

Secuencia paragenética del skarn de scheelita de Los Santos (Salamanca, NO España)

Paragenetic sequence of the Los Santos scheelite skarn (Salamanca, NW Spain)

S.M. Timón y M.C. Moro

Departamento de Geología, Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Plaza de Los Caídos s/n, 37008, Salamanca
stimon@usal.es

ABSTRACT

The Los Santos skarn shows several chemical and mineralogical features common to many other W-bearing calcic mesozonal reduced skarn deposits. Early exoskarn consists of hedenbergite (Hd_{82-87}), grossular (Grs_{53-73}) and Mo-rich scheelite. The mineral assemblage which formed during the cooling of the system is very complex and is constituted mainly by subcalcic garnet, other hydrated silicates (amphibole, phlogopite, prehnite, epidote-clinozoisite, chlorite, white mica and zeolite) and metallic mineralization with Mo-poor scheelite. The aplitic granite is replaced by a calcic plagioclase and clinopyroxene endoskarn. Stockscheider, breccias and fractures indicate a forceful emplacement and over pressure associated with volatile exsolution from granite magma. The occurrence of zeolites indicates that the hydrothermal fluid circulation probably communicated with the surface as in present-day geothermal systems.

Key words: mineral chemistry, scheelite-skarn deposit, Los Santos, Salamanca

Geogaceta, 44 (2008), 19-22
ISSN: 0213683X

Introducción

El skarn de scheelita de Los Santos está situado a 50 km al sur de Salamanca, en los términos municipales de Los Santos-Fuenterroble de Salvatierra. Es el mayor skarn de scheelita de la Península Ibérica con unas reservas geológicas aproximadas de 2,5 Mt y una ley media en WO_3 del 0,58 % (Crespo *et al.*, 2000). Entre las primeras referencias bibliográficas sobre su metalogenia cabe señalar el estudio que Tornos *et al.* (2001) realizan sobre la geoquímica isotópica del skarn para conocer la fuente de los fluidos y del wolframio. Posteriormente, Timón *et al.* (2007), basándose en las características texturales, mineralógicas y químicas de las asociaciones minerales en las rocas metamórficas de la aureola de contacto del skarn de Los Santos, establecen sus condiciones $P-T-X_{CO_2}$.

Recientemente, Timón (2008) define el skarn de scheelita de Los Santos como un skarn cálcico, reducido y mesozonal, de acuerdo con la clasificación de Einaudi *et al.* (1981). En dicho trabajo, y a partir del estudio mineralógico, textural y químico detallado de las asociaciones minerales que caracterizan los distintos estadios diferenciados en el desarrollo del skarn, de sus inclusiones fluidas y de los isótopos estables, se establece la natura-

leza y el origen de los fluidos hidrotermales responsables del desarrollo del yacimiento y las condiciones físico-químicas del mismo.

El skarn de Los Santos presenta algunas características comunes con otros skarns de W de la Zona Centroibérica que se relacionan con un plutonismo granítico de carácter peraluminico, como el skarn cálcico de W de Monleón en Salamanca, o el skarn magnésico de W-Sn de Carro del Diablo en la Sierra de Guadarrama. Este último se localiza en el contacto entre los mármoles dolomíticos y el stock granítico de Rascafría - El Paular y se desarrolla bajo una presión litostática que se sitúa en torno a 2,5-3 Kb y a 625°C (Casquet y Tornos, 1984). Sin embargo, muestra algunas diferencias con los skarns de Pirineos, como Costabonne (W-Mo) (Guy, 1979) o Salau (W-Ca) (Fonteilles *et al.*, 1989), todos ellos asociados a magmas granodioríticos de tipo I y con cantidades importantes de Mo.

Asimismo, el yacimiento de scheelita de Los Santos también tiene algunos rasgos afines a los grandes depósitos de skarn de W reducidos del mundo, entre los que se encuentran Mactung y Cantung en Canadá (Gerstner *et al.*, 1989) o Fujigatani y Kiwada en Japón (Sato, 1980; Nakano *et al.*, 1990).

En este trabajo se efectúa un resumen de la secuencia paragenética definida en

el exoskarn y endoskarn de Los Santos, y se describen únicamente las características texturales y químicas de las fases minerales más importantes que caracterizan los distintos estadios diferenciados en el desarrollo del skarn mineralizado.

Contexto geológico

El yacimiento de scheelita de Los Santos se localiza dentro de la Zona Centroibérica del Macizo Ibérico en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG) (Julivert *et al.*, 1972). El skarn se desarrolla en un retazo de las Formaciones Calizas y Areniscas de Tamames en contacto con las granodioritas-monzogranitos y granitos que corresponden a la terminación occidental del Batolito de Ávila. En la zona del yacimiento, la serie estratigráfica está constituida, de muro a techo, por la formación Aldeatejada (CEG) de edad Vendienne tardío-Cámbrico inferior y por las formaciones Areniscas de Tamames, Calizas de Tamames y Pizarras de Endrinal del Cámbrico inferior. En superficie, en contacto con estas rocas metasedimentarias se encuentra un granito biotítico de grano fino y un granito biotítico porfídico con cordierita y moscovita que están atravesados por diques de aplitas con turmalina y pegmatitas, en el interior de la mina, se

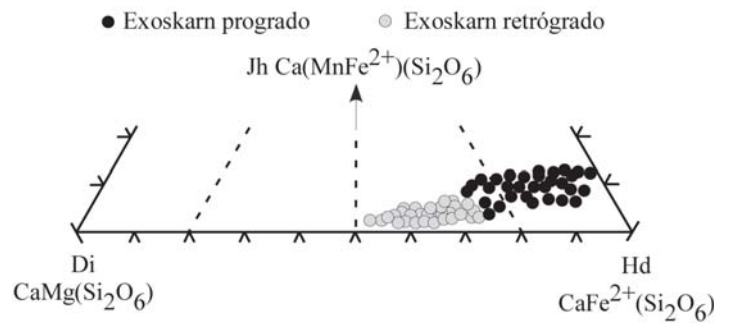
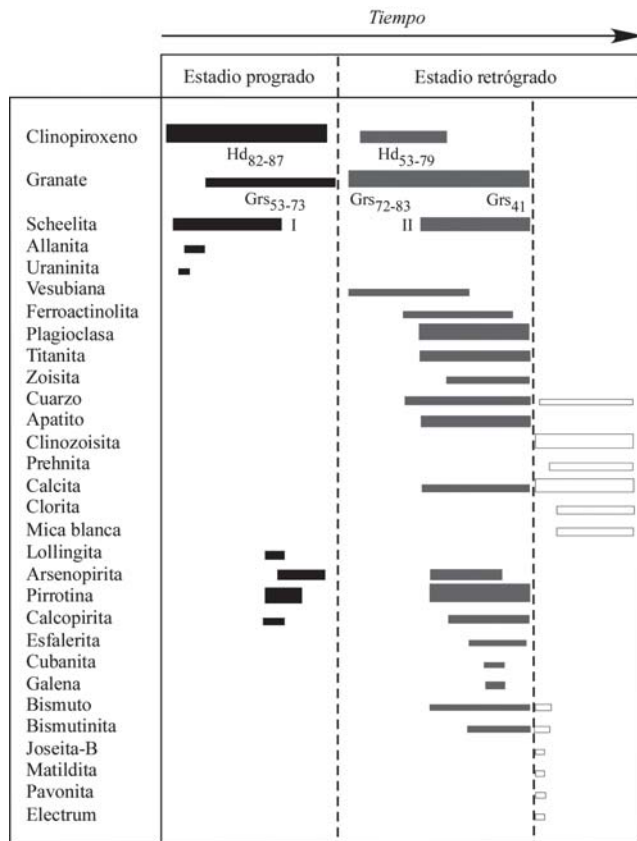


Fig. 2.- Variación composicional del clinopiroxeno del exoskarn progrado de Los Santos, expresado en función de la fracción de diópsido (Di), hedembergita (Hd) y johannsenita (Jh).

Fig. 2.- Chemical variation of clinopyroxenes in the Los Santos prograde exoskarn, expressed as mole proportions of diopside (Di), hedembergite (Hd) and johannsenite (Jh).

Fig. 1.- Secuencia paragenética del exoskarn de scheelita de Los Santos.

Fig. 1.- Paragenetic sequence of the Los Santos scheelite exoskarn.

han diferenciado unas facies graníticas de carácter heterogéneo asociadas a un stockscheider (Timón, 2008). El emplazamiento de los granitoides durante y con posterioridad a la tercera fase de deformación varisca (Yenes *et al.*, 1999) dio lugar a la formación de una aureola de metamorfismo de contacto en los metasedimentos encajantes bajo unas condiciones de *P* entre 2 y 2,5 kb y de *T* entre 630 y 640 °C y al desarrollo de un metasomatismo relacionado con la formación del skarn de Los Santos (Timón *et al.*, 2007).

El skarn de scheelita

El yacimiento muestra una geometría compleja favorecida por la existencia de numerosas fallas y está constituido por lentejones de skarn piroxénico mineralizado, de espesor métrico y recorrido de más de 1 km, extendiéndose a lo largo de unos 3 km desde la parte más oriental del pueblo de Los Santos hacia el SE. De acuerdo con la paragénesis y relaciones texturales observables, se diferencian dos estadios principales en su desarrollo: un skarn progrado, de alta temperatura, y el skarn retrógrado, que reemplaza tanto al exo- como al endoskarn. Se reconoce un importante exoskarn de hedembergita de aspecto masivo que se superpone a una columna metasomática previa, constitui-

da por corneanas pelíticas y calcosilicatadas, y mármoles dolomíticos y cálcicos y un endoskarn de plagioclasa cálcica y clinopiroxeno, de carácter accesorio, resultado de la alteración metasomática de las rocas graníticas. La mineralogía que acompaña al enfriamiento del sistema es muy compleja y está constituida por silicatos hidratados y mineralización metálica. El skarn de Los Santos es pobre en sulfuros aunque, en alguno de los sectores mineros, se localizan niveles métricos de sulfuros en profundidad (Crespo *et al.*, 2000). La scheelita se encuentra en el exoskarn de hedembergita (Sch I) y en el skarn retrógrado superpuesto (Sch II). En la figura 1 se muestra la secuencia paragenética del exoskarn.

La asociación mineral del **exoskarn** temprano está constituida por hedembergita (Hd₈₂₋₈₇Di₄₋₁₀Jh₆₋₉) (Fig. 2), grosularia (I) (Gr₅₃₋₇₃Adr₂₃₋₄₃Prp₀₋₆Sps₁₋₅) (Fig. 3) y scheelita (I). Los cristales anhedrales de grosularia (I) reemplazan a la hedembergita y exhiben pleocroísmo en tonos marrones. La scheelita (I) se presenta en forma de pequeños cristales subredondeados (100-300 mm) y suelen estar incluidos en el clinopiroxeno. Esta scheelita tiene contenidos en Ce₂O₃ que varían entre 0,5 y 0,6 % y está zonada, con núcleos más ricos en Mo (0,2-0,3 % MoO₃) que las zonas de borde (0,12 %

MoO₃) cuyo contenido en Mo es similar al de la scheelita (II) asociada a los sulfuros. También se ha observado la presencia de allanita, con inclusiones de uraninita, como mineral accesorio del exoskarn temprano. Los perfiles de análisis químicos realizados con la microsonda muestran un ligero zonado composicional con un 1,23 % en ThO₂ en la zona interna del cristal y un 0,85 % en peso en la zona externa. El contenido total de las REE en el núcleo es de un 13,34% y de 10,07% en el borde. Además, en el skarn progrado, se reconoce una primera etapa de precipitación metálica diseminada y de carácter accesorio representada por lollingita, pirrotina (I) y calcopirita (I) que son englobadas por arsenopirita (I).

El segundo estadio en la evolución del sistema es más complejo debido al desarrollo de, al menos, dos subestadios. En el primero de ellos, se distingue la formación de una segunda generación de granate frecuentemente intercrecido con vesubiana que, en ocasiones, es reemplazado por una nueva precipitación de clinopiroxeno de composición Hd₅₃₋₇₉Di₁₉₋₄₀Jh₂₋₄. El granate (II) constituye venas milimétricas a centimétricas discordantes en el skarn de hedembergita y su composición química varía entre Grs₇₂₋₈₃Adr₁₀₋₂₁Sps₁₋₃Alm₂₋₅ y Grs₄₁Adr₂₂Sps₂₇₋₃Alm₉ (Fig. 3). Es fuertemente anisótropo, muestra pleocroísmo rosado, y está zonado, lo cual se debe a un enriquecimiento en Si, Ca, Fe²⁺ y Ti desde el núcleo hacia el borde de los cristales. La mayor parte de estos granates corresponden a los «granates subcálcicos» definidos por Newberry (1983), con cantidades de espesartina y almandino >5%. El granate (II) está asociado a la scheelita (II), la cual puede aparecer en venas, se presen-

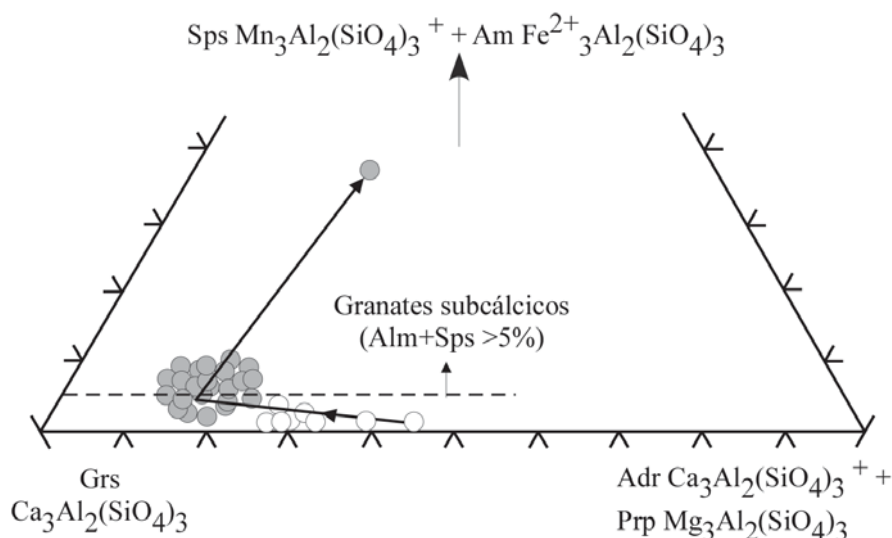


Fig. 3.- Variación composicional de los granates del exoskarn de Los Santos expresado en función de la fracción de grosularia (Grs), espesartina (Sps)+almandino (Alm) y andradita (Adr)+piropo (Prp). Los círculos blancos representan el granate asociado a la hedembergita (Grs I) y los grises al granate que aparece en venas (Grs II).

Fig. 3.- Chemical variation of garnet in the Los Santos exoskarn, expressed as mole proportions of grossular (Grs), spessartine + almandine (Sp+Am) and andradite + pyrope (Prp). White circles correspond to the garnet associated with hedembergite (Grs I) and the grey ones to the garnet which appears in veins (Grs II).

El endoskarn en Los Santos se identifica por su carácter accesorio y se desarrolla sobre un granito biotítico de grano fino, que se ha reconocido a escala de la mina. En algunas muestras del endoskarn se conservan vestigios texturales de dicho granito, con plagioclasa zonada (An_{37-47}), feldespato potásico, cuarzo, ilmenita, circon, biotita y uraninita (Timón, 2008).

La asociación mineral del endoskarn está constituida por plagioclasa cálcica (An_{76-88}), clinopiroxeno (Hd_{41-79} , Di_{17-51} , Jh_{2-7}) y cuarzo (Fig. 4). Posteriormente, esa plagioclasa cálcica evoluciona a una anortita casi pura (An_{93-96}) durante la retrogradación (Fig. 5). A veces, el desarrollo de anortita es tan importante que genera la aparición de verdaderas rocas anortosíticas, en las cuales no se conservan ni relictos de granito ni del endoskarn. Es frecuente que la anortita aparezca pseudomorfizada por zoisita ($X_{Ep}=0,02-0,05$). También aparece titanita rica en Fe y Al formando agregados cristalinos desarrollados a expensas de rutilo e ilmenita. La titanita se asocia a clorita que, probablemente, corresponde a la cloritización de la biotita magmática. El fluorapatito es un mineral accesorio común con un % en peso de F que varía entre 3,0 y 5,3 y Cl entre 0,01 y 0,2. Los aluminosilicatos del endoskarn son reem-

ta en forma de cristales de tamaño de grano ≤ 2 mm, es xenomorfa y pobre en Mo (0,08 % MoO_3). El granate (II) también está asociado a la ferroactinolita ($X_{Mg}=0,1-0,18$) procedente de la desestabilización de la hedembergita, a la titanita, apatito y cuarzo.

Durante el desarrollo de este subestadio se produce la mayor precipitación de los sulfuros, que se presentan en niveles de potencia centimétrica y se disponen en fracturas o entre contactos litológicos. Están constituidos esencialmente por pirrotina (II) pero también se identifican arsenopirita (II), calcopirita (II), cubanita, esfalerita, galena, bismuto nativo y bismutinita.

El segundo subestadio de la retrogradación del exoskarn viene marcado por la formación de clinozoisita, calcita, prehnita, cuarzo, clorita y mica blanca. Esta paragénesis mineral exhibe, a partir de los tramos del exoskarn más ricos en grosularia, una zonación muy llamativa de tal manera que dicho granate se altera a clinozoisita, $X_{Czo}=0,28-0,74$; $Fe/(Fe+Al)=8,4-20$, esta a prehnita y finalmente a clorita. La clorita analizada posee una relación $Fe/Fe+Mg$ entre 0,76 y 0,9 y un contenido en Si entre 2,7 y 2,9. La mica blanca asociada es aluminoceladonita y ferroaluminoceladonita. Además, durante la fase más tardía de la retrogradación precipitan fases minerales pertenecientes

al sistema Bi-Te-Ag-S-Au, entre las que se encuentran joseita-B, matildita, pavonita, electrum (Ag_{12}) y una nueva precipitación de bismuto y bismutinita.



Fig. 4.- Secuencia paragenética del endoskarn de scheelita de Los Santos.

Fig. 4.- Paragenetic sequence of the Los Santos scheelite endoskarn.

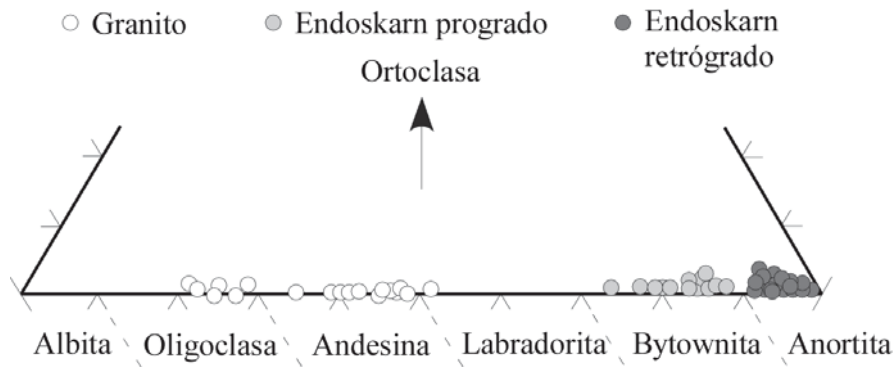


Fig. 5.- Variación composicional de las plagioclasas del granito, del endoskarn de alta temperatura y del skarn de anortita expresada en función de la fracción molar de albita, anortita y ortoclasa.

Fig. 5.- Chemical variation of plagioclases of the granite, the high temperature endoskarn and the anorthite skarn, expressed as mole proportions of albite, anorthite and orthoclase.

plazados, durante el segundo subestadio de la retrogradación, por clinzoisita ($X_{Czo}=0,26-0,66$), clorita, con una relación Fe/(Fe+Mg) entre 0,48 y 0,51, cuarzo, calcita y aluminoceladonita, con Fe/(Fe+Mg) entre 0,05 y 0,39. Además, es común encontrar zeolitas como producto de alteración del feldespato y la plagioclasa. Se presentan en agregados criptocristalinos rodeando a los sulfuros y pertenecen a la serie isomorfa continua analcima Na/(Na+Ca)>0,5 – wairakita Na/(Na+Ca)<0,5.

En el interior de la mina, asociado a la formación de tipo stockscheider y también a zonas afectadas por una fracturación intensa, se reconoce un skarn anfibólico-flogopítico que se desarrolla sobre las facies graníticas heterogéneas y que dibuja frentes metasomáticos con alta proporción de scheelita (concentraciones de W ~ 1200 ppm). Composicionalmente, el anfíbol corresponde a hornblenda cuya relación Mg/(Mg+Fe²⁺) varía entre 0,52 y 0,7. Esta hornblenda magnésica se transforma en flogopita cuya X_{Fe} se sitúa entre 0,26 y 0,32 y el contenido en Al^{IV} entre 0,18 y 0,44. Asociados a la hornblenda y a la flogopita se presentan cuarzo, apatito, titanita, sulfuros y scheelita II. Con carácter más tardío se diferencia una paragénesis constituida por epidota-clinozoisita, calcita, clorita y mica blanca.

Conclusiones

El skarn de scheelita de Los Santos muestra una evolución mineralógica desde un tipo reducido con hedembergita, a un tipo moderadamente reducido, con el de-

sarrollo del granate subcálcico. La existencia del granate subcálcico, que es un rasgo común en los skarns de wolframio reducidos está asociada, de acuerdo con Newberry (1983), al lavado de la scheelita diseminada temprana y su reprecipitación en forma de scheelita (II). Estas facies, menos reducidas, se transforman hasta desarrollar facies realmente oxidantes con la formación de cloritas o de minerales del grupo de la epidota, reflejando diferencias físico-químicas en el medio de formación, producidas probablemente por cambios barométricos durante la evolución del skarn.

Se asume que el skarn se forma a presión constante y que esta es la misma a la estimada para la aureola de contacto: $P_L=P_F \sim 2-2,5$ kb. Considerando esta presión es posible que el skarn progrado se formara en un ambiente mesozonal. Sin embargo, el desarrollo del skarn retrógrado, con la formación de fases minerales hidratadas como la clorita, la prehnita, o la clinzoisita, y otras evidencias de fracturación hidráulica como la existencia de un stockscheider, la existencia de brechas y de abundantes fracturas, implica la circulación de fluidos de manera que $P_F < 2-2,5$ kb (Timón, 2008). Además, la presencia de zeolitas en el endoskarn retrógrado, minerales típicos de sistemas geotérmicos (Bird *et al.*, 1984), indica que el circuito hidrotermal estuvo comunicado con la superficie al igual que sucede en los sistemas geotérmicos actuales.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Comunidad Autónoma de Castilla y León

(Proyecto de Investigación Ref. SA015A06).

Referencias

- Bird, D.K., Schiffman, P., Elders, W., Williams, A.E. y McDowell, D. (1984). *Economic Geology*, 79, 671-695.
- Casquet, C. y Tornos, F. (1984). *Boletín Geológico y Minero*, 95, 58-79.
- Crespo, J.L., Rodríguez, P., Moro, M.C., Conde, C., Fernández, A. y Rodríguez, I. (2000). *Geotemas*, 1(4), 25-28.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. y Newberry, R.J. (1981). *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, 317-391.
- Fontelles, M., Soler, P., Demange, M., Derré, C., Krier-Schellen, A.D., Verkaeren, J., Guy, B., y Zahm, A. (1989). *Economic Geology*, 84, 1172-1209.
- Gerstner, M.R., Bowman, J.R., y Pasteris, J.D. (1989). *The Canadian Mineralogist*, 27, 545-563.
- Guy, B. (1979). *Pétrologie et géochimie isotopique (S, C, O) des skarns à scheelite de Costabonne (Pyrénées orientales, France)*: Unpublished Ph.D. Thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de St. Etienne, France, 238 p.
- Julivert, M., Fonboté, J. M., Ribeiro, A. y Nabais Conde, L. E. (1972). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares 1:1.000.000*. IGME.
- Nakano, T., Shimazaki, H. y Shimizu, M. (1990). *Economic Geology*, 85, 794-815.
- Newberry, R.J. (1983). *The Canadian Mineralogist*, 21, 529-544.
- Sato, K. (1980). *Economic Geology*, 75, 1066-1082.
- Timón, S.M. (2008). *El skarn de scheelita de Los Santos (Salamanca). Química mineral, inclusiones fluidas e isótopos estables*: Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 396 p.
- Timón, S.M., Moro, M.C., Cembranos, M.L., Fernández, A. y Crespo, J.L. (2007). *Mineralogy and Petrology*, 90, 109-140.
- Tornos, F., Galindo, C. y Spiro, B.F. (2001). En: *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century*. (A. Piestrzynski, Ed.). Swets and Zeitlinger Publishers Lisse, 921-924.
- Yenes, M., Álvarez, F. y Gutiérrez-Aloñso, G. (1999). *Journal of Structural Geology*, 21, 1419-1440.