

CARACTERIZACION DE CONCENTRACIONES ESTRATIFORMES DE Sn Y W EN LA ZONA DE SAN PEDRO DE ROZADOS-MARTINAMOR (SALAMANCA)

E. PELLITERO (1), J. SAAVEDRA (1), A. GARCIA SANCHEZ (1), F. GONZALO (2)

(1) U. E. I. Mineralogía y Geoquímica, CSIC, Apartado 257, Salamanca

(2) Minera del Duero, S. A., Avda. de Portugal, 106, 5º B, Salamanca



**Resumen:** Se ha constatado en el área la estrecha correspondencia de las acumulaciones de W con las de Sn. Ambos elementos se concentran en las rocas calcosilicatadas con epidota y granate. El metamorfismo regional causa una desvolatilización de sedimentos que genera un fluido susceptible de transportar Sn y W; su reacción con los niveles cálcicos hace que el wolframio se fije preferentemente como scheelita y que el Sn se retenga en ambos minerales porque a esta temperatura ( $> 350^{\circ}\text{C}$ ) no puede formarse casiterita (ni malayaita, por el quimismo de los materiales). Al alcanzar el clímax metamórfico se forman bandas en los niveles calcosilicatados, pero ya se ha fijado en esta zona central la mayor parte de Sn y W; la anfíbolita adyacente corresponde a una transformación por metasomatismo (difusión iónica metamórfica) de la pelita. La fracturación hidráulica es un fenómeno factible y posible aquí, considerándose a muchas masas de cuarzo no como de segregación por cizalla, sino como que cicatrizan las vías (dendríticas) de circulación de fluidos de desvolatilización que, al enfriarse y descender la presión, precipitan sílice disuelta por baja de la solubilidad.

**Abstract:** A strong link between Sn and W contents in this area is showed. These elements are concentrated in calc-silicate rocks with garnet and epidote. The regional metamorphism produces a devolatilization of sediments which generates a fluid that can transport Sn and W complexes; their reactions with the calcic levels deposits W (mainly as scheelite) and Sn (as lattice-bound tin in garnet and epidote, because at  $T > 350^{\circ}\text{C}$  and high activities of Mg and Fe cassiterite and malayaita do not precipitate). During the metamorphic climax, the bands of calcic levels are developed, then to the fixation of Sn and W in the central zone; the amphibolite zone is a metasomatic transformation by ionic diffusion by regional metamorphism of the pelite. The hydraulic fracturing is possible and probable, being many quartz mass pathway sites of escaping of hotter fluids with dissolved silica, not true quartz segregations; this quartz precipitates during the lowering of P and T.

#### INTRODUCCION

En años recientes se han detectado numerosos indicios de W estratiforme (en general como scheelita) en numerosas localidades de la Península Ibérica. En la zona que aquí se considera, tales niveles son también anormalmente altos en Sn, por lo que se han estudiado con detalle varios centenares de muestras, tanto de superficie como de sondeo, en sus aspectos mine-

ralógico, petrográfico y geoquímico (análisis de los elementos mayores, menores y mas de 20 en trazas). Estos datos, junto con informaciones geológicas inéditas de los autores son la base de las conclusiones parciales avanzadas en este trabajo.

#### RASGOS GEOLOGICOS

La geología del área se ha estudiado previamente con detalle (PELLITERO, 1980, 1981), fig. 1. La parte occidental (esquistos, cuarcitas y areniscas, conglomerados mas o menos feldespáticos, rocas calcosilicatadas, etc.) tiene, cuantitativamente, pocos afloramientos graníticos y se separa de la zona oriental (en la que los granitoides están ya ampliamente desarrollados) por una depresión rellena de materiales terciarios. Los materiales de origen sedimentario contienen algunas intercalaciones con aporte volcánico ácido de tipo calcoalcalino (SAAVEDRA et al., 1984) y niveles calcosilicatados, del Precámbrico Superior, que son los que suelen presentar las mayores anomalías positivas en Sn y W, dentro del grupo de los estratiformes.

Las rocas calcosilicatadas son de dos tipos fundamentales: ricas en sílice (con piroxenos, anfíboles, plagioclasa, grosularia, clinzoisita, etc.), de potencia de rango decimétrico, y ricas en calcio, con potencias mas variables (del orden centimétrico al de varios decímetros), en bandas paralelas de pocos minerales cada una (los citados antes mas calcita, epidotas, feldespato potásico, vesuviana y otros); los minerales de Ti (esfena, etc.), apatitos, magnetita, hematites y sulfuros son accesorios comunes.

La deformación fue importante. El metamorfismo culminó en la 2ª fase, alcanzando su máxima intensidad con la aparición de estaurolita, almandino y sillimanita prismática a pocos kms al E de la zona estudiada (facies anfíbolita, con P en torno a 5 kb y T= 550-600 °C).

En general, en este tipo de mineralizaciones, el W aparece frecuentemente como scheelita, mientras que el Sn, incluso en muestras con alto contenido, no se observa bajo la forma de minerales propios; la presencia de malayaita (el silicato de Sn análogo a la titanita) y casiterita es muy poco frecuente, en asociación exclusiva a casos específicos, raros (PELLITERO, 1980).

#### LOS MECANISMOS DE LA DEPOSICION DE Sn Y W

El estudio petrográfico de la litología regional muestra que hay, en general y con mas o menos abundancia, minerales en cuya formación se implica la presencia de halógenos (apatito, micas, turmalina, etc.), lo que hace

factible la posibilidad de movilizaciones y precipitaciones de ambos elementos. El W, en presencia de exceso de Ca, se fija como scheelita, como es sobradamente conocido, pero el Sn tiene otro comportamiento, que se discutirá.

TAKENOUCI (1971) hace notar que la malayaita se forma con cuarzo, calcita y wollastonita, pero no con granate o clinopiroxeno; por debajo de 616 °C, el Ti y Sn no son miscibles y aparece malayaita titanífera o titanita estannífera. BURT (1978), considerando medios con B y F, establece que, en presencia de B, la casiterita es incompatible con wollastonita (se formaría malayaita); los silicatos estanníferos (malayaita, etc.) son sólo estables con bajos potenciales de B, CO<sub>2</sub> y F, mientras que, si son altos, la fase estable es la casiterita. EADINGTON y GIBLIN (1979), en base a estudios experimentales en presencia de disoluciones hidrotermales halogenadas, encuentran que la asociación casiterita-calcopirita es estable a pH superiores a 4,2 ( $f_{O_2} = 10^{-50}$ ) ó 0 ( $f_{O_2} = 10^{-35}$ ), mientras que a pH menores la fase estable es la estannina, lo que justifica la presencia de esta última en alteraciones caoliniticas (mayor acidez que la que implica la moscovitización de depósitos de casiterita); por encima de unos 300-350 °C, la solubilidad es muy alta y no hay precipitación. También es muy difícil la aparición de casiterita en medio alcalino (como cuando hay tal evidencia en skarn), por su alta solubilidad o en medio muy ácido a alta T (solubilidad: 180 ppm a 400 °C y <0,1 ppm a 250 °C), por la misma razón (EADINGTON, 1982). EADINGTON y KINEALY (1983) señalan que la casiterita precipita más fácilmente (solubilidad mínima) a menos de 350 °C y pH neutro (en estas condiciones son estables calcita, tremolita y pirrotina), mientras que si T crece pueden aparecer minerales con alto contenido en Sn (hasta un 6% en la andradita, 2-3% en epidota, 0,3% en actinolita y cantidades menores en otros) si  $f_{O_2}$  es alta (obviamente, según la sustitución  $2Fe^{3+} \rightleftharpoons Fe^{2+} + Sn^{4+}$ ) o bien quedar el Sn en disolución si  $f_{O_2}$  es baja (en este caso, se formarían minerales como hedenbergita, que contienen mucho menos Sn); la malayaita puede formarse a más de 300 °C, pero solamente si la actividad de Fe y Mg es baja. Estos trabajos experimentales de estabilidad son esenciales para la hora de explicar el contenido en Sn y W de los niveles del área estudiada.

#### LOS NIVELES METAMORFIZADOS Y LA DISTRIBUCION DE Sn Y W

Aunque el predominio regional es de pelitas, hay también frecuentes niveles de cuarcitas y areniscas que contienen algunos fragmentos de otros

materiales, porfiroides y horizontes mas o menos conglomeráticos (con potencias que cambian lateralmente en decenas de metros), rocas cuarzo-feldespáticas, antiguas rocas carbonatadas con diferentes cantidades de terrígenos, aportes de material volcánico ácido (dentro del cual se aprecian cantos mas o menos arenosos), etc. Todo ello, en conjunto, no sugiere grandes profundidades de deposición.

El examen petrográfico permite clasificar en cinco tipos principales a las rocas metamorfozadas del área, cuyos contenidos medios respectivos en ppm de Sn y W, respectivamente, se indican entre paréntesis: areniscas epidotico-granatíferas (122, 342), areniscas anfibolíticas (57, 106), areniscas micáceas y/o feldespáticas (14, 24), esquistos micáceos (32, 36) y porfiroides (13, 17). Por otra parte, el tratamiento estadístico de todos los elementos analizados (diagrama de componentes principales) permite caracterizar cinco agrupaciones de elementos:

- 1) Al, Fe, Mg, Ti, K, vol., Rb, Li, Ba, Y, Cu, Zn
- 2) Ca, P, Mn, Pb, Sr, Sn, W
- 3) Si
- 4) Na
- 5) Zr

La correlación mas significativa de concentraciones de elementos es entre Sn y W (coeficiente superior a 0,8).

Estos resultados indican que el primer grupo de elementos vinculados se relaciona con niveles pelíticos mas o menos puros: todos tienen en común que pueden concentrarse en micas, características de tales niveles. El grupo segundo, que implica al Sn y W, se asocia a las rocas ricas en epidotas (con Ca y sin Mg) y granates, tal y como se ha corroborado por análisis de muestras clasificadas petrográficamente, con apatitos; Pb, Sr, Mn sustituyen al Ca en los minerales. El grupo tercero corresponde a las cuarcitas mas puras. El grupo cuarto se conecta con niveles volcánicos, en los que el feldespato dominante es la albita. El grupo quinto se vincula al carácter específico del circón, mineral con una resistencia en los procesos notoriamente mas alta que los demás.

Los niveles con epidota y granate pasan a niveles anfibolíticos (con plagioclasa) bruscamente y éstos, tambien con contactos netos, a esquistos pelíticos. Unos pocos kms mas hacia el E, en las inmediaciones de Morille, en áreas con un metamorfismo regional mas alto, SAAVEDRA y PELLITERO (1983), en base a datos geoquímicos, carácter simétrico de las bandas, escasas fases minerales en cada una, cambios agudos en los contactos, discontinuidad entre la esquistosidad y el nivel calcosilicatado en su límite, restos de

material de una banda externa incluidos en otra interna (esquistos biotíticos en anfíbolita, p. ej.), transformación de un mineral en otro (biotita en anfíbol), etc. concluyen que estas rocas se han originado no porque el material inicial fuese distinto para cada banda, sino por un metasomatismo por difusión iónica entre el antiguo nivel carbonatado y la pizarra arcillosa (o material mas silíceo), inducido por un metamorfismo regional de intensidad suficiente; el nivel cálcico primitivo correspondía sólo a la zona central, y la parte anfibólica es un reemplazamiento de la pelita. En la lám. 1 a), se observa cómo el borde de difusión mantiene un paralelismo con la zona central, el antiguo nivel cálcico; previamente a la conclusión del proceso difusivo hubo deformación, con fracturaciones, del mismo, también observable en b) y d). En b) se aprecia la zonación: centro, con granate (y frecuentes acumulaciones de scheelita), zona del diópsido, zona anfibolítica y zona pelítica. En c) es muy clara la desaparición del anfíbol (zona oscura) cuando los niveles primitivos (ahora granatíferos) están próximos, por superponerse las aureolas de difusión; en el margen superior derecho se observa el límite de transformación del esquisto en anfíbolita. En d) resulta especialmente claro el borde de difusión que aparece incluso entre dos fragmentos del área central separados previamente.

Un mecanismo análogo es válido en la zona aquí estudiada, aunque el proceso difusivo no alcance tanto desarrollo como en el caso anterior por ser el grado metamórfico menos elevado, como se deduce de los datos petrográficos y geoquímicos antes expuestos. En la fig. 2 se esquematiza la zonación, indicándose en la tabla I los resultados del análisis de cada una de las bandas. El Sn y el W se asocian selectivamente a la zona central, con granates y epidotas (valores máximos en Ca y bajos en Mg), mientras que en las externas ocurre a la inversa.

En resumen, los contenidos mayores en Sn y W de estos niveles están íntimamente relacionados con procesos metasomáticos de difusión inducida por el metamorfismo regional

#### METAMORFISMO REGIONAL Y TRANSPORTE DE Sn Y W

Los datos de campo indican dos hechos notables: 1) La gran mayoría de indicios y mineralizaciones de la región se sitúan en áreas de esquistos y muy pocas en las inmediaciones graníticas. 2) El metamorfismo regional tiene siempre una cierta intensidad (de esquistos verdes en adelante). Además, son frecuentes masas de cuarzo, aisladas, que pueden alcanzar decenas de centímetros en la zona, muchas veces consideradas como cuarzo de segregación.

Aunque hay casos indudables de cuarzos asociados a cizalla, segregados, una observación cuidadosa muestra que, en muchas ocasiones, el encajante presenta algún tipo de alteración, el balance de la cantidad de sílice implicada en dicho proceso en relación a la masa de cuarzo presente no justifica un origen por pérdida de la misma de la roca, hay cierta correspondencia entre la morfología del crecimiento de tales cuarzos y la litología del encajante y, por último, que, con rasgos similares, aparecen masas de andalucita (alguna vez, corindón) en las que es claro que su temperatura fue mayor que la de la roca de contacto porque presenta un borde moscovitizado, indicio de desequilibrio a temperatura inferior a la del fluido.

WALTHER y ORVILLE (1982), comparando análisis de pelitas promedio con los de otras metamorfozadas a 500 °C y 5 kb (valores comparables a los mas elevados de la zona estudiada, SAAVEDRA y PELLITERO, op. cit.), y en base a datos cinéticos encuentran que se desprende un volumen de volátiles equivalente al 12% (5% en peso) de la roca (unos 2 moles de fluido/kg de roca); cuando la presión del fluido excede a la suma de la presión de carga y fuerza tensional de la roca (perpendicular a la presión de carga), se produce una fracturación hidráulica, por no tener la roca sin fracturar una permeabilidad suficiente (es muy inferior al 1%) para ese flujo de volátiles en un tiempo dado (la difusión intergranular y la cantidad de fluido retenido en las superficies de los granos son reducidas), produciendo una red dendrítica de fisuras canalizadoras de los volátiles (de una anchura entre 0,1 y 10 micras) y siendo los cuarzos masivos las zonas mayores de canalizaciones de fluidos generados en lugares de mayor temperatura (metamorfismo mas intenso) que se desplazan a lugares mas fríos. GRAHAM et al. (1983), considerando áreas metamórficas de facies esquistos verdes y anfibolitas, encuentran relaciones volumétricas fluido/roca mucho mas altas, incluso superiores a 20/1, probablemente debidas a que la infiltración se canaliza selectivamente por litologías especiales en reactividad (niveles carbonatados, p. ej.); la deformación penetrativa es un factor muy favorable para la difusión. NORRIS y HENLEY (1976), partiendo de datos de volúmenes específicos de agua (calculados termodinámicamente), señalan que la expansión térmica del agua se da a partir de gradientes geotérmicos superiores a 12 °C/km (notoriamente mas bajos que los obtenidos en la zona estudiada), por lo que puede iniciarse ya la fracturación hidráulica al sobrepasar la fuerza tensional de la roca. YARDLEY (1983) considera las fluctuaciones de

permeabilidad y presión del fluido durante el metamorfismo y las posibilidades de fracturación hidráulica y de otras formas de incremento de permeabilidad (desagregación de rocas o desarrollo de una red de grietas, etc.), tanto con relleno de cuarzo como de silicatos aluminicos; la desvolatilización gradual puede ocasionar cierres de los canales por precipitación, con reapertura al progresar el proceso. PETROV et al. (1972) ponen de relieve que, mientras el cambio mas agudo en la movilización de  $H_2O$  y  $CO_2$  por el metamorfismo regional se da en el límite de las facies de esquistos verdes y anfibolitas, el F no depende de las condiciones termodinámicas metamórficas, sino de la posibilidad de existencia de minerales fijadores de este elemento (micas, apatito, turmalina, etc.).

En resumen, la generación de fluidos por metamorfismo regional está bien establecida, y su movilización implica tambien la de ciertos elementos, bajo diversas formas complejas, que pueden precipitar en los lugares en donde se produzcan cambios adecuados de P, T, etc. Esto se ha comprobado en numerosas circunstancias geológicas (ROLLINSON y WINDLEY, 1980; DOSTAL y STRONG, 1983; HAACK et al., 1984, y otros muchos). Dadas las temperaturas metamórficas en esta zona, la movilización de Sn y W es factible, como se desprende de los trabajos experimentales arriba citados.

#### GENESIS

Por lo discutido en párrafos anteriores, es poco probable que el Sn y W (muy vinculados, como se desprende de su alto coeficiente de correlación) se encontrasen inicialmente en los niveles en los que ahora están concentrados, ya que el metamorfismo regional implica reacciones entre materiales sólidos y fluidos bajo condiciones en las que ambos elementos pueden permanecer disueltos o precipitar. La presencia de un vulcanismo ácido, calcoalcalino, puede explicar la fuente inicial de Sn y W, ya que la capacidad de acumulación de elementos típicos de este magmatismo en emisiones que implican un fuerte contraste térmico es importante. Pero no hay evidencias de que se trate de un tipo exhalativo, como el definido por PLIMER (1980) para numerosas localidades del Paleozoico Inferior o mas antiguas (ausencia de series espesas, monótonas, pelíticas, de aguas profundas, en asociación con un vulcanismo máfico muy persistente lateralmente, etc.).

El esquema genético que se propone para explicar los hechos observados es el siguiente. Durante la deposición de sedimentos se registra tambien un vulcanismo ácido, con posible aporte de Sn y W (sin que se excluya

que tales elementos estén, total o parcialmente, entre las fracciones detríticas que llegan a la cuenca); este conjunto puede retener cantidades apreciables de agua, además de los volátiles contenidos en los minerales. Cuando se inicia el metamorfismo regional y se alcanza un determinado grado de intensidad, los fluidos desprendidos en la deshidratación, que han comenzado a solubilizar el W (que pasa a forma volátil a T inferior a la que lo hace el Sn), comienzan a movilizarse, tanto mas fácilmente cuanto mayor sea la fracturación hidráulica, a lo que contribuye positivamente la actividad tectónica; en presencia de niveles enriquecidos en calcio, este elemento se fija, en general, como scheelita. Cuando se sobrepasan los 300 °C, aproximadamente, se solubiliza el Sn, que, al encontrar los niveles antes citados, si  $f_{O_2}$  es lo bastante alta para que se formen los minerales esenciales granate (andradita) y epidota, se incorporará a su red cristalina y, si  $f_{O_2}$  es inferior, quedará en una mínima parte en los minerales estables en estas condiciones (p. ej., hedenbergita), que los acumulan en mucho menor grado, movilizándose hasta precipitar en zonas mas favorables de P, T, etc.; la malayaita, normalmente, no será estable, puesto que estos materiales son, en general, ricos en Mg y Fe (sólo se ha citado, como mineral raro, en materiales cuarcíticos o areniscas cálcicas pobres en ambos elementos, por PELLITERO, 1980). El clímax metamórfico da lugar, finalmente, al desarrollo de bandas en los niveles cálcicos, pero, por los motivos aludidos, Sn y W están ya concentrados en el nivel central (el nivel cálcico primitivo). La casiterita sólo aparecerá o bien en isogradas correspondientes a  $T < 350$  °C, mas lejos del área, o bien durante el retrometamorfismo, en los lugares en que éste haya comenzado a  $T > 350$  °C (teniendo en este caso un carácter tardío), al igual que la malayaita si las actividades de Fe y Mg en el medio son bajas; una casiterita muy precoz debe de tener un carácter muy excepcional, con rasgos de inestabilidad.

#### CONCLUSION

El conjunto de los datos geológicos discutidos indica que las movilizaciones de Sn y W por el metamorfismo regional han debido de ser muy importantes, por lo que es difícil de admitir que dichos elementos se encontraban en los niveles en que actualmente aparecen acumulados. La migración de fluidos metamórficos a través de fracturas de estructuras dendríticas es probable, y las masas lenticulares de cuarzo o silicatos aluminicos de claros rasgos hidrotermales señalan sus antiguas canalizaciones mayores. El

hecho de que aparezcan mineralizaciones e indicios de Sn y W (con las paragénesis indicadas) en muchos lugares ibéricos sólo donde el metamorfismo alcanza un grado mínimo (en el regional, facies esquistos verdes, que puede superar los 300-350 °C), con venas de cuarzo (y/o minerales aluminicos) de rasgos similares a las citadas, apunta a la generalización de este mecanismo.

#### BIBLIOGRAFIA

- BURT, D. M. (1978).- Tin silicate-borate-oxide equilibria in skarns and greisens- The system  $\text{CaO-SnO}_2\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-B}_2\text{O}_3\text{-CO}_2\text{-F}_2\text{O}$ -1. *Econ. Geol.*, 73, 269-282.
- DOSTAL, J. and STRONG, D. F. (1983).- Trace-element mobility during low-grade metamorphism and silicification of basaltic rocks from Saint John, New Brunswick. *Can. J. Earth Sci.*, 20, 431-435.
- EADINGTON, P. J. (1982).- Calculated solubilities of cassiterite in high temperature hydrothermal brines, and some applications to mineralization in granitic rocks and skarns. *Proc. First Internat. Symp. on Hydrother. React., Ass. Sci. Doc. Infor., S. Somiya, ed., Tokyo.*
- EADINGTON, P. J. and GIBLIN, A. (1979).- Alteration minerals and the precipitation of tin in granitic rocks. *CSIRO Div. Min., Tech. Comm. 68, North Ryde.*
- EADINGTON, P. J. and KINEALY, K. (1983).- Some aspects of the hydrothermal reactions of tin during skarn formation. *J. Geol. Soc. Aust.*, 30, 461-471.
- GRAHAM, C. M.; GREIG, K. M.; SHEPPARD, S. M. F. and TURI, B. (1983).- Genesis and mobility of the  $\text{H}_2\text{O-CO}_2$  fluid phase during regional greenschist and epidote amphibolite facies metamorphism: a petrological and stable isotope study in the Scottish Dalradian. *J. geol. Soc. London*, 140, 577-599.
- HAACK, U.; HEINRICH, H.; BONESS, M. and SCHNEIDER, A. (1984).- Loss of metals from pelites during regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 116-132.
- NORRIS, R. J. and HENLEY, R. W. (1976).- Dewatering of a metamorphic pile. *Geology*, 4, 333-336.
- PELLITERO, E. (1980).- Caracteres petrogenéticos y metalogenéticos de los yacimientos de wolframio de la provincia de Salamanca. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.

- PELLITERO, E. (1981).- La zona wolframífera centro-oriental de Salamanca. Cuad. Lab. Xeol. Iaxe, 2, 227-244.
- PETROV, B. V.; RAZVOZHAYEVA, E. A. and MAKRYGINA, V. A. (1972).- The behavior of volatile components during regional metamorphism of Upper Proterozoic rocks of the Potomsk Uplands. *Geochem. Internat.*, 9, 234-240.
- PLIMER, I. R. (1980).- Exhalative Sn and W deposits associated with mafic volcanism as precursors to Sn and W deposits associated with granites. *Mineral. Deposita*, 15, 275-289.
- ROLLINSON, H. R. and WINDLEY, B. F. (1980).- Selective elemental depletion during metamorphism of Archean granulites, Scourie, NW Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, 257-263.
- SAAVEDRA, J. and PELLITERO, E. (1983).- Origin by metasomatic diffusion of the calc-silicate rocks at the scheelite-rich area of Morille (Salamanca). An example of metamorphic differentiation in Upper Proterozoic rocks from Iberian Peninsula. In "Leaching and diffusion in rocks and their weathering products", A. S. S. Augustithis, ed. Theophrastus Publications S. A., Athens.
- SAAVEDRA, J.; PELLITERO, E.; GARCIA SANCHEZ, A. y FERNANDEZ TURIEL, J. L. (1984).- Rasgos petrográficos y geoquímicos de los granitoides y rocas metamórficas del área Morille-Martinamor (Salamanca, Centro-Oeste de España). *Est. Geol.*, 40, 15-21.
- TAKENOUCHI, S. (1971).- Hydrothermal synthesis and consideration of the genesis of malayaita. *Mineral. Deposita*, 6, 335-347.
- WALTHER, J. V. and ORVILLE, Ph. M. (1982).- Volatile production and transport in regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 252-257.
- YARDLEY, B. W. D. (1983).- Quartz veins and devolatilization during metamorphism. *J. geol. Soc. London*, 140, 657-663.

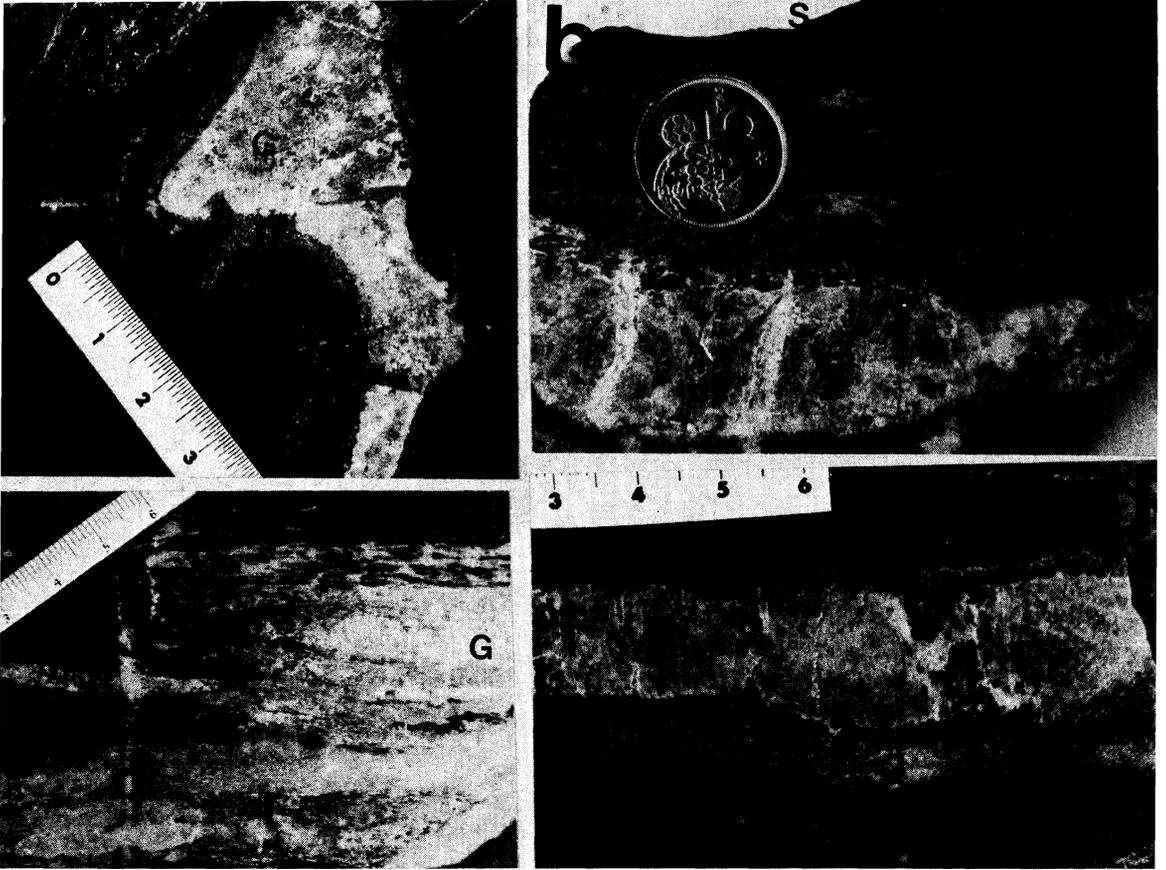


Lámina 1.- Fenómenos de difusión metasomática en niveles calcosilicatados del área Morille-San Pedro de Rozados (Salamanca). G, zona de dominio del granate. D, id., del diópsido. A, id., de la anfíbolita (con ocasionales restos de esquisto pelítico). S, esquisto pelítico encajante. Los números de las escalas expresan centímetros. Los límites de la presencia observada de scheelita, en la zona central, están marcados por las bandas de dominio del diópsido.

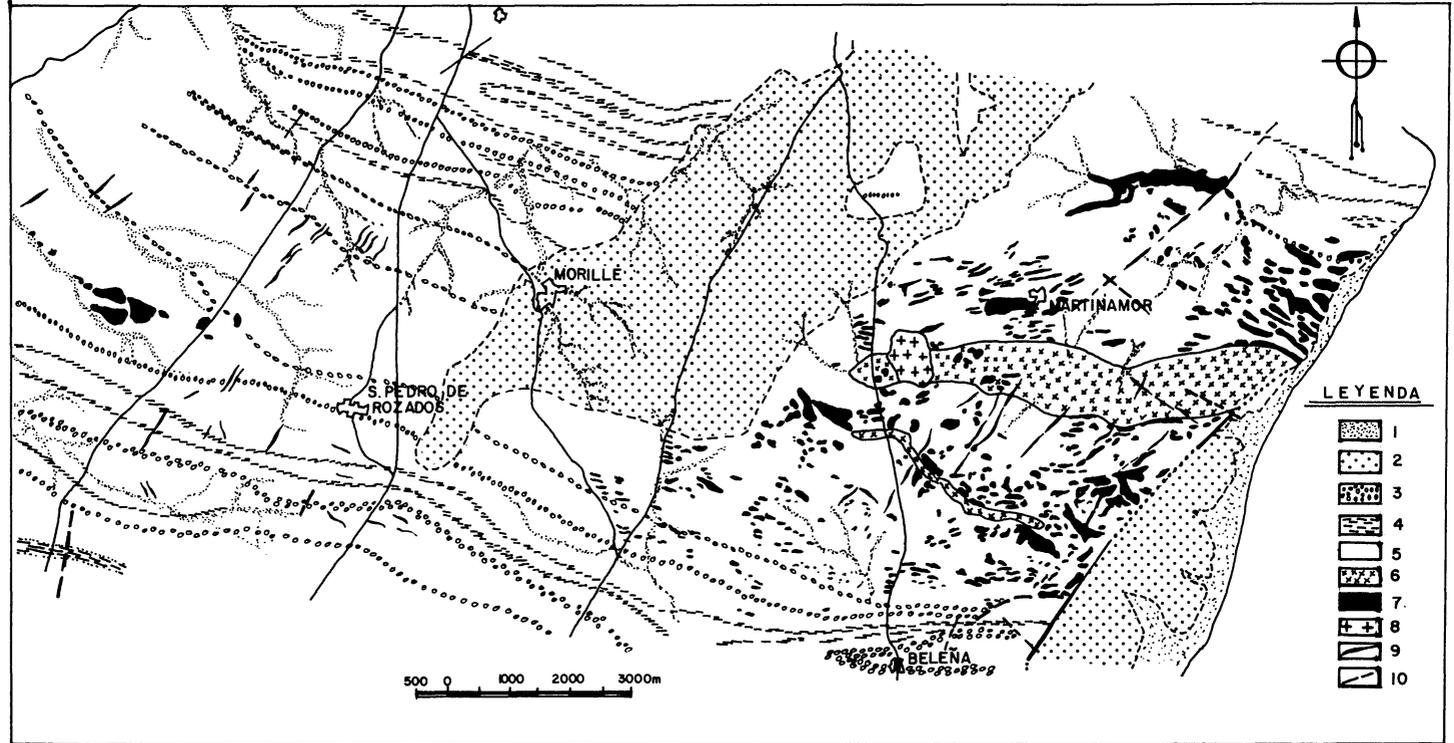


Fig.1.- ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA DE MORILLE MARTINAMOR

1: Cuaternario. 2: Terciario. 3: Niveles de porfiroides. 4: Cuarcitas. 5: Infraordovícico. 6: Ortogneis de San Pelayo.

7: Granito de Martinamor. 8: Granito de Santa Genoveva. 9: Filones de cuarzo. 10: Fracturas.

Tabla I.- Contenidos en CaO, MgO (ambos en tanto por ciento en peso), Sn y W (estos dos últimos elementos, en partes por millón) de las muestras esquematizadas en la fig. 2 (datos de PELLITERO, 1980), que representan el caso general de las implicaciones derivadas de las fotos de la lámina 1. C, zona central. F, fisura. A, anfibolita. P, pelita adyacente a la anfibolita

ZONA	MUESTRA	CaO	MgO	Sn	W
C	M-71	22.80	1.00	700	300
	Ba-2	21.92	0.96	1000	400
F	Ba-5	6.30	1.74	200	60
	M-74	6.50	0.52	165	50
A	M-72	9.35	8.60	160	<50
P	Ba-4	0.37	2.74	<10	<50
	M-73	0.84	2.60	<10	<50

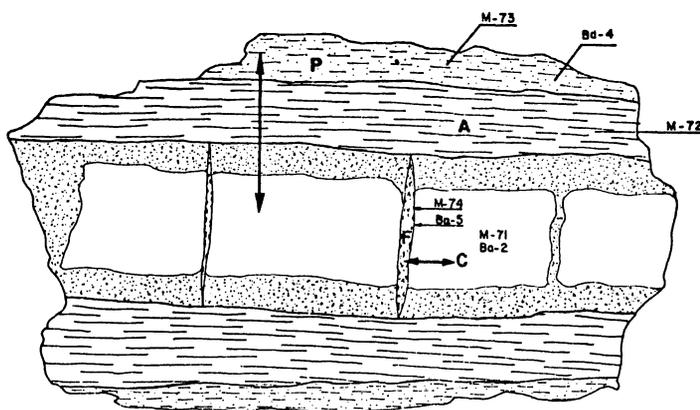


Fig. 2.- Esquema de las bandas calcosilicatadas. P, pelita. A, anfibolita. F, fisura. C, zona central. Se han indicado las muestras analizadas.