

**GEOQUIMICA DE LOS PROCESOS POSTMAGMATICOS  
DE GRANITOS Y SU RELACION CON LAS  
MINERALIZACIONES ASOCIADAS DEL  
GRUPO Sn - W - Mo**

JULIO SAAVEDRA\*

**RESUMEN.**—Se ha realizado una revisión de los principales factores geoquímicos que afectan a los yacimientos relacionados con el plutonismo ácido, sobre todo en los aspectos de distribución y transporte de los elementos Sn, W y Mo, y alteración postmagmática de las rocas graníticas.

**SUMMARY.**—A review of the main geochemical factors related to mineral deposits associated to acid plutonism has been accomplished, specially on the distribution and transport of the elements Sn, W and Mo, and also on the post magmatic alteration of granitic rocks.

**INTRODUCCION**

El problema de averiguar el potencial metalogénico de un granito ha sido intentado muchas veces desde diversos puntos de vista, tales como el petrológico, estructural y geoquímico. Particularmente, la estrecha asociación entre estas rocas y los yacimientos minerales del tipo Sn, W-Mo, es un hecho reconocido en todo el mundo desde hace mucho tiempo. Pero aún se desconocen los detalles de esta vinculación, la forma de transporte de dichos metales, y otros muchos aspectos del problema. En efecto, las explicaciones propuestas para unos yacimientos no son válidas en otros, ya que el fenómeno es muy complejo.

La primera dificultad para la generalización estriba, sin duda, en que bajo el término "granito" se engloban rocas originadas por muy diversos procesos geológicos, en condiciones termodinámicas variables, que dan lugar a una distribución peculiar de los elementos citados. Es decir, no se pueden encontrar explicaciones satisfactorias sin admitir que actúan muchas variables.

Una revisión de la bibliografía reciente demuestra que las teorías sobre el depósito de los minerales correspondientes al grupo Sn-W-Mo se agrupan

---

\* Sección de Mineralogía del Centro de Edafología y Biología Aplicada del C.S.I.C., Salamanca, y Departamento de Mineralogía, Universidad de Salamanca.

fundamentalmente alrededor de dos ideas básicas: génesis por procesos magmáticos y génesis por procesos postmagmáticos. HESP y RIGBY (1972) señalan que hay muchos argumentos que favorecen a la segunda de estas hipótesis, dentro de la cual se pueden discutir dos posibilidades: que los granitos sean simplemente el soporte a través del cual circulan las sustancias portadoras de la mineralización —origen profundo— como sostienen algunos autores europeos (STEMPROK, 1963 b), o que ésta provenga de la extracción de los elementos aludidos y contenidos en el propio granito.

La capacidad metalogénica de un granito es el resultado favorable de muchos factores. Modernamente se resalta la diversidad de éstos (DRUZHININ, 1968; FLINTER, 1971; KHETAGUROV y cols., 1970; LYAKHOVICH, 1969; PATAP'YEV y cols., 1967). En cualquier caso, la importancia de los fenómenos postmagmáticos en la repartición de aquellos elementos es indudable. Por ello, en este trabajo se pretende poner de relieve determinados aspectos de la relación entre dichos fenómenos, la naturaleza del granito, y la mineralización.

#### FACTORES QUE AFECTAN A LA DISTRIBUCION DE LOS ELEMENTOS TRAZAS EN LAS ROCAS GRANITICAS

Desde el punto de vista metalogénico, sigue teniendo gran interés la clasificación de los granitos debida a RAGUIN (1957), clásica por otra parte, que da una primera idea del contenido en elementos trazas y las mineralizaciones asociadas. Según ella, los granitos anatéticos son, en su mayoría, estériles, y provienen de la transformación de rocas preexistentes sin pasar por un verdadero estadio magmático. Los granitos circunscritos, de bordes bien definidos, derivan por el contrario de masas ígneas fundidas, por lo que, al enfriarse éstas, los elementos menores o en trazas se distribuyen de acuerdo con sus tendencias geoquímicas.

El principal problema que se plantea al intentar explicar la repartición de dichos elementos es que su retención en las redes cristalinas de los minerales es muy débil, no comparable en absoluto a la de los elementos mayores. Por tanto, las reglas de sustitución de GOLDSCHMIDT (1937), se han mostrado ineficaces en muchas ocasiones. Otros criterios, tales como los basados en las electronegatividades (RINGWOOD, 1956) o la relación entre los potenciales de ionización (AHRENS, 1952), se pueden aplicar en ciertos casos y con determinados elementos con mejores o peores resultados, pero nunca con un criterio general. GOÑI (1966) ha demostrado que una parte importante de los elementos en trazas no ocupa posiciones fijas dentro de la red cristalina de los minerales.

Por todo ello, es evidente que una clasificación racional de los elementos en trazas debe tener en cuenta implícitamente los principios teóricos que rigen su repartición.

La clasificación de TAUSON (1965), aunque no sea la ideal, es interesante a este respecto. Se consideran en ella los siguientes grupos: *elementos dispersos*, fuertemente litófilos, que reemplazan isomórficamente a elementos mayores de los silicatos (Li, Rb, Cs, Be, Sr, Ba, Se, Ga y Ge); *elementos accesorios*, que entran a formar parte de los minerales accesorios (Tierras Raras, Y, Zr, Hf y Th); y *elementos integrantes de óxidos y sulfuros*, que pueden dar lugar a pequeñas concentraciones microscópicas, o aparecer adsorbidos en posición diadócica en otros minerales (Pb, Zn, Mo, Hg, Cd, Ag, In, Sn y W).

RANCHIN (1970) propone otra clasificación con la misma idea básica. Divide los elementos trazas en dos grupos: elementos que sustituyen fácilmente a otros de los principales minerales silicatados (Li, Rb, Cs, Ba, Sr, Co, Ni, Cr, V y, en menor grado, Pb, Zn y Cu) y elementos cuyo comportamiento está regulado en general, por reglas distintas a las que rigen el reemplazamiento isomórfico, bien se trate de elementos sin posibilidad de sustitución diadócica en los silicatos principales (Tierras Raras, Zr y Th) o con alguna posibilidad, y que se separan como minerales independientes cuando su contenido es alto (Sn, W, Nb, Be y B).

Es evidente, pues, que la distribución de los elementos en traza es un fenómeno complejo para cuya explicación es necesario aceptar el concurso de muchos factores.

Desde el punto de vista geológico, la generalización más importante ha sido, sin duda, la propuesta por TAUSON (1967) para los granitos circunscritos, magmáticos. Este autor tiene en cuenta el tamaño de la intrusión, la profundidad de formación de magma granítico, y su composición, lo que pone en evidencia la existencia de dos tendencias geoquímicas para los elementos en trazas: una, la dispersión cristalóquímica, y otra, la concentración residual.

En los batolitos abisales —emplazados a profundidades de más de 8 km.—, los elementos aludidos se distribuyen con arreglo a sus propiedades cristalóquímicas, pues las condiciones son ideales: enfriamiento lento, influencia tectónica atenuada, y volúmenes de magma considerables. En estos granitos, la diferenciación es muy completa, y en los últimos diferenciados se acumulan elementos que forman compuestos estables con los elementos volátiles o de bajo punto de fusión. Otros elementos se distribuyen uniformemente en cualquiera de los diferenciados, pudiéndose medir el grado de diferenciación por la variación regular de la relación entre dos elementos trazas

químicamente semejantes pero concentrados de manera opuesta. Por ejemplo, Zn/Pb. Dentro de una fase, la dispersión es siempre pequeña.

En las intrusiones mesoabisales —de 4 a 6 km. de profundidad—, la influencia tectónica es mayor, y por ello la diferenciación es imperfecta. Aparece entonces un gran número de facies y la dispersión es ya importante.

Los granitos intrusivos hipoabisales se emplazan a poca profundidad —puede haber ya una gradación entre plutonismo y vulcanismo— y por ello muestran una débil diferenciación. Entonces, si el contenido en volátiles es pequeño, también lo es la dispersión; en caso contrario, los elementos con afinidad para los volátiles se concentran en la parte apical. En cualquier caso, la relación Zn/Pb varía muy poco, y aquélla entre el contenido en volátiles y la distribución espacial de los elementos menores y trazas adquiere ahora gran importancia (TAUSON, 1972).

Por otra parte, la naturaleza de la roca es de por sí un factor condicionante en la distribución de los elementos. Dentro de la serie granítica, STAVROV (1971) ha demostrado, con datos obtenidos en batolitos de todas las partes del mundo, que la evolución desde granodioritas a granitos leucocráticos se traduce, en los granitos magmáticos, por un incremento del contenido en Sn, Ta, W, Mo, etc., mientras que los valores K/Rb y Rb varían linealmente según una recta de pendiente negativa. Sin embargo, en los granitos anatócticos, incluso en los que han sufrido un desplazamiento parcial, ocurre justamente lo contrario. Es decir, que las mineralizaciones de Sn, W y Mo van asociadas a las del *primer tipo*, y dependen en parte del grado de diferenciación.

## MECANISMO DE LAS ALTERACIONES POSTMAGMATICAS EN LOS GRANITOS

Los procesos postmagmáticos son una consecuencia natural de la intrusión de los granitos en la corteza superior, bajo condiciones diferentes a las de su formación. Los elementos volátiles, al enfriarse la masa granítica, tienden a separarse del volumen principal solidificado. Este proceso comienza ya entre los 500 y 600° C, pero la profundidad es normalmente lo bastante alta para que la presión sea supercrítica, dando lugar a una fase poco viscosa y susceptible de penetrar incluso en las fisuras más finas. La interacción entre la fase principal sólida y la fase fluida puede ser muy importante dada la gran superficie de contacto que puede haber entre ambas.

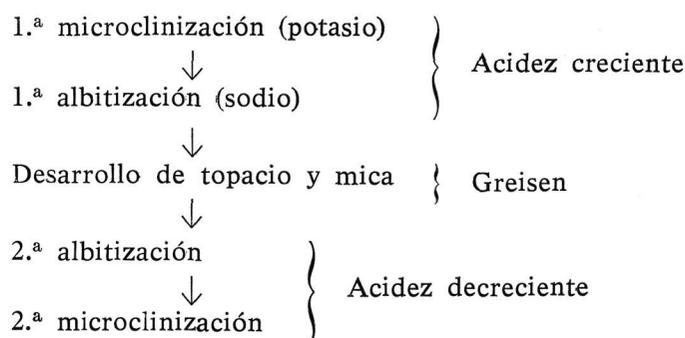
Las correlaciones entre las observaciones efectuadas en muchos yacimientos asociados con rocas ígneas y los datos experimentales han permitido coordinar una serie de teorías que pueden explicar convincentemente los fenómenos naturales. Síntesis excelentes aparecen en varias publicaciones (BEUS, 1963; KORZHINSKII, 1963 y 1967; SHCHERBA, 1968), y por ello, aunque en este breve trabajo se dé sólo una explicación simplificada de dichos fenómenos, es preciso destacar que aquélla tiene una base matemática bien desarrollada y un sólido fundamento termodinámico, claramente expuestos, entre otros, por los autores que se acaban de mencionar.

Dada la evidencia experimental de la estabilidad de los complejos inorgánicos en la fase gaseosa a altas temperaturas, se puede admitir que las disoluciones acuosas en estado supercrítico contienen una gran cantidad de elementos al estado de complejos del tipo MXY, donde M = base fuerte, X = elemento anfótero o formador de complejos —p. ej., Si, Al, B—, e Y = anión. La disociación se efectúa según el esquema  $MXY \rightarrow M^+ + (X Y)^-$ .

En el magma granítico que cristaliza, los fluidos tienen un carácter inicial básico, lo que favorece la estabilidad de los complejos, y una fugacidad de oxígeno alta —medio oxidante—, de acuerdo con la reacción probable  $4(OH^-) \rightarrow 2H_2O + O_2 + 4e^-$ . Al ascender los fluidos a través de la masa solidificada y disminuir la temperatura la estabilidad de los complejos decrece; la condensación —paso del estado supercrítico al hidrotermal, con aparición de disoluciones acuosas— aumenta la acidez, ya que los coeficientes de actividad de los ácidos son más altos en los líquidos que en los gases o en los fluidos supercríticos, por lo que la desestabilización de los complejos libera precisamente los componentes ácidos. De acuerdo con ello, al comienzo del proceso son las bases más fuertes, K y Rb, las que inician el conjunto de reacciones postmágmatas, la primera de las cuales es la microclinización, a la que sigue la albitización por el carácter menos alcalino del Na; todo ello dentro de un cuadro de acidez creciente que alcanza su máximo en la transformación completa de los fluidos supercríticos en hidrotermales —etapa de greisenización—, lo que generalmente ocurre en las zonas de contacto. Es preciso insistir en que el término “albitización” no implica necesariamente un fuerte metasomatismo sódico, sino que puede ser solamente una consecuencia de la redistribución del Na contenido en los feldespatos, apareciendo entonces como albita fisural y otras formas de diversa índole (BARSUKOV y KLINTSOVA, 1969).

A partir de aquí, el incremento de acidez ocasionado por el descenso de temperatura no compensa ya el aporte de bases procedente de la reacción con las rocas preexistentes, y vuelve a aumentar el carácter alcalino. Hay,

pues, una complicada serie de cambios definida por una alternancia de máximos de acidez y alcalinidad que, en esquema, se podría establecer así:



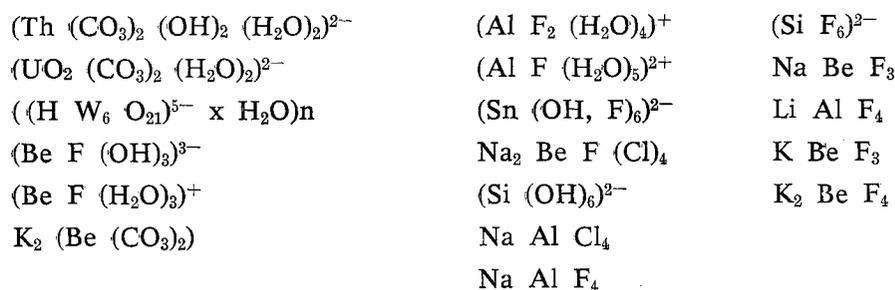
De esta manera, puede explicarse que la ola de acidez creciente afecte a un volumen considerable de roca. Primero, son las bases más fuertes —Rb, K, Na, Ca, etc.—, las que van siendo eliminadas progresivamente, pudiendo llegarse incluso a la eliminación del Al (silificación completa). La disminución subsecuente de acidez, tras alcanzarse un máximo, hace que los elementos básicos se vayan depositando sucesivamente. Entonces, los elementos más móviles —Ca, Ag, Pb, Zn, etc.— pueden ser transportados más lejos que otros menos móviles —W, Sn, Mo, Nb, Ta, Al, Ti, etc.—. De esta forma, se explica también la greisenización, que se produce exclusivamente alrededor de fracturas por ser estas zonas de debilidad, de brusco descenso de presión, y en donde hay por lo tanto una desestabilización de complejos, con un brusco y correspondiente incremento de acidez.

Desde el punto de vista mineralógico, el proceso postmagmático se inicia, como ya se ha dicho, con una microclinización y albitización sucesivas. En las áreas graníticas donde se producen estos fenómenos se pueden formar ya algunos yacimientos de Sn, Mo y otros elementos, pero son aún poco numerosos. Es en los procesos posteriores en donde se manifiesta más claramente esta relación. En la greisenización de los granitos, entre 300 y 500°C, los minerales de esta roca sufren los cambios que se indican a continuación:

Biotita → clorita + magnetita → moscovita + pirita  
 Plagioclasa → sericita → moscovita + fluorita + albita  
 Feldespato potásico → albita + cuarzo + moscovita → moscovita + cuarzo  
 Cuarzo → cuarzo de grano fino → cuarzo de grano grueso  
 Moscovita → topacio + cuarzo → cuarzo  
 Ilmenita → rutilo + pirita

El estudio de las inclusiones líquidas en los minerales demuestra también la importancia de los gases en los procesos póstumos. El greisen, en particu-

lar, se produce solamente cuando hay abundancia de volátiles en la solución, pero no si éstos elementos están enlazados con otros para formar complejos. Así, se han reconocido las siguientes formas complejas:



A temperaturas inferiores a 300°C, el comportamiento teórico de los fluidos hidrotermales ha sido expuesto detalladamente, entre otros autores, por HELGESON (1970). La reacción de dichos fluidos con rocas esencialmente graníticas —en ausencia de anortita—, a temperaturas de unos 200°C se manifiesta por una formación de cuarzo y montmorillonita a expensas de la destrucción de los feldespatos y la biotita, mientras que aumentan el pH y la concentración de piritita en la disolución. Posteriormente, precipita ya la piritita, mientras que continúa la destrucción de la biotita. Al avanzar el proceso, la concentración de calcopiritita va aumentando hasta la saturación, precipitando entonces hasta sustituir completamente a la piritita. A continuación, es una biotita secundaria la que aparece en la fase sólida, mientras que la líquida se satura con bornita y el pH aumenta. La bornita llega a precipitar y sustituir a la calcopiritita totalmente. Después precipitan microclina, biotita, cuarzo, montmorillonita y bornita, hasta la saturación de la disolución en calcosina, la cual va reemplazando a la bornita hasta su eliminación total. Finalmente precipitan microclina, biotita, cuarzo, montmorillonita y calcosina.

A temperaturas inferiores, por ejemplo, a 100°C, hay cambios importantes en el esquema indicado. Así, la montmorillonita no aparece en las primeras fases, pero sí el caolín y la moscovita; es después que se han formado estos minerales cuando hace su aparición aquel mineral. A temperaturas más elevadas, de unos 300°C, aparece magnetita, la cual sustituye a la piritita, y es sustituida nuevamente por piritita en presencia de altas concentraciones de un acomplejante por ejemplo, cloro. La esfalerita entra en juego sólo con débiles concentraciones de Cl o muy grandes de Cu, Zn S<sup>2-</sup> o SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>.

La reacción de disoluciones hidrotermales con granodioritas es también diferente y presenta complicaciones. Se produce una montmorillonita esencialmente cálcica, calcita, y labradorita o andesina, como minerales nuevos,

siendo de gran importancia la aparición de calcita por su efecto regulador del pH. Aún en zonas de contacto caliza-granito, el Ca procede del mismo granito y no de la roca carbonatada, como resaltan diversos autores (BARABANOV, 1970).

La complejidad de los fenómenos postmagmáticos es, por lo tanto, bien evidente, contribuyendo a éstos en mayor o menor grado a los procesos de mineralización y a los cambios mineralógicos que tienen lugar en las rocas encajantes. Así, la microclinización y albitización primarias —metasomatismos potásico y sódico, respectivamente— implican una desestabilización de la biotita y la aparición de moscovita, tal y como se observa frecuentemente en muchos granitos hercinianos donde los elementos que contienen las biotitas pueden ser liberados y reprecipitados. Para más detalles, referirse a la bibliografía contenida en los trabajos de AKTANOV (1971); CHAROY (1971); LEUTWEIN (1965); RANCHIN (1970); RENARD (1971); SAAVEDRA y colaboradores (1973 a y b).

El incremento en K inhibe la entrada isomórfica del Sn en las biotitas, concentrándose en el resto del magma, tal y como ha sido demostrado por LEVASHEV y cols. (1971). A este respecto, es significativo que las moscovitas metasomáticas contienen W en inclusiones, así como óxidos de Fe y Ti, en mucha mayor cantidad que las biotitas (IL'IN y cols., 1972). Hecho que, junto con otros de análogo significado ha permitido establecer criterios para distinguir cuáles son los granitos susceptibles de contener mineralizaciones estanno-wolframíferas.

KARAYEVA (1968), basándose en más de 1.000 análisis, representa cada tipo de granito por medio de un diagrama constituido con los parámetros

$$B \left( = \frac{Na - Ca}{K} \right) \text{ y } A \left( = Na + K - Ca \right) \text{ de tal forma, que ciertos valo-}$$

res de estos parámetros pueden indicar la fertilidad o esterilidad de aquellos tipos graníticos; lo que, en último extremo, no es sino un reflejo de la alteración postmagmática. KALITA y cols. (1972) utilizan los parámetros  $(Na + K + Li) / (Ca + Mg + Fe + Mn + Ti)$  y  $Si/Al$  para determinar los tipos de mineralización en las pegmatitas.

Como mineral indicador de la alteración postmagmática, muy conveniente desde el punto de vista metalogénico, se ha utilizado frecuentemente la biotita. LEVASHEV y cols. (1972 a) encuentran que en los granitos estanníferos hay un predominio absoluto del Al hexaédrico sobre el tetraédrico en las biotitas. IVANOV (1970) precisa las ideas de MARAKUSHEV y TARARIN (1965) estableciendo que, si bien el incremento de la cantidad de Al en las biotitas implica un incremento de la acidez, el aumento de Fe supone un incremento

de la temperatura. SYRITSO y cols. (1970) observan que las relaciones K/Rb, Al/Li, Mg/Li y Al/Fe aumentan en la biotita al crecer la acidez de las disoluciones postmagmáticas, mientras que en un medio de alcalinidad creciente ocurre lo contrario. KOVAL' y cols. (1972) concluyen que al ser traducido un incremento en la alcalinidad por un aumento de la fugacidad del oxígeno, hay una desestabilización de los minerales ferrosos, y la biotita férrica pasa a magnésica.

Es muy ilustrativa la distribución mineralógica del W en rocas graníticas en función de la acidez o alcalinidad. Así, LEVASHEV y cols. (1972 b) han demostrado que este elemento entra fácilmente a formar parte de los silicatos alumínicos de los granitos esencialmente sódicos, pero no cuando hay minerales potásicos. En general, este elemento no se acumula en los ortosilicatos —silicatos alumínicos de cadena corta— o en los óxidos, sino que lo hace sobre todo en los silicoaluminatos en cadenas y en láminas. El W en el cuarzo o el feldespato potásico está presente en muy bajas cantidades, bien sea por contaminación o por absorción, mientras que se concentra en las plagioclasas en razón directa a su contenido en anortita. En las biotitas es generalmente escaso, habiendo enriquecimiento únicamente cuando el sistema tiene ya W en exceso, por ejemplo, biotitas ricas en Al, ya que en ellas hay una correlación positiva entre el W y el  $Al^{VI}$ , y negativa entre el  $Al^{IV}$  y el Ti y K. Todo lo cual demuestra una vez más, la gran importancia de la actividad del K, esto es, la alcalinidad.

#### TRANSPORTE DE LOS ELEMENTOS Sn, W, Mo

Una de las propiedades químicas más generales que caracteriza a los compuestos de estos elementos es la facilidad de formar complejos de carácter apolar típico y bajo punto de volatilización. Por ello, dada la frecuente presencia en los yacimientos de dichos metales de minerales halogenados, ha resultado siempre muy atractivo suponer que el transporte de aquellos se ha efectuado bajo formas volátiles, tal y como ha resaltado STEMPROK (1963 b). Sin embargo, el fenómeno no es tan sencillo, y los trabajos de BARNES (1963); SAINSBURY y HAMILTON (1968); HOLLAND (1972), y HESP y RIGBY (1972) contienen interesantes revisiones de aquella hipótesis y datos experimentales de gran importancia para su interpretación.

Las clásicas ideas de enriquecimiento de los fluidos magmáticos en complejos halogenados con Sn, W, etc., y posterior reacción hidrolítica en las partes apicales de las intrusiones graníticas, con liberación de los minerales correspondientes, han demostrado ser inaplicables en general, bien por la existencia de yacimientos generados en ausencia de halógenos (AHLFELD,

1936), bien por la imposibilidad termodinámica de transporte (IVANOVA, 1966).

Desde el punto de vista químico, una propiedad característica de estos elementos es su carácter aniónico, por lo que forman molibdatos, wolframatos y estannatos estables. La génesis de yacimientos a partir de soluciones enriquecidas en estos elementos ha sido demostrada teóricamente por KURIL' CHIKOVA y BARSUKOV (1970).

BARSUKOV (1967) indica que las disoluciones alcalinas postmagmáticas son susceptibles de extraer el Sn de los minerales graníticos en forma de oxifluorocomplejos, de forma que al crecer la acidez, el Sn precipita. Hay, además un apoyo experimental para estas ideas, las cuales han sido comprobadas en diversos yacimientos (SMIRNOV, 1968).

HESP y RIGBY (1972) concluyen que el principal agente de transporte del Sn en los procesos postmagmáticos es el  $\text{Cl}^-$  —mejor aún que el  $\text{F}^-$ —, mientras que dicho transporte al estado de estannato es sólo posible a muy baja temperatura. HOLLAND (1972) establece experimentalmente que el Zn, Mn y Pb se acumulan en la fase hidrotermal —es decir, en disoluciones acuosas en equilibrio con fundidos graníticos— proporcionalmente a la concentración de Cl.

GUNDLACH (1963) cita varios tipos de complejos existentes para diferentes estados de acidez:

Portador	Disolución ácida pH < 6	Disolución neutra pH 6-8	Disolución alcalina pH > 8
Complejos oxigenados ( $\text{SbO}^+$ , $\text{WO}_4^{2-}$ , etc.)	Ag, Al, As, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, Mg, Mn, Mo, Ni, Pb, Sn, Sr, Ti, Tl, U, V, Zr	As, Ba, Ca, Mg, Mo, Sb, Se, Sr, V, W	Al, As, Ba, Ca, Cr, Mo, Nb, Sb, Sn, Sr, Ta, Ti, Tl, U, V, W, Zn, Zr
Iso y heteropolicomplejos	As, Mo, Nb, Sb, Sn, Ta, Te, V, W	—	—
Complejos halogenados y oxihalogenados ( $\text{FeCl}_4^-$ , $\text{VOF}_4^{2-}$ , etc.)	Ag, Au, Be, Bi, Cd, Cu, Fe, Ga, Ge, Hg, In, La, Mo, Nb, Pb, Pt, Re, Sb, Sn, Ta, Th, Ti, Tl, U, V, Zn, Zr	$\text{CaCO}_3$ , $\text{CaSO}_4$ , $\text{CuS}$ , $\text{PbS}$ , $\text{SrSO}_4$ , $\text{ZnS}$	—
Complejos aniónicos ( $\text{SO}_4^{2-}$ , $\text{PO}_4^{3-}$ , $\text{CO}_3^{2-}$ )	Cr, La, Th, Ti, Tb, U, V, Zr	Ag, Be, Cr, Cu, La, Mn, Mo, Sb, Th, Ti, U, V, Zr	Ag, Be, Cu, La, Th, U

Portador	Disolución ácida pH < 6	Disolución neutra pH 6-8	Disolución alcalina pH > 8
Bicarbonatos	—	Ba, Ca, Co, Fe, Mg, Mn, Sr	—
Complejos sulfu- rados e hidrogeno- sulfurados	Ag, Ca, Cu, Fe, Hg, Ni, Pb, Zn	Ag, Cu, Fe, Hg, Ni, Pb, Zn	Ag, As, Au, Bi, Cu, Ga, Ge, Hg, In, Mo, Ni, (Pb), Pt, Re, Sb, Se, Sn, Te, Tl, W, Zn
Complejos del ión S <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>2-</sup> y politióni- cos	—	Ag, Au, Cu, Hg, In, Pb, Zn	Ag, Au, Cu, Hg, In, Pb, Zn
Coloides	Au, Fe (O-sol.) Ni (S-sol.) Sn (O-sol.)	Au, Fe (O-sol.) Ni (S-sol.) Sn (O-sol.)	Au, Fe (O-sol.) Ni (S-sol.), SiO <sub>2</sub>

## BIBLIOGRAFIA

- AHLFELD, F. (1936): *The Bolivian tin belt*. Econ. Geol., 31, 48-72.
- AHRENS, L. H. (1952): *The use of ionisation potentials*. Geochim. Cosmochim. Acta, 2, 155-169.
- AKTANOV, M. T. (1971): *Behavior of tin in postmagmatic alteration of granitoids of Southern Tien Shan (Southern Kirghiziya)*. Geochem. Int., 8, 367-370.
- BARABANOV, V. F. (1970): *Geochemistry of tungsten*. Internat. Geology Rev., 13, 332-344.
- BARNES, H. L. (1963): *Environmental limitations to mechanisms of ore transport*. Symposium on Problems of post-magmatic ore deposition, Prague.
- BARSUKOV, V. L. (1967): *Source of the ore substance of tin deposits*. Trans. Inst. Min. Met., 76 B, 220.
- BARSUKOV, V. L. and KLINTSOVA, A. P. (1969): *Experimental modeling of postmagmatic alteration of granites*. Geochem. Int., 2, 310-315.
- BEUS, A. A. (1963): *On the evolution of the chemical composition of high-temperature postmagmatic solutions*. Symposium on Problems of post-magmatic ore deposition, Prague.
- CHAROY, B. (1971): *Différentiations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas du massif de Questembert (Morbihan)*. Sciences de la Terre, 16, 5-44.

- DRUZHININ, A. V. (1968): *Structural factors governing distribution of tungsten and molybdenum ore in Eastern Transbaykal*. Internat. Geology Rev., 11, 1226-1238.
- FLINTER, B. H. (1971): *Tin in acid granitoids: the search for a geochemical scheme of mineral exploration*. CIM Sp., Vol. 11, "Geochemical Exploration", 3-10.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1937): *The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks*. Journ. Chem. Soc., 655.
- GOÑI, J. (1966): *Contribution à l'étude de la localisation et de la distribution des éléments en traces dans les minéraux et les roches granitiques*. Mém. B.R.G.M., 45, 1-70.
- GUNDLACH, H. (1963): *Chemische Aspekte des Transportes von Metallen in hydrothermalen Lösungen*. Symposium on Problems of post-magmatic ore deposition, Prague.
- HELGESON, H. C. (1970): *A chemical and thermodynamic model of ore deposition in hydrothermal systems*. Mineral. Soc. Amer., Spec. Pap., 3, 155-186.
- HËSP, W. R. and 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.
- IL'IN, N. P. and IVANOVA, G. F. (1972): *X-ray microanalysis of muscovites from zones with tungsten mineralization*. Geochem. Int., 9, 186-193.
- IVANOV, V. S. (1970): *Composition of biotite in granitoids, as influenced by temperature and chemical activity of potassium*. Internat. Geology Rev., 13, 649-657.
- IVANOVA, G. F. (1966): *Thermodynamic evaluation of the possibility of tungsten transport as halogen compounds*. Geochem. Int., 3, 964-973.
- KALITA, A. P.; AYZDERDZIS, D. Ya.; MELENT'YEV, G. B.; FILIPPOVA, Yn. I. and BOL'SHAKOVA, T. N. (1972): *Comparative petrochemical analysis of rare metal granite pegmatites*. Geochem. Int., 9, 558-566.
- KARAYEVA, Z. G. (1968): *Geochemistry of mineralized granitoids*. Doklady Akad. Nauk SSSR, 179, 164-166.
- KHETAGUROV, G. V.; REKHVIASHVILI, K. L. and SHCHEPETOVA, L. V. (1970): *Zonal distribution of Pb, Zn, Cu, Ag, Co and Mo in the endogene aureoles and ores of some polymetallic deposits of the Northern Caucasus*. Geochem. Int., 7, 764-774.
- KORZHINSKII, D. S. (1963): *Hypothesis of the advancing wave of acidic components in postmagmatic solutions*. Symposium on Problems of post-magmatic ore deposition, Prague.
- (1967): *La théorie du zonage métasomatique*. Trad. B.R.G.M., n.º 5073.
- KOVAL', P. V.; KUZ'MIN, M. I.; ANTIPIN, V. S.; ZAKHANOV, M. N.; ZNAMENSKIY, Ye. B.; GORMASHEVA, G. S. and YUCHENKO, S. A. (1972): *Composition of biotite from granitoids in East Transbaykalia*. Geochem. Int., 9, 656-668.
- KURIL'CHIKOVA, G. E. and BARSUKOV, V. L. (1970): *Stability of hydroxystannate complexes and experimental crystallization of cassiterite under hydrothermal conditions*. Geochem. Int., 7, 31-37.
- LEUTWEIN, F. (1965): *Les caractéristiques géochimiques de l'évolution des gisements d'étain et de wolfram de l'Erzgebirge (Allemagne)*. Sci. Terre, 10, 35-70.

- LEVASHEV, G. B.; STRIZHKOVA, A. A. and GOLUBEVA, E. D. (1968): *Geochemistry of tin in the granitoids of different tectonic zones of the Maritime Province*. *Geochem. Int.*, 6, 643-659.
- (1972a): *Composition of biotite as a criterion for recognition of stanniferous granitoids and the factors responsible for tin mineralization*. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, 202, 207-210.
- LEVASHEV, G. B.; GOVOROV, I. N.; STRIZHKOVA, A. A. and GRECHISHCHEVA, A. P. (1972b): *The regional geochemistry of tungsten in Primorye*. *Geochem. Int.*, 9, 279-296.
- LYAKHOVICH, V. V. (1969): *Indications of ore-generating capacity of granitoids*. *Internat. Geol. Rev.*, 13, 1045-1053.
- MARAKUSHEV, A. A. and TARARIN, I. A. (1965): *Mineralogical criteria of granitoid alkalinity*. *An SSSR Izvestiya*; ser. Geol. (en ruso).
- POTAP'YEV, V. V.; MALIKOVA, I. N.; GREBENNIKOV, A. M. and DOROSH, V. M. (1967): *Geochemical Indications of tantalum mineralization in granitoids*. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, 173, 202-204.
- RAGUIN, E. (1957): *Géologie du granite*. Masson et Cie., Paris.
- RANCHIN, G. (1970): *La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord-Limousin*. Tesis doctoral, Nancy, 383 pp.
- RENARD, J. P. (1971): *Etude pétrographique et géochimique des granites du district uranifère de Vendée. Liaisons entre l'évolution minéralogique et le comportement de l'uranium. Conséquences pour la prospection*. Tesis doctoral, Nancy, 189 pp.
- RINGWOOD, A. E. (1956): *The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization. Part I: The influence of electronegativity*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 7, 189-202.
- SAAVEDRA, J.; LA ROCHE, H. de et LETERRIER, J. (1973a): *Essai de typologie géochimique des granites à deux micas des Vosges moyennes*. *B.S.G.F.*, 15, 541-554.
- SAAVERA, J.; GARCÍA SÁNCHEZ, A.; BERZAS NEVADO, J. J.; HERRERO, J. y RODRÍGUEZ PÉREZ, S. (1973b): *Caracterización geoquímica de los granitos de Montánchez (Cáceres) y extremo oriental del batolito de Los Pedroches (Córdoba)*. *Bol. Inst. Geol. Min. España* (en prensa).
- SAINSBURY, C. L. and HAMILTON, J. C. (1968): *The geology of lode tin deposits*. *Tech. Conf. on Tin*, London 1967, 1, 313-345 (Intl. Tin Council).
- SHCHERBA, G. N. (1968): *Greisens*. *Internat. Geology Rev.*, 12 (1), 114-150; (2), 239-255.
- SMIRNOV, V. I. (1968): *The sources of ore-forming material*. *Econ. Geol.*, 63, 389.
- STAVROV, O. D. (1971): *Ore content in granite and the geochemistry of rubidium*. *Geochem. Int.*, 8, 739-754.
- STEMPROK, M. (1963a): *Distribution of Sn-W-Mo formation deposits around granites*. *Symposium on Problems of post-magmatic ore deposition*, Prague.
- (1963b): *Genetic features of the deposits of tin, tungsten and molybdenum formation*. *Id.*

- SYRITSO, L. F.; ZALASHKOVA, N. Ye.; ZORINA, M. L. and SOKOLOVA, Ye. P. (1970): *Micas in metasomatically altered granites of the acid series*. Internal. Geology Rev., 13, 717-729.
- TAUSON, L. V. (1965): *Factors in the distribution of trace elements during the crystallisation of magmas*. Physics and Chemistry of Earth, 6, 215-249; Pergamon Press.
- (1967): *Geochemical behavior of rare elements during crystallization and differentiation of granitic magmas*. Geochem. Int., 4, 1067-1075.
- (1972): *Crystallization of hypabyssal intrusions*. Doklady Akad. Nauk SSSR, 204, 181-183.

(Recibido el 21 - I - 74)