

La zona wolframífera centro-oriental de Salamanca

PELLITERO, E. (*)



RESUMEN:

Las mineralizaciones e indicios más importantes se encuentran a pocos kilómetros al sur de la capital de provincia, dentro de un área metamórfica de grado medio, con granitos de carácter esencialmente leucocráticos; las concentraciones de más interés aparecen en masas estratiformes, en series detríticas con dominio de porfiroides, areniscas, términos pelíticos y grauváquicos etc., básicamente en dos niveles: en bandas alternantes con neises biotítico-feldespáticos ricos en rutilo y apatito, en el seno de esquistos turmaliníferos, y en bandas calcosilicatadas, con fuerte dispersión en pequeños granos y venas. El metamorfismo regional, posterior, complica notablemente el problema genético, pero se han puesto de relieve algunos factores muy significativos: a) Abundancia de series con niveles ricos en boro. b) Existencia de rocas con aporte volcánico. c) Presencia de niveles wolframíferos asociados a bandas feldespático-biotíticas ricas en apatito. d) Scheelita en bandas calcosilicatadas con minerales que contienen elementos halógenos.

ABSTRACT

The main mineralizations are found near of Salamanca city, several kilometers toward the South, into a metamorphic area of medium to high grade, with leucocratic granites; strongest concentrations are in stratabound rocks, etc., mainly in two levels: alternate bands with rich apatite and rutile gneiss, into tourmaline schists, and calco-silicate beds, with big dispersion in little grains and veins. The later regional metamorphism is a powerful complication feature, but some interesting characteristic have been emphasised: a) Series abundance rich in bore. b) Existence of rocks with volcanic participation. c) Presence of tungsten-bearing levels associated to feldspathic-biotitic bands with much apatite. d) Scheelite in calcosilicate levels, together with halogen-rich minerals.

INTRODUCCION

La provincia de Salamanca es importante desde el punto de vista de la metalogenia del wolframio, no solo por el número de yacimientos e indicios que en ella se encuentran, sino también por la importancia económica de alguno de ellos.

Una de las zonas más interesantes para el estudio de las mineralizaciones de W, es la situada al sur de la capital donde se pueden localizar una amplia gama de yacimientos con problemáticas diferentes y complementarias.

En este trabajo, parte de la tesis doctoral de la autora (Pellitero 1980), se ha considerado el área comprendida entre los paralelos:

40° 50' 30" y 40° 49' 30" por el norte

40° 45' 30" y 40° 44' 30" por el sur, y por los meridianos:

1° 50' 00" y 2° 07' 10" por el este y oeste respectivamente, cubriéndose una extensión aproximada de unos 200 km².

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

Esta zona comprende tres grandes unidades geológicas que se distribuyen de la siguiente forma:

- En la parte occidental se encuentran los materiales más antiguos constituídos esencialmente por cuarcitas de diversos tipos, esquistos biotíticos y moscovíticos, microconglomerados feldespáticos y bandas, en principio, carbonatadas que han sido complejamente plegadas.
- Una zona central, que ocupa la fosa de Morille, rellena por materiales dados por Arribas y Jiménez (1978) como terciarios de edad Preluteciense.
- La parte oriental ocupada, sobre todo, por rocas graníticas de diferentes tipos.

En el esquema cartográfico (fig. 1) se han representado las siguientes unidades litológicas:

1. Rocas de origen ígneo.

- Ortogneis de San Pelayo, englobando bajo esta denominación un ortogneis claro y un ortogneis oscuro.
- Granitos leucocráticos de Martinamor, en sus diferentes facies: pegmatoide, normal, alítica, moscovítica y albítica, algunas de ellas ricas en Sn.
- Granito de Santa Genoveva, porfiroide, de dos micas y rico en W.

2. Entre las rocas metamórficas se ha intentado cartografiar los niveles más silíceos comprendiendo rocas cuarcíticas y niveles de microconglomerados cuarzo-feldespáticos (porfiroides), a veces con pasos laterales entre ellos, en cuyo caso se han considerado indistintamente.

El resto de los materiales comprende esquistos de diversos tipos, micacitas, niveles calcosilicatados, etc.

3. El terciario de la zona central, así como el que aparece al este de la misma, no se ha diferenciado.

4. Algunos terrenos cuaternarios.

5. Finalmente se indica la presencia de determinados filones de cuarzo, unos portadores de mineralización y otros estériles, algunos de ellos brechificados.

Dado que casi todos los datos de este trabajo corresponden a parte de la tesis doctoral de la autora (Pellitero, op. cit.) y que, en su mayoría, coinciden con los presentados por Arribas (1979, 1980), Director de dicha tesis, en dos trabajos correspondientes a la excursión 208 C del 26º Congreso Internacional de Geología (París, 1980), se han realizado frecuentes comparaciones con ellos y se discuten ciertas aseveraciones; pese a las coincidencias de información básica y algunas conclusiones parciales hay contradicciones en varios puntos.

ESTRATIGRAFIA

Haciendo un corte perpendicular a la dirección de las capas y del exterior al centro de la antiformal, se tiene:

- Una serie de barras cuarcíticas alternando con esquistos biotíticos.
- Esquistos moscovíticos con intercalaciones de neises anfibólicos.
- Distintas pasadas de porfiroides y cuarcitas porfiroideas, alternando con esquistos y cuarcitas anfibólicas.
- Estrechas bandas carbonatadas intercaladas con los esquistos.
- Esquistos estaurolíticos, neises anfibólicos y piroxénicos y, finalmente, esquistos negros.

que coincide en esencia con la secuencia dada por Martínez y Nicolau (1973), para la serie de Morille (estos autores diferencian las series de Aldeatejada y Morille y, dentro de ésta, tres formaciones).

Arribas (1980) agrupa las formaciones paleozoicas de la zona en dos unidades: una serie de Morille y serie de Aldeatejada. Para la de Morille expone que teniendo en cuenta que el gra-

do de metamorfismo es el mismo para toda la serie, se pueden distinguir en ella tres niveles de acuerdo con su composición litológica, cosa que no parece estar en consonancia con lo que dice posteriormente, en la misma publicación, ya que al describir el nivel inferior de dicha serie expresa que sus materiales han sufrido el mayor grado de metamorfismo de la zona. La serie de Aldeatejada, al tener unos materiales muy semejantes a los de la serie de Morille, se diferencian de estos por presentar un menor grado de metamorfismo.

Respecto al esquema regional, en el que dicho autor situa la zona objeto de su estudio, adaptado de Martínez y Nicolau (1973), no nos parece correcta la atribución al Ordovícico-Silúrico, de los materiales correspondientes a la corrida Vitigudino-Las Veguillas, así como tampoco hay evidencia del terciario situado al sur del sinclinal de Tamames.

Díez Balda (in litt.) describe dos formaciones para esta zona, basadas en unidades litológicas perfectamente reconocibles dentro del complejo esquisto grauváquico: La formación Aldeatejada y la formación Monterrubio, correspondiendo esta última a un término más amplio que el porfiroide de Monterrubio de Martínez y Nicolau (1973), la cual tendría como término superior dicho porfiroide y representando las cuarcitas del Cabezo el paso lateral de dicho porfiroide. La formación Aldeatejada se situaría por encima de la anterior e incluiría la formación Bernoy. En los niveles carbonatados de la formación Aldeatejada, Díez Balda y Fournier Vinas (in litt.) citan acritarcos. Al no haber encontrado discordancia entre el cámbrico inferior, datado con trilobites más al sur (García de Figuerola y Martínez García, 1972), y la formación Aldeatejada dichos autores se inclinan hacia la opinión de que al menos parte de esta formación, pertenezca al cámbrico inferior.

Sin embargo, Fournier Vinas y Debat (1970) citan una fauna semejante en esquistos de una zona muy similar a la de Morilla-Martinamor (incluso presenta también *scheelita* en los sedimentos, Boyer y Routhier, 1974), considerando una edad precámbrica.

METAMORFISMO

Respecto al metamorfismo se han podido localizar dos:

— Uno de mayor presión caracterizado por la presencia de estauroлита y sillimanita bien desarrolladas, que adquirió su máxima intensidad entre la primera y segunda fase de deformación.

— Otro de menor presión con andalucita, cordierita y sillimanita de hábito netamente distinto y que es posterior a la segunda fase de deformación.

El primero se localiza con más precisión que el segundo, con isogradas plegadas por la segunda fase de deformación y aumenta del exterior al centro de la antiforma, alcanzando el máximo grado con la aparición de la sillimanita (Pellitero, 1980). Anteriormente Pellitero et al. (1976) habían definido las condiciones de metamorfismo en la zona de Morille, estableciendo la presencia de determinadas isogradas (clorita, biotita, almandino, andalucita, estauroлита, sillimanita). Al estudiar estas isogradas se observa que se hallan plegadas complejamente, como el conjunto de los materiales de la zona, punto este en conformidad con el expuesto por Díez Balda (in litt.) respecto a la aparición de la serie invertida.

El segundo metamorfismo se pone de manifiesto con la presencia de andalucita, cordierita y sillimanita en la zona de mayor grado y su situación es local, manifestándose en el resto del área por la desestabilización de los minerales correspondientes al primer metamorfismo:

— En las rocas pelíticas: Granates transformados en cloritas; fenocristales de andalucita alterados a micas; estauroлита y sillimanita pasando igualmente a productos micáceos, etc.

— En las rocas calcosilicatadas: Grosularia transformándose en calcita, epidota, etc.; vesuviana reemplazada por calcita y otros minerales; diópsido pasando a anfíboles etc.

Asociado a cada uno de estos metamorfismos se produce una fase de migmatización con removilización de materiales.

Las rocas se clasificaron para su estudio detallado (Pellitero, op. cit.) de la siguiente manera:

1. Rocas cuarzo-feldespáticas que incluyen diferentes tipos de cuarcitas y microconglomerados cuarzo-feldespáticos: ortocuarcitas, cuarcitas micáceas, cuarcitas feldespáticas, fel-

despático biotíticas, cuarcitas clorítico granatíferas y biotítico granatíferas, granatífero zoisiticas, cuarcitas anfibólico granatíferas y piroxenico anfibólicas, así como microconglomerados cuarzo feldespáticos.

2. Rocas aluminicas, con filitas clorítico sericíticas, esquistos biotíticos, biotítico feldespáticos, neises cuarzo feldespáticos y feldespático biotíticos.

3. Rocas calcosilicatadas, diferenciándose dos tipos: cuarcitas y neises anfibólico piroxénicos (incluidas en el apartado 1) y skarns.

4. Migmatitas, que presentan distintas composiciones mineralógicas y estructurales; para algunos de cuyos casos, y de acuerdo con Olsen (1977) se proponía una diferenciación metamórfica inducida por anatexia.

5. Finalmente, quedan incluídas, junto con las anteriores, rocas cataclásticas, algunas de ellas situadas en la línea de falla Alba-Villoria, en las que se observa que dicha falla ha actuado al menos dos veces, ya que se trata de brechas nuevamente brechificadas (foto 1).

TECTONICA

Los materiales de esta zona se hallan complejamente plegados, pudiendo diferenciarse, no obstante, varias fases de deformación, cuatro de ellas al menos importantes y otras de menor importancia.

La primera fase de deformación da pliegues isoclinales tumbados de dirección general E-W, con una ligera variación dependiendo del área, con ejes subhorizontales, visibles en los niveles cuarcíticos. Lleva asociada una esquistosidad de flujo, S_1 , que en la parte central de la antiforma es difícil de distinguir, dado que la esquistosidad debida a la segunda fase la enmascara; no obstante en algunos puntos de la zona externa se aprecian ambas, formando entre sí un ángulo variable entre 20 y 27°, que se pone bien de manifiesto al microscopio por la orientación de micas, granates y otros minerales.

La segunda fase de deformación da lugar a las megaestructuras de la zona y presenta pliegues isoclinales tumbados de dirección preferente N 70° W, cuyos ejes se inclinan ligeramente al W. La dirección de estos pliegues, no obstante, puede oscilar de E-W a N 35°. Lleva asociada una esquistosidad de flujo, S_2 , que enmascara generalmente la S_1 . Los budines y muilions observados en los niveles más competentes son debidos a esta fase.

La fase tercera se manifiesta por ondulaciones en el terreno a todas las escalas; los pliegues son abiertos, subverticales con dirección N 70° W y lleva asociada una esquistosidad de crenulación que en los niveles más competentes es de fractura. Una segunda esquistosidad de crenulación se manifiesta en las rocas del área que forma con la anterior un ángulo de 30 a 40°.

La cuarta fase de deformación importante da también pliegues muy abiertos de plano axial subvertical y de dirección N 15 - 30° E, observables a media y gran escala; a esta fase se deberían los cambios de dirección de los pliegues de las fases anteriores y lleva asociada una esquistosidad de fractura. Díez Balda et al. (1977) citan una fase tardía de plano axial subvertical y dirección N 30° E, que curva los pliegues de la fase I y sería la equivalente a esta.

Se observan igualmente dos series de kink bands de direcciones N 15° E y N 80° W con buzamientos 55° E y 15° E respectivamente.

Los sistemas de fractura localizados en el área son: N30-45°W, N60-70°W, N40-70°E y N10-20°E. A favor de los dos primeros sistemas encontramos emplazadas mineralizaciones filonianas de W, mientras que en la dirección del tercer sistema encontramos filones ricos en Sn.

ROCAS IGNEAS

Ocupan fundamentalmente la parte oriental de la zona, encontrándose, no obstante, afloramientos en la parte occidental de la misma.

En este trabajo se incluyen las rocas igneas fuertemente orientadas, como el ortogneis de San Pelayo, los granitos leucocráticos de Martinamor, que aparecen en pequeños stocks, lá-

minas o diques diseminados por todo el área, y el granito porfiroide de dos micas de Santa Genoveva.

1. **El Ortogneis de San Pelayo.** Reciben esta denominación las rocas fuertemente orientadas que aparecen, entre otros lugares, en las proximidades del Cerro de San Pelayo. De acuerdo con las características macroscópicas se ha hecho la división en ortogneis claro y ortogneis oscuro.

— El ortogneis oscuro es muy biotítico, carácter al que debe su coloración; su tamaño de grano varía de fino a medio y presenta una textura néisica muy acentuada, marcada sobre todo por la orientación de las biotitas; su bandeo es estrecho y fino con fenocristales de feldespato potásico y ocasionalmente se encuentran en él énclaves de materiales de grano más fino. El ortogneis claro es menos biotítico, esencialmente moscovítico feldespático; la textura néisica parece menos acentuada, siendo el bandeo más ancho y los fenocristales de feldespato potásico menos idiomorfos.

— Ambos ortogneises presentan diferencias desde el punto de vista geoquímico, que se reflejan en la composición mineralógica de ambos. Así, microscópicamente, el ortogneis oscuro se compone de: biotita, cuarzo, moscovita, feldespato potásico y plagioclasa, acompañando como accesorios: circón, turmalina, apatito y opacos, a los que se puede añadir la presencia de sillimanita y de rutilo, formado este último por transformación de la biotita en clorita. En el ortogneis claro la diferencia más destacada es el predominio de la moscovita sobre la biotita, que pasa a ser mineral accesorio, la ausencia de sillimanita y la mayor proporción de feldespato potásico.

— Referente a las deformaciones el ortogneis de San Pelayo está afectado por las fases más importantes del plegamiento hercínico. Su emplazamiento es, al menos, anterior a la segunda fase de deformación, ya que es afectado por ella, siendo su foliación paralela a la esquistosidad que produce dicha fase.

2. **El granito de Martinamor.** Bajo esta denominación se incluyen los granitos leucocráticos predominantes en la zona. Se describen con más amplitud dos de sus facies: pegmatoide y normal, posteriores a la segunda fase de deformación. Las facies albítica, aplítica, etc. fueron estudiadas anteriormente por Gonzalo Corral et al. (1975).

Arribas (1980) describe en general este granito como claramente sódico, fuertemente albítico y moscovítico, descripción ésta apropiada para una de sus facies (localizada preferentemente en la parte occidental de la zona) pero no aplicable al conjunto de ellas ya que, salvo la facies albítica, a la cual parece asignar la descripción macroscópica de otras (heterogranular en su textura, correspondiente a la facies pegmatoide, y con turmalina en nódulos, facies aquí denominada normal), predominantes en la parte oriental de la zona, donde la proporción de Na^+ es mayor que la de K^+ , en el resto de las facies, por término medio, la proporción de potasio es igual o ligeramente superior a la de sodio.

— **Facies pegmatoide:** Aparece distribuida por todo el área, situándose dentro y fuera de la zona ocupada por los ortogneises. Su tamaño de grano varía de medio a grueso y muy grueso, aunque lleva intercaladas bandas de grano fino. Macroscópicamente se distingue de las demás por su ligero tono rosado y por el tamaño de grano variable. Lleva turmalina irregularmente distribuida y granates a veces de gran tamaño.

Al microscopio se destacan como minerales esenciales: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita y como accesorios: biotita, granate, circón, apatito, opacos y topacio.

— **Facies normal:** Su aspecto es muy semejante al del granito pegmatoide de grano más fino, con dimensión granular homogénea de fina a media. Su coloración es blanco grisácea y lleva turmalina con una disposición en haces muy característica, formando en conjunto a modo de nódulos (foto, 2).

Al microscopio presenta los mismos minerales que el pegmatoide, variando ligeramente la proporción; así la biotita se hace más abundante y el granate llega ocasionalmente a desaparecer.

El contacto entre ambas facies puede estar señalado por una mayor concentración de turmalina.

Desde el punto de vista geoquímico el normal presenta una mayor, aunque ligera, proporción de Fe y K y menos de Na, así como un aumento de Ba y Sr frente a una disminución de Rb. El W, sin embargo, marca mejor la diferencia entre ambos; así en el granito normal, lo más frecuente es que el contenido sea menor de 5 ppm., o que no sobrepase las 15 ppm., mientras que en el pegmatóide el término medio para este elemento se sitúa entre 20 y 30 ppm.

En general el granito de Martinamor es aparentemente concordante con los esquistos y con el ortogneis de San Pelayo pero en los planos perpendiculares a la esquistosidad y foliación se observa que los corta claramente (Foto, 3). Su emplazamiento, pues, es posterior a la segunda fase de deformación, observándose a su vez que es orientado y deformado por la tercera.

3. El granito de Santa Genoveva: Se localiza en la parte centro-oeste de la zona granítica y se caracteriza por las escasas dimensiones de su afloramiento. Es un granito de dos micas o con biotita predominante, porfiroide o subporfiroide y de grano medio a grueso.

Al microscopio los minerales que presenta son: cuarzo, feldespato potásico, de varias generaciones, plagioclasas, biotita y moscovita como minerales esenciales; pirita, apatito, circon, topacio y magnetita como minerales accesorios, y como secundarios aparece moscovita, clorita, rutilo y óxidos de Fe. La moscovita está generalmente subordinada a la biotita, pero en determinadas zonas puede llegar a predominar sobre ella, la cual llega incluso a desaparecer (en el contacto con los filones de cuarzo). En las proximidades de las zonas mineralizadas el granito lleva como minerales accidentales: Scheelita, fluorita y calcita.

Este granito puede considerarse posterior a la tercera fase de deformación, ya que no es afectado por ella y su emplazamiento parece superficial, dadas las pequeñas dimensiones de su afloramiento y la presencia de greisen.

El granito de Santa Genoveva se diferencia geoquímicamente de los granitos citados anteriormente, como se desprende de su estudio químico-mineralógico (Pellitero op. cit.). Arribas (1979) expresa que es menos evolucionado que el granito de Martinamor ya que muestra un alto contenido en Ba y Zr y bajos contenidos en Sn, Rb, Sr, y Nb. Comparando estos datos teóricos con los valores medios de algunas de las facies de este granito (tabla I), se puede comprobar que estas afirmaciones no son ciertas, a no ser que se considere el conjunto de las facies reducido a una sola: la albítica, que no es precisamente la que domina en el área.

LA MINERALIZACION

Los yacimientos e indicios de wolframio de la zona de Morilla-Martinamor pueden dividirse en dos grandes grupos: estratiformes y filonianos, que a su vez se subdividirán de acuerdo con las paragénesis de las rocas encajantes.

1. En los yacimientos estratiformes se consideran dos grandes subgrupos:

— Aquellos en que la mineralización va asociada a esquistos biotítico-feldespático (mina Alegría).

— Yacimientos de tipo skarn, en los que la mineralización está en relación con bandas calcosilicatadas (minas Alegría, Barcalejo, Mundaca, etc.).

— A los grupos anteriores se pueden añadir otras mineralizaciones singulares que aparecen en el área (Paquita III, etc.).

2. Los yacimientos filonianos se pueden subdividir en:

— Intragraníticos, con filoncillos múltiples y paralelos, tipo Barruecopardo (Santa Genoveva).

— Filonianos extragraníticos, dentro del área metamórfica (Anarbella, San Andrés, Berta y Pilar, Tornadizos, etc.).

— Filonianos que cortan a ambos tipos de materiales, granitos y rocas metamórficas (San Pelayo).

Yacimientos estratiformes

1. La secuencia que presenta la importante mineralización asociada a bandas biotítico feldespáticas (fotos 4 y 5), es la siguiente

— La zona más externa corresponde a una micacita fuertemente replegada formada por biotita, moscovita, cuarzo y plagioclasa, acompañados de apatito y abundante turmalina diseminada por toda la roca, llegando en ocasiones a ser un mineral fundamental y formar lechos paralelos a las micas.

— Más hacia el centro de la roca pasaría a estar constituida por biotita, plagioclasa y cuarzo como minerales esenciales, aumentando la proporción de accesorios tales como circón, rutilo y apatitos.

La siguiente zona presenta una tonalidad más oscura, debido a la abundancia de rutilo y biotita, apareciendo la plagioclasa y el cuarzo en menor proporción; los accesorios serían circón y xenotima.

— En la banda contigua comienzan a aparecer junto con el apatito, rutilo y circón, scheelita, brookita y esfena, pudiendo disminuir la proporción de biotita y aún más hacia el centro tenemos la banda portadora de la mineralización formada esencialmente por:

- a. Scheelita + apatito.
- b. Scheelita + biotita + plagioclasa + apatito.
- c. Biotita + moscovita + plagioclasa + scheelita + cuarzo.

En los dos primeros casos, rutilo, esfena, brookita, alguna mica y opacos son los minerales accesorios más frecuentes, y en el tercero apatito, esfena, brookita y circón.

La scheelita está deformada (muestra extinción ondulante) y fracturada perpendicularmente a la esquistosidad, encontrándose las fisuras rellenas de cuarzo, o de cuarzo más otros minerales.

— Del centro hacia el otro extremo se repite una secuencia inversa a la descrita.

2. Las bandas calcosilicatadas, a las que van asociadas el otro tipo de mineralización estratiforme, serían originalmente calizas impuras o margas, metamorizadas.

Dentro de las bandas calcosilicatadas existen dos tipos de rocas portadoras de mineralización: Una de ellas de aspecto de cuarcita, de grano fino a medio y coloración grisáceo-azulada, formada por: Plagioclasa, anfíbol, cuarzo, granate, clinozoisita, a los que acompañan esfena rica en Sn (malayaita), circón, apatito y opacos como minerales accesorios y scheelita y/o casiterita como minerales accidentales; y el otro tipo, que se describe a continuación con más detalle, es de mayor importancia respecto a las concentraciones de wolframio. Su estructura es compacta y el tamaño de grano puede variar de medio a grueso. Presenta una clara zonación observable macroscópicamente por la distinta coloración de sus zonas y microscópicamente por la variación mineralógica.

— La zona central está formada por calcita recristalizada con textura sacaroidea. No siempre está presente en las bandas y su coloración es blanquecina.

— Mas exteriormente, la zona que aparece es rosada, manifestándose al microscopio por el predominio de granate (grosularia) y de vesuviana sobre el resto de los minerales. Esta zona es importante por la aparición en ella de scheelita, que puede presentarse dentro de los cristales de vesuviana, con el aspecto de crecimiento conjunto, o del granate, o bien fuera pareciendo posterior a ellos.

La scheelita puede encontrarse también en filoncillos de clinozoisita y cuarzo con disposición transversal a la banda calcosilicatada, tratándose en estos casos de recristalizaciones tardías.

— Otra zona característica por su coloración verde clara es aquella formada por diópsido, clinozoisita, epidota, plagioclasa y feldespato potásico, acompañados por esfena, rica en Sn, y siendo los accesorios la calcita, el cuarzo y los opacos.

— De color verde intenso es la zona más externa de las bandas, formada por actinolita y plagioclasa (andesina), esfena, apatito y opacos a los que acompañan rutilo y circón. El paso

hacia el esquistos encajante se manifiesta por la desaparición del anfíbol, encontrándose en su lugar biotita con idéntica orientación, por la disminución de la plagioclasa en la roca pelítica y por un aumento del feldespato potásico y del cuarzo.

Este tipo de rocas en que se halla encajada la mineralización respondería a un skarn en el sentido de Duong (1969) y se correspondería con las descritas por Arribas (1979, 1980) dentro de los tipos segundo y tercero, respectivamente, de los yacimientos estratiformes (skarnoides con scheelita); a la autora no le parece suficientemente claro el sentido de skarn y skarnoide expresado por el autor citado anteriormente, ya que al describir las rocas calcosilicatadas mezcla las características de las aquí denominadas como skarn y cuarcita o neis anfibólico-piroxénico, tratándose en realidad de dos rocas de composición diferente. La primera con una media de SiO₂ de 54% y un 20% de CaO, mientras que la segunda es más silícea y menos cálcica, 70% aproximadamente de SiO₂ y alrededor de 10% de CaO. Las primeras llevan mineralización de scheelita, mientras que las segundas pueden o no llevarla. Datos analíticos sobre estos tipos de rocas se dan en la tabla II.

3. A los dos tipos de mineralización descritos anteriormente se puede añadir otra también de tipo estratiforme, la que aparece en Paquita III. Esta mineralización es peculiar y de características intermedias, ya que la composición de la roca mineralizada es micáceo-calcárea. A la scheelita que aparece muy abundante en las bandas, y en cristales a veces hasta de tres centímetros, acompañan calcita, moscovita, apatito, cuarzo y opacos, entre los que se pueden citar como más abundantes ilmenita, magnetita, pirita, calcopirita y arsenopirita.

Yacimientos filonianos

1. De los citados anteriormente, los más importantes desde el punto de vista genético son los intragraníticos en filones múltiples.

La mineralización de Santa Genoveva, aparece en forma de filones de cuarzo, asociados en haces de potencia entre 2 y 6 metros, encajados en el granito. Estos filones son centimétricos de dirección N 45° W y buzamientos 88° NE (foto 6).

La paragénesis de estos filones es: scheelita como mena principal (que además puede encontrarse en el interior del granito sustituyendo al feldespato potásico o bien en contacto con él y micas, generalmente próxima a los filoncillos de cuarzo), acompañada por wolframita, la cual parece sustituir a la primera en ocasiones y presentándose generalmente en zonas donde la moscovita predomina sobre la biotita.

Los sulfuros que se encuentran con la mineralización son: pirita como mineral más abundante, siguiéndole en importancia la esfarelita, calcopirita, molibdenita y ocasionalmente arsenopirita. La esfalerita presenta exsoluciones de calcopirita y ésta, a su vez lleva inclusiones de pirrotina y otros minerales metálicos. También se localizan casiterita e ilmenita.

Entre los minerales que forman la ganga encontramos calcita, que acompaña al cuarzo y se deposita sobre los sulfuros (tanto en los filones como en el interior del granito) y fluorita que acompaña a la scheelita.

2. Otros yacimientos filonianos son los que se localizan en la zona metamórfica (San Andrés, Anarbellas, Tornadizos, etc.). Los filones mineralizados llevan una dirección comprendida entre N 50-70° E, cortando a las bandas calcosilicatadas existentes en la serie y mineralizándose en su contacto. Algunos son portadores de casiterita en igual o mayor proporción que de scheelita; en otros casos es la scheelita el mineral predominante, a la que suelen acompañar turmalina y sulfuros.

3. La mineralización de San Pelayo es de características intermedias respecto al encajante, ya que el filón de cuarzo de dirección N55-60°W y buzamiento 70-85 SW y de varios metros de potencia, corta no solo a rocas metamórficas sino también a rocas ígneas de diferentes tipos.

La mineralización, en este caso, está formada por scheelita finamente diseminada en el cuarzo, acompañada por arsenopirita también en pequeños granos.

METALOGENIA DE LA ZONA DE MORILLE-MARTINAMOR

Hasta el comienzo de los años cincuenta la formación de los yacimientos minerales se atribuyó en su mayor parte al magmatismo y a los procesos hidrotermales con él asociados.

Unos quince años más tarde se reconoció y fue ampliamente aceptada la importancia de los procesos sedimentarios en la concentración de minerales, admitiéndose que un gran número de yacimientos se han formado como consecuencia de la evolución de cuencias sedimentarias, bien sea con metales suministrados por la corteza continental, el vulcanismo submarino o por los sistemas de convección creados en los sedimentos.

Sin embargo solo una minoría de las series sedimentarias ha permanecido inalterada desde su deposición, ya que la mayor parte de estas series ha sido incorporada a cadenas plegadas y expuesta a diferentes grados de metamorfismo. La constatación de este hecho ha determinado que durante los últimos años, se haya venido dando una importancia al papel que desempeñan los procesos metamórficos en la formación de yacimientos.

En la zona de Morille-Martinamor existen granitos en las proximidades o a pocos kilómetros de los yacimientos de Sn y W, ésto unido a que los análisis químicos nos indican un enriquecimiento de dichos elementos, nos haría pensar en lo que tradicionalmente se venía considerando sobre la metalogenia del W y Sn, es decir, su relación con el magmatismo ácido. No obstante se ha podido constatar por trabajos de campo y observaciones de microscopio que las concentraciones minerales importantes, en niveles estratiformes, son originalmente más antiguas que dichos granitos. La fig. 2 nos muestra un esquema interpretativo de estas mineralizaciones, así como del emplazamiento de los granitoides de la zona.

Estas mineralizaciones se presentan dentro del tramo superior del complejo esquisto grauváquico, donde dominan las series detríticas con porfiroides, areniscas, etc. alternando con términos pelíticos o grauváquicos, esencialmente en dos niveles:

- En bandas alternando con neises biotítico-feldespáticos ricos en rutilo y apatito y encajadas en esquistos turmaliníferos.
- En bandas calcosilicatadas.

El metamorfismo regional ha borrado muchos rasgos a la hora de establecer las condiciones del medio de deposición, pero puede dilucidarse el proceso genético (Pellitero et al., en preparación), pues hay determinados indicios claros:

1. Turmalina abundante en determinados niveles.
2. Presencia en el área de rocas con aporte volcánico, porfiroides y metavulcanitas ácidas (Martínez García y Nicolau, 1973).
3. Existencia de niveles wolframíferos asociados a bandas biotítico-feldespáticas muy ricas en el mineral halogenado apatito.
4. Presencia de scheelita en bandas calcosilicatadas con anfíboles, vesuviana, apatito esfena, etc., susceptibles de contener halógenos (Jiménez de Blas, 1979).
5. Movilidad del W y fácil transporte en medios halogenados.
6. Posibilidad de presentarse en cualquier tipo de rocas.
7. Encontrarse dentro de una amplia gama de grados metamórficos.

Todo ello hace pensar que los volátiles Cl^- , F^- , Br^- , S^2 , etc., procedentes en gran parte del vulcanismo, son retenidos en los sedimentos. La presión de carga comprime y concentra los fluidos que transportan el W que a la vez ejercen una acción lixiviante sobre los materiales que atraviesan, dando concentraciones locales.

A mayores presiones y temperaturas el proceso se favorece alcanzándose antes del climax metamórfico la movilización completa. La interacción con material calcáreo o adecuado puede conducir a la génesis de un mineral insoluble en ese medio.

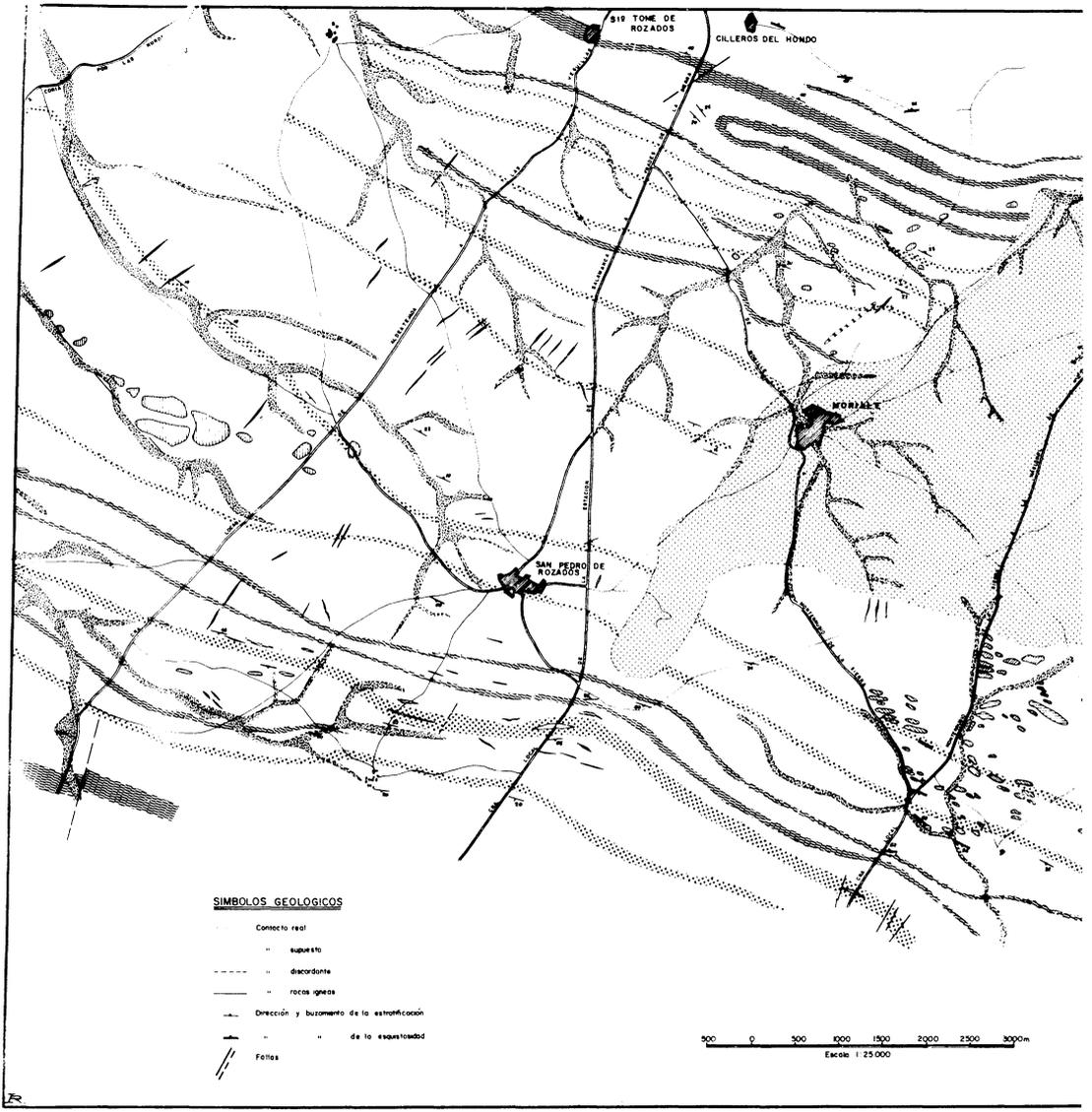
Teniendo en cuenta que el paroxismo térmico se alcanza antes de la segunda fase de deformación, los niveles de scheelita precipitada podrán mostrar deformaciones muy pronto, encontrarse dentro de los minerales correspondientes al primer metamorfismo y darse concentraciones importantes.

Son evidentes las removilizaciones posteriores, recrystalizando la scheelita a lo largo de las fracturas producidas en fases sucesivas de deformación y observándose más de una removilización (fracturas transversales en las bandas calcosilicatadas, filones de cuarzo que atraviesan dichas bandas, etc.).

Respecto a los granitos de la zona, al proceder de una anatexia cortical y dada la preconcentración estanno-wolframífera en los sedimentos a partir de los que se generan (Saavedra y Pellitero, 1979), es normal el carácter especializado, pero algunos son potencialmente pobres, a causa de que su evolución postmagmática y, por tanto, posibilidad de acumulaciones es escasa. Solo los términos más evolucionados dentro de la serie (granitos albiticos de Martinamor y el tardío de Santa Genoveva, más rico en agua, ya de otro tipo) son responsables de algunas mineralizaciones apreciables en la zona, de Sn y W respectivamente.

BIBLIOGRAFIA

- ARRIBAS, A. y JIMENEZ, E. (1978). Esquema geológico-litológico de la provincia de Salamanca. Estudio integrado y multidisciplinario de la dehesa salmantina. 1. Estudio fisiográfico descriptivo. 2.º fasc., 41-46.
- ARRIBAS, A., (1979). Les gisements de tungstène de la zone de Morille (Province de Salamanca, Espagne). Chron, Recherche Minière, N° 450, 27-34.
- ARRIBAS, A. (1980). Los yacimientos de tungsteno de la zona de Morille (Provincia de Salamanca). Excursión 208 C, 26º Congreso Internacional de Geología. Paris 1980. Bol. Geológico y Minero, T. XCI-II, 391-407.
- BOYER, F. y ROUTHIER, P. (1974). Extension régionale de couches à scheelite dans la couverture métamorphique de la zone axiale en Montagne Noire (Herault, France). C. R. Acad. Sc. Paris, 279, Ser. D.N° 25, 1829-1832.
- DIEZ BALDA, A., MARTINEZ CATALAN, J. R., GONZALEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1977). La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al sur de Salamanca. Stvd. Geol., 12, 91-108.
- DIEZ BALDA, A. y FOURNIER VINAS, Ch. (En prensa). Hallazgo de acritarcos en el complejo esquistograuváquico de la provincia de Salamanca.
- DIEZ BALDA, A. (En prensa). Secuencia estratigráfica del complejo esquistograuváquico al sur de Salamanca.
- FOURNIER VINAS, Ch. y DEBAT, P. (1970). Présence de micro-organismes dans les terrains métamorphiques précambriens (schistes X) de l'Ouest de la Montagne Noire. Bull. Soc. Geol. de France (7), XII, N° 2, 351-355.
- DUONG, Ph. K. (1969). Skarns et mineralisations associées. Chron de Mines et de la Recherche Minière, 387, 291-361.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. y MARTINEZ GARCIA, E. (1972). El cámbrico inferior de la Rinconada. Stvd. Geol., 3, 33-41.
- GONZALO CORRAL, F. J., SAAVEDRA, J., GARCIA, A., PELLITERO, E., ARRIBAS, A. y RODRIGUEZ S. (1975). Las rocas graníticas de la antiforma de Martinamor (Salamanca). II Reunión de Geol. Econ. Argentina. IV, 227-246.
- JIMENEZ DE BLAS, O. (1979). Geoquímica y cristalquímica de minerales silicatados y sus condiciones genéticas. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- MARTINEZ GARCIA, E. y NICOLAU (1973). Los terrenos infraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca). Bol. Geol. y Min. LXXXIV, 407-418.
- OLSEN, S. N. (1977). Origin of the Baltimore gneiss migmatites at Piney Creek, Maryland. Geological Society of America Bulletin, 88, 1089-1101.
- PELLITERO, E., ARRIBAS, A., SAAVEDRA, J. (1976). Geología de las áreas mineralizadas de la antiforma de Vecinos-Martinamor (Salamanca). Tecniterrae, 10, Febr, Marz., 20-27.
- PELLITERO, E. (1980). Caracteres petrogenéticos y metalogenéticos de los yacimientos de wolframio de la provincia de Salamanca. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- SAAVEDRA, J. y PELLITERO, E. (1979, en prensa) Concentraciones elementales en niveles premesozoicos de áreas de la provincia de Salamanca, ensayos sobre la naturaleza de los procesos geológicos implicados en su génesis.



ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA MORILLE — MARTINAMOR

(E. PELLITERO 1960)

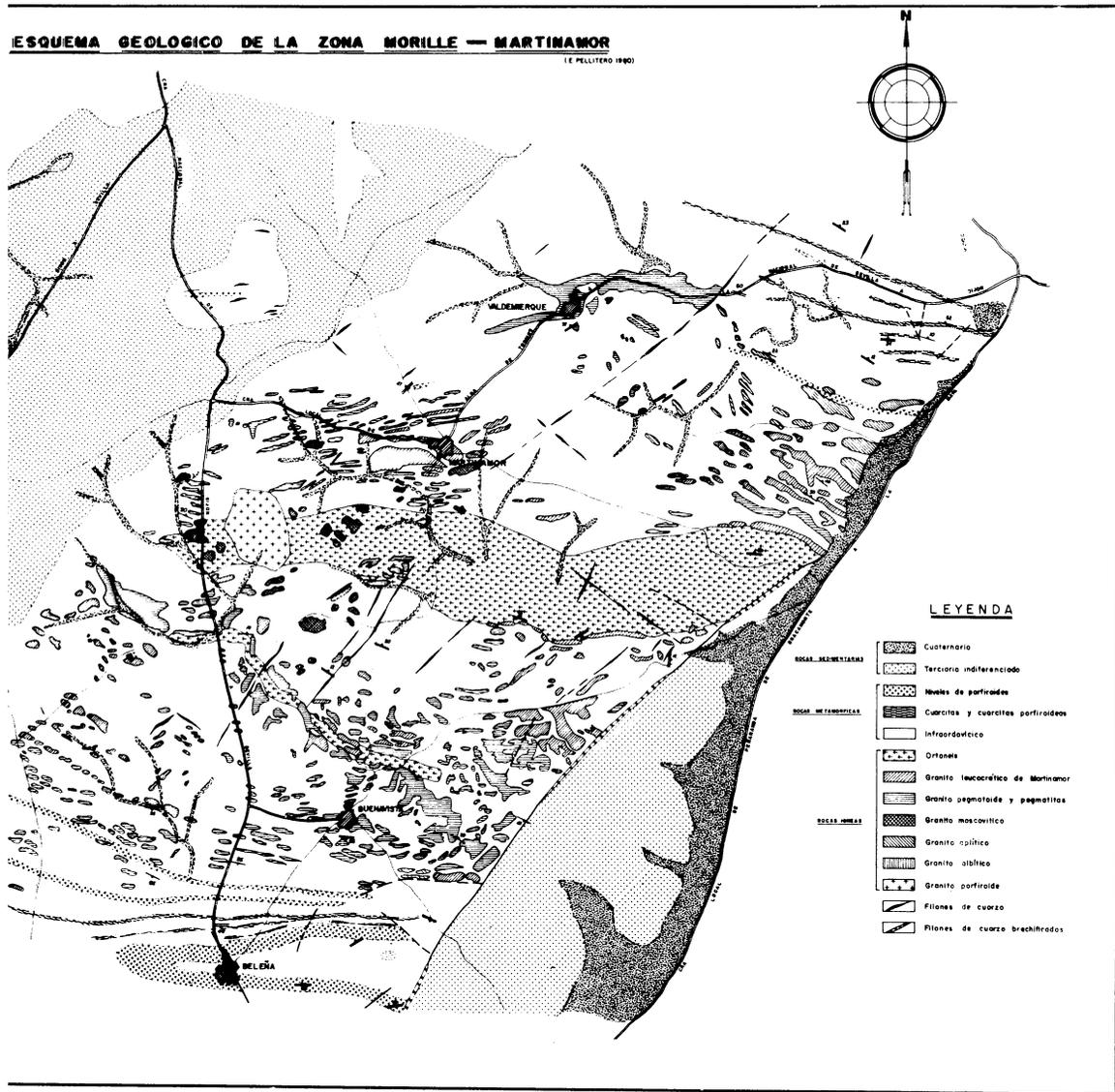


Fig. 1. — Esquema geológico de la zona de Morille-MartinaMor. Se pueden observar las tres grandes zonas diferenciadas.

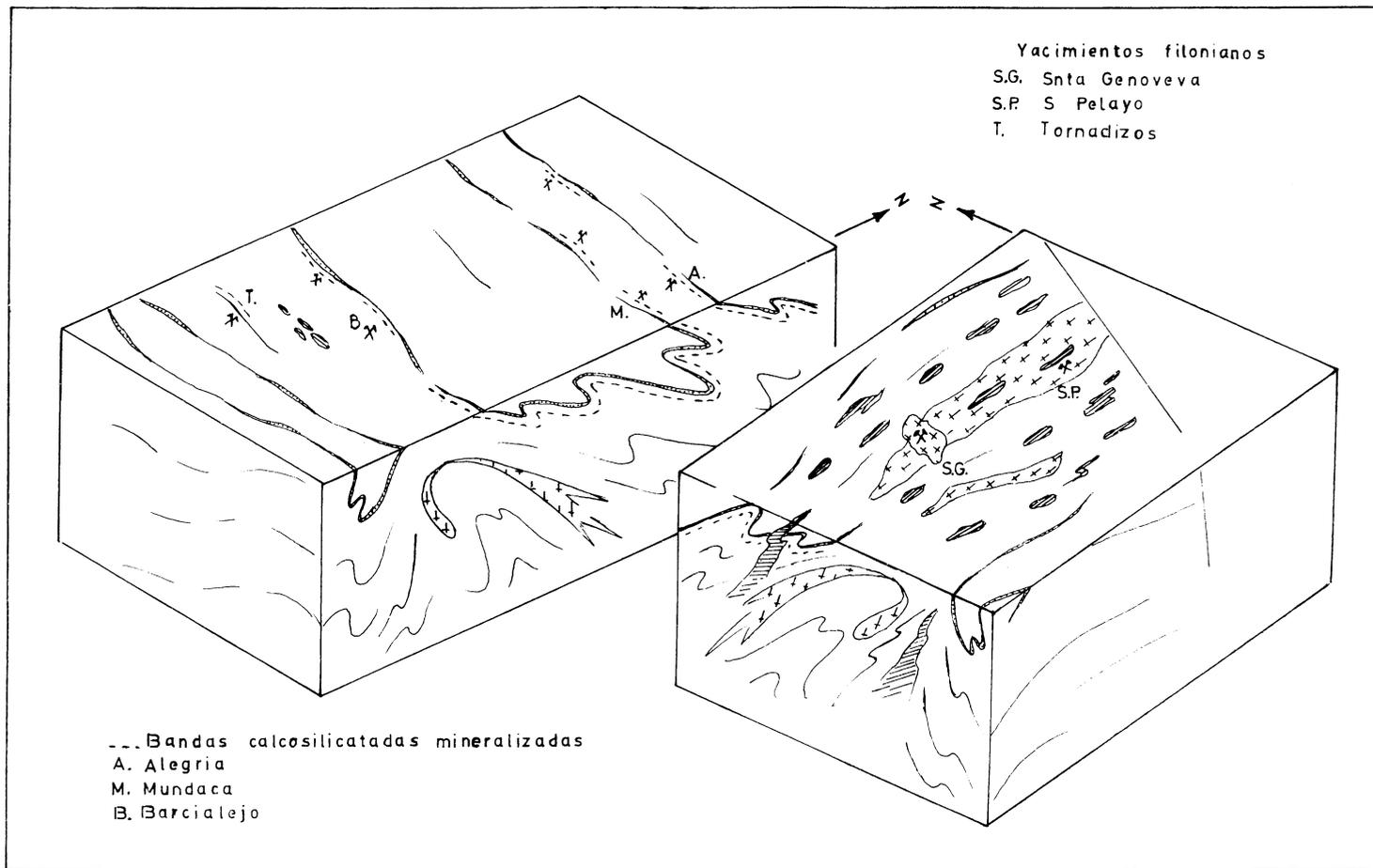


Fig. 2.—Esquema interpretativo de las mineralizaciones estratiformes de W, y del emplazamiento de los granitos.

TABLA 1.- Valores medios de los granitoides de Martinamor

	Ortoneis oscuro	Ortoneis claro	Gr. Sta Genoveva	Facies normal	Facies pegmat.	Facies albificas
SiO ₂	69.38	71.31	73.74	73.26	74.00	75.07
Al ₂ O ₃	14.82	14.46	14.09	14.85	14.66	15.01
Fe ₂ O ₃	3.54	2.83	2.25	1.10	1.03	0.27
TiO ₂	0.50	0.23	<0.10	0.14	<0.10	<0.10
P ₂ O ₅	0.13	0.16	0.13	0.13	0.18	0.09
MnO	0.05	0.05	0.07	0.02	0.04	0.06
MgO	1.42	0.87	0.37	0.22	0.20	0.06
CaO	1.06	0.65	0.62	0.54	0.46	0.26
Na ₂ O	1.59	2.14	3.10	3.61	3.95	5.00
K ₂ O	4.54	4.84	4.27	4.90	4.15	2.73
Vol.	3.24	2.46	1.22	1.22	1.23	0.81
Li	82	53	61	36	23	8
Be	3.2	3.1	6.6	7.1	9.6	86.0
Ba	519	497	144	319	138	51
Cs	<30	<30	44	56	66	86
Sn	<10	10	29	<10	13	72
Nb	<10	10	15	<10	<10	23
Zr	123	129	61	40	31	23
Y	19	16	15	<10	<10	10
Sr	97	89	54	126	79	77
Rb	238	235	362	276	292	473
Th	<20	<20	23	<20	<20	20
Pb	10	11	19	34	29	31
Zn	97	90	118	52	56	33
W	<5	<5	26	5	26	N.D.

TABLA II .- Valores medios de las bandas calcosilicatadas

	SKARNS MINERALIZADOS (1)		NEISES ANFIBOLICOS (2)			
	Morille	Barcialejo	Morille	Barcialejo		
SiO ₂	49.37	57.85	49.28	71.26	71.27	68.13
Al ₂ O ₃	20.60	13.96	19.30	11.80	20.90	13.20
Fe ₂ O ₃	3.01	2.03	2.37	3.30	2.50	2.60
TiO ₂	0.36	0.38	0.48	0.80	0.60	0.70
P ₂ O ₅	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	0.32	0.22	0.42	0.32	0.54	0.32
MgO	1.14	1.39	1.37	1.15	0.25	0.40
CaO	19.64	17.75	20.45	9.20	11.50	10.00
Na ₂ O	1.27	0.53	1.94	0.46	0.05	0.11
K ₂ O	1.34	1.90	1.00	0.14	< 0.01	0.30
Vol.	3.12	3.41	3.54	1.07	1.78	2.54
Ba	15	38	22	-	-	7
Sn	158	208	355	-	35	4
Nb	< 10	< 10	10	-	10	12
Zr	122	117	138	240	180	350
Y	< 10	< 10	12	30	23	23
Sr	1610	1598	1450	230	290	290
Rb	92	122	45	20	15	17
Th	-	< 10	< 10	-	-	-
Pb	10	15	32	-	-	-
Zn	52	100	90	40	25	38
W	3022	4961	3514	< 50	115	< 50
	Alegria	Mundaca	Barcialejo			

(1) Media de 5 valores
(2) Valores únicos.

Foto. 1.—Roca brechificada. Los huecos y zonas intergranulares están rellenas por calcita.

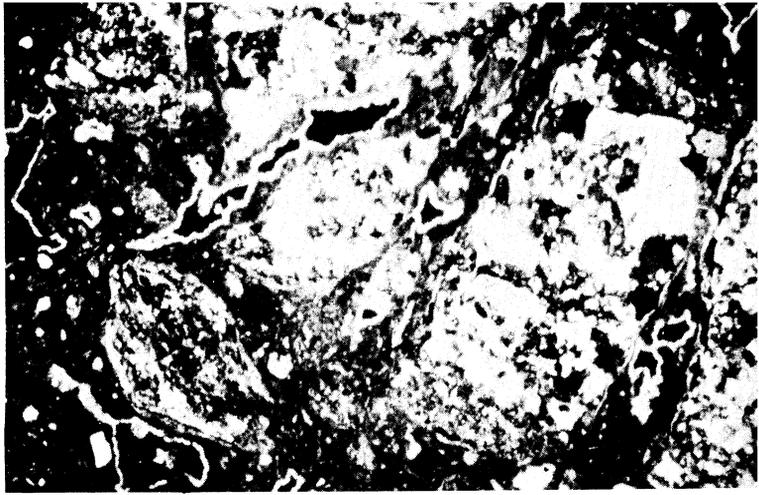


Foto. 2.—Nódulos de turmalina en la facies normal del granito de Martinamor. En la parte izquierda se observa una distribución más regular de este mineral propia de la facies pegmatóide.



Foto. 3.—Granito pegmatóide a un neis biotítico feldespático. La paja indica la esquistosidad.



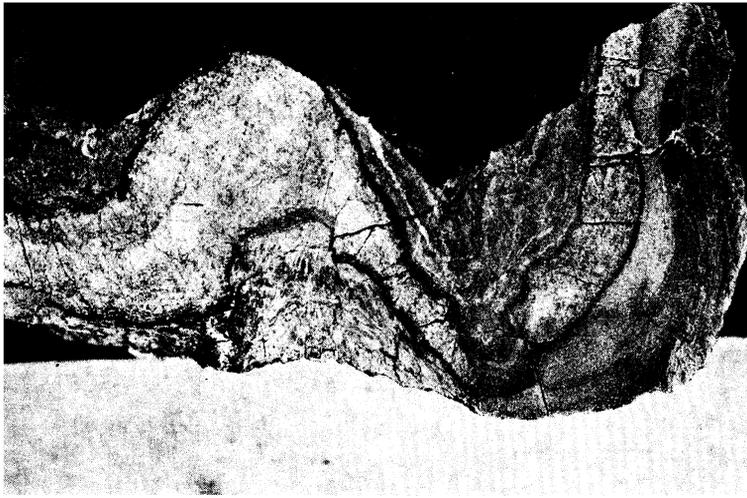


Foto 4.—Banda biotítico feldespática mineralizada, plegada.



Foto 5.—Muestra anterior tomada con luz ultravioleta. La zona blanca muestra la distribución de la scheelita.



Foto 6.—Mina de Santa Genoveva. Aspecto del granito greisenizado en el contacto con los filones de cuarzo mineralizados.