

El Filón de Bizielle (Valle de Gistaín, Huesca): Transformaciones Hematites-Magnetita y Condiciones de Formación

/ IRENE DE FELIPE MARTÍN, ISABEL FANLO GONZÁLEZ (*), IGNACIO SUBÍAS PÉREZ

Cristalografía y Mineralogía. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna 12. 50009, Zaragoza (España)

INTRODUCCIÓN.

A lo largo de toda la Zona Axial Pirenaica hay múltiples ejemplos de filones hidrotermales de baja temperatura del tipo F-Ba-metales base. Este tipo de yacimientos están, a su vez, ampliamente representados en los materiales paleozoicos y mesozoicos de Europa Central y Occidental, así como en el Norte de África y los Apalaches (Jébrak, 1984; Behr et al., 1987; Lhégu et al., 1988; Cardellach et al., 1990; Tornos et al., 1991; Johnson et al., 1996; Fanlo et al., 1998; Subías et al., 1999; Yuste, 2001 entre otros).

Clásicamente, estos yacimientos se han clasificado en dos tipos: a) filones "S" que rellenan fallas compresionales, relacionados espacialmente con plutones graníticos y genéticamente con fluidos hidrotermales derivados a partir del emplazamiento de granitos hercínicos y b) filones "E" que ocupan fallas extensionales que cortan materiales pérmicos y triásicos y cuya génesis estaría relacionada con la circulación de fluidos durante la etapa de rift mesozoica derivada de la apertura del Atlántico. Ambos tipos de filones presentan generalmente una zonalidad vertical, de manera que aquellos en los que predomina fluorita corresponderían a las zonas profundas de los sistemas hidrotermales, mientras que en los que predomina la barita, pertenecerían a las zonas superiores de dichos sistemas.

Todos los filones hidrotermales de Pb-Zn-F-Ba que se han estudiado hasta la actualidad en el Pirineo Central, han sido clasificados como filones tipo "E" como el que se estudia en este trabajo. Pero su asociación mineral que refleja múltiples eventos mineralizadores, con ausencia total de fluorita, gran abundancia de carbonatos y un estado muy rico en óxidos, lo diferencia claramente del resto de filones

estudiados en el Pirineo oscense hasta la fecha. Por otra parte, las transformaciones observadas en los diferentes óxidos y sus relaciones texturales son favorables a la discusión de si son resultado de simples cambios en la fugacidad de oxígeno o, si por el contrario, se podría hablar de reacciones ácido-base, según las ideas de Ohmoto (2003).

ASPECTOS GEOLÓGICOS.

El área de estudio, dentro de la Zona Axial, pertenece a la parte oriental del manto de Gavarnie. El Paleozoico autóctono, recubierto en discordancia por el Triásico, aflora en una reducida zona gracias a la ventana tectónica de San Juan de Plan. En ésta, la acción erosiva del río Cinqueta y de sus arroyos tributarios, en especial el del Seín, ha puesto al descubierto una serie cuyo basamento está constituido por materiales ordovícicos y silúricos y sobre los que descansa una secuencia devónica. Discordante sobre el basamento se dispone el triásico en facies germánica. Las rocas ígneas próximas a la zona de estudio constituyen intrusiones graníticas y granodioríticas circunscritas y de dimensiones variables (Bielsa, Millares) emplazadas después de las primeras fases de la deformación hercínica.

El filón de Bizielle se localiza en el término municipal de San Juan de Plan, a unos 5 km de Gistaín (42°38'31" N, 00°20'03,1" E) a 1640 m de altura. Su dirección varía entre 050° en su extremo norte, a 000° en su extremo sur, con un buzamiento de 70°W, potencias entre 3.7m y 7m y una corrida de 250m aproximadamente. Próximo a su extremo sur, una falla sinistral de dirección aproximada 085°N lo desplaza unos 7m. En su extremo norte queda delimitado por otra falla de dirección 175°N, 65W.

MINERALOGÍA.

La mineralogía del filón consiste en carbonatos (siderita, ankerita y calcita), sulfuros (esfalerita, pirita, calcopirita, y galena), óxidos (magnetita, hematites, y musketovita), barita y cuarzo. La secuencia paragenética se puede dividir en cinco estados (Fig. 1).

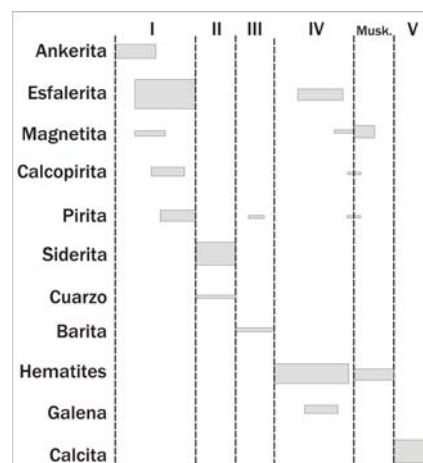


fig 1. Secuencia paragenética del filón de Bizielle.

El estado I corresponde a la precipitación de ankerita ($\text{Ca}_{1.01-1.13}(\text{Fe}_{0.59-0.72}\text{Mg}_{0.18-0.24}\text{Mn}_{0.05-0.09})(\text{CO}_3)_2$) en forma de cristales idiomorfos que son parcialmente reemplazados y englobados por esfalerita con contenidos en Fe de hasta un 6% ($\text{Zn}_{0.88-0.95}\text{Fe}_{0.05-0.11}\text{Ga}_{0.00-0.01}\text{S}_{0.98-1.00}$). Presenta numerosas inclusiones de magnetita, calcopirita y pirita, ésta última con texturas "atoll". Le sigue la precipitación de siderita rica en Mn ($\text{Fe}_{0.76-0.89}\text{Mg}_{0.03-0.19}\text{Mn}_{0.05-0.10}\text{Ca}_{0.00-0.02}\text{CO}_3$) y cuarzo (estado II) y a continuación de barita y pirita en forma de grandes cristales hexagonales (estado III). El estado IV comienza con la precipitación de hematites en forma de grandes cristales tabulares, rodeando en ocasiones los cristales de esfalerita previamente formados o relleno de huecos y fracturas tanto en ésta como

palabras clave: Pirineos Centrales, Filones en extensión, Musketovitización.

key words: Central Pyrenees, Extensional veins, Musketovitization.

resumen SEM 2009

* corresponding author: fanlo@unizar.es

en los carbonatos y la barita. Antes de acabar su precipitación comienza la de esfalerita II, muy pobre en Fe ($(\text{Zn}_{0.95-0.99}\text{Fe}_{0.01-0.05})\text{S}_{0.99-1.00}$), junto con galena y magnetita II. Esta esfalerita está atravesada por cristales de hematites, parcialmente transformados a magnetita. También se observan grandes cristales de magnetita II sobrecreciendo las masas de esfalerita I y II. Finalizado este estado se produce una musketovización en la que la mayor parte de la hematites es reemplazada por magnetita, a la vez que se produce la precipitación de magnetita y pequeñas cantidades de pirita y calcopirita (Fig. 2). Finalmente, en el último estado precipita calcita ($\text{Ca}_{0.95-0.97}\text{Fe}_{0.02-0.04}\text{Mn}_{0.01-0.02}\text{CO}_3$).

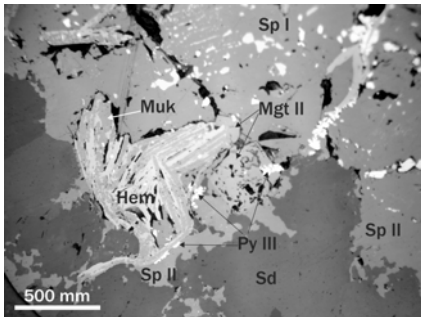


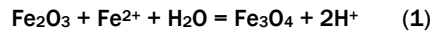
fig. 2. Microfotografía mostrando las relaciones texturales de parte de la asociación mineral del filón de Bizelle. Sp: esfalerita, Mgt: magnetita, Py: pirita, Hem: hematites, Muk: musketovita, Sd: siderita.

DISCUSIÓN.

La secuencia paragenética descrita en el filón de Bizelle, con importantes variaciones en el tipo de minerales depositados en las diferentes etapas, es indicadora de cambios bruscos en las condiciones de fugacidad de oxígeno y azufre de los fluidos. Así, durante los tres primeros estados, los fluidos presentan bajas fugacidades de oxígeno y altas concentraciones en Fe^{2+} . Sin embargo, al comienzo de la etapa IV se produce un aumento muy importante en la fugacidad de oxígeno, ya sea por mezcla con aguas meteóricas o una disminución en la presión, junto con la consiguiente oxidación del Fe^{2+} a Fe^{3+} . Esto se traduce en la precipitación de hematites y el empobrecimiento en Fe de los fluidos. Sin embargo, la fugacidad de oxígeno va disminuyendo gradualmente lo que supone el comienzo de la precipitación coetánea

de esfalerita II (muy pobre en Fe) y galena. Cuando parte del Fe^{3+} puede pasar a Fe^{2+} comienza la precipitación de magnetita y pequeñas cantidades de pirita y calcopirita. La disminución de la fugacidad es lo suficientemente importante para que la hematites sea reemplazada por magnetita.

Otra posibilidad, sin tener que recurrir a la complejidad que supone variaciones recurrentes de la fugacidad de oxígeno y teniendo en cuenta que estamos en un sistema no conservativo en Fe, es, según las ideas de Ohmoto (2003), pensar en reacciones ácido-base según la reacción:



y, por tanto, la conversión de hematites a magnetita se produciría por una simple adición de átomos de Fe^{2+} . Según Ohmoto & Goldhaber (1997), cuando la temperatura de los fluidos hidrotermales permanece por debajo de los 200°C , estos fluidos son pobres en H_2S , pero ricos en Fe. Además, el paso de hematites a magnetita elimina Fe^{2+} de los fluidos residuales, lo que está de acuerdo con la precipitación de la esfalerita II pobre en Fe y de la galena. Posteriores estudios de inclusiones fluidas e isótopos podrán confirmar o desmentir esta última hipótesis.

Teniendo en cuenta el contexto geológico y la similitud con otros filones de este tipo en todo el Pirineo y otras zonas de la Europa Varisca, el momento de formación de este filón puede situarse dentro del evento extensional que se produjo en el Mesozoico. Este periodo de intensa actividad hidrotermal está ampliamente representado en Europa durante el Jurásico superior-Cretácico inferior (Juez-Larré & Andriessen, 2006), coincidiendo con la apertura del Atlántico.

AGRADECIMIENTOS.

Este trabajo ha sido financiado por el Convenio Ibercaja Universidad de Zaragoza (Proyecto UZ2006-CIE-06).

REFERENCIAS.

Behr, H.J., Horn, E.E., Frenzel-Beyme, K., Reutel, C. (1987): Fluid inclusion characteristics of the Variscan and post-Variscan mineralizing fluids in the Federal

Republic of Germany. *Chem. Geol.*, **61**, 273-285.

Cardellach, E., Canals, A., Tritlla, J. (1990): Late and post-Hercynian low temperature veins in the Catalan Coastal Ranges. *Acta Geol. Hispánica*, **25**, 75-81.

Fanlo, I., Touray, J.C., Subías, I., Fernández-Nieto, C. (1998): Geochemical patterns of a sheared fluorite vein, Parzán, Spanish Central Pyrenees. *Mineral. Deposita*, **33**, 620-632.

Jébrak, M. (1984): Contribution à l'histoire naturelle des filons (F-Ba) du domaine varisque français-marocain. Essai de caractérisation structurale et géochimie des filons en extension et en décrochement. *Doc BRGM* **99**, 510 pp.

Johnson, C.A., Cardellach, E., Tritlla, J., Hanan, B. (1996): Cierco Pb-Zn-Ag vein deposits: isotopic and fluid inclusion evidence for formation during the Mesozoic extension in the Pyrenees of Spain. *Econ. Geol.*, **91**, 497-506.

Juez-Larré, J. & Andriessen, P.A.M. (2006): Tectonothermal evolution of the northeastern margin of Iberia since the break-up of Pangea to present, revealed by low-temperature fission-track and (U-Th)/He thermochronology. A case history of the Catalan Coastal Ranges. *Earth and Planetary Sc. Letters*, **242**, 159-180.

Lhégu, J., Jébrak, M., Touray, J.C. (1988): Fluorite and barite deposits in France. in "Proceedings of the Seventh International Quadrennial IAGOD Symposium". E. Zachrisson, ed. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 297-307.

Ohmoto, H. (2003): Nonredox transformations of magnetite-hematite in hydrothermal systems. *Econ. Geol.*, **98**, 157-167.

— & Goldhaber. (1997): Sulfur and carbon isotopes. in "Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3rd. Edition". H.D. Barnes, ed. New York, John Wiley and Sons, 517-611.

Subías, I., Fanlo, I., Yuste, A., Fernández-Nieto, C. (1999): The Yenefrito Pb-Zn mine (Spanish Central Pyrenees): an example of superimposed metallogenetic events. *Mineral. Deposita*, **34**, 220-223.

Tornos, F., A., Casquet, C., Locutura, J., Collado, R. (1991): Fluid inclusion and geochemical evidence for fluid mixing in the genesis of Ba-F-(Pb-Zn) lodes of the Spanish Central System. *Miner. Mag.*, **55**, 225-234.

Yuste, A. (2001): Mineralizaciones filonianas de F-Pb de Bielsa (Pirineos Aragoneses): papel de los fluidos sintectónicos en su genesis. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 251 pp.