

## SUMARIO DE LA MINERALIZACIÓN METALÍFERA Y SU GENESIS EN GALICIA OCCIDENTAL (ESPAÑA)

POR

P. J. M. YPMA\*

### ABSTRACT

The mineralizations of Fe, Cu, Li, Sn, W in W. Galicia are discussed. Sulphidic mineralization of Fe and Cu is exemplified by a description of the mine of Fornás (SE. of Santiago de Compostela). Field and laboratory data (including geothermometry of the phases of the Fe-Zn-S system) suggest that the deposit has been subjected to regional metamorphism of amphibolite facies grade.

Li-bearing pegmatites (with spodumene, petalite, montebrasite, beryl, cassiterite, columbite and alteration products) are locally rather common in the area. It is argued that they have intruded as masses of silicate melt along faults.

Cassiterite and wolframite are found in quartz veins with pockets of alkaline feldspar, suggesting a genetic relationship with the pegmatitic rocks.

The mineralized dykes and veins are related to the hercynian two-mica granites. In Portugal similar mineralizations are considered to be connected with post-tectonic biotite granites. Alternative explanations of this apparent discrepancy are given.

A primera vista la mineralización en Galicia no parece muy complicada. Se presentan dos tipos principales relacionados especialmente con dos unidades petrográficas: 1) los yacimientos de sulfuros de hierro y cobre asociados con el complejo máfico (el lololito) y, 2) la mineralización de litio, estaño y wolframio asociada con los granitos.

### LA MINERALIZACIÓN SULFUROSA DE HIERRO Y COBRE

El representante más interesante de la mineralización ferro-cuprífera es la mina de Fornás, situada 7 km. al SE de Santiago, adyacente a la carretera de Rodiño dentro del lololito. El yacimiento es del tipo que se asocia normalmente con rocas básicas: consta de pirrotina, pirita, calcopirita y blenda (similar a la mineralización metalífera de Sudbury e Insiswa).

La mineralogía de nuestro lololito, sin embargo, difiere fundamentalmente de la de Sudbury. Koning (1966) y Warnaars (1966) han demostrado el carácter metamórfico de la parte antigua del complejo máfico. Por consiguiente si la pirrotina tuviera una relación genética con el lololito podemos suponer que los yacimientos también han sido metamorfizados. Llama la atención que, salvo en Escandinavia, un carácter metamórfico de minerales piríticos y pirrotiníferos ha sido mencionado sólo raras veces. Aunque en Canadá y al Este de los Estados Unidos este tipo de yacimiento debería ser frecuente, sólo ha sido reconocido y descrito recientemente (Kalliokoski, 1965).

La dificultad en su reconocimiento reside en la gran movilidad y la fácil e inmediata recristalización de los sulfuros en comparación con los silicatos, y el hecho de que, aún después del metamorfismo la composición mineralógica permanece esencialmente inalterada. Qué indicios tenemos para un carácter metamórfico del yacimiento de Fornás en particular y los yacimientos de pirrotina y pirita en general?

\* Department of Geology, Columbia University, New York, U.S.A.

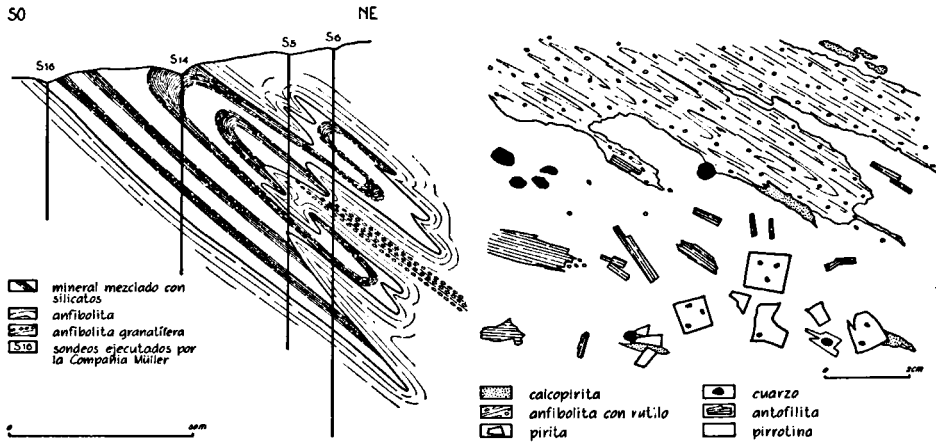


Fig. 1 Sección del cuerpo metálico de Fornás.

Fig. 2 El mineral mezclado con silicatos de Fornás

#### Indicaciones de metamorfismo

En primer lugar, *la forma global del depósito*: una intercalación íntima con las rocas de caja, concordancia con la esquistosidad\*), cuerpos lenticulares orientados con respecto al eje longitudinal según la dirección del cizallamiento o con respecto al eje del plegamiento (fig.1).

En segundo lugar: *la relación con la roca de caja*: una alternancia irregular y una mezcla intrincada con partes brechosas de las hastiales (fig. 2). Esta última es una característica muy típica y fué descrita por Disler (1953), Howard (1959), Kinkel (1962), Vähätalo (1953) y Vokes (1957, 1963).

La tercera característica está representada por una *paragénesis aparente según el orden de plasticidad*. Un mineral sin clivaje o difícilmente deformable como la pirita, parece generalmente brechoso con venillas de calcopirita y pirrotina, las cuales se encuentran también en el "pressure shadow" de minerales resistentes, como la situación descrita en Rammelsberg (Alemania) por Ramdohr.

Una cuarta característica de los yacimientos de pirita y pirrotina, que hasta la fecha no fue mencionada como tal es la *presencia de antofilita*. En el yacimiento de Fornás la antofilita se presenta de dos maneras: primero, como producto de reacción entre la anfibolita y los sedimentos adyacentes (descrito por Rijks, 1964 y Warnaars, 1964), y segundo intercalada entre los sulfuros. La primera ocurrencia es corriente como producto de reacción entre rocas básicas (gneises hornblendíferos, anfibolitas, serpentinitas, noritas y dunitas) con rocas silíceas en el metamorfismo de facies anfibolítica (Bugge, 1943 y Brögger, 1934) o como producto de silificación de minerales máficos, resultando en la formación de plagioclasa y antofilita con la condición que exista un medio de transporte para el calcio (Oen Ing Soen, 1958).

La antofilita no es conocida como producto de cristalización primaria de rocas intrusivas. En el caso de Fornás este mineral parece resultar de una reacción metamórfica contemporánea con la anfibolitización. El segundo tipo de ocurrencia está relacionado con la mineralización metalífera. La antofilita se presenta en haces de cristales aciculares o forma parte de la brecha incrustada de sulfuros. La paragénesis de una asociación mineral de origen metamórfico debe ser juzgada con cautela. Sin

\*) Mientras un estudio de la orientación de pirrotina con rayos-X ha demostrado que (0001) es paralelo con la esquistosidad.

embargo, la presencia de cristales aciculares de antofilita de una longitud considerable (hasta 3 cm.) atravesando los sulfuros hace sospechar una cristalización tardía del anfíbol con respecto a los sulfuros.

Casi todas las antofilitas de la paragénesis metamórfica metalífera son ferríferas y aluminíferas (antofilita — gedrita, Rabitt, 1948) y a juzgar por la óptica ( $+2V = 74^\circ$ , von Metzsch, 1964) y la composición química de los silicatos contenidos en una muestra de pirita analizada por la Compañía Müller (información personal) nuestra antofilita con su relación Mg:Fe (en peso) de 1:1 no es diferente de otras ocurrencias comparables. En algunos casos la asociación de antofilita con sulfuros de hierro evidencia formación bajo condiciones diferentes a las de un medio silicático puro, como por ejemplo las capas de antofilita en los gneises de hornblenda de Ore Knob (N. Carolina; Kinkel, 1962), de Birtavara (Noruega; Vokes, 1957) y en las leptitas de Falun (Suecia; Johansson, 1930).

En dichos casos, la antofilita está limitada a las capas metalíferas aunque las rocas de caja son igualmente hornblendíferas. Ya que la formación de antofilita está siempre acompañada por una disminución de calcio, se comprende que la antofilita está ausente en una asociación, por lo demás igual, de un yacimiento metalífero en dolomitas de la mina Elizabeth, Vermont (Howard, 1959).

#### *Las condiciones del metamorfismo*

La presencia de antofilita en la secuencia de mineralización de Fornás nos permite especular acerca de las condiciones de temperatura y presión durante el metamorfismo.

Los experimentos de Greenwood (1963) han evidenciado un intervalo térmico sumamente estrecho (de  $745^\circ\text{C}$  a  $667^\circ\text{C}$ ) dentro del cual la asociación antofilita magnesiana —  $\text{H}_2\text{O}$  es estable. Si la presión parcial de  $\text{H}_2\text{O}$  es inferior a la presión total, el intervalo de estabilidad será mayor (hasta  $500^\circ\text{C}$ ?). Estas condiciones no son forzosamente necesarias para las antofilitas ferríferas de los yacimientos metálicos. Sin embargo, la asociación de minerales metalíferos de Fornás nos ofrece otras posibilidades de determinar las condiciones de recristalización. Como se explicaba antes la paragénesis metamórfica no está simplemente traducible en relaciones de edad, si no que es más bien un producto de la movilidad durante la deformación. En Fornás como en todos los yacimientos mencionados, la pirita parece ser más antigua, siendo desagregada y atravesada por venillas de pirrotina y calcopirita. Además la pirita de Fornás está llena de inclusiones (en su mayoría silicatos) con textura helicítica. En las partes donde predomina la pirrotina, las piritas pueden dar la impresión de menor edad: los cristales son idiomorfos y no se hallan fracturados, aunque la textura de la pirrotina es orientada. Sin embargo, la integridad de la pirita, bien que anterior a la dislocación puede haberse conservado debido al comportamiento plástico de la pirrotina. Vokes aceptó esta conclusión en 1963 después de haber sugerido (1962) que la génesis del yacimiento piritico era diferente de la de los yacimientos pirrotiníferos. La presencia de pirita, pirrotina y blenda nos ofrece la oportunidad de determinaciones geo-termométricas. Los siguientes valores se han tomado de la tesis de von Metzsch (1964), quien basándose en las determinaciones hechas por Arnold & Reichen (1962) de los valores de  $d_{102}$  ha encontrado los siguientes porcentajes atómicos de Fe en cinco muestras de pirrotinas: 47,40; 47,50; 47,55; 47,55 y 47,60 % Fe. Desgraciadamente, estos valores corresponden a pirrotinas que se encuentran en el extremo inferior del solvus pirrotina-pirita ( $\pm 300^\circ\text{C}$ ; Desborough & Carpenter, 1965), de modo que no son interpretables como las composiciones de pirrotina en equilibrio con pirita durante el máximo del intervalo

térmico del metamorfismo, sino que representan, en efecto, la composición de pirrotina adaptada al proceso de enfriamiento.

Tal constatación es la regla en la asociación metamórfica de pirrotina y pirita.

El cálculo de los valores de las dimensiones reticulares de la blenda (5,4180Å; 5,4195Å; 5,4190Å) como función del contenido de FeS en la red de ZnS según la fórmula de Skinner (1961) ( $Mn < 0,05 \%$ ; Cd no determinado) muestra un porcentaje molecular de 19—22 % FeS. Un análisis químico ha producido un valor de 18 mol % FeS. El porcentaje molecular de FeS en ZnS no depende únicamente de la temperatura de formación, sino también de la presión parcial de azufre (Toulmin & Barton, 1964). Sin embargo, la abundancia de pirita y pirrotina indica que la presión parcial estaba fijada en todas las temperaturas consideradas, y así facilita la estimación de la temperatura de formación.

Hay pocos datos disponibles del solvus univariante en el sistema blenda-pirita-pirrotina, pero parece (Barton & Toulmin, 1966) que cerca 600° C la blenda puede contener aproximadamente 20 mol. % FeS. Probablemente la curva de la solución sólida ZnS-FeS permanece casi inalterada hasta los 500° y por debajo de esta temperatura sigue aproximadamente el curso de la curva determinado por Kullerud (1953). Así tenemos en el caso de Fornás una indicación pertinente de que se trata de un yacimiento metamorizado en la facies anfibolítica.

Otro dato acerca de las condiciones del metamorfismo, que aún no es traducible en términos físico-químicos, es la reducción de rutilo a ilmenita, un fenómeno opuesto a la formación de leucoxeno a partir de ilmenita. La formación de laminillas orientadas cristalográficamente en óxidos de hierro y titanio (fig. 3), anteriormente

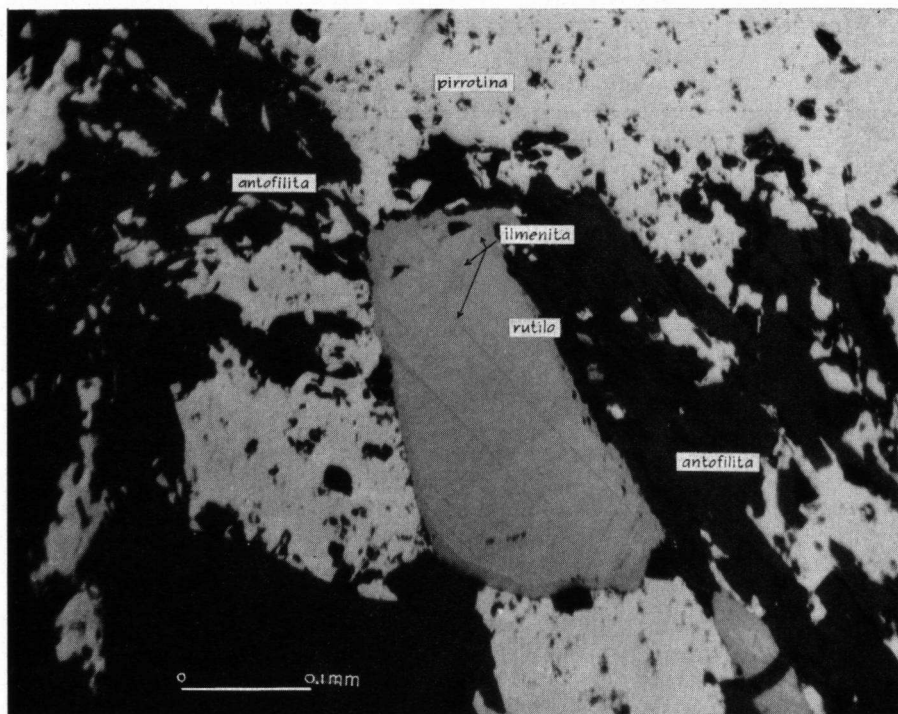


Fig. 3 Reducción de rutilo a ilmenita.

consideradas como productos de exsolución, se han introducido en realidad por alteración de la presión parcial de oxígeno (Buddington & Lindsley, 1964). El contenido de hierro del rutilo ( $> 3\%$  Fe), basado en el análisis con la microsonda electrónica es suficiente para explicar la formación de las laminillas de ilmenita; en añadidura, la abundancia de hierro en los minerales vecinos ha facilitado la formación de rebordes de ilmenita. En contraste con los famosos yacimientos de pirrotina (Sudbury) asociados con rocas máficas no se han encontrado minerales de níquel en Fornás. Un análisis del mineral pirrotinífero (efectuado por la Compañía Müller) ha mostrado sólo 0,02 % de níquel e igual cantidad de cobalto <sup>1)</sup>. En este aspecto, Fornás tampoco se diferencia de otros yacimientos metamorizados de pirrotina. No ha sido descrito ningún yacimiento semejante, que presente un porcentaje mayor que 0,1 % Ni. En este aspecto es relevante citar, que aunque la piritita dispersa en los meta-sedimentos de Balmat (Nueva York; Doe, 1962) puede contener hasta 1 % de níquel, la piritita del mineral masivo (removilizado y metamorizado) contiene menos que 40 ppm de níquel. Por lo visto una removilización causa una dispersión del contenido de níquel.

Hasta aquí se nota poca diferencia entre la mineralización de Fornás y otros yacimientos similares de regiones de rocas cristalinas pre-Carboníferas. La única desviación está representada por el sitio de emplazamiento, o sea la posición dentro del lopolito. Ya que generalmente la capa metalífera se encuentra sino a poca distancia de las rocas máficas cogenéticas, por lo menos adyacente a las mismas. La explicación de la ubicación anómala es probablemente la presencia de láminas de las rocas de caja incorporadas al lopolito cerca del yacimiento o intercaladas en éste. Algunos de los "xenolitos" son transformados en rocas granatífero-antofiliticas. La abundancia anormal de cuarzo en nuestro yacimiento resulta de la reacción con rocas silicáticas.

Finalmente se debe mencionar la ocurrencia de esquistos negros piriticos al NE de Santiago, en una zona estratigráficamente equivalente a la de Fornás. Esta última observación se hace con el propósito de realzar el hecho de que todos los yacimientos comparables en Escandinavia están asociados con esquistos negros piriticos, y la posibilidad de que los yacimientos de pirrotina relacionados con rocas máficas pueden provenir de la reacción de estas últimas con rocas enriquecidas en azufre (Kullerud, 1964). En ciertos casos (Sudbury y Muscox, Canadá) la idea de sulfuración está apoyado por la identidad de la composición isotópica de azufre en yacimiento y roca de caja.

El mineral de Fornás fue re-explotado desde 1964 por el contenido de cobre (1,5 % Cu).

## LA MINERALIZACIÓN DE ESTAÑO, WOLFRAMIO Y LITIO

### *Las pegmatitas de litio*

La mineralización de litio se presenta en pegmatitas — es decir pegmatitas en cuanto a composición, porque ni la estructura ni el tamaño de grano justifica la denominación de pegmatita; en efecto, son más bien aplitas. Estas aplitas son corrientes en una zona inmediatamente adyacente al borde occidental de la fosa blastomilonítica, llamada antes "Complejo Antiguo". Por ejemplo las aplitas de Pt. de

<sup>1)</sup> Nota de I. Parga-Pondal: La pirrotina de La Mañoca, yacimiento análogo al de Fornás, situado unos tres km. al W., cerca de Santiago, fué analizada por Parga-Pondal (1928) encontrando solamente 0,37 % de Co, y 0.02 % de Ni.

Arroas (entre Domayo y Meira, prov. de Pontevedra), las minas de Ayoa (cerca de Sangenjo, prov. de la Coruña), las minas de Magdalena y Piñeiro (cerca de Boiro). Sólo las últimas han sido explotadas en escala regular debido a su contenido de casiterita. En las minas de Piñeiro también se encuentra columbita (Parga-Pondal y Martin Cardoso, 1951). Generalmente, son sólo manchas de óxidos de hierro y manganeso, o fosfatos, o granos de casiterita, que permiten la identificación de estas pegmatitas como filones metalíferos. Las pegmatitas asociadas con la migmatización son, a excepción de la turmalina, mineralógicamente estériles.

Pegmatitas de mayor interés, tanto económicamente como mineralógicamente, están situadas en el límite oriental de la provincia de Pontevedra y en el límite occidental de la provincia de Orense entre Lalín, Cerdedo y Avión. La continuidad de la zona es enorme, llegando a 30 km de longitud. Dentro el campo filoniano, la pegmatita de Cerdedo y Doade es la mayor, con 24 km de longitud. El cuerpo no es continuo; se hallan estrangulaciones frecuentes. A veces se presentan dos o tres filones subparalelos. El ancho es variable: puede alcanzar 10 metros. Esta zona fue objeto de estudios por parte de Parga-Pondal y Martin Cardoso (1948) y Hensen (1967). Una descripción mineralógica detallada por éste último ha revelado una analogía exacta con otras grandes pegmatitas portadoras de litio, como Varuträsk (Quensel, 1956) y Kamativi (Fick, 1960). Los principales silicatos de litio son espodumeno y petalita; los fosfatos: montebrasita y productos de alteración de trifilina; aparecen minerales accesorios como casiterita (0,1 %), columbita y berilo, y además una secuencia completa de productos de alteración hidrotermal, tales como bertrandita, cookeita y montmorillonita rosa. Esta última es un producto de alteración de la petalita. No toda la zona pegmatítica es litífera; los silicatos de litio ocurren en bolsadas con una concentración de un 20 % de espodumeno (Parga-Pondal y Martin Cardoso, 1948).

La ocurrencia conjunta de espodumeno y petalita es interesante (los poco comunes entrecrecimientos simplectíticos de espodumeno y petalita, junto con otros fenómenos están descritos por Hensen, 1967) porque sugieren una posible génesis de la pegmatita a base de los datos experimentales de Steward (1960, 1963) y Roy, Roy & Osborne (1950).

1. La pegmatita se originó a partir de una masa fundida, y no de una solución, ya que en este último caso el cuarzo debería ser más abundante que el total de los feldespatos. La condición fundida explica las proliferaciones irregulares del filón. Las soluciones cuarcíferas en equilibrio con la masa fundida probablemente escaparon antes de la consolidación completa, porque falta el núcleo de cuarzo generalmente presente en pegmatitas.
2. Temperatura y presión se encuentran entre 510° y 600° C y entre 2 y 4 kilobar respectivamente (según los datos de Steward, 1963, disminuidos en 35° C debido a la presencia de feldespato potásico).
3. La región mineralizada no fué metamorfozada después de la consolidación de la pegmatita, ya que en tal caso la petalita, tan susceptible a metamorfismo, habría desaparecido.
4. El granito emparentado debe encontrarse cerca y ser de una extensión y homogeneidad suficiente para explicar la diferenciación de un cuerpo pegmatítico de tales dimensiones.

El rumbo de la pegmatita principal coincide con el de una falla importante que atraviesa Galicia en sentido NNW-SSE desde Santiago hacia Lobera, continuándose en Portugal. La ubicación exacta de la falla no se conoce, pero parece coin-

cidente con el contacto rectilíneo entre granito y esquistos, dando la impresión de un ascenso del labio occidental granítico con respecto a los esquistos. Tal condición explicaría la forma escalonada (bajando hacia el Oeste) de la pegmatita e implica una relación cogenética con la falla.

#### *La mineralización de estaño y wolframio*

La mineralización filoniana cuarzo-estaño-wolframítica aunque no relacionada por una secuencia continua con las pegmatitas, sin embargo testigue por una relación genética: abundan grandes bolsas de feldespatos alcalinos, y las salbandas están recubiertas de muscovita. Los filones de cuarzo estanífero se extienden al Norte de las zonas pegmatíticas ya descritas. Al Norte de la zona adyacente a la Fosa Blastomilonítica se hallan las minas de Javiña (molibdeníferas), Dumbria (estaño) y una mina en los montes de Carnota (wolframio). Al Norte de la extensa zona de pegmatitas se hallan las minas de wolframio de Fontao y dentro del campo pegmatítico están los pequeños yacimientos de Beariz y Trigueiras (estaño). Además de estas zonas existe otra, al Este de la Fosa Blastomilonítica, conteniendo los yacimientos de Monte Neme (wolframio), Santa Comba (wolframio — estaño) y el más importante de todos los yacimientos: el de San Finx, Lousame (0,2—0,4 % SnO<sub>2</sub>). El último yacimiento fué objeto de un estudio detallado por parte de van Zuuren (1965). La paragénesis y la mineralogía descritas por éste valen en general para todos los otros filones aunque la mineralogía no es tan variada ni tan conocida como la descrita por van Zuuren. La naturaleza de estos filones es clásica; una paragénesis empezando con óxidos de estaño, wolframio y niobio, seguida por sulfuros de estaño, de cobre, zinc, hierro y molibdeno, (atestiguando condiciones catatermales: exsolución de pirrotina en blenda), y ultimamente una secuencia de minerales de bismuto.

#### *El origen de la mineralización*

Habiendo recorrido brevemente la mineralización compleja de estaño, queda por resolver la cuestión, de qué fase de qué orogénesis podemos considerar como generadora de la metalización. Como se expusiera antes, una de las fases graníticas debe ser responsable.

Podemos excluir la posibilidad de una relación genética con los granitos de la orogénesis pre-hercínica por razón (entre otras) de la presencia de petalita. Los granitos hercínicos se han clasificado (den Tex, 1966) como productos de una granitización progresiva. El primer granito homogéneo que aparece es una granodiorita (de un magma trondhjémico), el cual, a juzgar por su contenido de zircón y las diferenciaciones básicas, debe ser proveniente de un nivel profundo. Esta granodiorita no forma parte de la secuencia granítico-migmatítica, sino está exclusivamente relacionado con las fallas fundamentales de Galicia (como las de la Fosa Blastomilonítica). En razón de su composición química y su extensión limitada la granodiorita no parece relacionada con la mineralización. Cuando surgió la migmatización hasta la superficie actual, la diatexita y una serie de granitos de dos micas homogéneos se formaron a partir de fases metatécticas y diatécticas inhomogéneas. Existen numerosas indicaciones de un origen anatóctico de los granitos de dos micas. Por ejemplo, la ausencia de fenómenos de metamorfismo de contacto. Evidentemente, el emplazamiento ha tenido lugar en una zona de metamorfismo regional profunda. Se presentan dos tipos de zircones, unos provenientes de los sedimentos metamórficos, de formas redondeadas, a veces recubiertos de una película más reciente; y otros muy delgados, de una longitud de tres a cinco veces el diá-

metro. Estos últimos son decidamente de origen magmático. Otra indicación de que los granitos mencionados apenas han salido del estado diatéctico lo representa el tipo de emplazamiento, el cual está, aunque en detalle intrusivo, en su mayor parte concordante con la estructura regional.

Los granitos de dos micas son los más ácidos de Galicia. Su composición mineralógica coincide con la composición eutéctica granítica, lo cual permite suponer la temperatura más baja de una fusión granítica. Los granitos de dos micas son muy pobres en hierro y magnesio, el contenido de anortita es inferior al de andesina.

Dentro de los granitos de dos micas se pueden distinguir algunos tipos basándose en el tamaño de grano y en el grado de filonitización. La filonitización es un fenómeno local y no sirve para distinguir las rocas genéticamente. La idea general es que la filonitización disminuye hacia el Este y que los granitos gruesos de dos micas (tipo Barbanza, Dumbria, Lage y el gran cuerpo granítico de la parte oriental de la provincia de Pontevedra) son anteriores a los de grano fino (tipo Muros, Muralla, Castrove y cerca de la capital de Pontevedra).

Como productos finales de la granitización hercínica se encuentran los granitos de biotita sola. Estos se presentan en cuerpos redondeados cortando las estructuras hercínicas. Dichos granitos están completamente exentos de filonitización y son claramente pos-tectónicos. Ellos se consideran como productos formados durante una granitización descendente, proveniente de un nivel más profundo que el de los granitos de dos micas. Su homogeneidad, la triclinicidad de feldespatos potásicos (Woensdregt, 1966), los gruesos zircones idiomorfos y el elevado porcentaje de anortita de las plagioclasas (15—30 %), atestiguan una temperatura de formación más elevada que la de los granitos de dos micas. La temperatura alta de una granodiorita comparada con granitos ácidos está también indicada por experimentos (Piwinskii & Wyllie, 1965). De estos indicios, se puede inferir una fusión, que, comenzando a 700° se halla parcialmente completada (47 %) a 730°, a presiones de entre 1 y 3 kilobar.

Aunque el tamaño de grano es muy variado y en algunos casos la muscovita no está ausente, los granitos post-tectónicos son distintos en su tipo y fácilmente reconocibles (Traba, Pindo, Caldas de Reyes, Porriño).

Basándose en el criterio espacial entre yacimiento y granito expresado en un estudio estadístico de Stemprok (1963) resulta como cogenético el granito de dos micas, porque es el único en cuya vecindad se hallan yacimientos, tanto en posición endomagmática como exomagmática. Otras indicaciones en favor del granito de dos micas son:

1. El hecho de que las pegmatitas de Boiro han sido filonitizadas en igual grado que el granito de dos micas de Barbanza, mientras que el granito de Caldas, de Reyes, situado a poca distancia, no muestra filonitización alguna.

2. El hecho de que el granito adyacente a la pegmatita de espodumeno es uno de dos micas, de grano grueso.

3. De los resultados de los primeros análisis del litio contenido en biotita resulta que los granitos del tipo post-tectónico con biotita sola muestran 0,46 a 0,69 %  $\text{Li}_2\text{O}$ ; los granitos de dos micas de grano fino o intermedio y diatexitas homogéneas; 0,56 a 0,73 %  $\text{Li}_2\text{O}$  y los granitos gruesos de dos micas de 0,76 a 0,96 %  $\text{Li}_2\text{O}$ .

El porcentaje de litio en la biotita de granitos gruesos de localidades próximas a la mineralización es todavía más elevado: Beariz: 1,70 %  $\text{Li}_2\text{O}$ .

4. Los filones de San Finx están atravesados por fallas transversales que dan la



impresión de que la parte Sud-Oeste está volcada escalonadamente con respecto a la parte Norte-Este, fenómeno cuya causa puede haber sido la intrusión de un cuerpo granítico redondeado pos-tectónico al Sur de San Finx (Moimenta). La posición de dicho granito en la evolución granítica no es conocida; es uno de dos micas, con zircones mixtos pero posterior a la filonitización. La mineralización de San Finx, entonces, parece anterior a este granito.

5. El granito post-tectónico en general es pobre en volátiles, las pegmatitas son raras y además estériles, mientras que algunos granitos que asociamos con los yacimientos, contienen fluorita.

Habiendo indicado el granito de dos micas como la causa más probable de la mineralización de estaño, esta elección nos plantea dos problemas. El primero es, si un granito nacido en una anatexis progresiva, pero apenas salido del estado diatéctico, sea capaz de diferenciarse dando origen a yacimientos. Los granitos de dos micas no constituyen un tipo uniforme, ya que habiéndose originado localmente todavía posean las características de los sedimentos adyacentes (por ejemplo: el contenido de zircón). El problema es, entonces, si todas estas fusiones locales combinadas pueden establecer un principio de diferenciación igualmente orientado, de modo tal que un contenido metálico disperso puede ser concentrado en un yacimiento de importancia económica. El carácter irregular de todos los sub-tipos de granitos asociados localmente con yacimientos no favorece una contestación afirmativa a esta cuestión. Además, Parga-Pondal (1963) ha hecho constar que los yacimientos se encuentran en zonas alineadas que siguen y se continúan en Portugal. Parece entonces, que en estas zonas, independientemente del sub-tipo de granito realizado, se efectuó una concentración metálica que se evidencia en varias maneras (pegmatitas, aplitas y filones de cuarzo). Las descritas por Parga son netamente paralelas a la estratificación sedimentaria. Esto sugiere que dichas zonas significan zonas de pre-concentración sedimentaria. Existen numerosos ejemplos de sedimentos enriquecidos en la asociación de los metales V, Sn, W, Mo, U, Cu, Ni, Co, Pb y Zn: (Wedepohl, 1961). Además una determinación de la composición isotópica del plomo, relacionado genéticamente con estaño y wolframio, resulta en una serie de valores que, interpretados como edades absolutas, reflejan edades variando entre las de las rocas de caja hasta las de los granitos hercinianos (Priem, 1962). Desgraciadamente, no quedan bastantes sedimentos inalterados por la migmatización que permitan comprobar esta teoría.

#### *Correlación con los yacimientos de Sn y W en Portugal*

El otro problema es que en Portugal se han encontrado una relación genética entre el granito pos-tectónico de biotita y la mineralización (Thadeu, 1965; Westerveld, 1956). El granito post-tectónico de biotita (llamado granito porfiroide) corresponde al granito de biotita de Galicia situado en zonas de mayor fracturación (Porriño, Caldas de Reyes, Ribadavia). Este hecho fué también descrito en Portugal por Oen Ing Soen (1960). Los análisis químicos de los granitos porfiroides (Cotelo Neiva, 1944, 1945 y Brink, 1960) son comparables con los de nuestro granito post-tectónico (von Raumer, 1963), mostrando menos cuarzo y más anortita normativa que los de dos micas, y una relación Ab: Or de aproximadamente 1:1. No podemos aquí ocuparnos intensivamente de la génesis de la mineralización de Portugal, sino sólo tratar de reconciliar las distintas opiniones mencionando algunos puntos de interés:

1. Debido a la preponderancia de granitos de dos micas se encuentra en Galicia una cierta inclinación a cartografiar un granito de facies intermedia como un subtipo de los de dos micas, mientras que en Portugal, por razones similares, se nota lo contrario.

2. El granito porfiroide de biotita solo no está mineralizado. Generalmente los yacimientos se hallan en las zonas del endo-contacto, sino más lejos (un fenómeno notado también por Thadeu, 1965).

3. Existen numerosos yacimientos netamente limitados a los granitos de dos micas y sus zonas de exo-contacto, acompañados por greisen, aún en regiones sin afloramientos de granitos porfiroides (Brink, 1960; Priem 1962). Las ocurrencias de blastesis de feldespato potásico en granitos de dos micas, atribuido por Schermerhorn (1956) a la acción de granitos posteriores, no significa forzosamente un proceso de metasomatismo con adición de potasio, ya que parece ser un proceso iso-químico (Priem, 1962). Además, si estos yacimientos y los greisen fueran atribuidos a la acción de un granito porfiroide subyacente, la ubicación de los yacimientos justamente en la zona de contacto entre el granito de dos micas y la roca de caja sería difícilmente explicable. La zona mencionada es una continuación de la zona de Silleda-Avión.

4. Los granitos de dos micas en Portugal no muestran una filonitización como en Galicia, sólo se observa una foliación cogenética con la cristalización, aunque cortada por fallas transversales posteriores. Esta condición indica una disminución de la influencia tectónica hacia el Sur. (En efecto, al Sur del Rio Mondego los afloramientos de migmatitas y granitos del tipo sin-cinemático, se presentan sólo raras veces). La conclusión obvia es, que el fenómeno de filonitización como indicación de una edad anterior al granito post-tectónico, no es aplicable a Portugal. Sin embargo, Brink (1960) ha descrito un yacimiento de scheelita y oro (según Thadeu, 1965, y Cerveira, 1952, de la misma secuencia que W y Sn), tectonizado en relación con un granito de dos micas.

5. El granito porfiroide de biotita en su presentación típica no es un granito característico de estaño; casi por completo faltan los fenómenos debidos a la acción de volátiles, tan numerosos en granitos estaníferos. El granito porfiroide tampoco es el granito más ácido de la secuencia granítica hercínica.

6. Sin embargo, existen bastantes yacimientos dentro de los granitos porfiroides *muscovitíferos* (Regoufe; Sluyk, 1963), y cuando existe una indudable relación espacial con granitos porfiroides estos últimos son siempre muscovitíferos (la pegmatita de Lagares; Schermerhorn, 1956). Bien que algunos de los granitos porfiroides muscovitíferos son anteriores al granito pos-tectónico, ellos, no obstante, son considerados como pertenecientes a la secuencia granítica porfiroide (plagioclasas cálcicas y grandes zircones idiomorfos). Este tipo no es común en Galicia: los granitos de Moimenta y Ruña podrían ser considerado como tal.

7. En Galicia también existe un yacimiento relacionado con el granito post-tectónico de Traba.

Parece entonces que tanto el granito de dos micas como el granito porfiroide están en relación genética con la mineralización. La relación entre granito porfiroide y mineralización puede ser realizada de dos maneras. Se comprende que cuando un yacimiento de estaño entra en el área de influencia de un granito posterior, los filones metalíferos serán los primeros en ser movilizados. Un ejemplo claro de tal fenómeno es el yacimiento de estaño de Geyer y Ehrenfriedersdorf, Sajonia (descrito por

Bolduan, 1963; Bolduan & Hoffmann, 1963) en cuyo caso parece que un granito posterior ha empujado hacia arriba el contenido metálico del granito estanífero. Otra posibilidad es que, en la presencia de componentes volátiles, concentrados de estaño y wolframio pueden ser incorporados en el magma del granito porfiroide dando lugar así a, 1) yacimientos completamente rejuvenecidos o 2), en caso de ausencia de una granitización anterior, a yacimientos primarios. Es relevante mencionar aquí las investigaciones de Barsukov (1957) sobre el comportamiento del estaño contenido en biotita (hasta 500 ppm), que puede segregarse en forma de casiterita en el caso de una muscovitización subsecuente.

## BIBLIOGRAFIA

- ARNOLD, R. G. & REICHEN, L. E., 1962. Measurement of the metal content of naturally occurring, metal-deficient, hexagonal pyrrhotite by an X-ray spacing method. *Am. Miner.*, 47, pp. 105—111.
- BARSUKOV, V. L., 1957. The geochemistry of tin. *Geochemistry*, 1, pp. 41—53.
- BARTON, P. B. & TOULMIN, P., 1966. Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S system. *Econ. Geol.* 61, pp. 815—850.
- BOLDUAN, H., 1963. Geologie und Genese der Zinn-Wolframlagerstätte Geyer (Erzgeb.). *Freiberger Forschungshefte*, C 167, pp. 7—34.
- BOLDUAN, H. & HOFFMANN, M., 1963. Geologie und Erkundungsergebnisse der Zinnerzlagertstätte „Vierung“ bei Ehrenfriedersdorf. *Freiberger Forschungshefte*, C 167, pp. 65—83.
- BRINK, A. H., 1960. Petrology and ore geology of the Vila Real-Sabrosa-Vila Pouca de Aguiar region, northern Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 43, pp. 5—143.
- BRÖGGER, W. C., 1934. On several Archaean rocks from the south coast of Norway. I. The South norwegian hyperites and their metamorphism. *Vid.-Selsk. Skr. I, Mat.-Nat. Kl.*, No. 1.
- BUDDINGTON, A. F. & LINDSLEY, D. H., 1964. Iron-Titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, 5, pp. 310—357.
- BUGGE, J. A. W., 1943. Geological and petrographical investigations in the Kongsberg-Bamble formation. *Norges Geol. Undersökelse*, nr. 160.
- CERVEIRA, A., 1952. Relações entre os jazigos hipogénicos portugueses de ouro e de tungsténio. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 10, pp. 133—145.
- COTELO NEIVA, J. M., 1944. Jazigos portugueses de cassiterite e de volframita. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 25, 251 pp.
- 1945. Granitos e jazigos minerais de diferenciação magmática das Beiras e Norte de Portugal. *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, 1, pp. 13—38.
- DESBOROUGH, G. A. & CARPENTER, R. H., 1965. Phase relations of pyrrhotite. *Econ. Geol.*, 60, pp. 1431—1450.
- DISLER, J., 1953. Die Kupferkieslagerstätte von Outokumpu, Finnland. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, No. 161, pp. 3—108.
- DOE, B. R., 1962. Distribution and composition of sulfide minerals at Balmat, New York. *Geol. Soc. America Bull.*, 73, pp. 833—854.
- FICK, L. J., 1960. The geology of the tin pegmatites at Kamativi, Southern Rhodesia. *Geol. en Mijnbouw*, 39, pp. 472—491.
- GREENWOOD, H. J., 1963. The synthesis and stability of anthophyllite. *J. Petrol.*, 4, pp. 317—351.
- HENSEN, B. J., 1967. Mineralogy and petrography of some tin, lithium and beryllium bearing albite-pegmatites near Doade, Galicia, Spain. *Leidse Geol. Med.*, 39, in press.
- HOWARD, P. F., 1959. Structure and rock alteration at the Elizabeth Mine, Vermont, Pt. I Structure. *Econ. Geol.*, 54, pp. 1214—1249. Pt. II Rock alteration. *Ibidem.* pp. 1414—1443.
- JOHANSSON, K., 1930. Vergleichende Untersuchungen an Anthophyllit, Grammatit, und Cummingtonit. *Z. Krist.* 73, pp. 31—51.

- KALLIOKOSKI, J., 1965. Metamorphic features in North American massive sulfide deposits. *Econ. Geol.*, 60, pp. 485—505.
- KINKEL, A. R. jr., 1962. The Ore Knob massive sulfide copper deposit, North Carolina: an example of recrystallized ore. *Econ. Geol.*, 75, pp. 1116—1121.
- KONING, H., 1966. Les types de roches basiques et ultrabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne). *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 235—242.
- KULLERUD, G., 1953. The FeS-ZnS system, a geological thermometer. *Norsk Geol. Tidsskrift*, 32, pp. 61—147.
- 1964. Sulfide-silicate reactions. *Ann. Report Geophys. Lab., Carnegie Institution*, 1963, pp. 218—222.
- MAIJER, C., 1965. Geological investigations in the Amarante region (Northern Portugal) with special reference to the mineralogy of the cassiterite-bearing albite pegmatites. Thesis Univ. Amsterdam.
- METZSCH, E. VON, 1964. De ertsafzetting van Fornás, La Coruña. Tesis inédito, Instituto Geológico, Leiden.
- OEN ING SOEN, 1958. The geology, petrology and ore deposits of the Viseu region, Northern Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 41, pp. 1—179.
- 1960. The intrusion mechanism of the late-hercynian, post-tectonic granite plutons of northern Portugal. *Geol. en Mijnbouw*, 39, pp. 65—73.
- PARGA-PONDAL, I., 1928. Sobre la presencia de la pirrotina en Galicia. Análisis de la pirrotina de La Mañoca (Santiago). *Archivos, Gem. Est. Gallegos*, 2, pp. 1—3.
- & MARTIN CARDOSO, G., 1948. Die Lithiumpegmatite von Lalín, Prov. Pontevedra, Galizien. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 28, pp. 324—334.
- & MARTIN CARDOSO, G., 1951. Un yacimiento de Columbita en Boiro (Coruña). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 49, pp. 101—103.
- 1963. Rocas y minerales de interés económico del Macizo Galaico. *Trabajos Lab. Geol. de Lage*, no. 14.
- PIWINSKI, A. & WYLLIE, P. J., 1965. Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa Batholith. Abstracts 1965 Annual G.S.A. Meeting.
- PRIEM, H. N. A., 1962. Geological, petrological and mineralogical investigations in the Serra do Marão region, northern Portugal. Thesis Univ. Amsterdam, 160 pp.
- QUENSEL, P., 1956. The paragenesis of the Varuträsk pegmatite including a review of its mineral assemblage. *Arkiv Miner. Geol.*, 2, pp. 12—125.
- RABBITT, J. C., 1948. A new study of the anthophyllite series. *Am. Miner.*, 33, pp. 263—323.
- RAUMER, J. VON, 1963. Zur Tektonik und Genese des nord-west spanischen Kernkristallins bei Noya, La Coruña. *Geotekt. Forschungen*, 17, pp. 1—63.
- RIJKS, H. R. P., 1963. Petrografisch onderzoek van de gesteenten in de omgeving van Cayon (La Coruña), Spanje. Tesis inédito, Instituto Geológico, Leiden.
- ROY, R., ROY, D. & OSBORNE, F. F., 1950. Composition and stability relation among the Al-Li-silicates Eucryptite, Spodumene and Petalite. *Am. Cer. Soc. J.*, 33, pp. 152—159.
- SCHERMERHORN, L. J. G., 1956. Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-São Pedro do Sul-Sátão region (northern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 37, pp. 1—617, Lisboa.
- SKINNER, B. J., 1961. Unit cell edges of natural and synthetic sphalerites. *Am. Miner.*, 46, pp. 1399—1411.
- SLUIJK, D., 1963. Geology and tin-tungsten deposits of the Regoufe area, northern Portugal. Thesis Univ. Amsterdam.
- STEMPROK, M., 1963. Distribution of Sn-W-Mo formation deposits around granites. Symposium problems of postmagmatic ore deposition, 1, pp. 69—72, Prague.
- STEWART, D. B., 1960. The system  $\text{LiAlSiO}_4$ —Albite— $\text{H}_2\text{O}$  at 2000 bar. 21st Int. Geol. Cong., Copenhagen, 17, pp. 15—30.
- 1963. Petrogenesis and mineral association of Li-pegmatites. Abstract G.S.A. meeting 1963 New York, p. 195 A.
- TEX, E. DEN, 1966. Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline. *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 211—222.

- THADEU, D., 1965. Características da mineralização hipogénica estano-volfrámica portuguesa. *Bol. Ord. Eng.*, 10, pp. 61—81.
- TOULMIN III, P. & BARTON, P. B., 1963. A thermodynamic study of pyrite and pyrrotite. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 28, pp. 641—671.
- VÄHÄTALO, V. O., 1953. On the geology of the Outokumpu ore deposit in Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 164, pp. 5—98.
- VOKES, F. M., 1957. The copper deposits of the Birtavarre district, Troms, northern Norway. *Norges Geol. Undersökelse* nr. 199.
- 1962. Mineral parageneses of the massive sulfide ore bodies of the Caledonides of Norway. *Econ. Geol.*, 57, pp. 890—903.
- 1963. Geological studies on the Caledonian pyritic zinc-lead orebody at Bleikvassli, Nordland, Norway. *Norges Geol. Undersökelse* nr. 222, pp. 1—126.
- WARNAARS, F. W., 1963. Geologie en Petrografie van een gedeelte van de basische Lopoliet in het Valle del Dubra, Galicië en van de omringende gesteenten. Tesis inédito, Instituto Geológico, Leiden.
- 1966. Las rocas básicas de Monte Castelo (La Coruña). *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 255—259.
- WEDEPOHL, K. H. & TUREKIAN, K. K., 1961. Distribution of some elements in some major units of the earth's crust. *Geol. Soc. America Bull.*, 72, pp. 175—192.
- WESTERVELD, J., 1956. Roches éruptives, gîtes métallifères, et métamorphisme entre Mangualde et le Douro dans le Nord du Portugal. *Geol. en Mijnbouw*, 18, pp. 94—105.
- WOENSDRECHT, C. F., 1966. Informe preliminar sobre los estudios de la petrografía del extremo occidental de Galicia. *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 261—277.
- ZUUREN, A. VAN, 1965. Mineragrafie, genese en economische geologie van de tin- en wolfraam-mineralisaties te San Finx (Prov. La Coruña). Tesis inédito, Instituto Geológico, Leiden.