rocas graníticas con evidencias de ambos procesos están incluidos en la brecha de falla mineralizada. Estas edades pueden considerarse por lo tanto como valores máximos para la mineralización.

La geocronología mediante isótopos de Sm-Nd se revela como el método más fiable para datar estos filones ya que las Tierras Raras en las fluoritas no son fácilmente removilizadas por procesos hidrotermales más tardíos y, por lo tanto, conservan la edad de cristalización de este mineral (Chesley *et al.*, 1991). Las fluoritas de la Mina San Eusebio (Colmenar de Arroyo, Madrid) se caracterizan por mostrar un apreciable contenido en tierras raras ligeras y variaciones significativas en las relaciones ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd; por lo tanto, es posible determinar con precisión una isocrona Sm/Nd. Esta técnica, aunque todavía poco utilizada en el estudio de depósitos minerales (ver Halliday *et al.*,

1990; Chesley *et al.*, 1991), permite datar con gran exactitud muchos de éstos que no pueden ser datados mediante el uso de otros métodos geocronológicos.

Anteriormente se ha señalado la existencia de una zonación lateral y vertical en los filones de F-Ba-(Pb-Zn); a menor escala puede igualmente observarse una zonación en los cristales de fluorita de forma tal que de borde a núcleo se pasa de una zona de color amarillo a otra púrpura y, finalmente y en contacto con la barita, a una verde. Las muestras de fluorita se seleccionaron en base a esta zonación. La relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ varía entre 0.1492 y 0.3850, es decir, una variación superior a 0.236. En estas fluoritas existe una correlación entre su color y la relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, correspondiendo las relaciones más altas a las fluoritas amarillas y las menores a la variedad púrpura.

Los datos Sm-Nd obtenidos en las fluoritas de la mina San Eusebio definen una isócrona (Fig. 1) cuya pendiente indica una edad de 152 ± 25 M.a. (Jurásico Superior), con un valor de 0.512057 como relación $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ de origen y 0.16 de MSWD. Esta edad es equivalente, dentro del margen de error, a la obtenida por el método K/Ar en sericitas asociadas a la mineralización (150 M.a.).

Conclusiones

Una edad Jurásico Superior para la cristalización de las fluoritas de la mina San Eusebio es coherente con otros datos geocronológicos obtenidos recientemente en el Sistema Central Español y que muestran que los procesos hidrotermales posthercánicos se prolongan largo tiempo después de la intrusión de los granitos. Un origen para estos filones ligado a la circulación de fluidos asociados al magmatismo hercánico queda descartado en base a estos datos y, por lo tanto, los modelos tectónicos y metalogénéticos basados en la cronología relativa de estos filones deben ser revisados.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto de la DGICYT número PB88-124 que ha permitido la estancia de uno de los autores (C.G.) en el NIGL (Keyworth, U.K.) y la realización de estos análisis. Agradecemos a J.M. Caballero y J.M. Gonzalez Casado su ayuda en la resolución de estos problemas dentro de la evolución hidrotermal del Sistema Central y a T. Shepherd sus comentarios sobre la problemática de estos filones y los análisis de inclusiones fluidas.

Bibliografía

- Caballero, J.M.; Casquet, C.; Galindo, C.; Gonzalez-Casado, J.M.; Snelling, N. y Tornos, F. (1992): *Geogaceta*, 11, pp.18-22
- Casquet, C.; Tornos, F.; Caballero, J.M. y Galindo, C. (1992): en *Proc. Water-Rock Interaction 7*, vol.2., pp. 1481-1484
- Chesley, J.T.; Halliday, A.N. y Scrivener, R.C. (1991): *Science*, 252, pp. 949-951.
- Doblas, M., Ubanell, A.G. (1991): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16, pp.169-177
- Halliday, A.N.; Shepherd, T.J.; Dickinson, A.P. y Chesley, J.T. (1990): *Nature*, 344, pp.54-56.
- Lillo, J.; Oyarzun, R.; Lunar, R.; Doblas, M.; Gonzalez, A. y Mayor, N. (1992): *Trans. Inst. Min. Metal. (sect.B: Appl. Earth Sci.)*, 101, pp.24-32.
- Locutura, J. y Tornos, F. (1987): *Bol. Geol. Min.*, 98, pp.589-615.
- Mayor, N.; Lunar, R. y Oyarzun, R. (1989): *Bol. Soc. Esp. Min.*, 12, pp.273-282.
- Ortega, L.; Vindel, E. y Lunar, R. (1988): *Bol. Soc. Esp. Min.*, 11, pp.89-99.
- Shepherd, T.J., Bottrell, S.H. y Miller, M.F. (1991): *Jour. Geochem. Explor.*, 42, pp.5-24.
- Tornos, F.; Casquet, C.; Locutura, J. y Collado, R. (1991): *Mineralog. Mag.*, 55, pp. 225-234.
- Vindel, E. (1980): *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid.