

CONDICIONES DE FORMACIÓN DE LA MINERALIZACIÓN DE Zn-(Pb) DE ITXASPE (CUENCA VASCO-CANTÁBRICA)

À. PIQUÉ ⁽¹⁾, À. CANALS ⁽¹⁾ Y F. GRANDIA ⁽²⁾

⁽¹⁾ *Departament de Cristallografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. C/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona.*

⁽²⁾ *Enviros Spain S.L. Pg. de Rubí 29-31, 08197 Valldoreix, Barcelona.*

La Cuenca mesozoica Vasco-Cantábrica (CVC), situada al norte de la Península Ibérica, acoge a un gran número de mineralizaciones hidrotermales de Zn-Pb y Fe, la mayoría encajadas en materiales del complejo Urganiano y situadas en paleoaltos del zócalo (p.e. Velasco et al., 1994). Son una excepción las mineralizaciones peridiapíricas de Orduña y Murguía las cuales encajan en materiales de edad jurásica a turoniense (Perona et al., 2002). En el extremo nordeste de la CVC, en el distrito de Vizcaya oriental, se encuentra la mineralización de Zn-(Pb) de Itxaspe (Fig.1), que fue objeto de un programa de exploración minera por parte del Ente Vasco de la Energía y Outokumpu Minera Española en la década de los noventa.

El objetivo principal de este trabajo es establecer un modelo conceptual sobre la génesis de la mineralización de Itxaspe y también las posibles correlaciones con otros yacimientos de Zn-Pb de la CVC. El trabajo se ha realizado a partir de muestras de cuatro sondeos mineralizados con Zn-(Pb). Se ha estudiado su mineralogía y textura, mediante microscopía de luz transmitida, reflejada y catodoluminiscencia, así como la geoquímica de los fluidos, a partir de la microtermometría y crush-leach de inclusiones fluidas, junto con el análisis isotópico de S en sulfuros y sulfatos y de C y O en carbonatos.

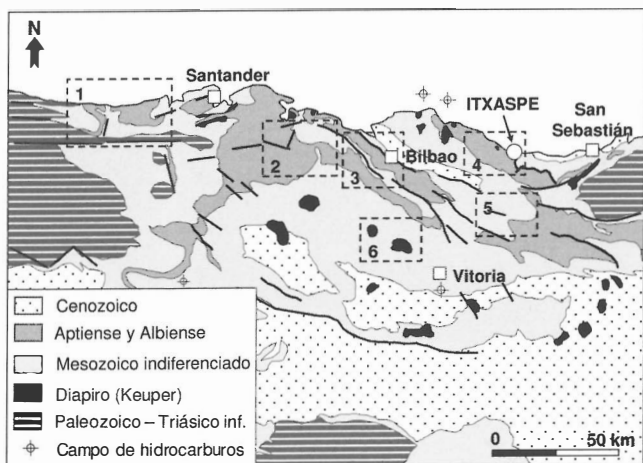


Figura 1: Mapa geológico de la CVC (modificado de García-Mondéjar, 1989) con los principales distritos de Zn-Pb y Fe y la localización de Itxaspe. (1) = distrito de Santander, (2) = distrito de Vizcaya occidental, (3) = distrito de Bilbao, (4) = distrito de Vizcaya oriental, (5) = distrito de Guipúzcoa y (6) = diapiros de Orduña y Murguía.

La mineralización de Itxaspe está situada en un paleoalto desarrollado, según García-Mondéjar et al. (1996), durante el rifting aptiense-albiense. En el área afloran carbonatos de plataforma urgonianos, sus equivalentes de talud, como lutitas y areniscas, y materiales de facies flysch supraurgonianos. La mineralización encaja en materiales urgonianos y está ligada a niveles de calizas tipo mudstone y wackestone, así como a niveles de brechas, con fragmentos carbonatados y/o detríticos, situadas a techo de las calizas. Estos materiales, en especial las brechas, presentan también una silicificación importante.

Se han distinguido tres estilos de mineralización con independencia de la litología del encajante: (1) diseminado; (2) masivo; y (3) en fracturas. La mineralización tiene lugar mayoritariamente como diseminaciones de sulfuros que han reemplazado la roca encajante y localmente lo han hecho de forma masiva. La mineralización en fracturas corresponde a vetas de ancho cm o mm y es el estilo volumétricamente menos importante. La paragénesis consiste principalmente en esfalerita, que puede ir acompañada de galena, bournonita, calcopirita, tetraedrita, pirita, marcasita, calcita, barita, cuarzo, filosilicatos y materia orgánica en forma de betún.

La secuencia paragenética se ha subdividido en tres episodios: (1) episodio pre-mineralización; (2) episodio de mineralización principal; y (3) episodio(s) post-mineralización (Fig.2). Durante el primero se inició el proceso de silicificación del encajante, junto con la precipitación de pirita, marcasita y filosilicatos. El segundo corresponde a la etapa principal de precipitación de sulfuros (Fig.3), que crecieron reemplazando el encajante y ya hacia el final de la etapa también en vetas. A lo largo de este episodio continuó la precipitación de cuarzo y tuvo lugar el emplazamiento de la materia orgánica (Fig.3). La calcita y la barita acompañaron a los sulfuros en los últimos estadios del episodio. Una vez finalizada la precipitación de sulfuros, en el tercer episodio, continuó el proceso de silicificación así como la precipitación de barita y calcita.

El estudio microtermométrico, realizado en más de sesenta inclusiones fluidas en esfaleritas, ha revelado la existencia de una salmuera polisalina, con una temperatura eutéctica cercana a los -53°C . El hielo es la última fase en fundir y lo hace en un amplio rango de temperaturas, de $-13,4$ a $-5,7^{\circ}\text{C}$, que corresponden a salinidades entre 17 y 9% eq peso NaCl. Las temperaturas de homogenización se encuentran entre los 80 y 152°C . Las Tmi y Th definen correlaciones positivas (Fig.4) que, de acuerdo con los tra-

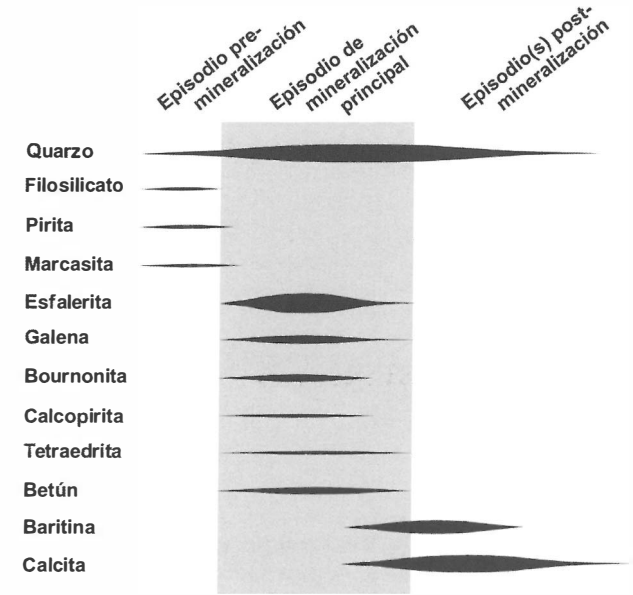


Figura 2: Secuencia paragenética de la mineralización de Itxaspe.

bajos previos que presentan covariaciones de este tipo, han sido interpretadas como el resultado de un proceso de mezcla de fluidos durante el episodio mineralizante. Es interesante destacar que variaciones de hasta 60° en las Th han sido medidas en el interior de un solo cristal de esfalerita, hecho que parece incompatible con los modelos de transporte por convección, si todas las inclusiones medidas son primarias. En la Fig.4 también puede verse como la mayoría de fluidos en otros yacimientos de Zn-Pb de la CVC tienen salinidades superiores a las de Itxaspe. Las Th de Itxaspe se sitúan en la zona de bajas Th de las mineralizaciones peridiapíricas de Orduña y Murguía. Además, extrapolando la posible línea de mezcla entre un fluido de baja salinidad y Th y otro de más salinidad y mayor Th en Itxaspe, ésta tendría su continuidad en los fluidos presentes en las mineralizaciones del distrito de Vizcaya occidental y en su extremo más salino a los fluidos de mayor temperatura de las mineralizaciones peridiapíricas.

Se han realizado análisis de crush-leach de inclusiones fluidas en 2 esfaleritas y 1 calcita cogenéticas de Itxaspe.

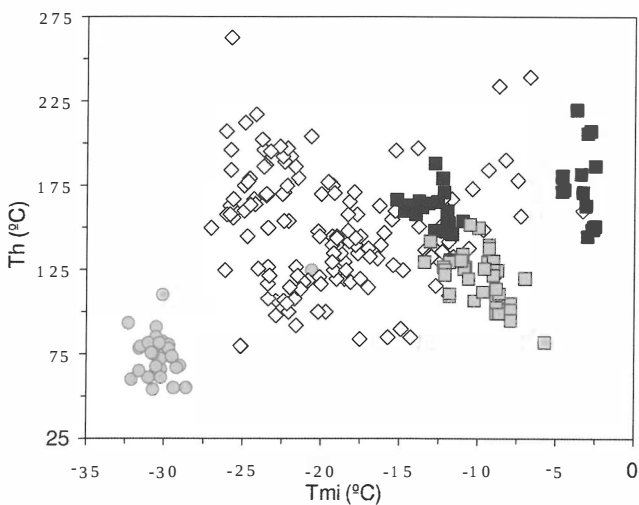


Figura 4: Representación de las Th versus Tmi de algunas mineralizaciones de Zn-Pb de la CVC. (■) = Itxaspe, (◇) = Orduña y Murguía, (■) = distrito de Vizcaya occidental, (●) = distrito de Santander. Los datos de Itxaspe son de este trabajo, los demás son de Grandia et al. (2003) y Simón et al. (1999).

Las relaciones Cl/Br molares están entre 1166 y 1506, mientras que las Na/Br molares entre 725 y 1570. La representación de estas relaciones (Fig.5), junto con las de otros yacimientos, muestra como los fluidos mineralizantes de Itxaspe tienen una clara participación de un fluido derivado del lavado de evaporitas, como en las mineralizaciones de Orduña y Murguía. Las relaciones Na/K molares están entre 2 y 20 y relaciones similares se han descrito también en los yacimientos estudiados por Grandia et al. (2003). Lo mismo sucede con el litio, las relaciones Na/Li molares de Itxaspe están entre 14 y 147 y se asemejan a las medidas en Orduña, Murguía y el distrito de Vizcaya occidental. La variación de los valores de Cl/Br y Na/Br de Itxaspe es compatible con una mezcla entre un fluido de disolución de evaporitas y otro fluido que podría ser agua marina o una salmuera con cierto grado de evaporación, sin excluir posibles diluciones en ambos fluidos.

Las composiciones isotópicas del azufre ($\delta^{34}\text{S}$) de las esfaleritas de Itxaspe presentan un rango de valores muy amplio, entre +3,5‰ y +17,7‰, y las de las baritas oscilan

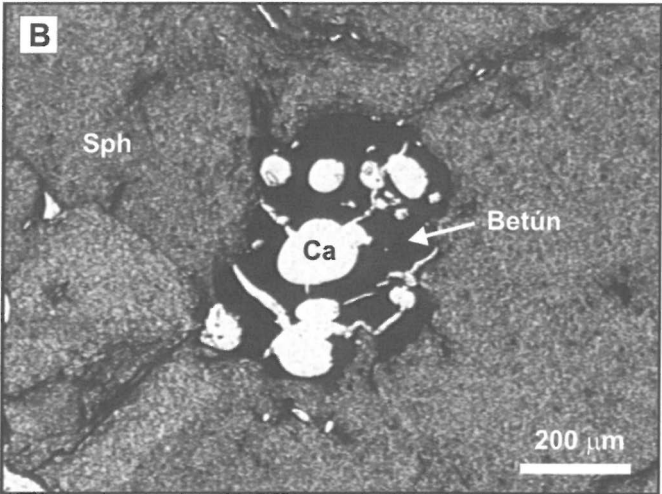
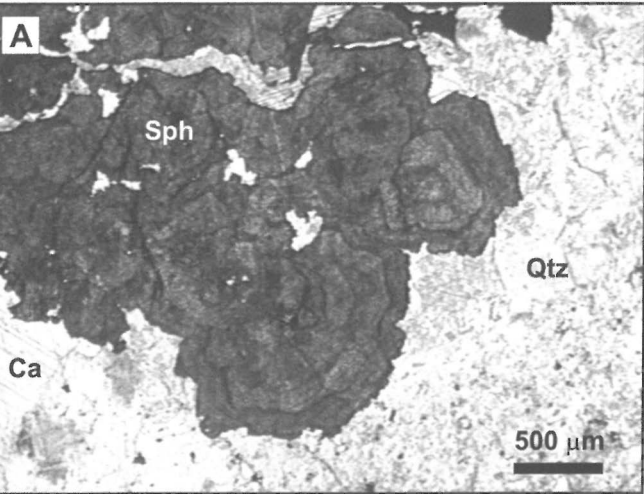


Figura 3: Microfotografías en LPNA de (A) mineralización de esfalerita zonada, junto con calcita y cuarzo hidrotermal y (B) de esfalerita con betún, el cual presenta burbujas de desgasificación y fracturas cementadas por calcita.

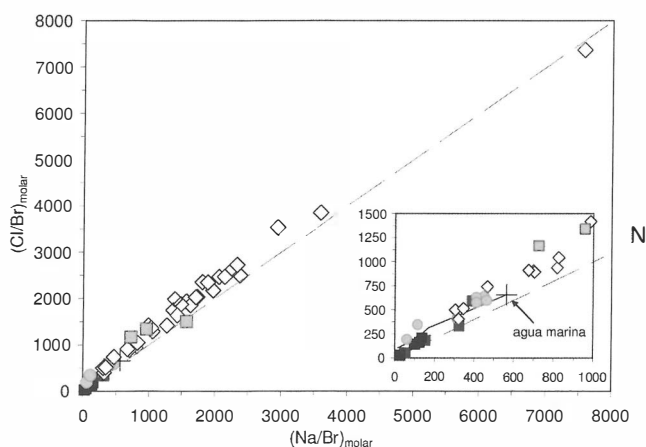


Figura 5: Representación de las relaciones molares Cl/Br versus Na/Br de fluidos de distintas mineralizaciones de Zn-Pb de la CVC. Misma leyenda que la figura 4. Los datos de Itxaspe son de este trabajo, los demás de Grandia et al. (2003). Curva de evaporación del agua marina (línea continua) según datos de Fontes y Matray (1993)

entre +18,3‰ y +23,1‰ (Fig.6). Las $\delta^{34}\text{S}$ de las esfaleritas son compatibles con una reducción, bien sea termoquímica o bacteriogénica, de un sulfato derivado del agua marina y/o del lixiviado de evaporitas mesozoicas. Los valores más elevados de $\delta^{34}\text{S}$ de las baritas se deberían a la precipitación del sulfato residual más pesado. Las $\delta^{34}\text{S}$ obtenidas en esfaleritas de las mineralizaciones de Orduña y Murgía (Perona et al., 2003) tienen el mismo rango de valores que las de Itxaspe, mientras que las de otros yacimientos de Zn-Pb de la CVC (Velasco et al., 1994; Fernández-Martínez y Velasco, 1995; Velasco et al., 2003) están en este rango pero tienen menos variación, con los valores más pesados cerca de +10‰. Por su parte las $\delta^{34}\text{S}$ de las baritas se asemejan a las de Orduña y Murgía (Perona com. pers., 2006), mientras que los análisis de mina Troya y del distrito de Vizcaya occidental presentan composiciones más pesadas (Velasco et al., 1994).

Algunos carbonatos encajantes de la mineralización de Itxaspe tienen $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ compatibles con carbonatos marinos del Cretáceo inferior de la CVC, con $\delta^{13}\text{C}$ entre +2.4 y +3.5 ‰ VPDB y $\delta^{18}\text{O}$ entre +25.6 y +26.9 ‰ VSMOW. Sin embargo, la mayoría están empobrecidos en ^{18}O , siendo el valor analizado más ligero +21.2 ‰. Dado que las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ son sensibles a la temperatura, las muestras empobrecidas se interpretan como la interacción con un fluido caliente. Las calcitas del episodio mineralizante así como las tardías, con $\delta^{18}\text{O}$ entre +17.8 y +20.4 ‰ las primeras y entre +20.4 y +22.5 ‰ las segundas, también están empobrecidas en ^{18}O respecto las calizas regionales. Las $\delta^{13}\text{C}$ de las calcitas, entre +1.3 y +3.6 ‰, están dentro del rango de las calizas regionales a excepción de dos muestras, con valores de -1.7 y -0.5 ‰. Estas últimas pueden contener betún, lo que explicaría el empobrecimiento en ^{13}C .

La mineralización de Zn-(Pb) de Itxaspe presenta características típicas de los yacimientos hidrotermales tipo Mississippi Valley. El modelo genético propuesto implica la circulación de fluidos calientes, favorecida por las fracturas que limitan el paleoalto de zócalo, los cuales fueron posteriormente diluidos por fluidos de más baja tempera-

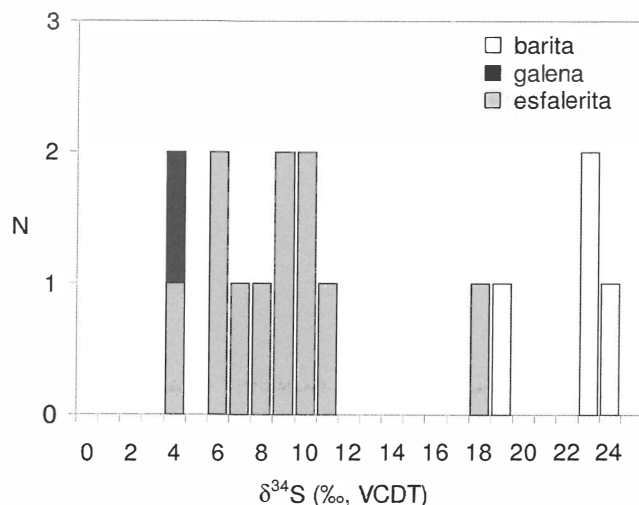


Figura 6: Composición isotópica del azufre de sulfuros y sulfatos de Itxaspe.

tura. Uno de los fluidos habría lixiviado evaporitas, de manera que parte (o todo) el azufre bien podría proceder de las mismas. La comparación con otros yacimientos de Zn-Pb de la CVC ha revelado muchas similitudes, evidenciando la existencia de procesos comunes en la génesis de todos ellos.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada a través del proyecto BTE2003-01346 del Ministerio de Educación y Ciencia y mediante una beca FPU del mismo Ministerio. Queremos agradecer al área de Recursos Geológicos del Ente Vasco de la Energía por facilitarnos las muestras de sondeos y la geología local del área de Itxaspe. También al Dr. David Banks, de la University of Leeds, por su ayuda en la realización de los análisis de crush-leach.

REFERENCIAS

- Fernández-Martínez, J. y Velasco, F. (1995). SEG Spec. Publ., 4, 364-377.
- Fontes, J.C. y Matray, J.M. (1993). Chem. Geol., 109, 149-175.
- García-Mondéjar, J. (1989). AAPG memoir, 46, 395-409.
- García-Mondejar, J., Agirrezabala, L.M., Aranburu, A., Fernandez-Mendiola, P.A., Gómez-Pérez, I., López-Horgue, M. y Rosales, I. (1996). Geol. Journal, 31, 13-45.
- Grandia, F., Canals, À., Cardellach, E., Banks, D.A. y Perona, J. (2003). Econ. Geol., 98, 1397-1411.
- Perona, J., Grandia, F., Canals, À., Cardellach, E., Maestro, E. y García, J. (2002). Bol. Soc. Esp. Mineral., 25A, 79-80.
- Perona, J., Maestro, E., Grandia, F., Canals, À., Corbella, M. y Cardellach, E. (2003). SGA Conference, 2, 709-712.
- Simón, S., Canals, À., Grandia, F. y Cardellach, E. (1999). Bol. Soc. Esp. Mineral., 22, 55-71.
- Velasco, F., Herrero, J.M., Gil, P.P., Álvarez, L. y Yusta, I. (1994). SGA Spec. Publ., 10, 246-270.
- Velasco, F., Herrero, J.M., Yusta, I., Alonso, J.A., Seebold, I. y Leach, D. (2003). Econ. Geol., 98, 1371-1396.