

Geología y estructura de la Mina de Río Tinto (Faja Pirítica Ibérica, España)

Geology and structure of Rio Tinto Mine (Iberian Pyrite Belt, Spain)

D. Mellado ⁽¹⁾, E. González Clavijo ^(1,2), F. Tornos ⁽¹⁾ y C. Conde ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Instituto Geológico y Minero de España. Oficina de Proyectos de Salamanca. C/ Azafranal 48. 37001 Salamanca.

⁽²⁾ Dirección actual: INETI, Departamento de Geología, Ap. 7586, 2720-866, Amadora, Portugal.
d.mellado@igme.es; emilio.clavijo@ineti.pt; f.tornos@igme.es; c.conde@igme.es.

ABSTRACT:

The Rio Tinto mining district is regarded as the largest volcanogenic massive sulphide district worldwide, but its geologic and structural setting remains poorly disclosed. The mineralized sequence includes a lower unit of interbedded mafic volcanics, shale and conglomerate overlain by a felsic dome-sill complex. The massive sulphides occur within the felsic rocks, either as exhalative deposits on the top or as replacive masses within the volcanoclastic rocks.

The present review has a special aim on structural geology bearing up a genetic model update for the ore. Regional thin-skinned tectonic was clearly identified as the leading Variscan structural style in the district. Several stacked units bounded by thrust-faults display normal polarity on structural and sedimentary criteria basis. Reconstruction of the palaeogeography prior to the tectonic stacking reveals a very extensive mineralizing system.

Key words: Rio Tinto, Massive Sulphide, Iberian Pyrite Belt, South-Portuguese Zone.

Geogaceta, 40 (2006), 231-234
ISSN: 0213683X

Introducción

El distrito minero de Río Tinto es uno de los ocho depósitos gigantes de sulfuros masivos de la Faja Pirítica Ibérica y quizás la mayor concentración de sulfuros masivos en la corteza terrestre, con más de 400 Mt de sulfuros masivos y unos 2000 Mt de stockwork de baja ley. Se ha explotado interrumpidamente desde siglo VIII a.c. hasta la actualidad, marcando un importante hito en la historia de la minería mundial.

A pesar de su importancia histórica y minera, existen pocos trabajos recientes dedicados a la interpretación de su geología, estructura y metalogenia (e.g., Williams, 1934; Rambaud, 1969; García Palomero, 1980; Boulter, 1993; Tornos, 2005). En este trabajo se presentan los primeros resultados de un estudio geológico y estructural del distrito minero, comparando los resultados con otros trabajos de carácter más regional (e.g., Silva *et al.*, 1990; Quesada, 1998; Onézime *et al.*, 2002).

Encuadre geológico

La Zona Sud-Portuguesa (ZSP) es la unidad más meridional, en las coordenadas actuales, del segmento Ibérico del Macizo Varisco (Fig. 1). Se trata de un terreno exótico acrecionado al autóctono ibérico como un cinturón de pliegues y

cabalgamientos de vergencia suroeste (Silva *et al.*, 1990; Quesada, 1998) y con un grado metamórfico bajo. La Faja Pirítica Ibérica, su unidad más septentrional, es una banda de más de 250 Km de largo y 75 Km de anchura máxima, donde se han localizado más de 80 yacimientos de sulfuros masivos y más de 300 de manganeso.

Desde un punto de vista estratigráfico, la Faja Pirítica presenta rocas sedimentarias e ígneas de edad Devónico Superior-Carbonífero. Se pueden diferenciar tres unidades litoestratigráficas, que de muro a techo, son el Grupo de Filitas y Cuarzitas (Grupo PQ), el Complejo Volcano-Sedimentario (CVS) y el Grupo Culm (Schermmerhorn, 1971). En este periodo los ambientes evolucionan desde una plataforma estable (Grupo PQ) hasta una cuenca antepaís sinorogénica, con la deposición del flysch (Grupo Culm) en un surco que se desplaza hacia el sur siguiendo el avance de la orogenia Varisca (Silva *et al.*, 1990; Quesada, 1998). El desarrollo de cuencas de tipo *pull-apart* durante las etapas más tempranas de la colisión oblicua facilitó el ascenso de un vulcanismo predominantemente dacítico con proporciones más accesorias de basalto, riolita y andesita a unas subcuencas, con depósitos pizarrosos y de rocas químicas, como jaspe y sulfuros masivos.

Las estructuras de deformación presentes en la Faja Pirítica tradicionalmente se han agrupado en tres fases principales de deformación (Quesada, 1998; Onézime *et al.*, 2002; Soriano *et al.*, 2002). En una primera fase, se generan pliegues vergentes al sur asociados a cabalgamientos, que son sincrónicos con el metamorfismo. Las estructuras de segunda fase son las predominantes en la Faja Pirítica y consisten en pliegues y cabalgamientos vergentes al sur, subparalelos a los de primera fase. La interferencia con los pliegues D₁ homoaxiales, produce lineaciones de intersección de dirección E-O. La tercera fase se caracteriza por la presencia de un despegue que desplaza los materiales sinorogénicos hacia el sur, disponiéndolos sobre la unidad de cabalgamientos que imbrican al Grupo PQ y al CVS.

Litoestratigrafía del área de Río Tinto

Las unidades estratigráficas definidas en el área de Río Tinto corresponden a materiales del Complejo Volcano-Sedimentario y Grupo Culm, no habiéndose observado los materiales del grupo PQ. La secuencia litológica simplificada se muestra en la figura 2. Los criterios tectónicos y sedimentarios observados en las distintas unidades indican siempre una polaridad normal de las mismas.

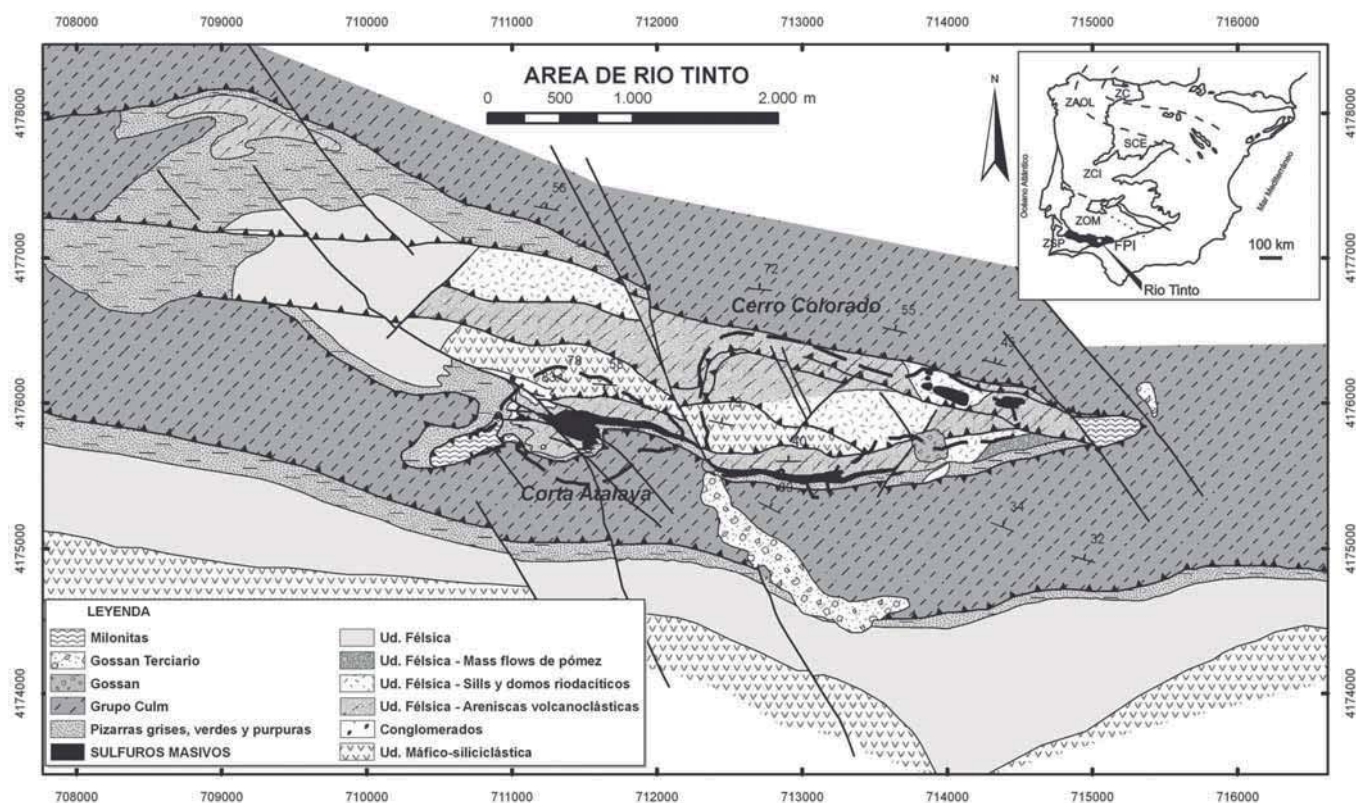


Fig. 1.- Mapa geológico del área de Río Tinto.

Fig. 1.- Geologic map of Río Tinto area.

En la base de la columna estratigráfica aparece una Unidad Máfico-siliciclástica, formada por intercalaciones de pizarra y basalto, éste último constituido por coladas con *pillow lavas* locales. También se distinguen dos tipos de rocas intrusivas, diques y *sills* subvolcánicos máficos, con desarrollo de estructuras peperíticas en sus contactos (Boulter, 1993) y en algunos casos, metamorfismo de contacto. En la parte superior de esta unidad dominan las areniscas volcanoclásticas de derivación básica. Esta unidad aflora en una banda continua de dirección este-oeste en el Antiforme de Cerro Colorado (Fig. 1) (García Palomero, 1980) y es similar a la que se encuentra en la parte sur del gran Sinforme de Río Tinto, concordante sobre el Grupo PQ. Geoquímicamente las rocas volcánicas tienen composiciones basalto-andesíticas. Boulter *et al.* (2004) encuentran una diferencia geoquímica entre las rocas volcanoclásticas máficas y los cuerpos masivos, basándose en los análisis de los elementos traza (Ti/Nb). Hacia el techo de esta unidad, aumenta la proporción de rocas sedimentarias, apareciendo en Corta Atalaya un nivel de conglomerado pizarroso (García Palomero, 1980) matriz-soportado, con cantos dominantes de pizarra y, en menor medida, de rocas volcánicas félsicas y máficas. Dentro de él hay concentraciones locales de sulfuros que

reemplazan preferentemente a algunos clastos de naturaleza variable. La granulometría, forma y disposición de los cantos del conglomerado parece indicar un transporte mínimo.

Sobre la unidad descrita aparece una Unidad Félsica, generalmente separada de la anterior por estructuras tectónicas, aunque localmente se han observado contactos intrusivos de las facies masivas. Está formada por una sucesión muy homogénea de rocas volcánicas de composición dacítica a riódacítica. Aunque suelen mostrar una intensa alteración hidrotermal que ha borrado muchas de las estructuras, es posible diferenciar rocas volcanoclásticas poco estructuradas acumuladas probablemente por procesos de *mass flow* y equivalentes a hialoclastitas transportadas. Tienen cristales y fragmentos de cuarzo y plagioclasa en una matriz de grano fino. También se han reconocido (cripto-) domos de rocas masivas e hialoclastitas y diques subvolcánicos de la misma composición; en conjunto, la Unidad Félsica parece corresponder a un complejo de domos submarinos intruidos o interestratificados en depósitos pizarrosos. Los contactos de las rocas masivas con las rocas sedimentarias suelen mostrar un borde vítreo y contactos peperíticos. Esta Unidad es químicamente muy homogénea, con una distribu-

ción similar de elementos traza ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ o $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$, entre otros) indicando un origen volcánico común.

Sobre el techo de la Unidad Félsica aparece de manera concordante la mineralización. Los sulfuros masivos aparecen como un lentejón (Filón Sur) formado por pirita con cantidades accesorias de calcopirita, esfalerita, galena y trazas de otros sulfuros. La mayor parte de los sulfuros están recrystalizados y no se reconocen estructuras primarias. Sólo localmente es posible observar un bandeo sedimentario y venas zonadas relacionadas con las zonas de alimentación. Estos sulfuros masivos se han interpretado como exhalativos y acumulados en una subcuenca anóxica sobre una zona de exhalación de carácter difuso (Solomon *et al.*, 2002; Tornos, 2005).

La unidad sedimentaria superior, denominada Serie de Transición por García Palomero (1980) está formada por pizarras grises con intercalaciones de cinerita félsica y algunas intercalaciones de sedimentos químicos (jaspe). Se sitúa en el mismo nivel estratigráfico que los sulfuros masivos pudiéndose observar las interdigitaciones entre ambas unidades litológicas. En varias zonas de Cerro Colorado y Corta Atalaya las pizarras presentan zonas irregulares de color morado y verde intenso y en las que la coloración no sigue la estratificación.



Fig. 2.- Columna litoestratigráfica general del área de Río Tinto.

Fig. 2.- Litho-stratigraphic general sequence in Río Tinto mine.

La unidad más alta de la zona es el Grupo Culm, que constituye el flysch sinorogénico varisco, en este sector de edad Viseense. Es una serie monótona de pizarra silíceas y carbonosas, con tramos donde aparece la secuencia típica de flysch con alternancias de bandas centimétricas de pizarra y grauvaca (García Palomero, 1980; Oliveira, 1983). Siempre presenta un despegue basal que los separa del resto de la secuencia infrayacente, desarrollando una banda de filonita negra que oscila entre 18 y 25 m de anchura.

Las dataciones absolutas y palinológicas indican que la pizarra situada a techo de la Unidad Máfico-siliciclástica se depositó durante el límite Devónico-Carbonífero (Rodríguez *et al.*, 2002). Esta pizarra es, por lo tanto, la encajante de los sulfuros masivos que afloran en la parte meridional de la Faja Pirítica (e.g., González *et al.*, 2002) pero que aquí no presenta mineralización. La Unidad Félsica ha sido datada por el método del U/Pb en $349,76 \pm 0,90$ Ma. (Barrie *et al.*, 2002) o $347,5 \pm 1,5$ Ma. (Dunning *et al.*, 2002). Por lo tanto, la pizarra suprayacente es de edad probable Tournaisiense Medio y los sulfuros masivos de Filón Sur ocupan una posición estratigráfica superior al resto de las mineralizaciones equivalentes de la Faja Pirítica.

Las rocas infrayacentes a los sulfuros masivos muestran una alteración hidrotermal generalizada, aflorando las rocas alteradas en la mayor parte del núcleo del antiforme de Cerro Colorado sobre una superficie de unos 8 km² (García Palomero, 1980; Costa, 1996). Las rocas félsicas muestran una intensa sericitización que borra muchas de las estructuras primarias. En las zonas cercanas a fallas o cerca de los sulfuros masivos esta alteración sericitica es reemplazada por una alteración cloritica (+pirita+cuarzo) posterior o por una alteración de cuarzo+pirita aún más interna. Tanto el basalto como la pizarra están reemplazados exclusivamente por una alteración cloritica. Todas estas rocas muestran abundantes sulfuros, bien diseminados, bien formando un *stockwork* que se interpreta como la zona de alimentación de los sulfuros masivos suprayacentes. Este *stockwork* está formado por venillas anastomosadas de sulfuros, fundamentalmente pirita, con cuarzo y algo de clorita. Localmente, tiene contenidos económicos de cobre. Dentro de las rocas félsicas y en zonas localizadas de intensa alteración hidrotermal el *stockwork* pasa gradualmente a sulfuros semimasivos ricos en esfalerita y calcopirita (masas de Filón Norte, Salomón o Lago). Son rocas de grano grueso, con abundante cuarzo, sericita y clorita intersticiales que se interpretan como producto del reemplazamiento casi total de las rocas volcánicas por sulfuros (Tornos, 2005).

En la zona de la Mesa y al este de la estructura de Río Tinto, existen depósitos sedimentarios de *gossan* transportado por procesos fluviales formados por una estructura de bandas superpuestas de óxi-

dos e hidróxidos de hierro con cantos polimícticos incluidos.

Estructura

Estructuralmente, existen dos unidades principales en la mina de Río Tinto. La superior está constituida por los materiales del Grupo Culm, que siempre presentan una estructura de despegue en su base. Bajo este despegue existe un apilamiento de escamas tectónicas imbricadas y vergentes al Sur; cada una de estas escamas presenta en su interior cabalgamientos menores acompañados de pliegues menores también vergentes al Sur. La superficie de despegue que separa las dos unidades tectónicas principales está plegada, igualmente con vergencia al Sur (Fig. 3), formando un antiforme en la zona de Cerro Colorado y el correspondiente sinforme en Corta Atalaya (Fig. 1). Este último proceso de plegamiento ha reaplastado las estructuras anteriores de la unidad imbricada inferior.

Las estructuras de cabalgamiento de la unidad inferior presentan una dirección predominante N100°E con un buzamiento hacia el norte, concordante con un acortamiento aproximadamente N-S y una propagación de la deformación hacia el sur. En un sector próximo, Soriano (1997) clasifica los cabalgamientos como correspondientes a dos fases sucesivas de deformación, debido a la presencia de cabalgamientos plegados. Localmente hemos observado cabalgamientos menores plegados y cortados por otros cabalgamientos fuera de secuencia dentro de la unidad inferior, pero consideramos que todas estas estructuras se formaron en un proceso compresivo continuo con desarrollo de

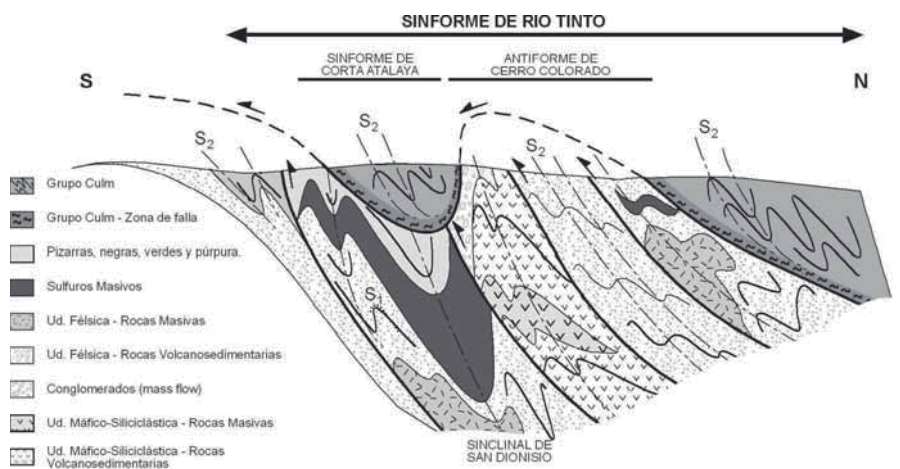


Fig. 3.- Esquema geológico de la estructura de Río Tinto.

Fig. 3.- Cross-section showing structural geology scheme in Río Tinto.

las complejidades típicas de este tipo de tectónica. Los pliegues están asociados a la propagación de estos cabalgamientos y la foliación tectónica principal es paralela al plano axial de los pliegues y ligeramente menos tendida que los cabalgamientos asociados. Esta foliación tiene una disposición predominante N 100° E/60° N y ha sido denominada S₂ debido a la presencia, en algunas charnelas de pliegues menores, de otra foliación tectónica previa, casi paralela a S₀ y crenulada por S₂, por lo que ha sido llamada S₁. Esta primera foliación tectónica debe de corresponder a los primeros eventos del mismo proceso compresivo general y por ello sólo ha quedado preservada en algunas zonas de charnela, siendo imposible identificarla en los flancos, donde ha sido totalmente obliterada por S₂ que tiene en general una orientación paralela.

La foliación tectónica principal (S₂) puede describirse como un clivaje pizarroso bien desarrollado en las rocas sedimentarias y vulcanoclásticas de grano fino; y como un clivaje grosero y anastomosante en las rocas masivas o que previamente habían sufrido alteraciones cloríticas intensas. A escala microscópica se define por la orientación de minerales planares y la orientación de minerales de hábito prismático.

Asociada a las estructuras de cabalgamiento, y posiblemente relacionada con el movimiento de las mismas, aparece una foliación tectónica S₃, que presenta una orientación media N 105°E/60° S, Crenula a la foliación principal y no es tan penetrativa ni continua como S₂. Se dispone paralela al plano axial de trenes de pliegues menores de geometría muy abierta.

De manera más aislada aparecen bandas de pocos metros de anchura con desarrollo de estructuras de tipo kink de planos axiales sub-verticales y dirección N-S.

La principal familia de fracturas presenta una dirección N150-170°E, y su familia conjugada N50°-70°E. Ambas tienen una cinemática inversa con cierta componente de desgarre, siendo dextras predominantemente la primera familia y senestras las pertenecientes a la segunda familia, movimientos congruentes con un acortamiento en dirección Norte-Sur. Si bien se observa que estas fallas desplazan a todas las estructuras antes descritas, según Quesada (1998), corresponden probablemente a antiguas estructuras extensionales reactivadas durante la compresión varisca y vueltas a reactivar durante el ciclo Alpino .

Conclusiones

La mina de Río Tinto está situada dentro de una amplia estructura, con materiales del Grupo Culm en su núcleo, tradicionalmente denominada Sinforme de Río Tinto. Dentro de ella existe un domo antiformal elongado que permite el afloramiento de los materiales infrayacentes del CVS, incluyendo los grandes cuerpos de sulfuros masivos y el *stockwork* asociado. La cartografía estructural de este domo revela una importante complejidad, con dos unidades principales separadas por una importante estructura de despegue tectónico que está plegada con vergencia al Sur. Los pliegues principales que forma este despegue son el Antiforme de Cerro Colorado y el Sinforme de Corta Atalaya, visibles en las cortas mineras homónimas. La unidad inferior está constituida por materiales del CVS apilados en un sistema de unidades tectónicamente imbricadas vergentes al Sur, que incluyen la mineralización; estas unidades presentan en su interior pliegues, siendo uno de ellos el apretado sinclinal que forma la masa minera San Dionisio. La unidad superior contiene únicamente materiales del Grupo Culm y tiene un carácter alóctono con origen en un surco sinorogénico situado más al Norte en el momento de su depósito (Viseense).

El CVS de la Unidad Máfico-siliciclástica está formado por una serie alternante de pizarra, coladas de basalto y niveles vulcanoclásticos máficos que, localmente y hacia su techo, tiene un nivel de conglomerados. Sobre ella se encuentra una Unidad Félsica que corresponde a un complejo de domo de composición dacítica-riodacítica y *sills* asociados dentro de una cuenca sedimentaria restringida, sobre el que se dispone una unidad de pizarra con exhalitas. Los sulfuros masivos se encuentran tanto en el contacto entre las rocas volcánicas félsicas con la pizarra suprayacente como reemplazando a las primeras.

La reconstrucción paleogeográfica de la cuenca donde se desarrolló el vulcanismo y la mineralización indicaría un sistema mineralizante muy extenso, del que apenas se han preservado los sulfuros masivos en algunas de las unidades tectónicas imbricadas.

Agradecimientos

Este estudio se ha financiado mediante el Proyecto CICYT-FEDER 2003-0290. Queremos agradecer la colaboración de la empresa MANTESUR, especialmente a José Robredo.

Referencias

- Barrie, C. T. , Amelin, Y. y Pascual, E. (2002). *Mineralium Deposita*, 37, 684-703.
- Boulter, C.A. (1993). *Geology*, 21, 801-804.
- Boulter, C.A., Hopkinson, L.J., Ineson, M.G. y Brockwell, J.S. (2004). *Journal Geological Society of London*, 161, 103-115.
- Costa, I.M.S.R., (1996). *Efeitos mineralógicos e geoquímicos da alteração mineralizante em rochas vulcânicas félsicas de Rio Tinto (Faixa Piritosa Ibérica, Espanha)*. Dissertação de Mestrado. Univ. de Lisboa, 198 pp.
- Dunning, G.R., Díez Montes, A., Matas, J., Martín Parra, L.M., Almarza, J. y Donaire, M., (2002). *Geogaceta*, 32, 127-130.
- García Palomero, F. (1980). *Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de los yacimientos del anticlinal de Rio Tinto*. Instituto de Estudios Onubenses «Padre Marchena». Excma. Diputación de Huelva. 262 pp.
- Gonzalez, F., Moreno, C., Saez, R. y Clayton, J. (2002). *Journal Geological Society of London*, 159, 229-232.
- Oliveira, J.T. (1983). *Memorias Servicios Geológicos Portugal*, 29, 3-37.
- Onézime, J., Charvet, J., Faure, M., Chauvet, M. y Panis, D. (2002). *Journal Structural Geology*, 24, 451-468.
- Quesada, C. (1998). *Mineralium Deposita*, 33, 31-44.
- Rambaud, F. (1969), *El sinclinal carbonífero de Riotinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas*. IGME, 299 p.
- Rodríguez, R.M., Díez, A., Leyva, F., Matas, J., Almarza, J. y Donaire, M. (2002). *Geogaceta*, 32, 247-250
- Silva, J.B., Oliveira, J.T. y Ribeiro, A. (1990). En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. (Dallmeyer y Martínez García Eds.). Springer Verlag, 348-362.
- Solomon, M., Walshe, J.L. y García Palomero, F. (1980). *Transactions-Institution of Mining and Metallurgy. Section B. Applied Earth Science*, 89; 16-24.
- Soriano, C. (1997). *Vulcanismo I estructura de la Faja Píritica Ibérica. Zona Sud-Portuguesa*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 265 pp.
- Soriano, C. y Casas, J.M. (2002). *Geological Society of America. Special Paper* 364, 183-197.
- Tornos, F. (2005). *Ore Geology Reviews*, 28, 259-307.
- Williams, D. (1934). *Transactions Institution Mining Metallurgy*, 43, b593-b678.