

Algunos criterios sobre el potencial metalogénico en estaño y wolframio aplicables a granitos del centro-oeste de España.

SAAVEDRA, J. (*)



RESUMEN

La revisión de datos de laboratorio, geoquímicos, experimentales (simulando un medio natural) y geológicos, del Macizo Hespérico y de otros lugares más conocidos a este respecto, permite poner de relieve los factores fundamentales en la génesis de yacimientos estannowolframíferos asociados especialmente a granitos. El emplazamiento permite no sólo establecer el potencial metalogénico, sino que también es la base de clasificaciones de tipos de depósito. La fijación de elementos en trazas por minerales esenciales (micas, sobre todo) depende del quimismo del medio y de las condiciones de cristalización. El origen de los granitos, alóctonos y circunscritos, es menos significativo en este dominio que lo que se había pensado y, frente a casos en los que es clara la relación directa contenido del elemento en el plutón-magnitud de las mineralizaciones, se oponen otros en los que no ocurre así, punto de vista que no se ha considerado muchas veces a la hora de la prospección. La forma de movilización es muy variable: como complejos oxihalogenados (o estannatos, a baja temperatura) para el estaño y otros, más numerosos y complejos, para el wolframio. Finalmente, se discuten, en el ámbito de aplicación local, las teorías que suponen que el elemento del depósito proviene del mismo granito, por lixiviación, frente a las que hacen hincapié en una cristalización fraccionada o aluden a aportes más profundos canalizados por los mismos plutones.

ABSTRACT

In the present, paper, a study of the relations between mineralizations in tin-tungsten and granitic plutonism in the Western Central Iberian Peninsula are presented, based on geological and experimental data from many authors and places. The depth of emplacement determines the ore-generating capacity and also some deposit classifications. The dispersion of Sn and W rock-forming minerals, mainly micas, and also between normal accessory minerals, is determined not only by chemical factors, but also by crystallization features. The granite origin is less important, and there are some possibilities; ever intermediate and basic rocks may have high contents of Sn-W. The migration of ore-elements, after the available experimental data concerning the manner of transportation, is probable by several mechanism, mainly for the W, as complexes with or without halogens. Finally, the theories from origin of Sn-W, leaching of granitic materials, deep crustal origin, and perfect fractional crystallization, are discussed about its regional applications.

INTRODUCCION

En las dos últimas décadas se ha avanzado notablemente en el dominio de la metalogenia de Sn y W. La mejora de técnicas analíticas sensibles ha permitido obtener un importante vo-

(*) Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Apartado 257. Salamanca.

lumen de datos sobre contenidos en ambos elementos en gran número de materiales y, a partir de tales datos, emitir hipótesis genéticas. Los avances paralelos en el estudio de inclusiones fluidas y experiencias de laboratorio sobre la estabilidad de los compuestos, simulando ambientes geológicos, han sido muy útiles. Todos estos conjuntos de informaciones, son sin embargo, insuficientes, puesto que los nuevos conocimientos han planteado nuevos problemas; la cuestión fundamental es que para resolver la incógnita del origen de las mineralizaciones es imprescindible una investigación geológica que tenga en cuenta multitud de aspectos, cosa que se ha realizado en muy pocos lugares, por una excesiva especialización a la hora de abordar los programas de estudio. En la Península Ibérica sólo recientemente ha comenzado a extenderse este tipo de estudios, aún en fase embrionaria.

Uno de los puntos bien conocidos es la relación entre rocas plutónicas ácidas y mineralizaciones estanno-wolframíferas. Los trabajos de STEMPROK (1963 a, 1965 a) sobre el cómputo de características de algunos centenares de yacimientos de Sn-W-Mo, procedentes de todo el mundo, indican que el 80% de todos ellos, sin duda, están asociados espacialmente a granitos. Dentro de ello. RUNDKVIST (1977), a partir de un conjunto mundial de más de 800 depósitos de minerales de este grupo, relacionados con granitos, señala que el 41% de los mismos se localizan en el endocontacto, el 28% en el exocontacto y el 31% restante en ambas zonas. En general, se aprecia la vinculación a los términos más leucocráticos, y es frecuente (pero no siempre) la presencia de elementos halógenos, boro y otros volátiles.

El intento de establecer el carácter fértil o estéril de un granito en función única de su composición química, una idea antigua, no conduce a resultados satisfactorios. Por ejemplo, SATTRAN & KLOMINSKY (1970) indican que los granitos especializados de Bohemia se sitúan en una zona del diagrama de Kohler y Raaz (que utiliza parámetros obtenidos a partir de la composición química) caracterizada por valores de cuarzo altos y bajos contenidos de máficos; en este diagrama, HESP & RIGBY (1974) encuentran que los granitos estanníferos australianos aparecen a la vez en la misma zona que los anteriores y en áreas más amplias. Sin embargo, la proyección de composiciones de muchos granitos ibéricos, fértiles o no, de carácter leucocrático, está dentro de la aludida superficie. El empleo de otros diagramas conduce a resultados semejantes: cuando hay mineralizaciones, los granitos ligados suelen ser evolucionados, ácidos y pobres en minerales ferromagnesianos, vieja observación ya evidenciada por el simple estudio mineralógico. Pero la inversa no es cierta; muchos plutones que cumplen los requisitos químicos propuestos para los fértiles no contienen depósitos de Sn y/o W. Los elementos en trazas suelen dar más precisiones respecto a esta cuestión, aunque tampoco resuelven por completo el problema. Son necesarios, pues, otros factores, que se considerarán a continuación.

INFLUENCIA DEL EMPLAZAMIENTO PLUTONICO

Los trabajos desarrollados por los geólogos de la escuela soviética, en parte sintetizados por TAUSON (1967), permiten relacionar la profundidad de emplazamiento en el tipo de mineralización; algunas aplicaciones de estos criterios han sido realizadas por SAAVEDRA & GARCIA SANCHEZ (1973) y SAAVEDRA (1974) en plutones de Salamanca.

Los granitos de tranquila cristalización suelen, aunque no es una regla general, situarse a profundidades altas, a más de 2,5 Kb de presión de carga, tienden a ser de grandes dimensiones y se denominan abisales. Dentro de cada facies, el contenido en elementos varía muy poco. Los volátiles se acumulan hacia el final de la cristalización, con los términos más leucocráticos; es en éstos en donde hay fuertes concentraciones que, en razón de la homogeneidad, no se caracterizan por ser económicamente interesantes; otro problema es si la cristalización tranquila acontece en la epizona, cuestión que se tratará más tarde.

Los batolitos mesoabisales (4-6 Km. de profundidad) están sujetos a la posibilidad de más alteraciones de índole tectónica en su cristalización, aunque la dispersión de los elementos en las redes cristalinas de los minerales es fuerte, como en el caso anterior; estas interrupciones hacen que la dispersión sea mayor y el contraste entre los contenidos de los términos más y menos evolucionados se reduzca respecto al caso anterior. Un rasgo importante es que, en

las fases principales de la cristalización, los fluidos separados se desplazan hacia las partes superiores, canalización viable por ser un medio tectónicamente activo, por lo que los diferenciados silíceos tardíos son más pobres en elementos volátiles y la actividad deutérica, reducida; puede haber mineralizaciones asociadas a la fase principal (en condiciones especiales; véase más adelante), no a las tardías del mismo plutón.

En los batolitos hipoabisales, la diferenciación se aborta pronto, en razón a su escaso tamaño y pequeña profundidad de emplazamiento (cristalizaciones rápidas). Hay gran dispersión de valores y la actividad de los volátiles es muy fuerte, con amplio desarrollo de fenómenos autometasomáticos y depósito de minerales; la intensidad es paralela al contenido en volátiles del magma inicial.

VARLAMOFF (1974) hace hincapié en los tipos de mineralización que se presentan con respecto a su profundidad de génesis. En granitos tardí o postectónicos, emplazados a 4-6 Km, se asocian fenómenos pegmatíticos-neumatolíticos (casiterita, columbo-tantalita, berilo, algo de wolframita, etc.); entre 3 y 4 Km, se pasa a procesos hidrotermales de alta temperatura, apareciendo ya fenómenos de albitización, greisenización, y otros, en intrusiones graníticas de zonas de reactivación o de áreas magmáticas someras postectónicas. Finalmente, a menos de 3 Km, ocurren los fenómenos hidrotermales de más baja temperatura, en conexión con actividades magmáticas en zonas de interacciones océano-continente (subducción, etc.).

El emplazamiento en diferentes zonas tectónicas es también un factor importante. LEVASHEV et al. (1971) han puesto de relieve la mayor riqueza estannífera de los granitos palinogénéticos del área miogeosinclinal, más potásicos, con respecto a los de la zona eugeosinclinal, más sódicos. Esto se relaciona con el mayor contenido en Sn de los sedimentos en donde se sitúan los primeros en relación con los segundos. Obviamente, el hecho puede explicarse por el proceso sedimentario primitivo de cada medio; los materiales de aporte continental que rellenan la depresión miogeosinclinal son los que contienen la mayor parte de dicho elemento y, tal hecho, ha sido comprobado por los geoquímicos soviéticos en gran número de lugares. Pero en muchas otras localidades es difícil de aseverar, por carecerse de análisis satisfactorios, que alcancen en torno a 1 ppm.

BESKIN & MARIN (1974) resaltan la influencia de la profundidad de emplazamiento con los tipos de mineralizaciones y posición respecto al contacto.

En resumen, los estudios de yacimientos estanno-wolframíferos, a escala mundial, resaltan la generalidad del control genético según el emplazamiento plutónico; éste interviene también en las regulaciones del tipo de mineralización, paragénesis, etc.

INFLUENCIA DE LA ESTRUCTURA CRISTALINA DE LOS MINERALES GRANITICOS COMO CAPTADORES DE LOS ELEMENTOS EN TRAZAS

El hecho de que los elementos considerados se separen en cantidades importantes (esto es, que den lugar a mineralizaciones) o se dispersen en los minerales esenciales del plutón depende de las condiciones del medio. En general, el estaño tiende a acumularse en los minerales ferromagnesianos (anfíboles), micas y en los accesorios ricos en titanio o calcio (esfena, ilmenita, etc.), mientras que el wolframio, presente en cantidades importantes en muchos de los citados, se encuentra en porcentajes apreciables del total también en plagioclasas. En la gran mayoría de los casos no hay pruebas de cristalización ortomagmática de los minerales explotables (casiterita, wolframita, scheelita) en los granitos; las descripciones señalan alguna alteración deutérica, más o menos evidente, en las rocas, y son muy pocos los casos en los que ésto no ocurre así. Por tanto, en general, los minerales esenciales han de jugar un importante papel.

Si la fuente de Sn y W es el mismo material granítico o van asociados, todo proceso que favorezca su dificultad en entrar en la red cristalina de los minerales esenciales hace que se acumulen en los productos residuales y puedan dar depósitos. A este respecto, son de interés: la interrupción de la cristalización normal, considerada en el apartado precedente, y la formación de un compuesto metal-volátil, más estable que el resultante de la incorporación del elemento a la red del cristal. En teoría, la concentración preferencial de elementos bajo un

gradiente térmico es notable en condiciones de laboratorio. (DUDAREV et al., 1973), implicando a sus materiales magmáticos (minerales portadores), pero aún no se ha demostrado con claridad en un medio natural. En cualquier caso, la tendencia del elemento a ser incorporado a la red es una indicación desfavorable para la mineralización. Considerando este problema, en un trabajo sintético, LYAKHOVICH (1971) concluye que la efectividad de un granito a este respecto puede medirse de acuerdo con el parámetro (expresión en %): $K = \frac{\text{contenido total del elemento en la roca}}{\text{contenido en la roca} + \text{fracción correspondiente al contenido en su principal mineral portador}}$.

Las condiciones de cristalización del magma (gradientes térmico y de presión, naturaleza y cantidad de volátiles, etc.) afectan en el sentido de que los minerales portadores de Sn y W pueden aparecer al final del proceso, cuando la mayoría del fundido ha solidificado como minerales estériles. Los estudios experimentales sobre el orden de cristalización, válidos para sistemas naturales, no son aún suficientes, pero sí se sabe que la presencia de F, B y otros puede cambiar la secuencia; de hecho, la biotita aparece con frecuencia como mineral tardío en granitos ricos en volátiles y se produce una preconcentración importante.

Es conocida la influencia de la composición química a la hora del contenido en elementos trazas en un mineral. LYAKHOVICH (op. cit.) señala que los magmas silíceos hacen que se incorpore más aluminio, como catión, a biotitas, lo que impide que algunos elementos del grupo Sn-W se incorporen a la red. SHEREMET et al. (1973) indican la influencia del quimismo de las biotitas en el contenido de tales trazas. LEVASHEV et al. (op. cit.) apuntan que el exceso de potasio obstaculiza la entrada del estaño en biotitas.

INFLUENCIA DEL FACTOR ORIGEN EN LOS GRANITOS MINERALIZADOS

Aunque en ciertos casos se ha aludido a génesis por fenómenos metasomáticos diversos, en el contexto europeo las teorías magmáticas son ampliamente admitidas a la hora de explicar el origen granítico. A grandes rasgos, son dos tipos de magmas los caracterizados: corticales o productos de diferenciación de magmas básicos; los granitos híbridos tienen un aporte mixto, de material cortical e infracortical. Dado que el W y, sobre todo, el Sn se movilizan poco en el ciclo exógeno, es lógica su acumulación en sedimentos y, por tanto, los granitos generados a partir de éstos serán más ricos que los que deriven de materiales básicos. Una revisión de las posibles fuentes de dichos elementos ha sido dada por STEMPROK (1977).

STAVROV (1971), con base a datos geoquímicos de varias localidades del mundo, indica que los granitos originados por anatexia in situ, o con débil desplazamiento, son estériles en Sn y W, ya que el material cuarzo-feldespático (principal contribuyente a la génesis) contiene mucha menos cantidad de elementos respecto a la biotita, que los retiene mayoritariamente; la escasa evolución posterior (diferenciación casi nula, etc.) es otro factor negativo. Solamente si los esquistos están regionalmente enriquecidos puede esperarse alguna anomalía, pero siempre a nivel de débil concentración; ésto ha sido citado en zonas de Salamanca (SAAVEDRA & PELLITERO, 1979).

La importancia del contenido en Sn y W de los materiales de partida, que se reflejarán de inmediato en los granitos derivados capaces de diferenciarse y sufrir procesos deutéricos, han tenido amplia aceptación. Así, OVCHINNIKOV (1970) afirma que el contenido en elementos de los depósitos es proporcional al de los mismos en el magma granítico. BOYLE (1970) apunta una antítesis de tal aseveración, sugiriendo que las rocas del contacto son la fuente de los elementos, lo que lleva a suponer que la naturaleza del granito puede ser, por completo, independiente de la mineralización.

Otra hipótesis alternativa es la de que los elementos no derivan de los granitos, sino que éstos son meros canales de disoluciones mineralizadas profundas, que ascienden por fracturas; tal es la idea de STEMPROK (1965 b) para algunos yacimientos de Europa Central, en donde observa una diferencia temporal entre la consolidación plutónica, los procesos deutéricos y los depósitos. En el importante yacimiento wolframífero de Barruecopardo (Salamanca), en este contexto, BUXANT (1976) señala que la mineralización se debe a fluidos profundos, alcalinos, que no corresponden al granito. Un punto contrario es la idea, muy co-

mún, que los granitos mineralizados presentan altos contenidos en los elementos de esa mineralización, lo que, en época reciente, se ha demostrado que no es siempre cierto, como ocurre en diversas zonas del Hercínico europeo (CHAURIS, 1965; HOSKING, 1967) y muchos otros lugares, citados por LYAKHOVICH (op. cit.), TAYLOR (1979), etc. A este respecto, es pertinente indicar que varios estudios actuales ponen de relieve, cada vez más, el origen profundo, mantélico, de ciertas concentraciones estanno-wolframíferas (referencias citadas en TAYLOR, op. cit., y STEMPROK, 1977), lo que tiene su reflejo en el potencial metalogenético de granitos derivados de magmas básicos. En la Tabla 1 se indican los contenidos en W en rocas de diversos medios geológicos (HELSEN et al., 1978); puede observarse como los valores son bajos, correspondiendo a la idea tradicional sobre la geoquímica de estos elementos. Pero los valores de LEVASHEV et al. (1974) y BARSUKOV & DMITRIYEV (1977), Tabla 2, sobre contenidos en Sn y W en rocas profundas implicadas en ambientes mantélicos y derivados, son altos, a veces, y si se consideran los procesos de fusión parcial, pueden aparecer rocas muy enriquecidas o empobrecidas entre los basaltos generados y restitas; los dos últimos autores señalan fuertes acumulaciones en determinados lugares geoestructurales (más de 20 ppm de Sn y 6 ppm de W). Otro tanto cabe decir en una gama amplia de circunstancias, puesta en evidencia en los trabajos en el suelo oceánico.

MEDIO OCEANICO

Basaltos de suelo oceánico	0,13
Basaltos subalcalinos de islas oceánicas	0,28
Basaltos alcalinos de islas oceánicas	0,60
Conjunto de rocas oceánicas	0,32

ZONA DE SUBDUCCION

Basaltos de arcos de islas	0,17
Andesitas de arcos de islas	0,20
Basaltos de margen continental	0,40
Andesitas de margen continental	1,05
Conjunto de rocas de zona de subducción	0,27

MEDIO CONTINENTAL

Basaltos subalcalinos	0,30
Basaltos alcalinos	1,35
Conjunto de rocas continentales	0,85

Tabla 1.—Valores correspondientes a la distribución de W, en ppm, en rocas volcánicas de diversos ambientes geológicos, dados por la mediana respectiva, según HELSEN et al. (1978).

Como conclusión, puede decirse que la naturaleza del magma granítico no es condición necesaria ni suficiente para que presente mineralización. Un contenido alto en Sn y/o W no es indicativo siempre de carácter metalogenético acusado. Más validez tiene el modo de distribución de ambos, sea cualesquiera el contenido, asimétrico (log normal), positivo o negativo, la gran dispersión, etc., factores que se relacionan con la existencia de depósitos (LYAKHOVICH, op. cit.).

Contenidos en Sn y W (ppm) de rocas mantélicas (BARSUKOV & DMITRIYEV, 1977)

	W	Sn
Iherzolitas	2,8	3,8
Harzburgitas	0,8	2,0
Dunitas	1,2	0,6
Piroxenita (granatífera)	1,2	8,0

Contenidos medios en W (ppm) de rocas volcánicas (LEVASHEV et al., 1974) de las etapas evolutivas plataforma, tardi- y teleorogénica y geosinclinal

Basalto olivínico alcalino	3,6
Tholeiita y Basalto olivínico (tipo meseta)	1,7
Traquiandesita	3,9
Riolita, felsita y tobas e ignimbritas asociadas	2,5
Andesita, basalto andesítico y andesita dacítica	2,3
Granodiorita y granito anfibólico-biotítico	2,06
Diabasa y espilita de complejos ofiolíticos	1,6

Tabla 2.—Distribución de Sn y W en algunas rocas volcánicas y mantélicas.

TRANSPORTE Y CONCENTRACION

Son clásicos los experimentos realizados ya en el siglo pasado sobre la movilidad del estaño en forma de haluros; si se añade el hecho de que, con frecuencia, se asocian a la casiterita minerales ricos en flúor o cloro, fue inmediato pensar una génesis por hidrólisis de tales haluros. Sin embargo, estudios posteriores han demostrado que: 1) No siempre se asocian los yacimientos con minerales halogenados. 2) Las temperaturas geológicamente razonables y comprobadas en los depósitos metálicos son muy inferiores a aquellas con las que se estudió la movilización en el laboratorio. 3) Es frecuente la presencia abundante de agua en condiciones que, desde el punto de vista termodinámico, conducen a hidrólisis de dichos haluros. Hay varias revisiones sobre las formas de transporte propuestas (STEMPROK, 1963 b; HESP & RIGBY, 1972; TAYLOR, op. cit., y varios más). No obstante, son claras las evidencias de paso de los trazas Sn, W, etc. a la fase fluída rica en sulfatos, cloruros, bicarbonatos, etc. (referencias en LYAKHOVICH, op. cit., HOLLAND, 1972, y otros); la movilidad de los elementos a temperaturas submagmáticas, esto es, en el caso presente, a menos de unos 600 °C, es importante, según los trabajos citados.

Los modernos datos experimentales de laboratorio, junto con los estudios de las inclusiones fluídas, no son suficientes en cantidad y calidad, pero han contribuido mucho a desbrozar este problema. BARSUKOV & RYABCHIKOV (1977), a partir de numerosos resultados e información de diversos autores, concluyen que electrólitos tan típicos, a baja temperatura, como haluros alcalinos etc., están sin disociar a altas temperaturas, por lo que su capacidad de formación de complejos volátiles con Sn y W es muy distinta en ambos casos; en el rango de 300-500 °C, hay un cambio, apareciendo especies iónicas y complejos muy móviles.

El transporte del estaño puede efectuarse por varios mecanismos. Aunque HESP & RIGBY (1972) indican la posibilidad, con bases experimentales, de movilización como estannato a menos de 300 °C, en general, el proceso se realiza a través de complejos halogenados, que pueden diferir según el tipo de mineralización. En la fig. 1 se indican los campos de estabilidad de diversos compuestos estanníferos, a 200 °C, según los datos de KLINTSOVA et al. (1975); el promedio de ión flúor (en inclusiones fluídas) de los yacimientos considerados es de

0,13 M, con un valor máximo de 0,3 M, por lo que, en estas condiciones, la forma predominante es $\text{Sn}(\text{OH})_4\text{F}_2^{2-}$, y una reacción en el encajante, a pH poco alcalino o ácido, con incorporación del flúor a los minerales (micas, fluorita, topacio, etc.) conduce a la deposición de la casiterita. HOLLAND (op. cit.) sugiere, en razón a medidas de laboratorio, que la relación de estaño en fase fluida con respecto al fundido granítico es proporcional a la concentración de ión halógeno (cloro o, posiblemente, flúor) a la cuarta potencia, lo que supone una aseveración de lo antes expuesto.

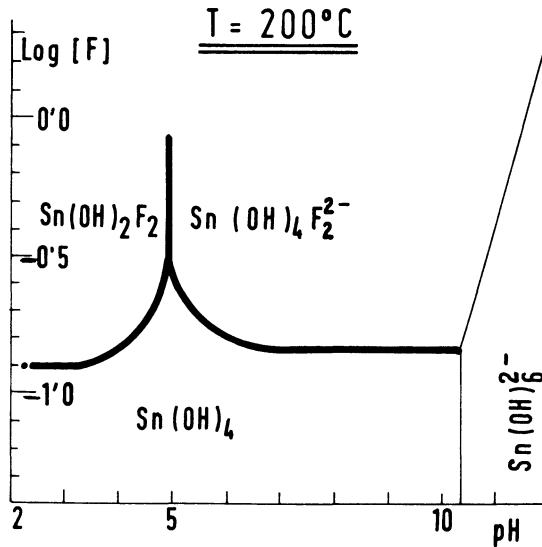


Fig. 1. — Dominio de estabilidad de hidroxi-fluoro complejos de estaño en función de la acidez y la concentración de iones fluoruro, a 200 °C, de acuerdo con los datos de KLINTSOVA et al. (1975).

El problema del transporte del wolframio, aunque análogo en contexto, es aún más complejo. Desde luego, la movilización como haluro sencillo es improbable: además de lo aludido en el caso del estaño, IVANOVA (1966) ha demostrado que este elemento difícilmente puede desplazarse como complejos halogenados u oxihalogenados simples en medios geológicos. A partir de los resultados de análisis de inclusiones fluidas de diversos yacimientos wolframíferos, IVANOVA et al. (1976) señalan que las disoluciones altamente salinas contienen cloro y flúor, mientras que las de salinidad media son ricas, sobre todo, en cloro y bicarbonato. BARABANOV (1971) también insiste en que el transporte de W no puede realizarse por compuestos halogenados sencillos, con o sin oxígeno; son potencialmente más eficaces otros aniones (silicato, borato, etc.).

En resumen, tanto el Sn como el W pueden movilizarse en la fase volátil, formando compuestos que dependen del medio en el que se originen. La deposición se realiza al cambiar las condiciones reguladoras, esto es, presión, temperatura, acidez y/o potencial redox, lo que implica una reacción posible con el encajante y fenómenos deutéricos en granitos. En ciertos casos, puede producirse la mineralización sin que intervengan los halógenos, cosa que ocurre a temperaturas relativamente bajas.

LA TEORIA DE BARSUKOV

Este autor sostiene que las disoluciones alcalinas coexistentes con el material granítico en la etapa tardi-postmagmática concentran elementos en trazas contenidas inicialmente en biotitas y otros minerales (BARSUKOV, 1957, 1967; BARSUKOV & VOLOSOV, 1968); la reacción con el encajante conduce a una disminución del pH, traducida por albitización, depósito estanno-wolframífero, etc., indicando que, a veces, puede demostrarse que el contenido en flúor del yacimiento es proporcional al de estaño. Lo citado precedentemente apoya esta teoría en muchas localidades. Una consecuencia importante es que si el contenido en volátiles (con F, Cl, etc.) es notable, las posibilidades de mineralización son apreciables incluso cuando los granitos tengan bajos contenidos en Sn o W.

Esto es de interés al considerar diversos casos. Al ser las biotitas acumuladoras estanníferas, este mineral concentrará casi todos los elementos en trazas por sí solo y teniendo en cuenta que también suele ser rico en inclusiones de minerales accesorios portadores, si no hay una fase volátil que pueda formar complejos más estables con ellos; las fases tardías, leucocráticas, estarán empobrecidas (correlaciones positivas Sn-Ti y negativas Sn-Si) si se comparan con las ferromagnesianas, anteriores (LYAKHOVICH, op. cit.), y la influencia de los halógenos (o equivalentes en el proceso de transporte) es, pues, fundamental. Los fluidos enriquecidos pueden concentrarse en filones y fracturas (sistema abierto) o dispersarse en las partes apicales, dando mineralizaciones extensas y de baja ley.

En general, la secuencia es la de una microclinización precoz, más profunda en el batolito, que comienza ya en la etapa tardimagmática a alterar los minerales cristalizados (cloritización de biotitas, microclinización de plagioclasas, etc.), en medio alcalino, seguida de una albitización, a pH menor (SHCHERBA, 1970), con moscovitización posterior, etc. La etapa de greisen es más ácida, y lleva asociados varios procesos complejos de actividades sodo-potásicas.

LA CRISTALIZACION FRACCIONADA

En los apartados precedentes se ha puesto en evidencia el que si bien es común que los términos más evolucionados, de cristalización más tardía, sean los más ricos en volátiles, autometasomatismo y mineralizaciones, no siempre es así (véase lo señalado respecto a las facies leucocráticas en granitos mesoabisales). Por ejemplo, BARSUKOV & DURASOVA (1966) señalan casos en los que los yacimientos se asocian a términos diorítico-monzoníticos, y no con los ácidos; el hecho se debe, presuntamente, a que el magma intermedio, diorítico, asimila rocas enriquecidas, con anterioridad, en los elementos. El problema es preguntarse si es posible que una cristalización fraccionada pueda dar lugar a algo más que a una especialización, esto es, a mineralizaciones explotables. Para algunos depósitos del Hercínico ibérico BOISSAVY-VINAUY et al. (1979) y BOISSAVY-VINAUY & ROGER (1980) admiten que este mecanismo es plausible y que los fenómenos deutéricos juegan un papel subordinado; el mecanismo puede extenderse a más lugares.

GROVES & McCARTHY (1978) indican que, en algunos granitos estanníferos estudiados de África del Sur (medio anorogénico) y Australia (orogénico), ambos en condiciones geológicas típicas de medios no muy activos, los resultados son semejantes: es fundamental el tipo de cristalización (aquí, fraccionada) sobre el ambiente tectónico. El magma cristaliza in situ y en el interior aparece una parte más rica en volátiles y potasio. Una ruptura de esta cámara conduce a la individualización de dicha parte, ya que el exterior queda consolidado por contacto con un ambiente más frío. El progreso de esta cristalización hace que aparezcan magmas de especialización creciente y fases fluidas enriquecidas que acaban reaccionando con la fase residual, produciendo greisenización; no se cumple, pues, la teoría de Barsukov. El modelo teórico del proceso se basa en las consideraciones de McCARTHY & HASTY (1976), y los autores piensan que puede extenderse a muchas más localidades que las que se pensaron en principio.

SAAVEDRA (a y b, en prensa) ha representado parámetros que miden la diferenciación, obtenidos a partir de los resultados del análisis de elementos mayoritarios de granitos fértiles y estériles del Hercínico ibérico. En todos los casos se aprecia que los plutones no mineralizados se adaptan bien a la secuencia teórica, deducida de los valores medios recientes de la composición de este tipo de rocas procedente de numerosas localidades. En cambio, en los granitos con depósitos asociados, hay una ligera, pero perceptible, desviación de la secuencia normal, que se sitúa hacia los términos más evolucionados.

En la fig. 2 se representan, muy esquemáticamente, los dos tipos básicos de intrusiones mineralizadas aplicables a la zona en estudio. En (A), hay un tránsito sencillo y gradual desde el granito de la región hasta las facies más evolucionadas, autometamórficas. Los depósitos suelen aparecer, sobre todo, en las partes apicales y es bastante clara la secuencia microclinización-albitización (alcalinidad decreciente) para pasar a moscovitización y greisen (etapa ácida), con otras generaciones de términos intermedios de desarrollo de feldespatos alcalinos, en ocasiones. En (B), el caso es más complejo y, a veces, los contactos son graduales en ciertos lugares y bruscos en otros, incluso para la misma facies; hay evidencias para admitir la posibilidad de que la primitiva cristalización se interrumpa, por influencias tectónicas, siendo estos accidentes vía de acceso del magma aún no consolidado, teniéndose así varios grados de evolución relativamente independientes, dentro del mismo batolito. En ambos casos, son comunes los schlieren biotíticos, pero sólo en los términos menos evolucionados.

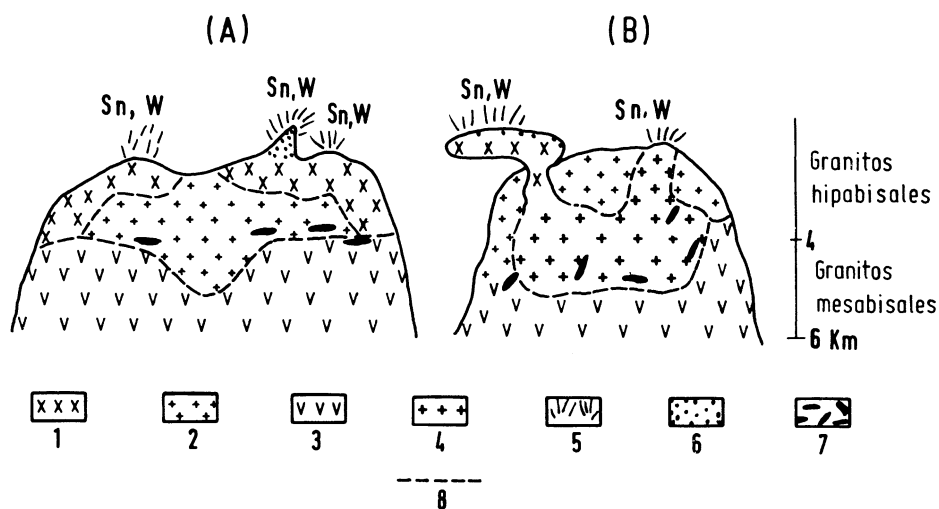


Fig. 2.—Esquema simplificado de plutones con depósitos asociados estáño-wolframíferos. 1: granitos esencialmente moscovíticos o con biotita subordinada. 2: granitos leucocráticos de grano fino a medio. 3: granitos de dos micas, con tendencia biotítica, de grano grueso. 4: granitos biotíticos normales. 5: diques y filones mineralizados. 6: granitos con fuerte alteración deutérica, albitización, greisen, etc. 7: Schlieren biotíticos, con asociación ocasional a megacrístales feldespáticos (alcalinos) y masas pegmatoides. 8: límite aproximado entre facies graníticas.

Para SAAVEDRA (1979) la presencia de feldespatos orientados paralelamente a la superficie mayor y schlieren en los granitos circunscritos de la zona son indicios de convección. En teoría, para que ésta se produzca, el número de Rayleigh ha de ser superior a 660, esto es

$$Ra = \alpha \cdot \Delta T \cdot d^3 \cdot \rho / (K \cdot \nu) > 660$$

(α = coeficiente de expansión térmica, ΔT = gradiente térmico, magma-pared más fría, d = longitud del contacto en la célula convectiva, g = aceleración de la gravedad, K = difusividad térmica del granito y v = viscosidad), condición que se cumple sobradamente. Es decir, el granito emplazado no está del todo consolidado y es factible que las fracturas conduzcan al caso citado en la fig. 2 (B).

No se dispone de un número de análisis de elementos en trazas en granitos tan grande como el existente para elementos mayores. Además, se ha evitado aquí comparar valores absolutos de aquellos obtenidos por distintos laboratorios, pues las técnicas no son comparables. Para el estudio cuantitativo de la diferenciación, los elementos trazas más adecuados son Rb, Cs, Sr, Ba, Li, etc., por entrar todos en los minerales esenciales, casi en exclusiva. SAAVEDRA (en preparación) ha aplicado dos modelos teóricos para la distribución de Rb, Sr, Sn y Ba en el granito mineralizado del Jálama (que ofrece un contraste relativamente satisfactorio de rocas): el primero supone que hay un equilibrio de la superficie del cristal con el fundido (ley de Rayleigh) y el segundo implica que el equilibrio es de todo el cristal con el fundido (lo que supone que la difusión es suficiente para causar este efecto). La relación Rb-Ba sigue, en primera aproximación, la ley de Rayleigh; ésto ocurre, con menos claridad, entre el Ba y Sr. Pero, desde luego no se cumple en absoluto cuando se considera cualesquiera de dichos elementos en relación al Sn. Ello implica que la cristalización fraccionada, válida para el Rb, Ba y tal vez, Sr, en principio, tiene un papel secundario o no es aplicable para el Sn; el elemento se concentra obedeciendo a otro mecanismo.

No es el estaño el único elemento que se aparta del proceso. PELLITERO et al. (1976) han demostrado que hay una pérdida del W en los granitos en torno al importante yacimiento citado de Barruecopardo, y un balance aproximado justifica que este déficit se debe a la acumulación selectiva en la mina (PELLITERO, 1980). Faltan datos de muchos depósitos, a escala regional, para afirmar cuántos posibles mecanismos se pueden aplicar; desde luego, la teoría de Barsukov es válida en los casos en los que se ha hecho un estudio apropiado (muy pocas ocasiones) y, sin duda, parece muy común, pero no puede excluirse alguna otra alternativa. También se intuye que, en cualquier caso, la diferenciación juega un importante papel como forma de concentración que facilite después acumulaciones según procesos distintos, pero no es, por sí sola, determinante por completo; existen formas diferenciadas tabulares en áreas marginales de batolitos de Extremadura y Salamanca, con algunos minerales de la ganga típica de yacimientos estanno-wolframíferos, posiblemente originadas según el esquema de GROVES & McCARTHY (op. cit.), por una cristalización por diferenciación, aunque no se ha demostrado el mecanismo en ningún yacimiento explotado.

EDAD Y MINERALIZACION

Muchas teorías modernas relacionan la evolución de la Tierra con el contenido de niveles determinados. Según estas ideas, las rocas plutónicas enriquecidas en Sn, W y otros pueden haber sido de tipos diferentes a lo largo de diversos periodos geológicos, lo que es interesante en zonas en las que el registro temporal abarca varios centenares de millones de años.

STOLL (1965, con más detalles en 1976), a propósito de estudios en América del Sur, considera que, cuando ya se formaron los yacimientos del Mesozoico-Terciario, el manto estaba empobrecido, a causa de la evolución terrestre, en Sn y W. Este autor emitió precozmente su idea de que los depósitos post-paleozoicos de dichos elementos derivan de concentraciones precámbricas y paleozoicas, rejuvenecidas por probable ascenso subsiálico de magmas que se acidificaron y asimilaron ambos elementos de la corteza; este proceso de removilización es ampliamente admitido ahora, incluyendo áreas centro-ibéricas (SAAVEDRA y PELLITERO, op. cit.). MAUCHER (1972) indica que, en efecto, el wolframio fue abundante y muchas rocas básicas europeas del Paleozoico Inferior son ricas en este elemento. En los años más recientes, se ha comprobado que esta asociación no sólo se dio en tiempos pasados, sino que también es de tiempos más actuales (véase lo escrito anteriormente), aunque en zonas localizadas; las investigaciones están ahora en pleno desarrollo y se van completando las hipótesis primitivas.

La falta de estudios de esta índole en el área es total y, en la práctica, no se conoce nada sobre la geoquímica aplicada a metalogénesis del Sn y W, comparada en edad, en rocas básicas, como posibles fuentes para posteriores depósitos.

CONCLUSION

Se ha señalado, de manera elemental y resumida, los factores geológicos y geoquímicos que influyen de alguna manera en la génesis de un yacimiento de Sn/W. En la región, no es el carácter leucocrático el principal índice. Si bien parece que el mismo granito es el suministrador de ambos elementos (en general, pero no siempre), independientemente del modo que el magma los haya retenido, y que es la naturaleza y cantidad de materia volátil el factor esencial, junto con las condiciones de consolidación, hay varias alternativas y el proceso metalogénico puede iniciarse incluso en plutones con escaso contenido en elementos. El origen de los granitos no es, sin otros rasgos, determinante; las posibilidades de términos más básicos o de los plutones alcalinos de Extremadura están aún por investigar.

BIBLIOGRAFIA

- BARABANOV, V. F. (1971). Geochemistry of tungsten. *Geology Rev.*, 13, 332-344.
- BARSUKOV, V. L. (1957). The geochemistry of tin. *Geochemistry*, 1, 41-52.
- BARSUKOV, V. L. (1967). Source of the ore substance of tin deposits. *Trans. Inst. Min. Met.*, 76 B, 220.
- BARSUKOV, V. L. & DMITRIYEV, L. V. (1977). Rôle of mantle sources of ore material in formation and distribution of certain mineral deposits.
- BARSUKOV, V. L. & DURASOVA, N. A. (1966). Metal content and metallogenetic specialisation of intrusive rocks in the regions of sulphide-cassiterite deposits. *Geochem. Internat.*, 2, 168-179.
- BARSUKOV, V. L. & RYABCHIKOV, I. D. (1977). Physical-chemical factors of migration and concentration of metals. I. G. C. P. Symposium, M. A. W. A. M., 2, 99-104.
- BARSUKOV, V. L. & VOLOSOV, A. G. (1968). New approach to geochemical prospecting for mineralization located deep below the surface. *Geology of ore deposits*, 10, 3-9.
- BESKIN, S. M. & MARIN, Yu. B. (1974). Types of rare-metal deposits of granite formations. I. G. C. P. Symposium, M. A. W. A. M., 1, 367-371.
- BOISSAVY-VINAU, M.; DERRE, C.; JAFFREZIC, H.; ROGER, G. & TREUIL, M. (1979). L'étain et le tungstène dans l'évolution granitique: le secteur N de Viseu (Portugal). Comparaisons avec le Massif Central français. *Museu e Lab. Min. e Geol. da Fac. de Ciên. do Porto*, 91, 65-74.
- BOISSAVY-VINAU, M. & ROGER, G. (1980). The TiO_2/Ta ratio as an indicator of the degree of differentiation of tin granites. *Mineral Deposita*, 15, 231-236.
- BOYLE, R. W. (1970). The source of metals and gangue elements in hydrothermal deposits. Problems of hydrothermal ore deposition, I. A. G. O. D. Symposium Scotland, 3-6.
- BUXANT, P. (1976). Etude géologique de la région de Barruecopardo et de ses minéralisations de tungstène (Province de Salamanca). *Bol. Geol. Min.*, 87, 119-143.
- CHAURIS, L. (1965). Les minéralisations pneumatolitiques du Massif armoricain. *Mém. B. R. G. M.* n° 31.
- DUDAREV, A. N.; SOTNIKOV, V. I.; VASIL'YEVA, A. I.; VOLOGDIN, N. V.; VIKTOROV, V. F. & SHAYEKUBOV, T. Sh. (1973). Migration of ore components in artificially created thermal gradient field (according to the data of a field experiment). *Geochem. Internat.*, 10, 989-999.
- GROVES, D. I. & McCARTHY, T. S. (1978). Fractional crystallization and the origin of tin deposits in granitoids. *Mineral Deposita*, 13, 11-26.
- HELSEN, J. N.; SHAW, D. M. & CROCKET, J. H. (1978). Tungsten abundances in some volcanic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1067-1070.
- HESP, W. R. & RIGBY, D. (1974). Some geochemical aspects of tin mineralisation in the Tasman geosyncline. *Mineral. Deposita*, 9, 49-60.
- HESP, W. R. & RIGBY, D. (1972). The transport of tin in acid igneous rocks. *Pacific Geology*, 4, 135-152.
- HOLLAND, H. D. (1972). Granites, solutions, and base metal deposits. *Econ. Geol.*, 67, 281-301.
- HOSKING, K. F. G. (1967). The relationship between primary tin deposits and granitic rocks. A technical conference on tin, London, *Internat. Tin Council*, 1, 267-311.
- IVANOVA, G. F. (1966). Thermodynamic evaluation of the possibility of tungsten transport as halogen compounds. *Geochem. Internat.*, 3, 964-973.
- IVANOVA, G. F.; KHITAROV, D. N.; LEVKINA, N. I.; MILOVSKIY, G. A. & BANNYKH, L. P. (1976). Gas-liquid inclusion data on the compositions of tungsten-bearing hydrothermal solutions. *Geochem. Internat.*, 13, 17-26.
- KLINTSOVA, A. P.; BARSUKOV, V. L.; SHERMARYKINA, T. P. & KHODAKOVSKIY, I. L. (1975). Measurement of the stability constants for Sn (IV) hydroxofluoride complexes. *Geochem. Internat.*, 12, 207-215.
- LEVASHEV, G. G.; GOLUBEVA, E. D. & GOVOROV, I. N. (1974). Distribution of tungsten in mafic, intermediate and silicic volcanics of the continental part of the Circum-Pacific Belt, as illustrated by the Sikhote Alin. *Dok Akad. Nauk SSSR*, 214, 199-202.
- LEVASHEV, G. B.; STRIZHKOVA, A. A. & GOLUBEVA, E. D. (1971). Geochemistry of tin in the granitoids of different tectonic zones of the Maritime Province. *Geochem. Internat.*, 6, 643-659.
- LYAKHOVICH, V. V. (1971). Indications of ore-generating capacity of granitoids. *Internat. Geology Rev.*, 13, 1045-1053.

- MAUCHER, A. (1972). Time and stratabound ore deposits and the evolution of the Earth. 24 th Internat. Geol. Congress, Sect. 4, 83-87.
- McCARTHY, T. S. & HASTY, R. A. (1976). Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1351-1358.
- OVCHINNIKOV, L. N. (1970). The granitic melt as a source of metals in silicic plutogenic hydrothermal deposits. *Problems. of hydrothermal ore deposition, I. A. G. O. D. Symposium Scotland*, 19-24.
- PELLITERO, E. (1980). Caracteres petrogenéticos y metalogenéticos de los yacimientos de wolframio de la provincia de Salamanca. Tesis doctoral, Universidad de Salamanca.
- PELLITERO, E.; SAAVEDRA, J.; GARCIA SANCHEZ, A. & ARRIBAS, A. (1976). Geoquímica del W en el área circundante al yacimiento de scheelita de Barruecopardo. *Acta Geol. Hisp.*, 15, 133-136.
- RUNDKVIST, D. V. (1977). The distribution of mineral zones associated with granitoid magmatism and rare-metal mineralization in space and time. *I. G. C. P. Symposium, M. A. W. A. M.*, 2, 11-19.
- SAAVEDRA, J. (1974). Geoquímica de los procesos postmagmáticos de granitos y su relación con las mineralizaciones asociadas del grupo Sn-W-Mo. *Stv. Geol.*, 8, 13-26.
- SAAVEDRA, J. (1979). Aspecto geológico del plutonismo geoquímicamente especializado en Extremadura Central (oeste de España). *Bol. Geol. Min.*, 93, 253-274.
- SAAVEDRA, J. (en prensa, a). Geochemistry of barren granites and those mineralized with tin and tungsten in West Central Spain.
- SAAVEDRA, J. (en prensa, b). Aplicaciones del parámetro q (grado de polimerización) a algunos problemas del plutonismo ácido en la Península Ibérica.
- SAAVEDRA, J. (en preparación). Procesos geológicos y geoquímicos en la génesis de yacimientos estanno-wolframíferos centro-Ibéricos.
- SAAVEDRA, J. & GARCIA SANCHEZ, A. (1973). Composición química de las biotitas de granitos de la provincia de Salamanca relacionada con las condiciones de formación. *Stv. Geol.*, 6, 7-27.
- SAAVEDRA, J. & PELLITERO, E. (1979). Concentraciones elementales en niveles premesozoicos de áreas de la provincia de Salamanca; ensayo sobre la naturaleza de los procesos geológicos implicados en su génesis. I Reunión sobre la Cuenca del Duero, Salamanca.
- SATTRAN, V. & KLOMINSKY, J. (1970). Petrometallogenic series of ingeous rocks and endogenous ore deposits in the Czechoslovak part of the Bohemian Massif. *J. of Geol. Sci., Econ. Geol. (Praga)*, 12, 65-154.
- SHCHERBA, G. N. (1970). *Greisens. Internat. Geol. Rev.*, 12, 114-151, 239-254.
- SHEREMET, Ye. Me.; GORMASHEVA, G. S. & LEGEYDO, V. A. (1973). Geochemical criteria for the potential ore-bearing granitoids in the Gudzhir Intrusive Complex in West Transbaykalia. *Geochem. Internat.*, 10, 1125-1135.
- STAVROV, O. D. (1971). Ore content in granite and the geochemistry of rubidium. *Geochem. Internat.*, 8, 739-754.
- STEMPROK, M. (1963 a). Distribution of Sn-W-Mo formation deposits around granites. *Problems of post magmatic ore deposition, Symposium, Prague*, 1, 69-72.
- STEMPROK, M. (1963 b). The distinguishing of a pneumatolytical phase in the classification of post-magmatic processes. *Sbor. Geol. Ved, rada LG. sv. 1*, 107-142.
- STEMPROK, M. (1965 a). Genetic features of the deposits of tin, tungsten and molibdenum formation. *Problems of post magmatic ore deposition, Symposium, Prague*, 2, 472-481.
- STEMPROK, M. (1965 b). On the relation of tin-tungsten-molibdenum ore deposition to granites. *Krytalínikum*, 3, 163-183.
- STEMPROK, M. (1977). The source of tin, tungsten, and molybdenum of primary ore deposits. *I. G. C. P. Symposium, M. A. W. A. M.*, 2, 127-166.
- STOLL, W. C. (1965). Metallogenic provinces of magmatic parentage. *Mining Magazine*, 112, 312-323, 394-405.
- STOLL, W. C. (1976). Provincias metalogénicas en Argentina, Bolivia y Chile: aspectos de una teoría evolutiva de la metalogenia. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 74, 171-189.
- TAUSON, L. V. (1967). Geochemical behavior of rare elements during crystallization and differentiation of granitic magmas. *Geochem. Internat.*, 4, 1067-1075.
- TAYLOR, R. G. (1979). *Geology of tin deposits*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 543 Págs.
- VARLAMOFF, N. (1974). Classification and spatio-temporal distribution of tin and associated mineral deposits. *I. G. C. P. Symposium, M. A. W. A. M.*, 1, 137-144.