

La Faja Pirítica Ibérica es una de las provincias metalogénicas más importantes del mundo, y probablemente la mayor concentración de sulfuros masivos de la corteza terrestre. En detalle, los depósitos reflejan los ambientes geológicos locales que han favorecido su formación. Los sulfuros masivos situados en la zona meridional, mayoritariamente encajados en pizarra, se caracterizan por su gran tamaño, carácter estratiforme, la ausencia de refinamiento hidrotermal, la abundancia de estructuras sedimentarias, la ausencia de sulfatos, la presencia local de cantidades significativas de siderita y las relativamente bajas leyes en metales base. Se interpretan como formados en un ambiente exhalativo, en cuencas anóxicas de tercer orden probablemente por procesos de tipo brine pool. La mayor parte de estos depósitos (Aznalcóllar-Los Frailes, Sotiel-Migollas, Valverde, Tharsis y Neves Corvo) se formaron en un intervalo de tiempo de menos de 5 Ma, indicando que la actividad hidrotermal tuvo lugar en un pulso intenso pero de corta duración. Los depósitos de la zona septentrional están encajados en rocas volcánicas félsicas ricas en pómez o vidrio, que parecen estar a techo o entre complejos tipo domo. Se caracterizan por tener tonelajes generalmente inferiores a los anteriores, pero con leyes más elevadas en metales base y preciosos. Su morfología es lenticular, tienen una importante zonación de los metales, carecen de estructuras sedimentarias y a veces son ricos en sulfatos y magnetita. Se interpretan como formados por remplazamiento de las rocas volcánicas debajo del fondo marino. Los datos de inclusiones fluidas e isótopos estables y radiogénicos son compatibles con una derivación de los fluidos y metales de la potente serie siliciclástica (Grupo PQ) infrayacente a las rocas volcánicas a las que se asocia la mineralización. No se han encontrado evidencias fehacientes de la participación de fluidos magmáticos. Los fluidos equilibrados con la secuencia sedimentaria fueron capaces de transportar grandes cantidades de metales pero muy poco azufre, por lo que las mineralizaciones se formaron donde los fluidos profundos se mezclaron con otros someros ricos en azufre reducido. Los mecanismos más probables son la mezcla con agua de mar que ha reducido todo el sulfato por procesos biogénicos, fundamentalmente por microbios litotróficos en un brine pool, o la mezcla con agua marina modificada a favor de acuíferos someros. El encuadre geotectónico para estos depósitos es relativamente inusual y distinto al de otras provincias de sulfuros masivos. Se formarían en cuencas de pull apart sobre corteza continental en el margen pasivo de una zona de colisión transpresiva sinistral. El adelgazamiento cortical y la actividad magmática acelerarían la diagénesis y expulsión de los fluidos connatos y ricos en metales que se incorporarían a las células hidrotermales regionales. La deformación Varisca ha modificado notablemente la morfología de los sulfuros masivos y la distribución de los metales. La posterior erosión y exposición subaérea durante la orogenia alpina ha erosionado muchos de ellos, dejando la mayor parte de las veces un gossan que solo está enriquecido en metales preciosos y plomo en su parte más basal. En general, las zonas de cementación han sido pequeñas con la excepción de en el depósito de Las Cruces.

The Iberian Pyrite Belt is one of the most outstanding ore provinces of the world, and probably hosts the largest concentration of volcanogenic massive sulphide deposits worldwide. In detail, the specific ore deposits reflect the local geologic setting that has promoted their formation. The deposits located in the southern zone, mainly hosted by shale, are characterized by their large size, their stratiform morphology, the absence of hydrothermal refining, the abundance of sedimentary structures, the widespread absence of sulphate minerals, the local presence of significant amounts of siderite and the relatively low base metal grades. They are interpreted as formed in an exhalative setting, basically in anoxic third order basins (brine pools). Most of these deposits (Aznalcóllar-Los Frailes, Sotiel-Migollas, Valverde, Tharsis and Neves Corvo) formed in a time interval of less than 5 Ma, indicating that the hydrothermal activity was short lived but very efficient. The deposits of the northern zone are hosted by felsic volcanoclastic rocks rich in pumice and vitriclasts, which occur above or between dome complexes. They are characterized by having smaller tonnages than the sediment-hosted deposits but higher base and precious metal grades. They have a lenticular morphology, a well defined metal zoning and sometimes they are rich in sulphates and magnetite; however, they lack of sedimentary structures. They are interpreted as formed by replacement of the volcanic rocks below the seafloor. The fluid inclusion and stable and radiogenic isotope data are compatible with a derivation of the fluids and metals from the thick siliciclastic unit (PQ Group) that underlies the ore-bearing volcanic sequence. There are no clear evidences of the participation of magmatic fluids in the hydrothermal system. Hydrothermal fluid equilibrated with the sedimentary sequence were able to transport large amounts of metals but little sulphur, promoting the formation of the ore deposits by their mixing with shallow but reduced sulphur-rich fluids. The most likely mechanisms are the mixing with seawater that has reduced all its sulphate by biogenic processes, likely by the activity of lithoautotrophic microbes in the brine pool, or mixing with modified seawater along major shallow aquifers. The geotectonic setting for these deposits is relatively unusual and different from that of other massive sulphide provinces. They would form in a fore arc pull apart basins developed on continental crust within a zone of sinistral transpressive collision. Crustal thinning and magmatic activity would accelerate diagenesis and dewatering of the sedimentary sequence, driving the metal-rich basinal fluids into the regional hydrothermal cells. The Variscan deformation has remarkably modified the original morphology of the massive sulphides and the distribution of metals. Later erosion and subaerial exposition after the Alpine orogeny have modified many of the orebodies, leaving most of the times gossans that are somewhat enriched in precious metals and lead. In general, cementation zones are small, with the exception of that of Las Cruces deposit.

La Geología y Metalogenia de la Faja Pirítica Ibérica

/ FERNANDO TORNOS ARROYO

Instituto Geológico y Minero de España. Azafranal 48, 37001 Salamanca

INTRODUCCIÓN

Los sulfuros masivos volcánicos (VMS) agrupan a un conjunto de depósitos minerales caracterizados por la presencia de concentraciones masivas de sulfuros (fundamentalmente pirita) formados en o cerca del fondo marino y en relación espacial con rocas volcánicas. Incluyen comúnmente una zona hidroter-

mal subyacente epigenética y discordante, denominada stockwork, que corresponde la zona de alimentación hidrotermal (Solomon, 1976; Franklin et al., 1981; Lydon, 1988; Large, 1992).

La Faja Pirítica Ibérica (FPI), con más de 1600 Mt de sulfuros masivos originariamente en lugar y cerca de 2500 Mt de mineralización en el stockwork, es una

de las provincias metalogénicas más importantes del mundo y quizás la concentración de sulfuros mayor del planeta. Tiene unas 82 minas que han sido explotadas con cierta regularidad aparte de algo más de un centenar de pequeños prospectos realizados en sulfuros masivos o zonas de stockwork (Pinedo, 1963; IGME, 1982; Leistel et al., 1998; Tornos, 2006). El coeficiente

palabras clave: Faja Pirítica Ibérica, sulfuros masivos volcánicos, geoquímica hidrotermal

key words: Volcanogenic massive sulphides, Iberian Pyrite Belt, hydrothermal geochemistry

entre el tonelaje total y la superficie es muy elevado, cerca de 15.000-20.000 t de sulfuros masivos por hectárea de Complejo Volcano-Sedimentario aflorante. Incluye el 22% (14) de los depósitos de "clase mundial" (>32 Mt; Laznicka, 1999) (Fig. 1). A pesar de su de gran

mo occidental del Mediterráneo hacen que la Faja Pirítica sea uno de los distritos mineros más antiguos del mundo, con más de 4500 años de historia. Las primeras explotaciones sistemáticas, de la época Tartésica, fueron posteriormente remplazadas por una gran minería

pirita y de las zonas más ricas en cobre. El fin de la explotación de la pirita hizo que solo sobrevivieran aquellas minas que tenían leyes importantes en metales base y oro. Actualmente, el objetivo de las empresas mineras son los depósitos de gran tamaño que tienen zonas con elevados enriquecimientos en metales base (Cu-Zn-Pb) y oro o depósitos con un importante enriquecimiento supergénico en cobre.

Una explotación minera de tan dilatada historia en una zona en la que ya afloraban muchos sulfuros masivos aflorantes ha modificado notablemente el paisaje y ha generado una compleja hidroquímica fluvial, dando lugar a uno de los sistemas fluviales más complejos y extraordinarios del mundo.

Las síntesis generales de la FPI incluyen los trabajos de Strauss et al. (1977), Routhier et al. (1980), Barriga (1990), Sáez et al. (1996), Strauss et al. (1977), Leistel et al. (1998), Carvalho et al. (1999) y Tornos (2006). Otros trabajos generales han tratado el vulcanismo (e.g., Munhã, 1983; Mitjavila et al., 1997; Thieblemont et al., 1998), la estructura y el metamorfismo regional (e.g., Munhã, 1990; Silva et al., 1990; Quesada, 1998) y la alteración hidrotermal (e.g., Sánchez España, 2000; Sánchez España et al., 2000b).

DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DE LA FAJA PIRÍTICA IBÉRICA

La Faja Pirítica Ibérica es una de las tres zonas en las que se divide la Zona Sud Portuguesa, el terreno más meridional del Cinturón Varisco Europeo. Está caracterizada por una secuencia geológica relativamente sencilla (Schermerhorn, 1971; Fig. 2), con una secuencia que incluye al menos 1000-5000 m de rocas del Paleozoico Superior. Las rocas más antiguas se agrupan en el Grupo PQ de edad Frasnense a Famenniense superior. La potencia mínima es de unos 2000 m y consiste en una monótona secuencia detrítica con una alternancia de pizarra y arenisca con características de haberse depositado en una plataforma epicontinental estable. El límite entre el Grupo PQ y el Complejo Volcano-Sedimentario (CVS) suprayacente se define por la presencia de las últimas capas ricas en arenisca o las primeras rocas de derivación volcánica. Sin embargo, en algunas áreas, la transición queda marcada por la presencia de lentejones de carbonatos recifales, niveles de arenisca fluvial, o flujos de gravedad sedimentarios, todos ellos

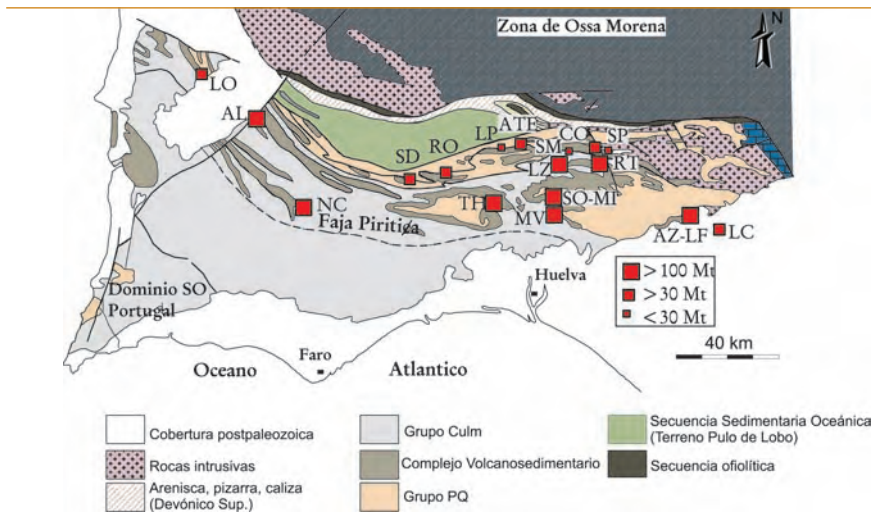


fig. 1. Encuadre geológico de la Faja Pirítica Ibérica. Modificado de (IGME, 1982) y (Tornos, 2006). Depósitos de sulfuros masivos: AL: Aljustrel; AT: Aguas Teñidas; ATE: Aguas Teñidas Este; AZ: Aznalcóllar; CM: Cueva de la Mora; CO: Concepción; HE: Herrerías; LF: Los Frailes; LC: Las Cruces; LO: Lousal; LP: Lomero-Poyatos; LZ: La Zarza; MI: Migollas; NC: Neves Corvo; RT: Río Tinto; SI: Silos; RO: Romanera; SD: Sao Domingos; SO: Sotiel; SM: San Miguel; SP: San Platón; ST: San Telmo; TH: Tharsis; VA: Valverde; VF: Vuelta Falsa. Vp: Virgen de la Peña. Modificado de (Tornos, 2006)

tamaño, con nueve depósitos con más de 100 Mt de sulfuros masivos, la mayoría son ricos en pirita y solamente once depósitos se pueden considerar grandes con respecto a su contenido en Cu-Zn-Pb (Laznicka, 1999). Solo Neves Corvo es un yacimiento gigante en base a su contenido en cobre y supergigante por tonelaje en Sn.

Los cuerpos individuales pueden ser de hasta 170 Mt (La Zarza), pero la mayor parte de los depósitos gigantes (Neves Corvo, Aljustrel, Tharsis, Sotiel-Migollas, Río Tinto o Aznalcóllar-Los Frailes) incluyen dos a seis cuerpos independientes concentrados en una pequeña zona de algunos kilómetros cuadrados. La intensa deformación superimpuesta imposibilita cualquier interpretación sobre sus relaciones originales. En algunos casos los lentejones podrían corresponder a un único cuerpo original pero luego desmembrado por la deformación (Río Tinto, Solomon et al., 1980; Tharsis, Tornos et al., 1998; Aznalcóllar-Los Frailes; Sotiel-Migollas, Santos et al., 1996; Aljustrel, Dawson & Caessa, 2003) mientras que en otros los cuerpos mineralizados parece que se formaron en sub-cuencas independientes (Neves Corvo; Relvas, 2000).

Tanto la abundancia de mineralizaciones como su situación geográfica en el extre-

industrial de la época romana donde se extrajeron más de 20 Mt y de la que quedan abundantes restos (e.g., Río Tinto, Tharsis). Tras el abandono de las minas debido a la crisis del imperio en el s. IV, las minas fueron explotadas solo a pequeña escala hasta finales del s.XIX, cuando diversas compañías británicas y francesas redescubrieron la importancia económica de la zona. Es la época dorada de la minería, que fue un motor para la industria española y europea y foco de una importante industrialización (Pinedo, 1963; Avery, 1974). El gradual declive del uso de la pirita como fuente de ácido sulfúrico y el agotamiento de los principales yacimientos hace que poco a poco la actividad minera disminuya hasta que en el año 2003 se paralice la última mina en España. Sin embargo, el gradual resurgir de los precios de los metales desde 2004 ha hecho que la exploración vuelva a la Faja Pirítica. Actualmente hay una mina en explotación (Neves Corvo, Portugal), cuatro minas en avanzado estado de preparación (Aguas Teñidas, Aljustrel, Las Cruces y Río Tinto) y diversos proyectos en estado variable de exploración (e.g., La Zarza, Lomero Poyatos, Masa Valverde...).

La minería tartésica y romana estaba orientada a la extracción de metales preciosos y cobre mientras que el auge de la minería durante el s. XIX y principios del XX estuvo ligado a la explotación de la

indicativos de un hundimiento irregular y el desarrollo de semi-graben ligados al comienzo de la deformación compresiva (Moreno et al., 1996).

El Complejo Volcano-Sedimentario (CVS) incluye una compleja secuencia volcánica máfica-félsica intercalada con pizarra y algunos sedimentos químicos, y que ha sido datada como de edad Famenniense Superior a Viseense Inferior temprano (Oliveira, 1990). El CVS no muestra una exposición continua y está confinado a varias áreas independientes (Fig. 1); de hecho, solo ocupa el 25% de la superficie total de la Faja Pirítica. La presencia de un afloramiento discontinuo, la variable pero localmente intensa alteración hidrotermal y la deformación tectónica impiden conocer en detalle las relaciones y distribución de las facies volcánicas. La secuencia global se ha agrupado tradicionalmente en tres ciclos volcánicos félsicos separados por dos máficos. Esta secuencia fue definida por Van der Boogard (1967) en la región de Pomarao (Portugal), en la parte occidental de la estructura de Puebla de Guzmán. Fue extrapolada más adelante al conjunto de la FPI (Strauss & Madel, 1974; IGME, 1982; Barriga, 1990; Oliveira, 1990; Sáez et al., 1996; Leistel et al., 1998; Carvalho et al., 1999). Sin embargo, los estudios regionales detallados han demostrado que esta estratigrafía simplificada no tiene significado regional y la secuencia cambia drásticamente incluso a escala kilométrica. Esto es debido al carácter intruso de algunas de las rocas ígneas (Boulter, 1993; Soriano & Martí, 1999), la abundancia de cabalgamientos limi-

tando muchas de las unidades estratigráficas (Silva et al., 1990; Quesada, 1998; Tornos et al., 1998) y la existencia de varios dominios paleogeográficos con una estratigrafía muy diversa (Quesada, 1996; Oliveira & Quesada, 1998; Soriano & Martí, 1999). A escala regional, parece haber solamente un solo nivel marcador, un nivel de la pizarra púrpura con jaspe y rico en manganeso situado cerca de la parte más superior del CVS. Este horizonte marcador es continuo a lo largo de todo el sector meridional de la FPI (Routhier et al., 1980; IGME, 1982; Oliveira, 1990).

La potencia del CVS es muy variable, entre 0 y 1300 metros e incluye varias diferencias significativas entre los dominios meridional y septentrional. Este hecho ha sido ampliamente discutido (Strauss, 1970; Routhier et al., 1980; Oliveira, 1990; Quesada, 1996; Leistel et al., 1998; Sáez et al., 1999). En el modelo de Quesada (1996), el área más meridional se caracteriza por la abundancia de pizarra y de sedimentos siliciclásticos, depositados en un ambiente con influencia continental. El área septentrional está formada por una potente secuencia volcánica con pocos niveles de pizarra. Ambos dominios estarían separados por dominio rico en sedimentos volcanoclásticos e interpretado como depositado en condiciones subaéreas en un alto topográfico.

La distribución espacial de las rocas del CVS sugiere que éste está dominado por rocas félsicas (≈60%), con proporciones similares pero menores de pizarra y rocas máficas (≈20%). La mayor parte de los estudios estratigráficos detallados se han hecho en las unidades meridional e intermedia (e.g., Boulter, 1993; Soriano, 1997; Valenzuela et al., 2002). Poco se sabe de la estratigrafía en la zona norte.

Las rocas volcánicas félsicas son fundamentalmente dacita con cantidades más accesorias de riolita (Thieblemont et al., 1998), que forman predominantemente complejos de tipo (cripto-) domo. Los sills son localmente abundantes en las áreas de Río Tinto y Tharsis (Boulter, 1993; Tornos et al., 1998; Soriano & Martí, 1999). Las rocas máficas masivas aparecen como sills basálticos o pequeñas intrusiones. Las coladas submarinas con pillow lavas parecen ser menos comunes pero han sido descritas en la zona de Río Tinto (García Palomero, 1980), de Herrerías (Strauss et al., 1977), en Neves Corvo (Munhá, 1983) y de Aznalcóllar (Almodovar et al., 1998). La andesita

puede ser abundante, incluso dominante, en algunas zonas de la FPI como es en su sector más septentrional. Geoquímicamente, las rocas más máficas (basalto y andesita basáltica) son de tipo toleítico alcalino y continental, mientras que la andesita a riolita son rocas calcoalcalinas de bajo Al y alto Nb (Mitjavila et al., 1997; Thieblemont et al., 1998). Estas rocas coherentes se asocian a extensos afloramientos de rocas volcanoclásticas que incluyen hialoclastita, mass flows de pómez o vidrio o arenisca vitríclástica, que forman extensos afloramientos de hasta varios centenares de metros de espesor. Estas rocas suelen ocupar bajos topográficos entre los domos y se interpretan como producto de la desmantelación de los edificios volcánicos debido a la interacción con el agua de mar durante su crecimiento, formando complejos de tipo domo similares a los descritos por Cas et al. (1990). A pesar de que se ha citado la presencia de rocas soldadas (Barriga & Fyfe, 1988), no se han encontrado rocas con evidencias claras de welding. Finalmente, el CVS incluye pequeños lentejones de calcoarenita y extensos afloramientos de pizarra, que a veces llega a ocupar más del 50% de la columna estratigráfica (Fig. 3). La mayor parte es pizarra gris, siendo la pizarra negra ss muy local (Tornos et al., 2008).

La profundidad de formación de esta secuencia es difícil de estimar. A pesar de que la mayoría de los sulfuros masivos modernos se forman a profundidades entre 1500 y 3700 m (Herzig & Hannington, 1995), muchos de los trabajos que han tratado la volcanología física de la FPI han propuesto ambiente someros de deposición, por lo menos para la mayor parte de Grupo PQ y el CVS (Strauss et al., 1977; Routhier et al., 1980; Munhá, 1983; Quesada, 1996; Sáez et al., 1996; Barriga & Fyfe, 1998; Leistel et al., 1998; Carvalho et al., 1999). En las rocas más meridionales hay evidencias de que los aparatos volcánicos se formaron en ambientes someros generalmente bajo el nivel de oleaje (Oliveira & Quesada, 1998; Soriano & Martí, 1999), aunque en el tránsito Grupo PQ-CVS hay indicaciones claras de deposición, al menos local, en ambientes mucho más someros o incluso submareales. Sáez et al. (1996) han propuesto que durante la formación de los sulfuros masivos, la FPI incluía varias cuencas profundas separadas por zonas más someras o incluso subaéreas. Los dominios intermedio y septentrional carecen de evidencias volcánicas claras sobre la profundidad

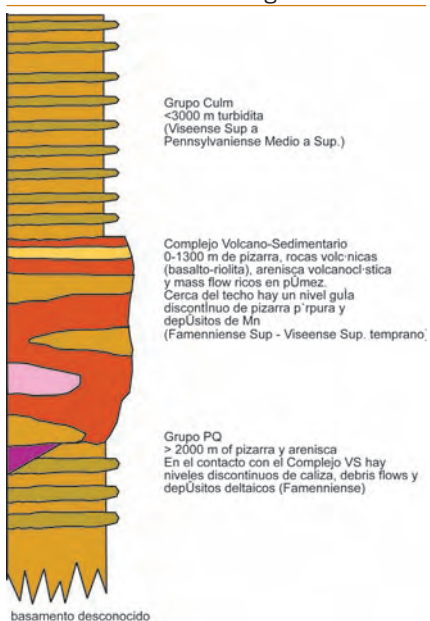


fig. 2. Columna estratigráfica general de la Faja Pirítica Ibérica.

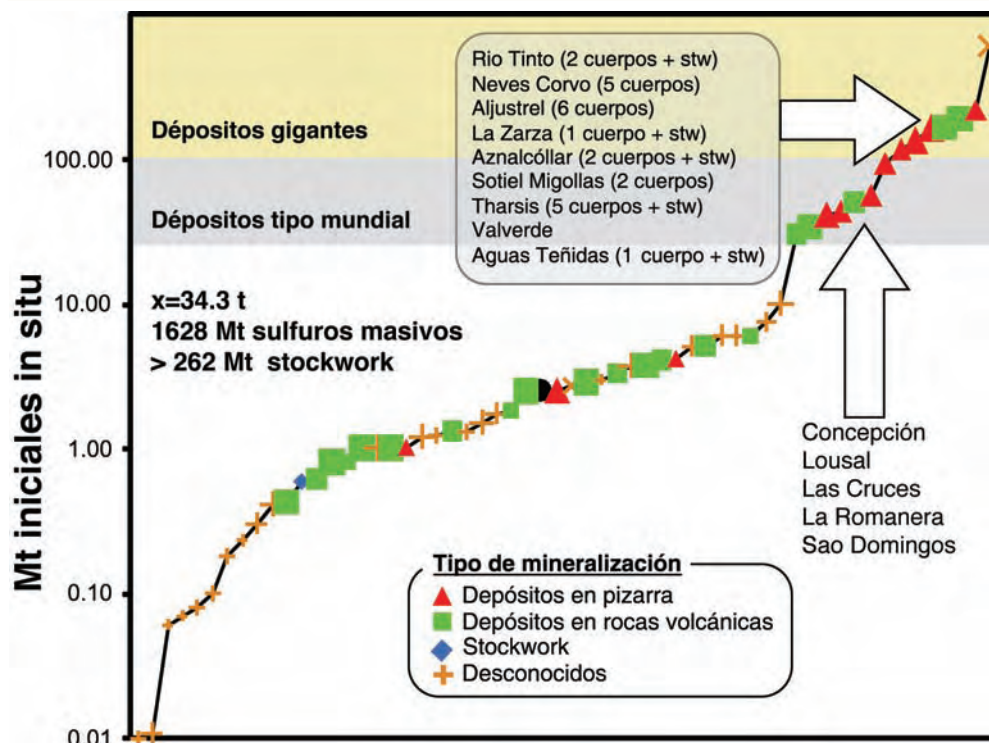


Fig. 3. Curva acumulativa de los tonelajes totales de los sulfuros masivos en la Faja Pirítica Ibérica. El tamaño del símbolo es proporcional al contenido de Zn + Pb + Cu. Los símbolos más grandes representan Cu + Zn + Pb > 4%. Modificado de (Tornos, 2006)

de formación, pero que siempre fue bajo el nivel de base de las tormentas.

El CVS está cubierto por el Grupo Culm, formado por una secuencia alternante de pizarra, litoarenita y raro conglomerado con características de turbidita. Tiene una potencia de hasta 3000 m y su edad es del Viseense Superior al Pennsylvaniense Medio-Superior. Representa un flysch sinorogénico de antepaís relacionado con la colisión y la inversión tectónica Varisca (Moreno, 1993).

Las rocas plutónicas son más escasas y confinadas al noreste de la FPI (Fig. 1). Se agrupan fundamentalmente en un batolito elongado de dirección ONE-ESE formado mayoritariamente por diorita, tonalita y leucotonalita con poca proporción de granito y otras rocas ígneas (Schutz et al., 1987) que en conjunto parecen ser geoquímicamente equivalentes a las rocas volcánicas del CVS (Thieblemont et al., 1998). Estas rocas comparten muchas de las características de los intrusivos diorítico-trondhémíticos descritos por Galley (2003) como típicamente subyacentes a los complejos volcano-sedimentarios mineralizados. Sin embargo, las relaciones genéticas no están totalmente claras y se han propuesto tanto edades sin-volcánicas (Schutz et al., 1987) como Variscas (Simancas, 1983) para el conjunto del plutonismo. La datación U-Pb del Plutón de Campofrío (354±5 Ma, Dunning et al.,

2002; 346±1 Ma, Barrie et al., 2002) indica que por lo menos parte del plutonismo es coetáneo con el CVS.

La FPI está afectada por una deformación de tipo epidérmica Varisca con vergencia hacia el Sudoeste que tuvo lugar durante el Viseense Superior - Moscoviense Superior (Silva et al., 1990; Alonso et al., 1999). Se interpreta como un sistema imbricado de abanicos de más de 150 km de largo y 10-15 km de potencia, formado por varias unidades tectónicas apiladas, de menos de 2 km de potencia. Algunos modelos recientes (Quesada, 1998; Soriano & Casas, 2002) han descrito modelos de deformación progresiva y ligada a desgarres sinestrales. La localización de las estructuras principales parece estar condicionada por fallas extensionales anteriores y por contrastes reológicos entre la pizarra y rocas más competentes (Quesada, 1998). Algunas de estas estructuras fueron reactivadas incluso en etapas más modernas durante la Orogenia Alpina. El metamorfismo regional Varisco es de grado bajo, generalmente por debajo de la facies de los esquistos verdes. Se ha interpretado tradicionalmente como que aumenta de sur a norte (Munhá, 1983), pero estudios más recientes demuestran que el grado metamórfico aumenta solamente cerca de las grandes bandas de cizalla (Sánchez España et al., 2000b).

El encuadre geotectónico de la Zona Sud

Portuguesa está poco comprendido. Los estudios geotectónicos más recientes proponen que reúne muchas de las características de la parte más septentrional del Cinturón Varisco Europeo, y sugieren que es un terreno exótico que pertenece a Laurusia o a Avalonia y que fue acrecionada al Terreno Autóctono Ibérico durante el cierre del Océano Rheico en el Varisco. En este contexto, la FPI se interpreta como formada en una cuenca de pull apart continental durante la colisión sinestral oblicua (Silva et al., 1990; Oliveira & Quesada, 1998). La geología y geoquímica de las rocas ígneas son compatibles con un escenario que implica adelgazamiento cortical, intrusión generalizada de rocas máficas, fusión de la corteza y ascenso rápido de magmas félsicos sobrecalentados y secos hasta la corteza superior.

La composición de los isótopos de plomo de los sulfuros a ambos lados de la sutura Varisca es muy diferente, con sig-naturas esencialmente corticales en la FPI (Marcoux, 1998) y una proporción marcadamente más juvenil en la Zona de Ossa Morena (Tornos & Chiaradia, 2004).

SULFUROS MASIVOS DE LA FAJA PIRÍTICA IBÉRICA

La comparación general de los depósitos de sulfuros masivos de la Faja Pirítica (Tornos, 2006), muestra que se pueden agrupar en dos grandes conjuntos, aquellos relacionados con pizarra y situados predominantemente en la zona meridional y otros depósitos siempre relacionados con rocas volcánicas félsicas y situados en la zona septentrional. En la zona de Río Tinto coexisten ambos tipos. (Fig 4)

Sulfuros Masivos Asociados a Pizarra

Los sulfuros masivos relacionados espacialmente con pizarra se encuentran exclusivamente en afloramientos desmembrados del CVS en la zona más meridional de la FPI. La pizarra puede formar potentes paquetes de varios cientos de metros de espesor o encontrarse como pequeños niveles rodeando los sulfuros masivos encima de rocas volcánicas félsicas. Este grupo incluye seis de los nueve depósitos supergigantes de la FPI y se caracteriza, por lo tanto, por sus eleva-

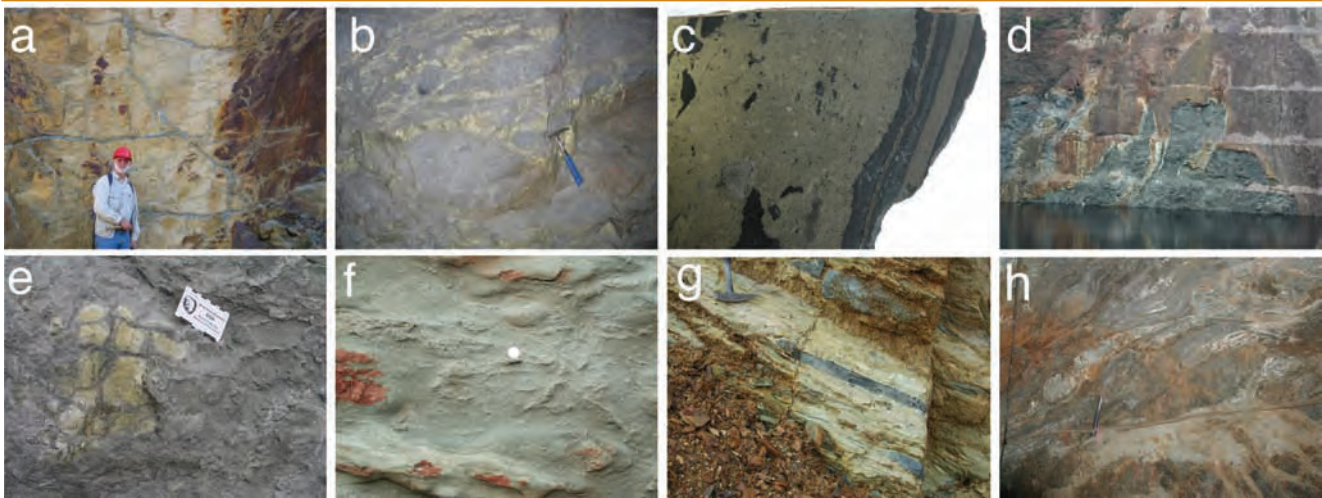


fig 4. Fotografías representativas de los sulfuros masivos de la Faja Pirítica Ibérica. a. Stockwork en dacita sericitizada infrayacente a los sulfuros masivos de Corta Atalaya, Río Tinto. b. Stockwork brechoide con fragmentos de riolita silicificada y soportada por calcopirita masiva. Corvo, Neves Corvo. c. Bandedo y brechas sedimentarias con fragmentos de pizarra en pirita detrítica. Aznalcóllar. d. Contacto remplazante de los sulfuros masivos de La Zarza sobre brechas volcánicas ricas en pómez y vidrio, probablemente facies laterales de un domo. La zona de contacto está jalonada por una intensa silicificación rica en oro. e. Sulfuro masivo de grano grueso remplazando a una stockwork anterior desarrollado sobre dacita silicificada y sericitizada. Corta Lago. Río Tinto. f. Dacita casi completamente remplazada por sulfuros masivos, quedando únicamente pequeños remanentes de roca caja cloritizada y silicificada. San Miguel. g. Milonita en la base de la unidad félsica que contiene los sulfuros masivos de Lomero Poyatos. Consiste en una brecha muy silicificada de fragmentos de roca félsica con lentes de estradas de sulfuros masivos. h. Estructuras en ramp & flat en el techo de los sulfuros masivos de Aguas Teñidas Este.

dos tonelajes totales pero bajas leyes en metales base. Neves Corvo es una excepción por las leyes inusualmente altas en Cu y Sn.

A veces, los depósitos se sitúan en los primeros metros del CVS, aparentemente sincrónicos con los primeros eventos volcánicos, tal como ocurre en Tharsis. Otras muchas mineralizaciones se localizan en pizarra negra pero a techo de complejos domo de tipo dacítico y de bastante potencia.

En conjunto, estos sulfuros masivos tienen una morfología estratiforme clara, con índices de aspecto (longitud/potencia) entre 10 y 25 y que llegan a ser de 100 en el caso de Lousal. Sin embargo, hay que tener en cuenta que los índices de aspecto originales son a veces modificados por apilamiento o desmembración tectónica. Los sulfuros son típicamente de grano fino. Excepto en áreas en las que hay un crecimiento del tamaño de grano claro por el metamorfismo, son sulfuros masivos formados por agregados subeuhedrales a anhedrales de pequeño tamaño de grano (50-200 μm) dominados por pirita con cantidades más accesorias e intersticiales de esfalerita, calcopirita y galena. Hay otros muchos minerales accesorios y que han sido descritos en detalle por Marcoux & Leistel (1996). La mayoría de los sulfuros masivos no tienen estructuras bien definidas y solo muestran una cierta recristalización diagenética y metamórfica; sin embargo, en algunas zonas hay texturas coloformes, bandedas o brechoides que son claramente primarias.

En estos depósitos, las estructuras sedi-

mentarias son bastante comunes y la mayor parte de se pueden interpretar como ligadas a zonas de inestabilidad de la cuenca y deslizamientos en masa o producto de la destrucción de construcciones (bio-)hidrotermales. La mayor parte incluyen el retrabajamiento de sulfuros previamente consolidados; solo algunas estructuras pueden sugerir una erosión previa a la litificación. Otra característica de estas mineralizaciones es la presencia de abundante carbonato, bien como siderita bandedada alternando con sulfuros o cementando brechas (Tharsis, Migollas), bien como parte de la alteración hidrotermal (Tharsis, Tornos et al., 1998; Valverde, Toscano et al., 2000). Las descripciones recientes demuestran que en Tharsis las rocas ricas en siderita-pirita son probablemente construcciones heterogéneas formadas mayoritariamente por biofilms y situadas cerca de las zonas de alimentación (Tornos et al., 2008). Otras evidencias de intensa actividad biológica extremófila en estos sulfuros masivos incluyen la presencia de pistas fósiles en Tharsis y la composición, predominantemente negativa, de los isótopos de azufre.

Mientras que la mayor parte de estos sulfuros masivos muestran una intensa zona de alteración hidrotermal subyacente, no hay citas de alteración significativa en las rocas de techo. Encima de algunos sulfuros masivos hay algunas capas de chert gris y blanco.

Aunque en la mayor parte de estos sistemas la pizarra encajante está intensamente alterada, el estudio de detalle en las cercanías de Tharsis muestra que los sulfuros masivos se relacionan con un evento anóxico que se restringe casi

exclusivamente al entorno inmediato de los niveles mineralizados. La geoquímica de la pizarra muestra que mientras que los sulfuros masivos se depositan en condiciones anóxicas, el resto de la secuencia pizarrosa lo hace en condiciones óxicas a sub-óxicas (Tornos et al., 2008). Esto, unido a la presencia de estructuras sedimentarias y a las evidencias de actividad biológica sugiere que los sulfuros masivos se formaron mayoritariamente por exhalación en una cuenca de tercer orden en un fondo marino mediante un mecanismo de tipo brine pool (Solomon et al., 2002). Básicamente, la exhalación de fluidos hidrotermales salinos en el fondo marino dio lugar a un desplazamiento del agua oceánica, establecimiento de un fondo anóxico caliente, lugar preferente para el desarrollo de una importante actividad biológica y la precipitación de los sulfuros masivos. Al cesar la actividad hidrotermal, el sistema retornó a las condiciones óxicas regionales.

Estos sulfuros masivos encajados en pizarras no muestran una zonación clara en metales. Aunque hay zonas enriquecidas en Cu, Zn o Pb, no muestran una zonación bien definida y la existente suele estar ligada a enriquecimiento tectónico. Las evidencias de refinamiento hidrotermal o de contactos remplazantes son infrecuentes.

Sulfuros Masivos Relacionados con Depósitos Volcanoclásticos Félsicos

Los depósitos de sulfuros masivos en el norte de la Faja Pirítica están mayoritariamente encajados por rocas volcánicas félsicas con muy poca proporción

de pizarra. Los grandes cuerpos de La Zarza, Aguas Teñidas y Aljustrel tienen tonelajes superiores a los 100 Mt, pero la mayor parte de estas mineralizaciones tienen menos de 10 Mt. Lo que hace interesante económicamente a este tipo de mineralización es la presencia de zonas ricas en Zn-Pb y cobre adyacentes a la piritita estéril. La mayor parte de estos depósitos se alinean a lo largo de bandas de varias decenas de kilómetros de longitud. A pesar de la gran importancia de este distrito, hay poca literatura sobre el encuadre geológico y sus características metalogenéticas (e.g., Bobrowicz, 1995; Sánchez España et al., 2000b, 2003; Hidalgo et al., 2003; McKee, 2003).

El estudio de detalle de estos depósitos muestra que están encajados en rocas volcanoclásticas de alta energía, que incluyen hialoclastita transportada o brechas ricas en pómez, cristales y/o vidrio. Sin embargo, esto es solo visible en pocos lugares ya que en la mayor parte de los depósitos las características originales están trastocadas por una intensa alteración hidrotermal y deformación. Los sulfuros masivos consisten en lentejones apilados tectónicamente que dan lugar a depósitos con índices de aspecto intermedios (5-10). Sin embargo, aquellos situados en zonas muy deformadas forman cuerpos lensoidales muy aplanados (e.g. Lomero Poyatos, La Romanera). Debido a su intensa deformación, los sulfuros masivos muestran evidencias generalizadas de recristalización; no se han observado estructuras primarias. Mineralógicamente, estos sulfuros masivos están enriquecidos en esfalerita, galena, tetrahedrita y oro. Otra característica distintiva de los sulfuros masivos de la zona septentrional es la presencia de sulfatos tales como la barita o el yeso (producto de la retrogradación de anhidrita), tal como es el caso de San Platón, La Zarza, San Telmo, Aljustrel o Sierrecilla. Los óxidos, principalmente magnetita, también son típicos de estos depósitos. Mientras que los sulfatos son típicamente primarios, la génesis de estos óxidos del hierro no es bien comprendida y podrían ser primarios, relacionados con la desulfurización metamórfica sintectónica o fruto de una oxidación tardía.

Cuando son visibles, los contactos con la roca caja son siempre discordantes y remplazantes. Los sulfuros masivos son de grano medio a grueso, y a veces conservan abundantes restos intersticiales de la roca encajante muy alterada. La mineralización incluye un intenso bandeado, realizado por la

alternancia de niveles enriquecidos en distintos sulfuros. La abundancia de estructuras S-C, la naturaleza y textura milonítica del bandeado y la presencia de fragmentos angulosos de piritita en una matriz de minerales más dúctiles (esfalerita y galena) indican que este bandeado es de origen tectónico.

Debido a la intensa deformación, solo algunos de los cuerpos mineralizados muestran un stockwork bien desarrollado y rico en Cu, tal como es el caso de Aguas Teñidas (Bobrowicz, 1995), Concepción (Sánchez España et al., 2000b) o Aljustrel (Barriga & Fyfe, 1988; Dawson & Caessa, 2003). En muchos casos la alteración hidrotermal parece incluir totalmente la mineralización. Algunos depósitos muestran una gran aureola de alteración con sulfuros diseminados en la roca de muro y techo, tal como es el caso de Concepción, San Platón, Cueva de la Mora, Vuelta Falsa, Aguas Teñidas Este o Feitais que incluyen el desarrollo irregular de zonas de alteración sílicea, clorítica y sericitica.

Casi todas estas mineralizaciones tienen una zonación metálica bien definida, con zonas bien distintas enriquecidas en cobre y/o Zn-Pb. Aguas Teñidas Este, Concepción o Aljustrel muestran la clásica zonación con Cu en la base del sulfuro masivo y el Zn-Pb enriquecidos a techo. Sin embargo, otros cuerpos como San Platón y San Telmo tienen la mineralización de cobre tanto a muro como a techo, aunque en el techo va acompañada de Zn. En todos estos sulfuros masivos hay abundantes evidencias de refinamiento hidrotermal con contactos metasomáticos entre los distintos tipos de mineralización.

El Distrito de Río Tinto

El distrito minero de Río Tinto comprende cuerpos de sulfuros masivos con características de los sectores septentrional y meridional. Incluye depósitos intercalados en pizarra (Filón Sur) o encajados en rocas volcánicas félsicas (Filón Norte). Ha sido descrito en múltiples trabajos (e.g., Williams, 1934; Rambaud, 1969; Williams et al., 1975; García Palomero, 1980; Solomon et al., 1980; Badham, 1982; Eastoe et al., 1986; Boulter, 1993; Mellado et al., 2006). Williams et al. (1975) han propuesto que los lentejones actualmente separados de sulfuros masivos formaron originariamente una sola lámina que cubría un área de cerca de 4 km² con un tonelaje total estimado de cerca de 500 Mt. El stockwork subyacente sería lo que se ha explotado en el área de Cerro

Colorado. Ha sido perforado hasta una profundidad de 400 m, con una disminución gradual hacia abajo del grosor y frecuencia de las venas (Williams et al., 1975). Este stockwork tiene más de 2000 Mt de rocas volcánicas alteradas con leyes irregulares de cobre.

La cartografía de Mellado et al. (2006) muestra que el encuadre estructural es más complejo que el supuesto anteriormente; la mayor parte de los contactos son tectónicos y parte de las rocas ígneas son intrusivas. La secuencia es muy similar a la deducida recientemente en el sector más septentrional de la FPI e incluye una unidad basal de basalto en coladas submarinas y niveles volcanoclásticos alternando con pizarra y superpuesta por un complejo ácido que incluye domos, sills y mass flows de pómez cubiertos por pizarra. El CVS es concordante sobre el Grupo PQ pero cabalgado por el Grupo Culm mediante una estructura fuera de secuencia.

Los sulfuros masivos de la zona de Filón Norte (Lago, Salomon, Quebrantahuesos y Filón Norte) rempazan a rocas félsicas en un esquema similar a los del sector septentrional de la FPI. Los sulfuros masivos aparecen como lentejones que están cortados por el stockwork de Cerro Colorado. Sin embargo, las mineralizaciones de Filón Sur y Planes-San Antonio se localizan en las pizarras estratigráficamente superiores y parecen ser de tipo exhalativo.

EL STOCKWORK Y LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

La mayor parte de los sulfuros masivos se localizan sobre un stockwork o zona de alimentación (feeder zone) rodeada por una intensa alteración hidrotermal que afecta a las rocas infrayacentes a los sulfuros masivos, generalmente rocas volcánicas félsicas o pizarra. La alteración es posterior al metamorfismo hidrotermal producido por la circulación temprana del agua de mar a través de las rocas volcánicas (Munhá et al., 1986). La mayor parte de los stockworks bien conocidos parecen tener una morfología irregular o estratoide. Muchos autores citan morfologías de tipo pipa (García Palomero, 1980; Bobrowicz, 1995; Costa, 1996; Carvalho et al., 1999; Sáez et al., 1999), pero otros estudios detallados indican que los stockworks encajados en pizarra (Tharsis, Tornos et al., 1998) o en rocas ígneas (Aljustrel, Dawson & Caessa, 2003; Neves Corvo, Relvas, 2000; Río Tinto, Solomon et al., 1980) tienen una morfología irregular a estratoide. En el

depósito de Corvo, Relvas (2000) ha demostrado que el stockwork verdadero tiene una potencia de solo 10-20 m.

Las zonas de alteración que incluyen el stockwork en rocas volcánicas muestran una división en zonas irregular, generalmente con una zona interna rica en clorita rodeada por otra de alteración sericitica caracterizada por altos contenidos en Ba y Na (Relvas et al., 1990; Costa, 1996). Sin embargo, puede haber stockworks desarrollados sobre rocas sericitizadas con solo alteración cloritica esporádica (e.g., Salomón-Lago, Río Tinto). En general parece haber un enriquecimiento del Zn en el stockwork en rocas sericitizadas, mientras que el clorítico se enriquece en cobre (Aljustrel, Dawson & Caessa, 2003; Río Tinto, Solomon et al., 1980). Un núcleo de intensa alteración silicea se ha descrito en Aguas Teñidas Este (Bobrowicz, 1995) y Aljustrel (Dawson & Caessa, 2003). La alteración carbonatada es típica de muchos depósitos tales como Río Tinto (Williams et al., 1975), Aguas Teñidas Este (Bobrowicz, 1995), La Zarza (Strauss et al., 1981), Tharsis (Tornos et al., 1998) o Valverde (Toscano et al., 2000). Esta alteración puede aparecer en las zonas marginales de la mineralización, en la interfase entre sulfuros masivos y stockwork, en venillas independientes en el stockwork o dispersa en el sistema. Finalmente, en algunos lugares (Aljustrel, Gaviao) se ha citado la presencia de una alteración periférica caracterizada por la presencia de venas de cuarzo con sulfuros diseminados y una mica rica en Na (Relvas et al., 1990; Barriga & Relvas, 1993). En la pizarra, los stockworks muestran una única zona rica en clorita.

Los stockworks muestran una mineralogía característica y algo distinta a la que se encuentra en los sulfuros masivos. En muchos depósitos hay un enriquecimiento irregular en arsenopirita, cobaltita, alloclasita, glaucodot, bismutinita, telururos de bismuto y sulfosales de Bi-Cu-Pb (Marcoux et al., 1996).

LA EDAD DE LOS SULFUROS MASIVOS

El CVS se formó en un tiempo relativamente corto, entre el Famenniense Superior y el Viseense Superior más temprano. La datación sistemática de las pizarras asociadas a los sulfuros masivos en la zona meridional de la FPI indica que todas las mineralizaciones se localizan en un único horizonte estratigráfico, el Struniense superior (la parte más alta del Famenniense). Esto ha sido confirmado por datos de U-Pb

en circones y palinología en Aznalcóllar (Pereira et al., 1996; Nesbitt et al., 1999), Las Cruces (Barrie et al., 2002), Neves Corvo (Oliveira et al., 2003) y Tharsis (Gonzalez et al., 2002), que demuestran que estos depósitos se formaron en un intervalo del tiempo de menos de 3-4 Ma. Sin embargo, hay evidencias de que los depósitos de la zona de Río Tinto se formaron en un evento posterior, al menos Tournaisiense. En esta zona, la pizarra de edad de Strunian es estéril (Rodríguez et al., 2002) y la mineralización corta a una dacita datada en 347.5 ± 1.5 Ma (Dunning et al., 2002) o 349.8 ± 0.9 Ma (Barrie et al., 2002).

GEOQUÍMICA Y ORIGEN DE LOS SULFUROS MASIVOS

Hay abundantes estudios sobre la geoquímica de los sulfuros masivos de la Faja Pirítica. Sin embargo, la intensa deformación superimpuesta, la existencia de varias generaciones hidrotermales y la variabilidad interpretativa de los resultados hacen que no haya un modelo geoquímico único. Los estudios de inclusiones fluidas en cuarzo de los distintos stockworks muestran que los fluidos atrapados eran acuosos y pobres en CO_2 con salinidades variables entre 0 y 24% peso NaCl equiv., con la moda entre 3 y 12% (Sánchez España et al., 2003). Estos fluidos son muy distintos a los de poca salinidad y enriquecidos en CO_2 y que están ligados al metamorfismo Varisco. La mayor parte de los autores los interpretan como restos, quizás algo modificados, de los fluidos mineralizantes. El predominio de fluidos con salinidades por encima del agua de mar indica que eran de origen más profundo, de origen magmático, connatos o equilibrados con evaporitas, y los que se exhalaban en el fondo marino formaron un fluido inmisible que permitía su acumulación en un brine pool (Solomon et al., 2002). La composición isotópica del oxígeno y deuterio (Munhá et al., 1986; Relvas, 2000; Sánchez España et al., 2000a) confirma que los fluidos no eran aguas superficiales, pero no permite distinguir entre aguas magmáticas o de cuenca y su mezcla con agua marina.

Sin embargo, los resultados isotópicos del Sr muestran valores muy enriquecidos en ^{87}Sr sugiriendo que los fluidos, o al menos una parte significativa de ellos, equilibraron con rocas con altas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tales como pizarra o un basamento de proveniencia siliciclástica, lo que apoya un origen connato o metamórfico. Una derivación de la corteza continental es apoyada por los

datos de isótopos de Pb y Os de las mineralizaciones, que muestran firmas crustales muy evolucionadas (Marcoux, 1998; Mathur et al., 1999; Munhá et al., 2005).

Varios autores han propuesto que todos o parte de los fluidos en la Faja Pirítica Ibérica son de derivación magmática. Este modelo fue propuesto inicialmente por Munhá & Kerrich (1980) y Munhá et al. (1986) que propusieron que hasta un 15% del fluido responsable de las mineralizaciones era magmático. Más adelante, esta atractiva hipótesis ha sido reforzada por los datos isotópicos y de inclusiones fluidas presentados por Relvas et al. (2001) en Neves Corvo y por Sánchez España et al. (2003) en el dominio septentrional.

Sin embargo, aunque los datos geoquímicos son equívocos y no permiten descartar una cierta influencia magmática, las evidencias geológicas sugieren que los fluidos magmáticos, de estar presentes, no influyeron notablemente en el desarrollo de las mineralizaciones. Las intrusiones aflorantes no muestran ninguna evidencia de saturación en fluidos, exsolución de los mismos o mineralizaciones periplutónicas. Por otro lado, no se han detectado grandes zonas de alteración argilítica tales como cabría esperar en sistemas magmático-hidrotermales en ambientes marino someros ni zonas de alteración conectando las rocas plutónicas y los sistemas hidrotermales (Tornos & Heinrich, 2008). Finalmente, la mezcla de fluidos magmáticos ricos en metales con aguas de derivación superficial en zonas profundas hubiera dado lugar a mineralizaciones de replazamiento profundo y no a depósitos (sub)-exhalativos.

Alternativamente, Tornos & Heinrich (2008) han propuesto que fluidos equilibrados con una secuencia siliciclástica similar a la del Grupo PQ pueden lavar cantidades apreciables de metales, pero no de azufre, y transportarlos a largas distancias. Este modelo (Fig 5.) sería coherente con los datos isotópicos y los de inclusiones fluidas y explicaría por qué no hay grandes zonas de alteración dentro del Grupo PQ; igualmente, explica por qué muchos de los stockworks tienen una paragénesis empobrecida en azufre con respecto a los sulfuros masivos suprayacentes. De ser este modelo cierto, las mineralizaciones se formarían cuando los fluidos profundos de origen connato encuentran una fuente de azufre, probablemente al mezclarse con otros fluidos.

La composición isotópica del azufre en

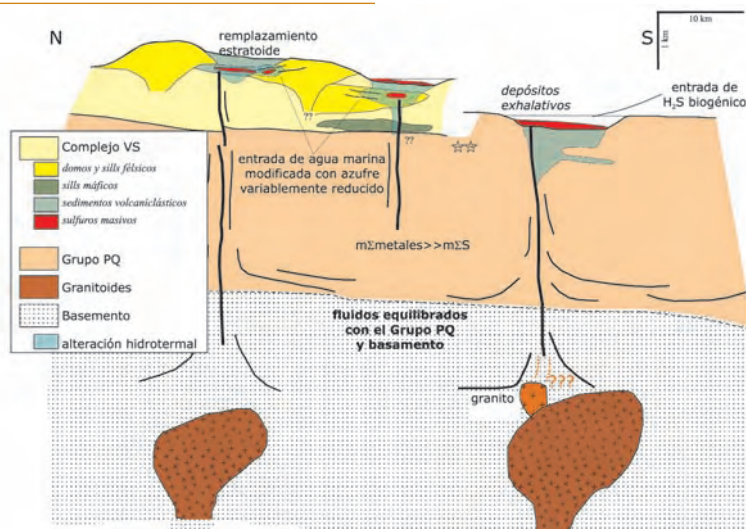


fig 5. Modelo conceptual propuesto para la formación de sulfuros masivos en la Faja Pirítica Ibérica. Modificado de (Tornos, 2006).

los sulfuros masivos muestra un origen dual (Velasco et al., 1998; Tornos, 2006). Una parte del azufre, que es la dominante en los stockworks y en los sulfuros masivos remplazando a rocas volcánicas, tiene valores algo más positivos y se interpreta como derivada del lavado de las rocas sedimentarias y volcánicas o de la termorreducción del sulfato marino. La segunda fuente de azufre sería la reducción biológica de sulfato marino, que daría lugar a valores más negativos de $\delta^{34}\text{S}$. Esta reducción tendría lugar bien en los mounds biogénicos o en las quimioclinas de los brine pools (Tornos et al., 2008).

El modelo tectónico general implicaría un adelgazamiento cortical e intrusión de rocas ígneas, lo que favorecería la diagénesis acelerada, compactación y expulsión de fluidos equilibrados con los sedimentos del Grupo PQ. Los modelos numéricos de Conde et al. (2005) muestran que estos fluidos se incorporarían a los primeros pulsos de los circuitos hidrotermales convectivos generados en el fondo marino y serían los primeros en ser expulsados. Estos resultados numéricos son coherentes con los datos geoquímicos y el hecho de que las mineralizaciones exhalativas son muy tempranas dentro de la evolución general del CVS.

EL EFECTO DE LA DEFORMACIÓN VARISCA EN LOS SULFUROS MASIVOS

La deformación Varisca ha modificado notablemente la arquitectura general de los sulfuros masivos en la FPI. La tectónica de cabalgamientos y fallas en un ambiente epizonal ha producido diversos efectos, incluyendo: a) la inversión tectónica de las fallas sinsedimentarias, con la separación espacial de los sulfuros

masivos de sus stockworks y la localización de los cuerpos mineralizados en rampas tectónicas regionales, que se interpretan como antiguas estructuras extensionales reactivadas posteriormente (Quesada, 1998); b) el apilamiento tectónico de los sulfuros masivos en una morfología de ramp & flat aumentando su espesor total (Aznalcóllar, Almodovar et al., 1998; Tharsis, Tornos et al., 1998); c) la desmembración y el desarrollo de láminas tectónicas de los sulfuros masivos, conduciendo a importantes cambios en el índice de aspecto; d) el enriquecimiento en metales en las zonas de deformación, incluyendo el oro (Tornos et al., 1998; Velasco et al., 2000) y cobre (Gumiel et al., 2001) en los stockworks y los metales base y el oro en las zonas deformadas de los sulfuros masivos (Velasco et al., 2000, 2003; McKee, 2003); y e) formación de stockworks sintectónicos ricos en pirita sin la alteración hidrotermal característica de los sistemas submarinos.

La deformación explicaría las elevadas leyes en metales base y preciosos que se encuentran, por ejemplo, a techo de los sulfuros masivos de Tharsis (Strauss & Beck, 1990) y el enriquecimiento en Zn, Pb, Ag y Au en los cuerpos más deformados como es el caso de Sierrecilla, Romanera o Lomero Poyatos. Donde este mecanismo es quizás más significativo es en Neves Corvo. La formación de zonas extremadamente enriquecidas en cobre se puede explicar por un refinamiento tectónico-hidrotermal con reconcentración de la calcopirita en las zonas más deformadas.

LA ALTERACIÓN SUPERGÉNICA DE LOS SULFUROS MASIVOS

La erosión y desmantelamiento de la Faja Pirítica Ibérica durante la Orogenia

Alpina ha llevado a la exposición subaérea, oxidación y muchas veces erosión de los sulfuros masivos. Casi todas las mineralizaciones aflorantes han sido remplazadas por gossan y en ellas la zona de cementación supergénica está muy poco desarrollada o es inexistente. Los estudios de detalle en las zonas de gossan en Tharsis (Capitan et al., 2003) y San Miguel (Alvaro & Velasco, 2002) muestran que la mineralogía es muy monótona y son gossan muy evolucionados, formados casi exclusivamente por goethita con cantidades más accesorias de caolinita, cuarzo, jarosita, hematitas y sulfoarseniato. Estas zonas de gossan tienen un enriquecimiento en oro y plata significativo con respecto a los sulfuros masivos infrayacentes y han sido casi todos explotados a partir de la década de 1970. Sin embargo, las zonas de mayor enriquecimiento eran unas arenas jarosíticas con elevados contenidos en metales preciosos. Obviamente, fueron el primer objetivo de la minería antigua.

La mayor parte de los gossan rempazan in situ a sulfuros masivos y el stockwork. Solo localmente hay gossan transportados, que se distinguen de los anteriores por el carácter polimictico de sus brechas, por una mineralogía más sencilla y por los bajos contenidos en oro (García Palomero et al., 1986).

Sin embargo, el recientemente descubierto depósito de Las Cruces muestra una secuencia completa y mucho menos evolucionada que el resto de las zonas de alteración supergénica conocidas en la Faja Pirítica Ibérica. Esto es debido a que el depósito, una vez expuesto subaéreamente, fue cubierto por los sedimentos terciarios de la Cuenca del Guadalquivir y preservado. Así, la zona de gossan es mucho más compleja que las anteriores e incluye una zona de silicificación, un gossan negro y otro rojo similar a los clásicos pero enriquecido en siderita y galena. Bajo el gossan se dispone una zona de cementación también muy compleja y que rempaza tanto a los sulfuros masivos como al stockwork asociado. La paragénesis incluye calcocita, digenita, bornita y cantidades accesorias de cobres grises, enargita o famatinita (Knight, 2000; Doyle et al., 2003)

CONCLUSIONES

La Faja Pirítica Ibérica tiene varias características geológicas que la hacen diferente a otros distritos ricos en sulfuros masivos volcánicos del mundo. Las más relevantes son: a) El encuadre tectónico, con los sulfuros masivos formando en una

cuenca continental de tipo pull apart desarrollada en el margen pasivo de un margen continental activo; *b*) La presencia de una unidad siliciclástica potente subyacente a la secuencia volcánica; *c*) La poca potencia de la secuencia volcánica encajante de los sulfuros masivos (<1300 m) con rocas desde basálticas a riolíticas; *d*) La abundancia de pizarra en la zona más meridional; *e*) La restricción temporal del evento mineralizador, de menos de 3-4 Ma; *f*) El agrupamiento de las mineralizaciones en distritos bien definidos; *g*) La alta productividad de los sistemas hidrotermales, con una proporción significativa de los depósitos supergigantes; *h*) una firma geoquímica característica con valores crustales para los isótopos de Os, Pb, Sr y Nd; *e, i*) una composición isotópica del azufre indicativa de una elevada contribución biogénica.

A una escala más regional, la presencia de una potente secuencia sedimentaria debajo de las rocas volcánicas se interpreta como fundamental para el desarrollo de una provincia metalogénica tan significativa. Probablemente, el Grupo PQ y el basamento infrayacente son la fuente de los fluidos y metales. La compactación y deshidratación de estos sedimentos durante el ascenso del gradiente geotérmico motivado por la intrusión generalizada favorecería la incorporación de estos fluidos a células convectivas regionales.

El estilo y ambiente de formación de los sulfuros masivos está condicionado por características más locales. Las rocas sedimentarias dominan en la parte meridional de la FPI mientras que la zona norte está caracterizada por la presencia de una potente secuencia volcánica. Esta diferencia paleogeográfica tiene un efecto crítico en la formación de los sulfuros masivos. Los sulfuros masivos parecen haberse formado en dos ambientes muy distintos, en brine pools formadas en cuencas de tercer orden o como remplazamientos bajo el fondo marino. Los depósitos de remplazamiento se restringen a capas reactivas con alta permeabilidad primaria dentro de la secuencia volcánica félsica, incluyendo los sedimentos ricos en pómez y vidrio.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha beneficiado de la discusión con R. Allen, N. Badham, C. Conde, G. Dawson, M. Doyle, C. Heinrich, R. Hidalgo, R.R. Large, N. Pacheco, J. Relvas, J. Robredo, W. Sheppard, M. Solomon y F. Velasco. Ha sido financiado por el proyecto español BTE2000-0161-CO2-1 de DGI y es una contribución al

Proyecto Global de Comparación de Sulfuros Masivos (IGCP 502).

BIBLIOGRAFÍA

Almodovar, G.R., Sáez, R., Pons, J.M., Maestre, A., Toscano, M., Pascual, E. (1998): Geology and genesis of the Aznalcollar massive sulphide deposits, Iberian Pyrite Belt, Spain. *Mineralium Deposita*, 33, 111-136.

Alonso, F.M., Garcia Navarro, E., Camacho, M.A. (1999): Deformación progresiva de la Zona Sudportuguesa: Plegamiento y cizallamiento de secuencias multicapa. *Geogaceta*, 25.

Alvaro, A., Velasco, F. (2002): Etapas de alteración supergénica en la formación del gossan de San Miguel (Faja Pirítica Ibérica). *Boletín Sociedad Española Mineralogía*, 25A, 3-4.

Avery, D. (1974): Not on Queen Victoria's Birthday: The Story of the Rio Tinto Mines. Collins, London.

Badham, J.P.N. (1982): Further data on the formation of ores at Rio Tinto, Spain. *Transactions Institution Mining Metallurgy*, 91, B26-B32.

Barrie, C.T., Amelin, Y., Pascual, E. (2002): U-Pb geochronology of VMS mineralization in the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 37, 684-703.

Barriga, F.J.A.S. (1990): Metallogenesis in the Iberian Pyrite Belt, in: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer R.D., Martínez García E. (eds) Springer Verlag, Heidelberg, pp 369-379.

_, Fyfe, W.S. (1988): Giant pyritic base-metal deposits: the example of Feitais (Aljustrel, Portugal). *Chemical Geology*, 69, 331-343.

_ & _ (1998): Multi-phase water-rhyolite interaction and ore fluid generation at Aljustrel, Portugal. *Mineralium Deposita*, 33, 188-207.

_ & Relvas, J.M.R.S. (1993): Hydrothermal alteration as an exploration criterion in the FPI: Facts, problems and future. *The FPI: Facts, Problems, and Future*, I Simpósio de Sulfuretos Polimetálicos da Faixa Pirítica Ibérica, October 3-6, 1993, APIMINERAL, Abstract volume pp 1-2.

Bobrowicz, G.L. (1995): Mineralogy, geochemistry and alteration as exploration guides at Aguas Teñidas Este, Pyrite Belt, Spain. *University Birmingham*, pp 424.

Boulter, C.A. (1993): High level peperitic sills at Rio Tinto, Spain: implications for stratigraphy and mineralization. *Transactions Institution Mining Metallurgy*, 102, b30-b38.

Capitan, A., Nieto, J.M., Sáez, R., Almodovar, G.R. (2003): Caracterización textural y mineralógica del gossan de Filon Sur (Tharsis, Huelva). *Boletín Sociedad Española Mineralogía*, 26, 45-58.

Carvalho, D., Barriga, F.J.A.S., Munhá, J.

(1999): Bimodal siliciclastic systems - the case of the Iberian Pyrite Belt, in: *Volcanic-associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*. Barrie C.T., Hannington, M. D. (ed) *Reviews in Economic Geology*, SEG, pp 375-408.

Cas, R.A.F., Allen, R.L., Bull, S.W., Clifford, B.A., Wright, J.V. (1990): Subaqueous, rhyolitic dome top tuff cones: a model based on the Devonian Bunga beds, southeastern Australia and a modern analogue. *Bulletin Volcanology*, 52, 159-174.

Conde, C., Mathaii, S., Geiger, S., Tornos, F., Herrington, R. (2005): Heat and fluid modeling of the shale-hosted massive sulphides in the Iberian Pyrite Belt, Spain. *Abstracts GAC-MAC-CSPG-CSSS meeting*. Halifax, pp 238 p. Costa, I.M.S.R. (1996) Efeitos mineralógicos e geoquímicos de alteração mineralizante em rochas vulcánicas félsicas de Rio Tinto (Faixa Pirítica Ibérica, Espanha) *Universidade de Lisboa*, pp 200.

Dawson, G.L., Caessa, P. (2003): Geology of the Aljustrel Mine area, southern Portugal. *Field Trip Guide, GEODE-Global Comparison Massive Sulphide Project Field Workshop: The geology of the Volcanic Hosted Massive Sulphides of the Iberian Pyrite Belt*.

Doyle, M., Morrissey, C., Sharp, G. (2003): The Las Cruces Orebody, Seville province, Andalucía, Spain, in: *The Geology and genesis of Europe's major base metal deposits*. Kelly C.G., Andrew C.J., Ashton J.H., Boland M.B., Earls G., Fuscuardi L., Stanley G. (eds) *Irish Association for Economic Geology*, Dublin, pp 381-390.

Dunning, G.R., Díez Montes, A., Matas, J., Martín Parra, L.M., Almarza, J., Donaire, M. (2002): Geocronología U/Pb del volcanismo ácido y granitoides de la Faja Pirítica Ibérica (Zona Surportuguesa). *Geogaceta*, 32, 127-130.

Eastoe, C.J., Solomon, M., Garcia Palomero, F. (1986): Sulphur isotope study of massive and stockwork pyrite deposits at Rio Tinto, Spain. *Transactions Institution Mining Metallurgy*, 95, b201-b207.

Franklin, J.M., Sangster, D.M., Lydon, J.W. (1981): Volcanic associated massive sulfide deposits, in: *Economic Geology 75th Anniversary Volume*. Skinner B.J. (ed) *Society Economic Geologists*, pp 485-627.

Galley, A.G. (2003): Composite synvolcanic intrusions associated with Precambrian VMS-related hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, 38, 443-473.

García Palomero, F. (1980): Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de los yacimientos del anticlinal de Riotinto. *Instituto de Estudios Onubenses*. Huelva, pp 263.

_, Bedia, J.L., García Magariño, M., Sides, E.J. (1986): Nuevas investigaciones y trabajos de evaluación de reservas de gossan en Minas de Riotinto. *Boletín Geológico Minero*,

97 622-642.

Gonzalez, F., Moreno, C., Sáez, R., Clayton, J. (2002): Ore genesis age of the Tharsis Mining District (Iberian Pyrite Belt): a palynological approach. *Journal Geological Society London*, 159, 229-232.

Gumiel, P., Sanderson, D.J., Campos, R., Roberts, S. (2001): Fractal geometry of the Cerro Colorado stockwork, Rio Tinto Mine (Iberian Pyrite Belt) In: Tornos F., Pascual E., Sáez R., Hidalgo R. (eds) GEODE Workshop Massive sulphide deposits in the Iberian Pyrite Belt: New advances and comparison with equivalent systems. Aracena (Huelva), pp 23-24.

Herzig, P.M., Hannington, M.D. (1995): Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor. A review. *Ore Geology Reviews*, 10, 95-115.

Hidalgo, R., Guerrero, V., Pons, J.M., Anderson, I.K. (2003): The Aguas Teñidas Este mine, Huelva province, SW Spain, in: Europe's major base metal deposits. Kelly J.G., Andrew C.J., Ashton J.H., Boland M.B., Earls G., Fusciardi L., Stanley G. (eds) Irish Association Economic Geology, pp 367-380.

IGME (1982): Síntesis Geológica de la Faja Pirítica del SO de España. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 106.

Knight, F.C. (2000): The mineralogy, geochemistry and genesis of the secondary sulphide mineralisation of the Las Cruces, Spain University of Cardiff, Cardiff, pp 434.

Large, R.R. (1992): Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: Features, styles and genetic models. *Economic Geology*, 87, 471-510.

Laznicka, P. (1999): Quantitative relationships among giant deposits of metals. *Economic Geology*, 94, 455-473.

Leistel, J.M., Marcoux, E., Thieblemont, D., Quesada, C., Sánchez, A., Almodovar, G.R., Pascual, E., Sáez, R. (1998): The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt. Review and preface to the special issue. *Mineralium Deposita*, 33, 2-30.

Lydon, J.W. (1988): Volcanogenic massive sulphide deposits: I. A descriptive model, in: Ore deposit models. Roberts R.G., Sheenan P.A. (eds), pp 14-56.

Marcoux, E. (1998): Lead isotope systematics in the giant massive sulphide deposits in the Iberian Pyrite belt. *Mineralium Deposita*, 33, 45-58.

_ & Leistel, J.M. (1996): Mineralogy and geochemistry of massive sulphide deposits. Iberian Pyrite Belt. *Boletín Geológico Minero*, 107, 117-126.

_ , Moelo, Y. & Leistel, J.M. (1996): Bismuth and cobalt minerals: indicators of stringer zones to massive-sulfide deposits, South Iberian Pyrite Belt. *Mineralium*

Deposita, 31, 1-26.

Mathur, R., Ruiz, J., Tornos, F. (1999): Age and sources of the ore at Tharsis and Rio Tinto, Iberian Pyrite belt, from Re-Os isotopes. *Mineralium Deposita*, 34, 790-793.

McKee, G.S. (2003): Genesis and deformation of the Aguas Teñidas Este massive sulphide deposit and implications for the formation, structural evolution and exploration of the Iberian Pyrite Belt University of Birmingham, Birmingham, pp 413.

Mellado, D., González Clavijo, E., Tornos, F., Conde, C. (2006): Geología y estructura de la Mina de Río Tinto (Faja Pirítica Ibérica, España). *Geogaceta*, 40, 231-234.

Mitjavila, J., Martí, J., Soriano, C. (1997): Magmatic evolution and tectonic setting of the Iberian Pyrite Belt volcanism. *Journal Petrology*, 38, 727-755.

Moreno, C. (1993): Postvolcanic paleozoic of the Iberian Pyrite Belt: An example of basin morphologic control on sediment distribution in a turbidite basin. *Journal Sedimentary Petrology*, 63, 1118-1128.

_ , Sierra, S., Sáez, R. (1996): Evidence for catastrophism at the Famennian-Dinantian boundary in the Iberian Pyrite Belt, in: Recent advances in Lower Carboniferous Geology. Strogon P., Somerville I.D., Jones G.L. (eds) *Geological Society London*, pp 153-162.

Munhá, J. (1983): Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt. *Memoria Servicio Geológico Portugal*, 29, 39-81.

_ (1990): Metamorphic evolution of the South Portuguese/Pulo do Lobo Zone, in: Pre-Mesozoic evolution of Iberia. Dallmeyer R.D., Martinez Garcia E. (eds) Springer Verlag, Heidelberg, pp 363-368.

_ , Barriga, F.J.A.S., Kerrich, R. (1986): High 18O ore forming fluids in volcanic hosted base metal massive sulfide deposits: Geologic, 18O/16O, and D/H evidence from the Iberian Pyrite Belt, Crandon, Wisconsin and Blue Hill, Maine. *Economic Geology*, 81, 530-552.

_ , Kerrich, R. (1980): Seawater basalt interaction in spilites from the Iberian Pyrite Belt. *Contributions Mineralogy Petrology*, 73, 191-200.

_ , Relvas, J.M.R.S., Barriga, F.J.A.S., Conceição, P., Jorge, R.C.G.S., Mathur, R., Ruiz, J., Tassinari, C.C.G. (2005): Os isotopes systematics in the Iberian Pyrite Belt In: Mao J., Bierlein F. (eds) Biennial SGA Meeting. Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. Springer, Beijing, pp 663-666.

Nesbitt, R.W., Pascual, E., Fanning, C.M., Toscano, M., Sáez, R., Almodovar, G.R. (1999): U-Pb dating of stockwork zircons from the eastern Iberian Pyrite Belt. *Journal Geological Society London*, 156, 7-10.

Oliveira, J.T. (1990): South Portuguese Zone: Introduction. Stratigraphy and synsedimentary tectonism, in: PreMesozoic Geology of Iberia. Dallmeyer R.D., Martinez Garcia E. (eds) Springer Verlag, Heidelberg, pp 333-347.

_ , Pereira, Z., Carvalho, P., Pacheco, N., Korn, D. (2003): Stratigraphy of the tectonically imbricated lithological succession of the Neves Corvo Mine Region, Iberian Pyrite Belt. Implications for regional basin dynamics. *Mineralium Deposita*, 39, 422-436.

_ , Quesada, C. (1998): A comparison of stratigraphy, structure and paleogeography of the South Portuguese Zone and Southwest England, European Variscides Geoscience in south-west England (The Scott Simpson Lecture, Annual Conference of the Ussher Society 1998). pp 141-159.

Pereira, Z., Sáez, R., Pons, J.M., Oliveira, J.T., Moreno, C. (1996): Edad devónica (Struniense) de las mineralizaciones de Aznalcóllar (Faja Pirítica Ibérica) en base a palinología. *Geogaceta*, 20, 1609-1612.

Pinedo, I. (1963): Piritas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento. Summa, Madrid, 1003.

Quesada, C. (1996): Estructura del sector español de la Faja Pirítica: implicaciones para la exploración de yacimientos. *Boletín Geológico Minero*, 107, 3-4, 65-78.

_ (1998): A reappraisal of the structure of the Spanish segment of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 33, 31-44.

Rambaud, F. (1969): El sinclinal carbonífero de Riotinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 299.

Relvas, J.M.R.S. (2000): Geology and metallogeny at the Neves Corvo deposit, Portugal University Lisbon, Lisbon, pp 319.

_ , Massano, C.M.R., Barriga, F.J.A.S. (1990): Ore zone hydrothermal alteration around the Gavião orebodies: implications for exploration in the Iberian Pyrite Belt Abstracts, VIII Semana de Geoquímica. Lisboa.

_ , Tassinari, C.C.G., Munhá, J., Barriga, F.J.A.S. (2001): Multiple sources for ore forming fluids in the Neves Corvo VHMS deposit of the Iberian Pyrite Belt (Portugal): Strontium, Neodymium and Lead isotope evidence. *Mineralium Deposita*, 36 416-427.

Rodriguez, R.M., Diez, A., Leyva, F., Matas, J., Almaraz, J., Donaire, M. (2002): Datación palinoestratigráfica del volcanismo en la sección de la Ribera del Jarama (Faja Pirítica Ibérica, Zona Surportuguesa). *Geogaceta*, 32, 247-250.

Routhier, P., Aye, F., Boyer, C., Lecolle, M., Moliere, P., Picot, P., Roger, G. (1980): Le ceinture sud-iberique a amas sulfures dans sa partie espagnole mediane. BRGM, Orleans, 265.

- Sáez, R., Almodovar, G.R., Pascual, E. (1996): Geological constraints on massive sulphide genesis in the Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews*, 11, 429-451.
- _, Pascual, E., Toscano, M., Almodovar, G.R. (1999): The Iberian type of volcano-sedimentary massive sulphide deposits. *Mineralium Deposita*, 34, 549-570.
- Sánchez España, F.J., Velasco, F., Boyce, A., Fallick, A.E. (2000a): High $\delta^{18}\text{O}$ and low δD ratios of stringer systems of the northernmost IPP VHMS deposits: Evidence for a magmatic input to the hydrothermal ore-forming fluids? *Cuadernos Laboratorio Xeoloxico Laxe*, 25, 131-134.
- _, _, _ & _ (2003): Source and evolution of ore-forming hydrothermal fluids in the northern Iberian Pyrite Belt massive sulphide deposits (SW Spain): evidence from fluid inclusions and stable isotopes. *Mineralium Deposita*, 38, 519-537.
- _, _ & Yusta, I. (2000b): Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks associated with massive sulphide deposition in the Northern Iberian Pyrite Belt (SW Spain). *Applied Geochemistry*, 15, 1265-1290.
- _, _, Boyce, A., Fallick, A. E. (2000): High $\delta^{18}\text{O}$ and low δD ratios on stringer systems of the northernmost FPI VHMS deposits: evidence for a magmatic input to the hydrothermal ore-forming fluids? In: *Volcanic environments and massive sulfide deposits*, Program and Abstracts, Gemmell, J.B., Pongratz, J. (eds.), CODES, 181-182.
- Santos, A., Caballero, B., Prada, J.M. (1996): Descripción geológica de los yacimientos de Sotiel Coronada. *Boletín Geológico Minero*, 107, 511-518.
- Schermerhorn, L.J.G. (1971): An outline of the stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Boletín Geológico Minero*, 82, 239-268.
- Schutz, W., Ebner, J., Meyer, K.D. (1987): Trondhjemites, tonalites and diorites in the South Portuguese Zone and their relations to the vulcanites and mineral deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Geologische Rundschau*, 76, 201-212.
- Silva, J.B., Oliveira, J.T., Ribeiro, A. (1990): Structural outline of the South Portuguese Zone, in: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer R.D., Martínez García, E. (ed) Springer Verlag, Heidelberg, pp 348-362.
- Simancas, J.F. (1983): Geología de la extremidad oriental de la Zona Sud Portuguesa Universidad de Granada, pp 447.
- Solomon, M. (1976): Volcanic massive sulphide deposits and their host rocks - a review and explanation, in: *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*. Wolf K.H. (ed) Elsevier, Amsterdam, pp 21-54.
- _, Tornos, F., Gaspar, O.C. (2002): Explanation for many of the unusual features of the massive sulfide deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Geology*, 30, 87-90.
- _, Walshe, J.L., Garcia Palomero, F. (1980): Formation of massive sulfide deposits at Rio Tinto, Spain. *Transactions Institution Mining Metallurgy*, 89, b16-b24.
- Soriano, C. (1997): Vulcanisme i estructura de la Faja Piritica Iberica. Zona Sud Portuguesa Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona, 265 pp.
- _, Casas, J.M. (2002): Variscan tectonics in the Iberian Pyrite Belt, South Portuguese Zone. *International Journal Earth Sciences*, 91, 882-896.
- _, Marti, J. (1999): Facies analysis of volcano-sedimentary successions hosting massive sulfide deposits in the Iberian Pyrite Belt, Spain. *Economic Geology*, 94, 867-882.
- Strauss, G.K., Beck, J.S. (1990): Gold mineralisations in the SW Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 25, 237-245.
- Strauss, G.K., Madel, J. (1974): Geology of massive sulphide deposits in the Spanish Portuguese Pyrite Belt. *Geologische Rundschau*, 63, 191-211.
- Strauss, G.K., Madel, J., Fernandez Alonso, F. (1977): Exploration practice for stratabound volcanogenic sulphide deposits in the Portuguese-Spanish Pyritic belt, in: *Time and stratabound ore deposits* Springer. Klemm D.D., Schneider H.J. (eds) Springer Verlag, Heidelberg, pp 55-93.
- _, Roger, G., Lecolle, M., Lopera, E. (1981): Geochemical and geological study of the volcanosedimentary sulfide orebody of La Zarza, Huelva, Spain. *Economic Geology*, 76, 1975-2000.
- Thieblemont, D., Pascual, E., Stein, G. (1998): Magmatism in the Iberian Pyrite Belt: petrological constraints on a metallogenic model. *Mineralium Deposita*, 33, 98-110.
- Tornos, F. (2006): Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: The Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews*, 28, 259-307.
- _, Chiaradia, M. (2004): Plumbotectonic evolution of the Ossa Morena Zone (Iberian Peninsula): Tracing the influence of mantle-crust interaction in ore forming processes. *Economic Geology*, 99, 965-985.
- _, Gonzalez Clavijo, E., Spiro, B.F. (1998): The Filón Norte orebody (Tharsis, Iberian Pyrite Belt): a proximal low-temperature shale-hosted massive sulphide in a thin-skinned tectonic belt. *Mineralium Deposita*, 33, 150-169.
- _, Heinrich, C.A. (2008): Shale basins, sulfur-deficient ore brines, and the formation of exhalative base metal deposits. *Chemical Geology*, 247, 195-207.
- _, Solomon, M., Conde, C., Spiro, B.F. (2008): Formation of the Tharsis massive sulfide deposit, Iberian Pyrite Belt: Geological, litho-geochemical, and stable isotope evidence for deposition in a brine pool. *Economic Geology*, 103, in press.
- Toscano, M., Sáez, R., Almodovar, G.R. (2000): Carbonatos hidrotermales asociados al depósito de sulfuros masivos "Masa Valverde" (Faja Piritica Ibérica): Características texturales y geoquímicas. *Cuadernos Laboratorio Xeoloxico Laxe*, 25, 423-425.
- Valenzuela, A., Donaire, T., Pascual, E. (2002): Secuencia de facies volcánicas en el área del río Odiel (Faja Piritica Ibérica, España). *Geogaceta*, 32, 131-134.
- Van der Boogard, M. (1967): Geology of the Pomarao region, southern Portugal *Graafisch Centrum Deltro, Rotterdam*, pp 113.
- Velasco, F., Sánchez España, J., Boyce, A., Fallick, A.E., Saez, R., Almodovar, G.R. (1998): A new sulphur isotopic study of some Iberian Pyrite Belt deposits: evidence of a textural control on some sulphur isotope compositions. *Mineralium Deposita*, 34, 1-18.
- _, _, Yanguas, A., Tornos, F. (2000): The occurrence of gold in the sulfide deposits of the Iberian Pyrite Belt: evidence of precious metal remobilisation In: Gemmell J.B., Pongratz J. (eds) *Volcanic environments and massive sulfide deposits*, Program and Abstracts. CODES, Hobart, Tasmania (Australia), pp 221-223.
- _, F., Tornos, F., Herrero, J.M. (2003): Gold remobilization in metamorphosed VMS deposits, Iberian Pyrite Belt, Spain 105th Annual General Meeting. *Canadian Institution Mining Metallurgy, Halifax (Canada)*, pp 153.
- Williams, D. (1934): The geology of the Rio Tinto mines, Spain. *Transactions Institution Mining Metallurgy*, 43, b593-b678.
- _, Stanton, R.L., Rambaud, F. (1975): The Planes-San Antonio pyritic deposit of Rio Tinto, Spain: its nature, environment and genesis. *Transactions Institution Mining Metallurgy*, 84, B73-B82.