

# Propuesta de estructura geológica para el depósito gigante de sulfuros masivos volcanogénicos de Río Tinto, Faja Pirítica Ibérica

*Proposal of a structural setting for the giant volcanogenic massive sulphide deposit of Río Tinto, Iberian Pyrite Belt*

Emilio J. González-Clavijo <sup>(1)</sup> y Alejandro Díez-Montes

<sup>(1)</sup> IGME- Oficina de Salamanca. Azafranal, 48 – 1º A. 37001-Salamanca. e.clavijo@igme.es; al.diez@igme.es

## ABSTRACT

*New field reconnaissance around the Río Tinto Mine led to a better structural knowledge on the area. The improved map support a different geological evolution on this sector determined by an earlier extensional event, which probably conditioned the mineralization processes. Later compressive poly-cyclic Variscan events developed thin-skinned tectonics.*

**Key words:** Structure, detachment, thin-skinned, Variscan, Río Tinto.

*Geogaceta*, 48 (2010), 203-206  
ISSN: 0213-683X

Fecha de recepción: 15 de febrero de 2010  
Fecha de revisión: 21 de abril de 2010  
Fecha de aceptación: 28 de mayo de 2010

## Introducción

A pesar del importante papel histórico y económico desarrollado por la mina de Río Tinto, los artículos sobre la geología del área han sido escasos. Los trabajos pioneros de Williams (1934) ofrecieron un primer bosquejo de la geología de la mina y alrededores, siendo mejorados por Navarro Vázquez y Ramírez Copeiro del Villar (1972) y por García Palomero (1980).

La estructura tradicionalmente propuesta para la región es sencilla. Consiste en un tren de pliegues poco aplastados y vergentes para el S, con ejes subhorizontales y orientados E-W. Destacan como estructuras mayores un gran sinclinal con un domo anticlinal menor en su núcleo, que es donde se encuentra la mina. Estas estructuras deforman a una secuencia continua de edades Devónico Superior a Carbonífero Inferior, que contiene un Complejo Vulcano Sedimentario intercalado, el cual tiene hacia su techo los depósitos de sulfuros masivos polimetálicos.

Posteriormente se propuso una tectónica pelicular para este sector de la Zona Sudportuguesa (ZSP) (González Clavijo *et al.*, 1994; Quesada, 1998); como ya había sido identificada en la parte portuguesa (Silva *et al.*, 1990). Este estilo tectónico ha sido validado para toda la corteza de la ZSP mediante estudios de sismica de reflexión profunda (Simancas *et al.*, 2003).

Nuevos trabajos de campo en las partes accesibles de las labores mineras y de sus alrededores, complementados por estudios fosilíferos (Pereira y González-Clavijo, 2007), microestructurales y geoquímicos, permiten ofrecer un nuevo esquema estructural, que permitirá mejorar los modelos genéticos del yacimiento minero.

## Estratigrafía y edades

Las tres grandes unidades de la secuencia estratigráfica general definida por Schermerhorn (1971) están presentes en la zona. El Grupo Filita-Cuarcita (GPQ) basal aparece en la banda S del mapa. Concordantemente sobre éste se dispone el Complejo Vulcano-Sedimentario (CVS) que junto con el batolito plutónico de la Sierra Norte (BSN) forman parte de una serie magmática del tipo Tonalita-Trondhjemita-Granodiorita (Díez Montes y Bellido Mulas, 2008). En esta zona el CVS se divide, de modo simplificado, en una Unidad Básica inferior de composición basáltica / andesitas basálticas (con pillow lavas locales). Sobre ella una Unidad Ácida de dacitas y riolitas que forma domos, criptodomas y depósitos de brechas y tobas, además de sills riolíticos (Boulter, 1993). Localmente a su techo hay una unidad epiclástica dacítica, sobre la que se disponen los sulfuros masivos en los cuerpos situados al N (Peña de Hierro) y S (Valle, bajo la

localidad de Río Tinto) del gran sinforme, aunque las masas principales de Río Tinto (San Dionisio y Filón S) reposan directamente sobre la Unidad Ácida. La unidad superior del CVS ha sido denominada Serie de Transición (García Palomero, 1980); presenta espesor reducido y varias litologías: pizarras negras, pizarras con nódulos fosfatados, cherts de color crema y púrpura, pizarras moradas y epiclastitas. La unidad más alta de la región se ha denominado tradicionalmente Grupo Culm (GC), pues su secuencia turbidítica sinorogénica es muy semejante a estas facies en el resto de Europa.

Las edades de estas unidades han sido establecidas mediante estudios de palinomorfos (Pereira y González Clavijo, 2007 y referencias en él). La parte más alta del GPQ tiene edades del Famenense alto. Las edades obtenidas para el CVS son principalmente en las pizarras negras de la Serie de Transición (próximas a las masas minerales) dando una edad del Famenense más alto, pero pizarras negras intercaladas cerca de la base del CVS en la sección del río Jarama han dado edades Tournaisiense bajo (Rodríguez *et al.*, 2002). Esto prueba la diacronía del CVS y de las mineralizaciones. Finalmente, el GC presenta fauna de casi todo el Viseense. El carácter sinorogénico del GC está confirmado por los palinomorfos resedimentados del Famenense alto encontrados en una muestra de edad

Viseense inferior del sector de la mina de Peña de Hierro.

Las edades radiométricas obtenidas mediante U/Pb en circones tanto en la zona (Barrie *et al.*, 2002), como en localidades próximas (Dunning *et al.*, 2002), indican que el CVS y el BSN son de edad Tournaisiense en este sector.

El grado del metamorfismo regional es muy bajo, aunque las intensas y extensas alteraciones relacionadas con los procesos mineralizantes dificultan el reconocimiento de las litologías en amplios sectores.

### Estructura geológica

La principal estructura es un despegue extensional situado en la base del GC, claramente observable en Corta Atalaya, la clásica labor a cielo abierto de la mina. Este despegue se encuentra plegado con desarrollo de foliación tectónica de plano axial (S1). En la parte S se puede deducir la existencia de este despegue por la ausencia de algunas unidades (sector entre Río Tinto y Nerva). También el «flanco N del Domo de Río Tinto» es una estructura de este tipo. Este despegue había sido propuesto por Quesada (1998) para toda la ZSP, al considerar que los horst y graben desarrollados durante la extensión pre-orogénica habrían condicionado, al invertirse durante la compresión varisca, la geometría de las primeras unidades imbricadas y que este conjunto de unidades inferiores, compuesto por el GPQ y el CVS, habría actuado como un contrafuerte sobre el que habría deslizado otra unidad estructural superior compuesta únicamente por el GC. Esta estructura se ha identificado también en Tharsis (Tornos *et al.*, 1998). Durante la fase de compresión cortical, estas dos unidades superpuestas se pliegan y son afectadas conjuntamente por cabalgamientos vergentes también al S, pero más verticalizados y responsables de las principales características estructurales. Uno de ellos es la banda de estructuras que levanta la parte N de la zona estudiada, exponiendo el CVS y dejando en el bloque de muro (al S) una amplia zona de GC, bajo el que aparece de nuevo, más al S y en la zona de Río Tinto, el CVS y el GPQ. En bandas junto a estos cabalgamientos tardíos se genera, principalmente en el bloque de techo, una foliación de crenulación (S2) que buza hacia el S.

Así pues la banda central ocupada por el GC no es un sinclinal simple, sino

que dentro de ella un cabalgamiento crea un *antiformal stack*, en el cual aflora el CVS ácido y las masas de sulfuros. En él se diferencian 3 escamas imbricadas principales, que contienen de inferior (S) a superior (N): A) un conjunto de pliegues apretados desarrollados en la Unidad Ácida, los sulfuros masivos y la Serie de Transición. Los ejes de estos pliegues llegan a cabecear hasta 40° al E, colaborando al extraño aspecto geológico de la Corta Atalaya. Los materiales de la Unidad Ácida están totalmente invadidos por un sistema de vetillas de cuarzo y sulfuros y presentan alteración intensa, constituyendo el sistema de alimentación de los sulfuros masivos suprayacentes. La unidad estructuralmente intermedia (B) está constituida por la Unidad Ácida, al E, con brechas volcánicas en su extremo E, que hacia el W pasan a una Unidad Ácida también con características de sistema de alimentación (*feeder stockwork*). Su parte occidental presenta una secuencia estratigráfica de sedimentos alternantes en bancos métricos con paraconglomerados de cantos centimétricos de materiales diversos, incluyendo pirita masiva, y otros bancos de arenas epiclásticas y pizarras negras. Hacia el E estos materiales han sufrido una intensa silicificación y cloritización, llegando a constituir una roca masiva verde, que fue denominada por Williams (1934) cloritita. Al microscopio estas rocas únicamente conservan los fenocristales de cuarzo en una matriz compuesta principalmente por cuarzo y clorita. Como accesorios son frecuentes el circón y minerales opacos (pirita). Geoquímicamente se produce un empobrecimiento de Ca, Na y K, y un enriquecimiento en Al, Fe y Mg. La unidad imbricada superior (C), está constituida por la Unidad Ácida del CVS y presenta vetillas y alteraciones propias del sistema alimentador sólo en su tercio más oriental. En este sector la piritización asociada a la red de vetillas es tan intensa que invade la roca de caja, convirtiéndola en una roca «masiva» de pirita de grano grueso, que llegó a formar masas explotables (Lago, Salomón, Vulcano). En la parte occidental de la estructura se observan algunas complejidades en escamas menores que contienen materiales de la parte alta del CVS.

Tanto el *antiformal stack* como la zona de Río Tinto están cortados por diversas fallas tardías, de dirección dominante NW-SE, destacando la que en su

extremo W oculta la exposición superficial de la estructura al hundir el labio occidental.

### Discusión y conclusiones

Esta estructura corresponde a una tectónica pelicular en tres episodios principales sucesivos. La existencia de un distrito volcánico tan voluminoso exige un fenómeno distensivo importante que favorezca el ascenso de los magmas. Las fallas normales que formaron los *grabens* que permitieron preservar los sulfuros en ambiente protegido y reductor, se invirtieron al comienzo de la orogenia Varisca en este sector, condicionando su geometría y peculiaridades. La estructura de unidades imbricadas así creada, formó un contrafuerte sobre el que deslizó posteriormente el GC sinorogénico. Toda esta pila de unidades estructurales continuó bajo un régimen compresivo varisco, conforme su frente orogénico avanzaba hacia las zonas más externas. Así se formaron los pliegues abiertos que afectan al despegue basal del GC y los cabalgamientos de segunda fase, que en algunos casos serán reactivaciones de cabalgamientos anteriores.

La foliación milonítica subparalela a S1 que se ha identificado en algunos sectores indica movimiento subhorizontal y sentido dextro y refleja el carácter transpresivo de la colisión. Esto ocasiona el desplazamiento hacia el E de las unidades imbricadas superiores respecto de las inferiores dentro de la mina.

Reconstruir la paleogeografía preorogénica resulta difícil dada la intensa deformación penetrativa, las alteraciones y la falta de capas guía. Pero se pueden aventurar algunos aspectos.

La unidad intensamente cloritizada ha ofrecido palinomorfos del Tournaisiense más alto en su parte occidental no alterada. La explicación más plausible es que la escama imbricada B contenga en su parte occidental una fracción de una unidad lateral y superior al CVS, y algo más moderna que él. Esta unidad detrítica con fuerte componente volcánico y fragmentos centimétricos de sulfuros masivos tendría pues un origen intracuenca. En los modelos clásicos la zona cloritizada ocupa la zona central del sistema alimentador inferior a los sulfuros masivos, pero también hay una extensa zona clorítica y sericitica lateral y superior (Ohmoto, 1995). Por tanto, la escama B involucra parte del CVS inferior al depósito mineral, incluyendo brechas volcánicas que indicarían proximidad a un domo

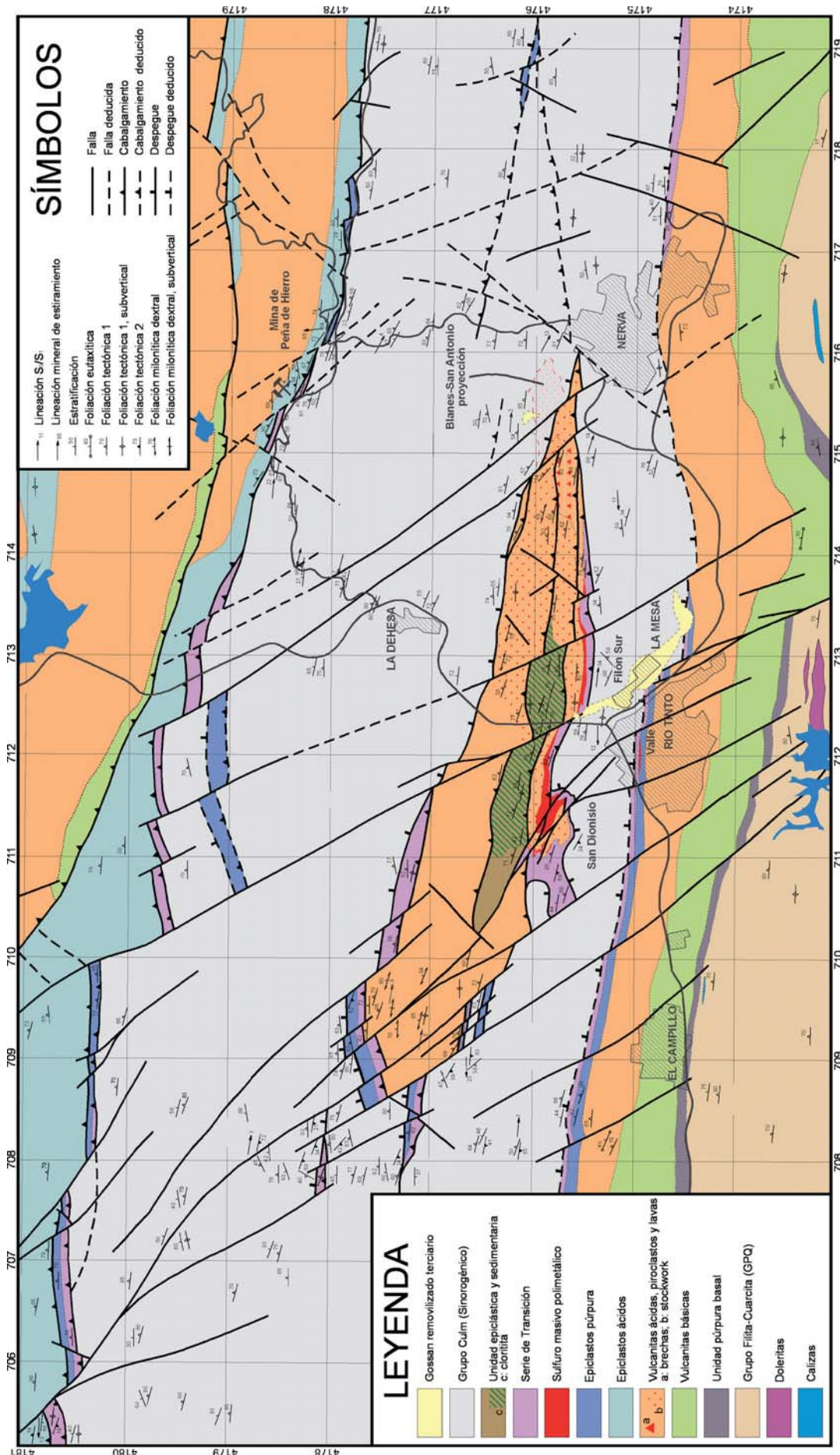


Fig. 1.- Mapa estructural del sector de la Mina de Río Tinto (Faja Pirítica Ibérica - Zona Sudp.

Fig. 1.- Structural map of the Río Tinto Mine area (Iberian Pyrite Belt - South Portuguese Zone).



riolítico, y sedimentos contemporáneos o ligeramente más modernos depositados lateralmente o sobre el edificio volcánico.

El sistema de fallas tardías (NW-SE) dominante, junto con su conjugado (NE-SW), son muy abundantes en la zona y, las más importantes de ellas, coinciden espacialmente con las grandes masas de sulfuros. Aunque son fallas tardías por sus relaciones de corte, podrían haber sido las principales fallas extensionales que controlaron el vulcanismo y las mineralizaciones. Dada su orientación habrían actuado como estructurales laterales durante la tectónica pelicular, mientras que otras orientadas más favorablemente se habrían transformado en estructuras frontales. Las estructuras laterales tendrían, finalmente, rejugos tardíos que explican sus relaciones geométricas actuales.

#### Agradecimientos

Este trabajo es una síntesis de aspectos parciales de diversos proyectos del IGME. Los comentarios de C. Quesada y J. Brandão Silva han colaborado en la mejora de este trabajo.

#### Referencias

- Barrie, C.T., Amelia, Y. y Pascual, E. (2002). *Mineralium Deposita*, 37, 684-703.
- Boulter, C.A. (1993). *Geology*, 21, 801-804.
- Díez Montes, A. y Bellido Mulas, F. 2008. *Geo-Temas*, 10, 1449-1452.
- 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). *Instituto de Estudios Onubenses «Padre Marchena»*. Excma. Diputación Provincial de Huelva, 262 p.
- González, F. (2005). *Las pizarras negras del límite Devónico/Carbonífero de la Faja Pirítica Ibérica (S.O. de España). Estudio bioestratigráfico e implicaciones sobre la paleogeografía de la cuenca y el origen de las mineralizaciones de sulfuros*. Tesis Doctoral Univ. de Huelva. 196 p.
- González Clavijo, E., Oswin, W., Ferrer, A. y Fernández Gianotti, J. (1994). *Bol. Geol. y Min.*, 105-3, 225-235.
- Navarro Vázquez, D. y Ramírez Copeiro del Villar, J. (1972). *IGME*. Madrid.
- Ohmoto, H. (1996). *Ore Geology Reviews*, 10, 135-177.
- Pereira, Z. y González-Clavijo, E. (2007). *Abstracts of the CIMPLisbon '07*, 105-109.
- Quesada, C. (1998). *Mineralium Deposita*, 33, 1-2, 31-44.
- 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). *Premesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, 348-362.
- Schermerhorn, L.J.G. (1971). *Bol. Geol. Min.*, 82, 239-268.
- Simancas, J.F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodovar, G.R., Pascual, E., Sáez, R. y Expósito, I. (2003). *Tectonics*, 22, 6, 1062.
- Tornos, F., González Clavijo, E. y Spiro, B. (1998). *Mineralium Deposita*, 33, 150-169.
- Williams, D. (1934). *Transactions of the Institution of Mines and Metallurgy*, V. 1, 593-678.