

Factores geológicos y genéticos en los yacimientos wolframíferos del norte de la provincia de Salamanca.

PELLITERO, E. (*)



RESUMEN

Las mineralizaciones más importantes de este área aparecen como intragraníticas, con scheelita como mineral esencial, presente dentro de bandas paralelas. El proceso metalogenético se inicia con bastante precocidad, según mecanismos que implican fuertes actividades de disoluciones iónicas de elementos alcalinos, manifestado por el desarrollo de feldspatos potásico y sódico. Con posterioridad, la moscovitización llega a ser importante, incrementándose la acidez del medio; las sucesivas paragénesis mineralógicas reflejan los cambios de basicidad y potencial redox del ambiente. Tales acontecimientos se regulan por los factores geológicos condicionantes de la consolidación granítica, que se desarrollan de manera desigual dentro de la zona estudiada.

ABSTRACT

The main minerals of the ore deposits are scheelite and quartz, in parallel intragranitic bands. The mineralising process begins early, by mechanisms implying strong activity of alkaline-ion solutions; this is evidenced by potassic and sodic feldspars development. Later, the muscovitisation will be important, with increasing the acidity; the next mineralogical paragenesis reflect alkalinity and E_h changes, events regulated by geological features than are responsible of the granite consolidation, although these phenomena are developed unequally in the studied zone.

INTRODUCCION

Las mineralizaciones wolframíferas más importantes del norte de la provincia de Salamanca se hallan localizadas en la hoja nº 449 (Vilvestre) del Mapa Topográfico Nacional 1:50.000.

Para su estudio se ha delimitado una zona por las siguientes coordenadas: 3° 01' 30"-2° 56' 20" E y 41° 02' 00"-41° 04' 10" N, ocupada casi por completo por rocas graníticas, encontrándose, no obstante, algunos contactos con las rocas encajantes o enclaves en determinados puntos.

En la memoria de la tesis doctoral de la autora (PELLITERO, 1980) se ha incluido un estudio de dichos yacimientos, con la publicación previa de algunos resultados preliminares (PELLITERO et al., 1975, 1976); por otra parte, gran número de observaciones y conclusiones obtenidas durante el período de realización de la misma coinciden con las presentadas por ARRIBAS (1979, 1980), director de la aludida tesis, para la excursión 208 del XXVI Congreso Internacional de Geología (París, 1980), en dos trabajos muy semejantes, por lo que se hacen frecuentes alusiones a los mismos.

Según datos tomados de MARTINEZ (1974), los materiales no graníticos más modernos del área, excluidos los sedimentos recientes, pertenecen al Ordovícico Superior, representado por cuarcitas masivas grises con intercalaciones de pizarras, debajo de las cuales se sitúa una

(*) Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca.

serie de esquistos grises y azulados con alternancias de niveles muy finos y silíceos y abundante materia carbonosa en algunos casos. Dentro de la serie esquistosa se encuentran rocas calcosilicatadas de poca potencia; la base de la serie estaría constituida por un complejo neisico, formado por neises bandeados de grano fino y neises glandulares, comparables estos últimos a los de la formación «Olló de Sapo».

ROCAS IGNEAS

Respecto a estas rocas, MARTINEZ (op. cit.), basándose en diferencias petrográficas y en relaciones estructurales, divide los granitos del área en cuatro tipos:

- I. Granitoides de la serie calcoalcalina, que se hallan atravesados por granitos de dos micas de tendencia alcalina.
- II. Granitos alcalinos de dos micas, alóctonos o subalóctonos, emplazados en niveles diferentes al de su origen, y variables entre diatexiticos y palingenéticos.
- III. Granitos monzoníticos, fundamentalmente biotíticos.
- IV. Pórfidos graníticos calcoalcalinos, intrusivos dentro del granito de dos micas, en diques.

El granito en el que se hallan enclavadas las mineralizaciones de W, objeto de este estudio (fig. 1), corresponde al grupo II (subgrupo c) de la clasificación de MARTINEZ (op. cit.). PELLITERO et al. (1975) distinguen dentro de él cinco facies diferentes, cuatro de ellas muy semejantes, mientras que la quinta muestra mayores diferencias petrográficas respecto a las anteriores; la consideración de las diversidades es provisional.

La facies I es un granito adamellítico con biotita predominante, de grano grueso, porfiroide, que ocupa la parte E y SE de la zona.

La facies II es una adamellita de dos micas de grano medio a grueso, no porfiroide, que se sitúa igualmente hacia la parte E y SE, así como en la parte NW.

La facies III está constituida por un granito adamellítico de dos micas, heterogranular, de tamaño de medio a grueso, no porfiroide, con biotita predominando sobre la moscovita.

La facies IV es una adamellita con ligero predominio de la moscovita sobre la biotita; como en la facies anterior, el tamaño de grano varía de medio a grueso. Se sitúa en el centro de la zona y está rodeado por la facies III.

La facies V se puede definir como el tránsito de una granodiorita a una adamellita con moscovita. El tamaño de grano es de medio a fino, y ocupa un pequeño afloramiento al NW de la zona.

La localización de la facies V, dada por ARRIBAS (1979, 1980), que cita literalmente esta clasificación y los datos analíticos y geoquímicos que la fundamentan, es errónea, ya que, según PELLITERO et al. (1975, 1976) y PELLITERO (op. cit.), esa zona estaría ocupada por granitos de la facies II, no correspondiendo, por tanto, el quimismo de esta facies con la situación, aunque su esquema cartográfico es idéntico, en la práctica, al presentado en las publicaciones anteriores aludidas.

METAMORFISMO

El granito de la zona se encuentra emplazado a diversos niveles distintos del de su origen; en Barruecopardo se situaría entre las isogradas de la andalucita-cordierita, por el E, y de la biotita, por el W. Hacia el N, este mismo granito, corta a la isograda de la sillimanita-feldespató potásico, mientras que hacia el S se localiza en la zona de los esquistos verdes. Según el esquema de MARTINEZ (op. cit.), la ascensión del granito produjo la curvatura o el corte de las isogradas correspondientes al metamorfismo regional, adaptándose a su contorno la de la andalucita-cordierita y, parcialmente, la de la sillimanita-feldespató potásico.

Por el contrario, ARRIBAS (1979, 1980), sin argumentos, cita que, en torno a los granitos, se han desarrollado dos aureolas de metamorfismo de contacto pertenecientes a la zona de la andalucita-cordierita y de la sillimanita-feldespato potásico, cuyas isogradas son, mas o menos, paralelas a los contactos. La autora de este trabajo no está de acuerdo con esta afirmación ni encuentra razones para rechazar la dada por MARTINEZ (op. cit.), quien, además del metamorfismo regional referido, considera una aureola de contacto alrededor de estos granitos, la cual no se observa claramente, a veces, por coincidir ambas paragénesis mineralógicas.

FASES DE PLEGAMIENTO Y TECTÓNICA TARDIA

Respecto a las diferencias regionales, MARTINEZ (op. cit.) distingue en la parte NW de la provincia de Salamanca tres fases de deformación, dos de ellas de alcance regional y otra de desarrollo local. La primera, que da pliegues isoclinales de escala meso y microscópica, post-turdovícica y correlacionable con la primera fase hercínica de MATTE (1968). La segunda, de importancia local, da pliegues mesoscópicos que deforman la esquistosidad S_1 y que va acompañada de una esquistosidad de crenulación, correlacionada con la que cita RIBEIRO (1970) en Tras-Os-Montes, que origina contactos anormales entre distintas unidades. La tercera, de pliegues amplios a escala cartográfica, es la responsable de las macroestructuras de la zona; el núcleo de estos grandes pliegues es el lugar preferente de emplazamiento de los granitos de dos micas y de las granodioritas y lleva asociada una esquistosidad de crenulación S_3 , en los niveles pelíticos, y de fractura en los cuarzo-feldespáticos, correspondiendo a la segunda de MATTE (op. cit.).

Potencialmente, a estas fases de plegamiento cabe asignar un papel secundario respecto a la mineralización. Más tarde, se desarrolla una tectónica rígida tardía, que da lugar a las bandas de milonización producida por fracturas de dirección $N40-70^\circ E$, subverticales. Otras tienen dirección NW—SE, a las que van asociadas frecuentemente pegmatitas, y algunas más, posteriores, son de direcciones NNE-SSW y NE-SW, caracterizadas por ir rellenas de cuarzo.

La tectónica interesante desde el punto de vista metalogénico es la de fracturación del granito, en dos etapas, una durante el enfriamiento del mismo (de hecho, las diaclasas observadas en la corta del Coto Minero Merladet, S. A., encajan perfectamente en el diagrama de CLOOS, 1936, ya que se pueden identificar las diaclasas transversales Q, rellenas de cuarzo y, en general, mineralizadas, las diagonales P, las longitudinales S y las subhorizontales L, paralelas a la fluidaridad planar y a bandas aplito-pegmatíticas de la cúpula granítica) y otra posterior, cuando el granito presenta ya cierta consolidación, foto 1, y es más o menos coincidente con la primera.

Tanto en un caso como en otro, las de dirección NNE-SSW son las portadoras de la mineralización, caracterizándose las segundas por ser de bordes rectos y cortar no solamente al granito fracturado, sino también a los esquistos englobados en la cúpula granítica, punto que no coincide con la aseveración de ARRIBAS (1980), para quien los tres sistemas de diaclasas, correspondientes al modelo de CLOOS (op. cit.), Q, S y L, que aparecen en la facies IV, juntamente con fracturas y filones de diverso tamaño, se han producido durante el emplazamiento del granito y no como consecuencia de esfuerzos tectónicos regionales posteriores.

LAS ZONAS MINERALIZADAS Y LA MINERALIZACION

De las cinco facies descritas para el granito, es en la IV en donde encajan las mineralizaciones más importantes de wolframio, apareciendo éstas dentro de filones de cuarzo paralelos, subverticales, de dirección $N15-20^\circ E$.

El estudio de muestras tomadas en los filones, con luz transparente y reflejada, ha permitido reconocer los siguientes minerales: scheelita, wolframita, pirita, arsenopirita, ilmenita y casiterita, como minerales hipogénicos, y tungstita, escorodita y calcantita como supergénicos.

Además hay trazas de calcopirita, molibdenita, bismutinita y emplectita, todos ellos dentro de una ganga de cuarzo, acompañada por algo de fluorita en algunos yacimientos.

Scheelita.— Generalmente masiva. En ocasiones se ha encontrado creciendo en peine, con extinción ondulante, muy bien formada y acompañada por un cuarzo de idénticas características. Cuarzo y scheelita suelen ir acompañados de apatitos idiomorfos, abundantes y de gran tamaño, incluidos en el cuarzo.

Reinita.— Ferberita que pseudomorfiza a la scheelita. Su presencia comienza con la formación de agujas sobre la scheelita, de bordes hacia el centro, a favor de planos estructurales. Estas agujas se van entrelazando cada vez más densamente hasta el completo reemplazamiento de la scheelita.

Wolframita.— En general, de importancia secundaria; su presencia se hace más frecuente en las zonas altas de la cúpula granítica.

Arsenopirita.— De aspecto masivo, muy abundante y posterior a la pirita, a la cual corroe en ocasiones. Lleva inclusiones de calcopirita y bismutina.

Pirita.— Perfectamente cristalizada en cubos. Los agregados de este mineral son atravesados o englobados por la arsenopirita, dando lugar a texturas subidiomorfas.

Ilmenita.— Aparece en laminillas, dentro del cuarzo.

Casiterita.— Se localiza preferentemente en las zonas próximas al granito y siempre en pequeños cristales. En ocasiones, incluida en la arsenopirita.

Molibdenita y calcopirita.— En placas muy pequeñas.

Bismutina y emplectita.— Se presentan como inclusiones, junto con la calcopirita, en la arsenopirita.

Galena.— En algunos filones tardíos, posterior a las mineralizaciones wolframíferas.

Como minerales secundarios aparecen:

Tungstita.— Formada por alteración de reinita y wolframita.

Escorodita.— Resultante de la alteración de la arsenopirita.

Calcantita.— Como producto de alteración de los sulfuros de cobre.

RASGOS DE LAS ZONAS MINERALIZADAS

En el área de Barruecopardo se pueden distinguir varias zonas mineralizadas, en las que se localizan distintos paquetes de filones paralelos, fig. 2. El terreno presenta relieves poco pronunciados, correspondiendo las elevaciones a las zonas más resistentes a la erosión y que contienen los distintos grupos de filones. Estas zonas se ponen de manifiesto no solo al observar la topografía, sino al hacer un estudio geoquímico detallado (PELLITERO, 1980), y son las siguientes:

1. Zona de «Valdeovejero»

En esta zona se han agrupado los pequeños yacimientos e indicios situados al E y SE del pueblo. Así, inmediatamente al E, localizados al N de la carretera de Barruecopardo a Villabuenas, se encuentran filones de cuarzo, algunos de ellos con bastante potencia, con arsenopirita, pirita y probablemente wolframita. Al E del pueblo y S de la carretera aludida se encuentran filones de cuarzo mineralizados, localizados por diversos trabajos. Al S de ellos y al E de la carretera de Barrueco a Saldeana, existe otra pequeña explotación de la que en otro tiempo se obtenía wolframita y algo de scheelita, acompañados de sulfuros.

2. Zona de «Fuenteluenga»

Es la más interesante de las cuatro consideradas, encontrándose en ella las dos minas más importantes del área, las cuales forman el Coto Minero Merladet, S. A.:

a. Concesión María de los Angeles.

b. Concesiones Josefita y Luisita.

a. Esta mina está constituida por un filón de cuarzo principal, del que se han obtenido grandes bolsadas de wolframita, y de una serie de filoncillos paralelos cuya potencia varía entre 2 y 30 cm.

El filón principal, subvertical, lleva dirección N5° E, a veces con un ligero buzamiento E, observándose en el frente S ramas secundarias con buzamiento W que cortan a venillas menores de pendiente inversa, siendo, por tanto, posteriores a ellas. Este filón es la continuación del que aparece en las concesiones situadas al S, de dirección N15° E, pero que aquí está ligeramente desplazado por una falla.

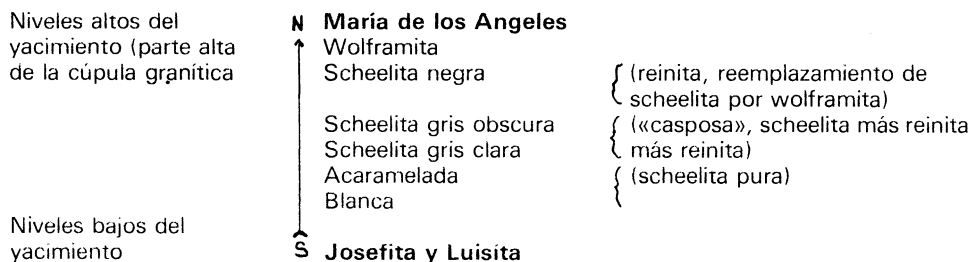
Los minerales que acompañan al cuarzo son: wolframita, scheelita, arsenopirita, pirita, calcopirita, óxidos de hierro y algo de fluorita. El granito encajante, al igual que ocurre en otras zonas situadas en la parte alta de la cúpula granítica, está greisenizado en las salbandas de los filones, extendiéndose la alteración de 7 a 12 cm. a cada lado.

b. Las concesiones Josefita y Luisita se encuentran situadas al S de la mina María de los Angeles y constituyen la parte meridional del Coto Minero Merladet. En la gran cantera, foto 2, cuyas dimensiones aproximadas son 90 × 120 × 700 m, destaca la presencia de un filón de cuarzo principal, el denominado «filón maestro», foto 3, de potencia variable, en torno a 1 m en superficie y de 4 a 5 m en profundidad, que está rodeado por un haz filoniano constituido por miles de filoncillos de potencia oscilante entre unos milímetros y 15 cm y cuya separación entre ellos es de 20 a 30 cm.

La mineralización está constituida principalmente por scheelita, a la que acompañan arsenopirita, wolframita, pirita, ilmenita, calcopirita, algo de casiterita, molibdenita y otros minerales.

La scheelita aparece dentro del cuarzo en bolsadas o en el borde de los filones, encontrándose ocasionalmente bien cristalizada, siendo en la mayoría de los casos masiva. También aparece en las salbandas de los filones incluida en el granito encajante alterado y, a veces, en las bandas aplítico-pegmatíticas, paralelas a la cúpula granítica, que atraviesan y son atravesadas por parte de los filones de cuarzo de dirección NNE-SSW, foto 4. En las partes altas de la cúpula estas bandas llevarían ocasionalmente wolframita en lugar de scheelita.

En un corte N-S dentro del yacimiento del Coto Minero Merladet, los minerales de wolframio presentan la siguiente variación de composición y aspecto:



3. Zona de «Valdegallegos»

Está situada al W de la zona anterior. En las labores existentes en superficie se pueden observar una espectacular serie de filones de direcciones entre N-S y N17° E, con bordes de granito greisenizado paralelos y separados, bastante regularmente, entre sí de 30 a 40 cm, foto 5.

Es frecuente que filoncillos de poca potencia se encuentren unidos por el granito encajan- silicificado por completo, tomando el aspecto de un solo filón de potencia variable entre 50 y 60 cm, foto 6.

4. zona de «Las Cabritas»

Esta formación se enclava en el lugar denominado «Prado de las Cabritas», al SW del pueblo de Barruecopardo. En las trincheras abiertas en esta zona se ven numerosos filones de cuarzo de dirección aproximada N-S, paralelos y abiertos en abanico, al igual que en el Coto Minero Merladet. Llevan wolframita, arsenopirita y pirita, principalmente, y su potencia varía de 2 a 10 cm, pudiendo estimarse la separación entre ellos en unos 50 cm. En relación con las zonas descritas con anterioridad, este área presenta la particularidad de ser más rica en turmalina.

FENOMENOS POSTMAGMATICOS Y MINERALIZACION

Los mecanismos sobre alteraciones postmagmáticas y su relación con las mineralizaciones de wolframio y estaño han sido sintetizadas por SAAVEDRA (1974) y utilizados como base en trabajos locales posteriores. Según lo recogido por este autor (ver su bibliografía citada), se puede admitir que durante la cristalización de un fundido granítico una considerable cantidad de elementos en formas más o menos volátiles se concentra en la fase fluida, haciéndolo de manera simple (iones sencillos) o bajo complejos estables, en general oxigenados; dado el carácter, en principio, relativamente básico de estos fluidos y la alta fugacidad del oxígeno, predominan los oxicompuestos. Al desplazarse a través de la masa granítica, de la que proceden por descenso de temperatura, se inicia en algún momento la tendencia al paso desde el estado supercrítico al hidrotermal, con aumento de la acidez. Esto implica la desestabilización de algunos complejos que liberan los componentes ácidos. Las bases fuertes, como las derivadas del K y Rb, serían las primeras en iniciar las reacciones. El fluido se empobrecería en dichos elementos y actuaría sobre los minerales ya formados, lo que da lugar a la liberación de determinados cationes durante los procesos; en general, el primero es la microclinización. Con la acidez creciente es el Na^+ , como base más débil que el K^+ , el que actúa, dando lugar al fenómeno de albitización.

En una etapa posterior, de máxima acidez, se completa el paso del estado supercrítico al hidrotermal, al tiempo que se desarrollan fenómenos de moscovitización y/o greisenización. a partir de este momento, el aumento de acidez, producido por el descenso de temperatura, es inferior al aporte de bases, más abundantes, procedentes de la reacción del fluido con la roca o material más o menos consolidado, aumentando progresivamente el carácter alcalino. Es ahora cuando se produce la segunda albitización, que va seguida a su vez de una segunda microclinización y de una serie compleja de procesos ácidos y alcalinos, aún mal conocidos. Por lo que se refiere al transporte y deposición del wolframio en áreas locales, PELLITERO et al. (1976) y PELLITERO (op. cit.) explican los procesos metalogénicos apoyándose en numerosos trabajos que señalan la fuerte partición hacia la fase fluida de muchos elementos metálicos en forma compleja, en un equilibrio con una fase silicatada granítica.

En general, los procesos metalogénicos desarrollados en el área de Barruecopardo podrían resumirse así:

Antes de la consolidación total del magma granítico y bajo la actuación de fuerzas tectónicas hay una gran actividad del K (microclinización) y volátiles; durante ella tiene lugar el paso de la biotita a clorita, sin que pueda hablarse de una hidrólisis francamente ácida (se conservan los ferromagnesianos), y la corrosión de las plagioclasas, las cuales dejan en libertad el Ca^{2+} y el Na^+ . El wolframio liberado queda en el fluido bajo forma compleja. La actividad tectónica determinó que, en el granito parcialmente consolidado, se produjeran líneas de debilidad, en ocasiones coincidentes con las de enfriamiento, por las cuales se desplazó el fluido portador de complejos de wolframio y otros elementos. La menor presión existente a lo largo

de dichas líneas dio lugar a la desestabilización de los complejos y a la precipitación del wolframio correspondiente, que, en este caso, es scheelita, dada la abundancia de Ca en el fluido y la menor acidez relativa de este último, a causa de los rápidos desplazamientos y enfriamiento. En esta etapa, la fracturación hidráulica tiene un papel importante.

Si el estadio, posterior, fue más evolucionado, la acidez del medio aumentaría, produciéndose una albitización y, más tardíamente, una moscovitización de feldespatos y biotita; esta última libera a los elementos ferromagnesianos, lo cual proporciona el medio adecuado para que la deposición de un nuevo tipo de wolframato, ferberita, sea posible. Puede alcanzarse el estadio de greisen.

En el Coto Minero Merladet se observa esta sucesión de procesos genéticos; así, mientras en la parte S, es decir, en la actual corta, es manifiesto el fenómeno de microclinización, en la parte N, mina María de los Angeles, predomina la greisenización. Por ello, en el primer caso se encuentra scheelita predominante, mientras que en el segundo el mineral fundamental es la wolframita, pasando por los términos intermedios al ir ascendiendo; es evidente el aumento de acidez, capaz de movilizar a los ferromagnesianos y dar wolframita.

A esto se puede añadir el hecho de que la concentración de wolframio disminuye con notoriedad en el entorno granítico inmediato a la mineralización (PELLITERO et al., 1976; PELLITERO, op. cit.), lo que confirma la hipótesis de que el wolframio procede del mismo granito por extracción de sus minerales, incluidos los accesorios como el apatito y otros, durante los procesos tardíos citados anteriormente, discrepando de la idea de BUXANT (1976), que admite un aporte profundo en dos fases: una más cálcica que dio lugar a la formación de scheelita y otra posterior, no cálcica, durante la cual se depositó wolframita; realmente, el mecanismo coincide con el de este autor en el sentido del carácter de las emisiones, pero éstas no se deben (según la opinión del autor del presente trabajo) a la influencia de un plutón distinto, más alcalino, sino que son consecuencias de la dinámica de emplazamiento y consolidación del batolito granítico.

El proceso señalado requiere que, con independencia de la cantidad de wolframio en el magma granítico, exista una fase volátil. Desde luego, un contenido alto en wolframio favorece la posibilidad de mineralización, pero, según el esquema sugerido, ésto no es una condición ni necesaria ni suficiente; hay numerosas referencias de plutones wolframíferos con muy poco wolframio en la roca regional, mientras que hay otros ricos en el que no dan mineralizaciones. Ejemplo claro se tiene comparando los granitos denominados «pegmatoides» y de «Santa Genoveva» que afloran en el área de Morille-Martinamor (Salamanca); ambos tienen una media de 26 ppm de wolframio, propia de granitos especializados (PELLITERO, op. cit.), pero, mientras que el primero es prácticamente estéril a causa de su escasa evolución postmagmática, el segundo da origen a mineralizaciones wolframíferas, por presentar un autometasomatismo bien desarrollado.

Aunque el mecanismo esquemático aludido puede ser precisado, puntualizando los condicionantes de algunas fases del proceso, gracias a disponer de información más reciente (Pellitero et al., en preparación), ya se esbozó, de manera preliminar, en los trabajos anteriores citados. ARRIBAŞ (1979, 1980) recoge las mismas hipótesis, sin aporte de nuevas informaciones, y afirma que la mineralización sólo se produce si existen acumulaciones en los niveles sedimentarios y metamórficos en los que se emplaza el granito, sin argumentos ni explicar entonces cuál es el papel del proceso teórico que cita, independiente del origen del magma granítico, como se interpreta para apoyar su afirmación o porque existen plutones estériles emplazados en encajantes enriquecidos y/o viceversa. Por tales razones, la autora sigue pensando que hay más factores condicionantes de la mineralización que el simple contenido inicial del wolframio.

CONCLUSION

El yacimiento de Barruecopardo es una manifestación clara de concentración local de wolframio a partir del granito circundante por procesos en los que es fundamental la fase fluida asociada a la fracturación hidráulica y a fracturas subparalelas, canales por los que circulan los

fluidos wolframíferos, responsables de las posteriores paragénesis, ya que los cambios de presión y temperatura, durante el desplazamiento de los mismos a través de ellas y la interacción con el encajante, desestabilizan los complejos volátiles en condiciones variables y la precipitación mineralógica es diferente (Pellitero et al., en preparación). Los fenómenos autometasomáticos asociados se reflejan en la mineralogía del encajante y permiten establecer una secuencia del proceso.

BIBLIOGRAFIA

- ARRIBAS, A. (1979). Le gisement de tungstène de Barruecopardo. Chron. Rech. Min. 450, pp. 42-49.
- ARRIBAS, A. (1980). El yacimiento de tungsteno de Barruecopardo. Bol. Geol. y Min. T. XCI-II, pp. 408-416.
- BUXANT, P. (1976). Etude géologique de la région de Barruecopardo et de ses minéralisations de tungstène (province de Salamanca). Bol. Geol. y Min. T. LXXXVII-II, pp. 119-143.
- CLOOS, H. (1936). Einfugung in die Geologie. Berlin. Verlag von Gebruder Borntraeger, 503 p.
- INSTITUTO GEOGRAFICO Y CATRASTRAL (1943). Mapa Topográfico Nacional, escala 1:50.000, N.º 449, Vilvestre.
- MARTINEZ, F. (1974). Estudio del Area metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (provincias de Salamanca y Zamora). Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- MATTE, Ph. (1968). La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Trav. Labor. Geol. Fac. Sciences Grenoble, 44, pp. 1-128.
- PELLITERO, E., SAAVEDRA, J., VINDEL, E., ARIBAS, A., GARCIA SANCHEZ, A., RODRIGUEZ, S. (1975). Estudio del yacimiento de scheelita de Barruecopardo, Salamanca, España. II Reunión Iberoamericana de Geología Económica. Argentina. T. V, ppo. 327-355.
- PELLITERO, E., SAAVEDRA, J., GARCIA SANCHEZ, A., ARIBAS, A. (1976). Geoquímica del W en el área circundante al yacimiento de scheelita de Barruecopardo. Acta Geol. Hisp., 5, pp. 133-136.
- PELLITERO, E. (1980). Caracteres petrogenéticos y metalogenéticos de los yacimientos de wolframio de la provincia de Salamanca. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- RIBEIRO, A. (1970). Position structurale des massifs de Morais et Bragança (Tras-Os-Montes). Com. Serv. Geol. Port., T. LIV, pp. 115-138.
- SAAVEDRA, J. (1974). Geoquímica de los procesos postmagmáticos de granitos y su relación con las mineralizaciones asociadas del grupo Sn-W-Mo. Stvd. Geol., 8, pp. 13-26.

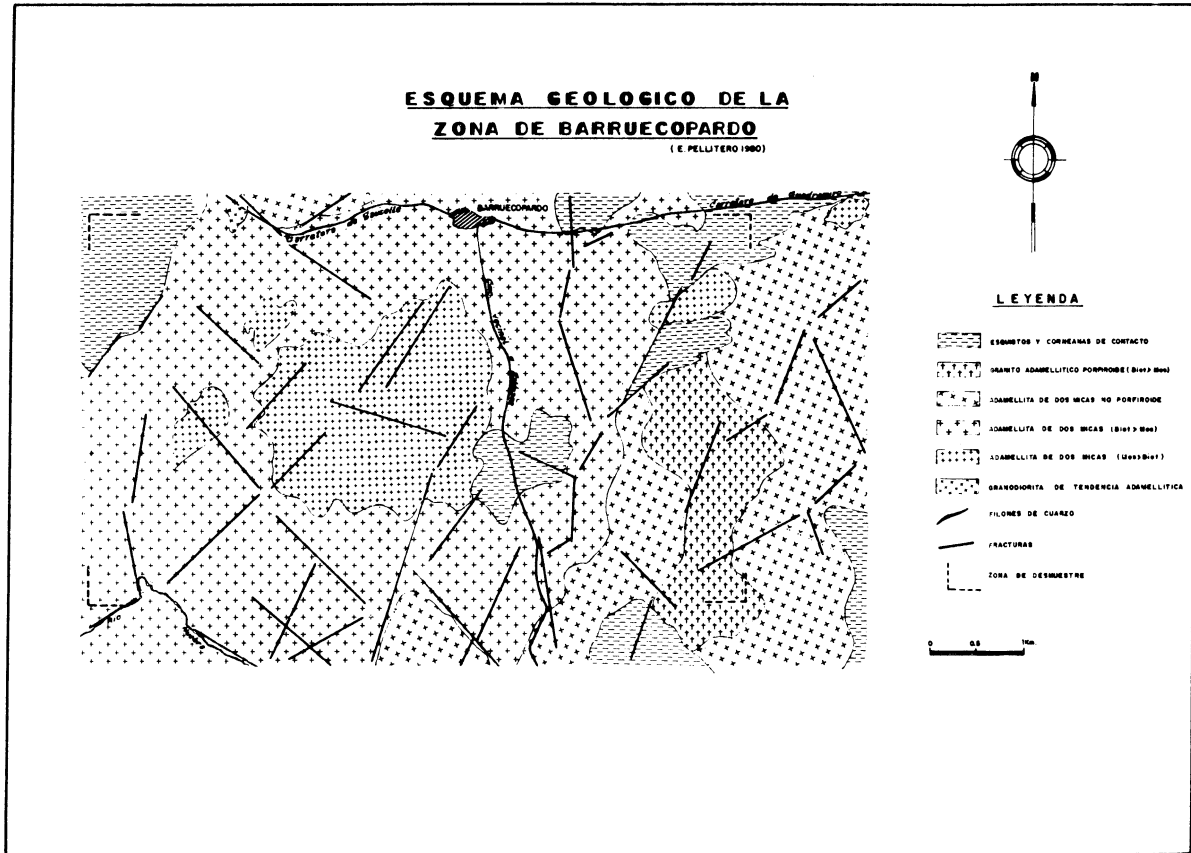
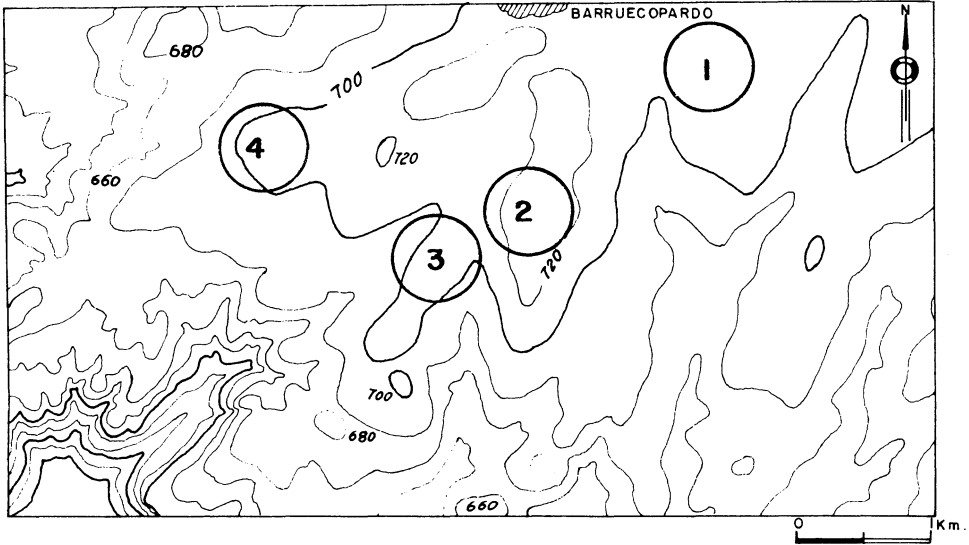


Fig. 1. — Esquema geológico de la zona de Barruecopardo. Se pueden observar la distribución de las diferentes facies, así como la localización de las principales mineralizaciones de wolframio.



SITUACION DE LAS ZONAS MINERAS DE BARRUECOPARDO EN EL MAPA TOPOGRAFICO

Fig. 2.—Las elevaciones del terreno ponen de manifiesto las zonas ocupadas por los distintos grupos de filones de cuarzo mineralizados.

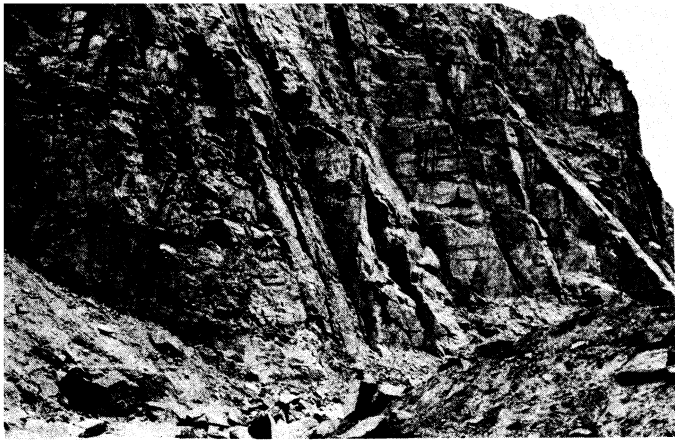


Foto 1. — Esta fotografía nos muestra distintos tipos de diaclasas. Igualmente se observan en ellas filones y fracturas de diferentes etapas.

Foto 2. — Filoncillos paralelos, de dirección NNE-SSW, portadores de la mineralización, en el frente N. de la corta del Coto Minero Merladet.

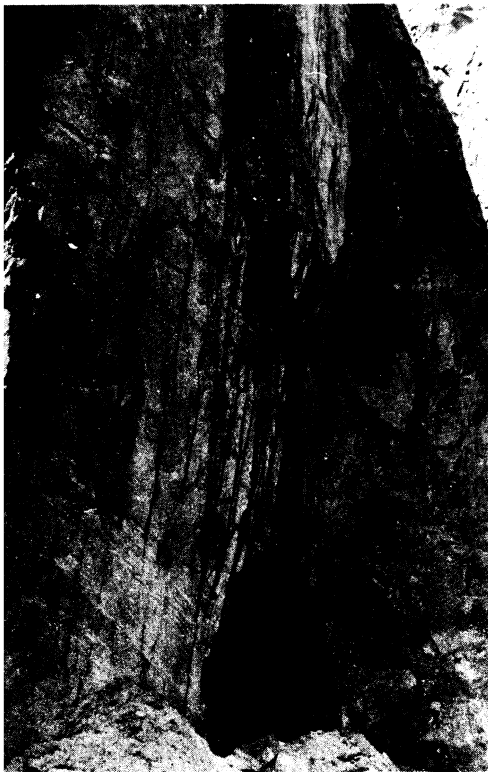
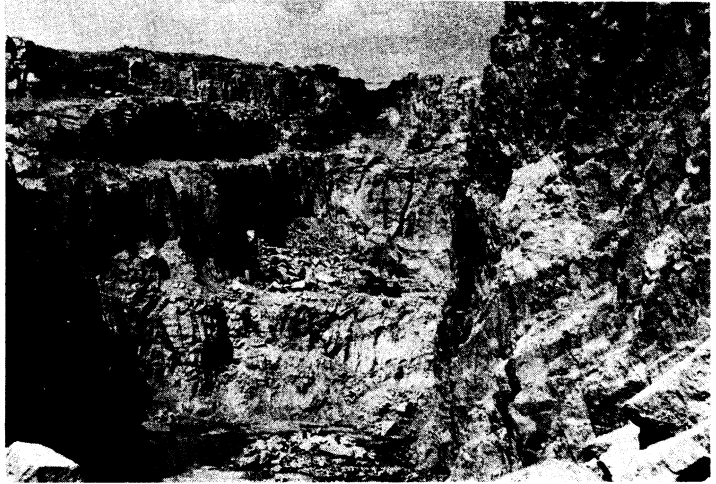


Foto 3. — Frente S. de la corta del Coto Minero Merladet. «Filón Maestro» rodeado por filoncillos de menor potencia, a los cuales corta. En la parte inferior izquierda de la fotografía se observan las bandas aplítico-pegmatíticas y las líneas que marcan la fluidaridad planar.

Foto 4. — Detalle de la fotografía anterior. Serie de filoncillos que cortan y son cortados a su vez por bandas aplítico-pegmáticas, los que nos indicaría la práctica contemporaneidad de ambos.



Foto 5. — Frente S. de la corta de Valdegallegos. Espectacular serie de filoncillos de dirección NNE-SSW, en cuyos bordes el granito se halla greisenizado.

Foto 6. — Frente N. de la corta de Valdegallegos. Serie de filoncillos de poca potencia que se encuentran unidos por el granito greisenizado, dando el aspecto de un filón de mayores dimensiones.

