

RELACIONES GENÉTICAS ENTRE LAS MINERALIZACIONES DE Sn, W y P DE C.E.G. Y LAS DEL COMPLEJO DE VILLASECO-PERERUELA (ZAMORA)

M. GIL AGERO*, M. E. HERNÁNDEZ SÁNCHEZ*
M. C. MORO BENITO*

RESUMEN.— El objetivo de este trabajo, teniendo en cuenta los datos geológicos de que se dispone, es establecer una relación genética entre las mineralizaciones de W, Sn y P asociadas a los niveles calcosilicatados interestratificados en el C.E.G. del Sur de Villalcampo y las de casiterita diseminada en los filones de cuarzo intragraníticos del Complejo de Villaseco-Pereruela. De tal modo que una anatexia o una asimilación parcial de la serie metamórfica mineralizada, por parte de un magma muy diferenciado, podría explicar el origen de las mineralizaciones intragraníticas.

ABSTRACT.— The objective of this work, considering the geological data, is to establish a genetic relation between the W, Sn and P mineralizations associated to the calcosilicate levels southern Villalcampo and the disseminated casiterite in intragranitic quartz veins in the Complejo de Villaseco-Pereruela, so that the anatexis or the partial assimilation of the metamorphic mineralized serie by a very differentiated melt could explain the genesis of the intragranitic mineralizations.

Palabras clave: fusión, estaño, wolframio, fósforo, niveles calcosilicatados, Zamora, metamorfismo, asimilación.

1. INTRODUCCIÓN

Las mineralizaciones estudiadas se sitúan en el Centro-sur de la provincia de Zamora, en los materiales del C.E.G. y en los del Complejo-metamórfico de Vi-

* Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.

llaseco-Pereruela. Geológicamente este área pertenece al Macizo Hespérico, dentro de la Zona Centro-Ibérica de JULIVERT y otros (1972) y, en concreto, a la Antiforma de Villadepera de QUIROGA (1981). Los materiales que afloran son preordovicios de tipo metamórfico y graníticos hercínicos (Fig. 1).

2. GEOLOGÍA DE LA ZONA

2.1. Los materiales del C.E.G.

Las rocas metamórficas estudiadas constituyen una serie monótona, azoica, de origen marino y de edad preordovícica. Consta de neises microglandulares y una alternancia de cuarzo-esquistos y micaesquistos con intercalaciones de, niveles calcosilicatados, rocas volcánicas y niveles cuarcíticos.

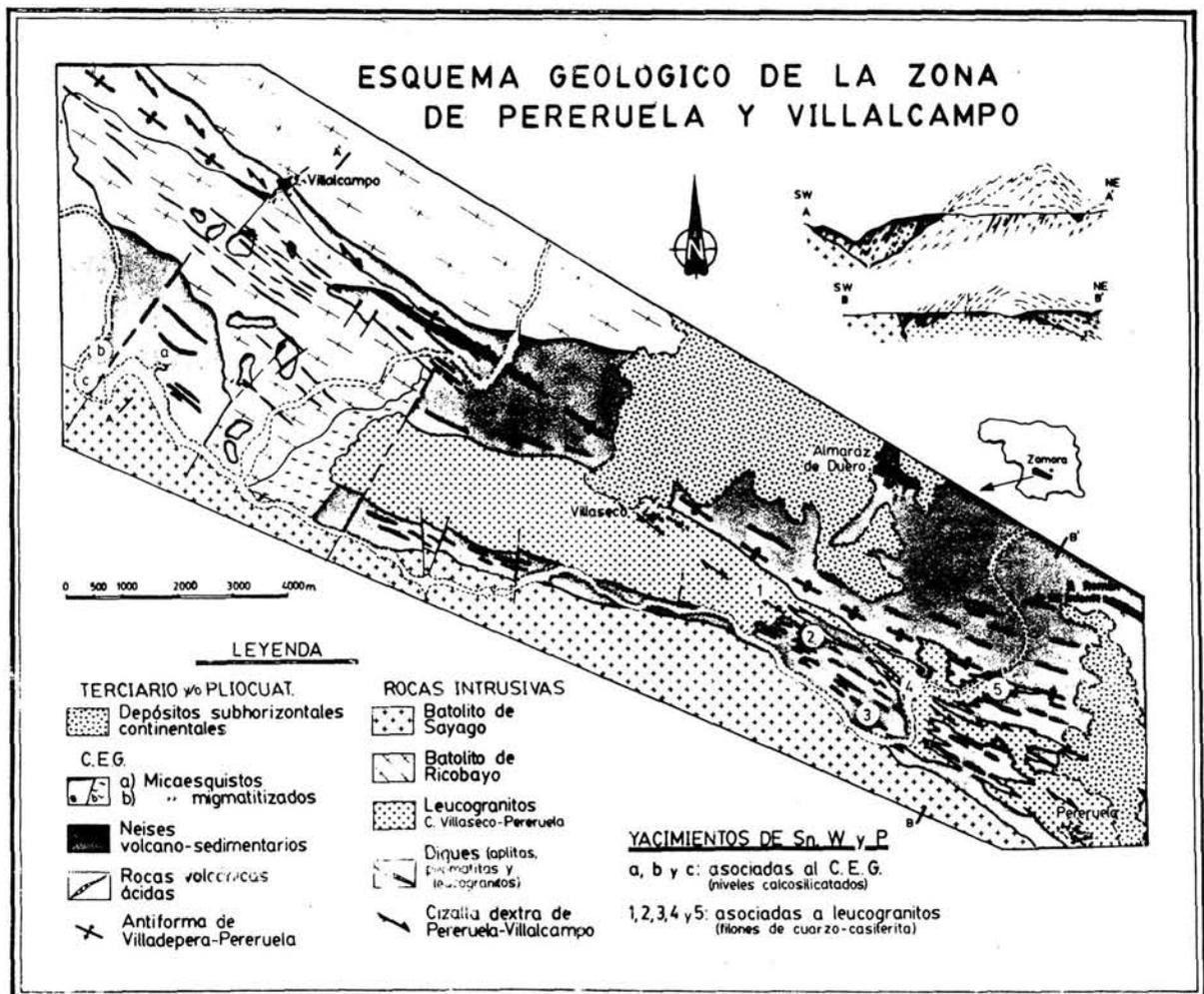


Figura 1. Esquema geológico de la zona de Villaseco y Pereruela.

Los neises microglandulares: Afloran en niveles poco potentes y se caracterizan por la presencia de los minerales ortosa, microclina y cuarzo con textura en ojos envueltos por un material esquistoso cuarcítico-micáceo (Fig. 5).

Los esquistos: Esta litología de aspecto satinado y tono grisáceos en afloramiento, se caracteriza por presentar una esquistosidad muy penetrativa (Fig. 2). Al microscopio están formados por lechos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con textura granoblástica orientada, y lechos de biotita y moscovita con textura lepidoblástica. Los minerales accesorios son turmalina y apatito. Dependiendo del metamorfismo que afecta a estas rocas se encuentran, además, accidentalmente, pirita, granate, estauroлита (Fig. 3), andalucita y sillimanita prismática (Fig. 4). Como minerales secundarios están la sericita, la clorita y óxidos de hierro.

La turmalina a veces es un mineral esencial en los esquistos, bajo la forma de pequeños cristales prismáticos e idiomorfos de tonos marrones, fracturados y orientados. Dichos cristales se asocian a los lechos micáceos o bien, constituyen por sí mismos una textura bandeada en la roca. Su origen, según PLIMER (1987 y 1988), podría estar relacionado con exhalaciones volcánicas preordovícicas de la zona.

Los niveles calcosilicatados: Aparecen hacia el muro de la serie metamórfica constituidos por silicatos cálcicos, con minerales de W, Sn y P y con potencias y longitudes variables (Fig. 6).

Las rocas volcánicas: afloran en niveles lenticulares interestratificadas en el C.E.G. con aspecto compacto y tono verdoso o pardo-amarillentos. Al microscopio se observan texturas perlíticas de desvitrificación en una mesostasis de micas, carbonatos y óxidos de hierro. Se trata de rocas volcánicas de carácter ácido riolítico.

Las cuarcitas micáceas: constituyen niveles lenticulares de potencias decimétricas, bastante abundantes, interestratificados en los esquistos. Microscópicamente, el cuarzo, con textura granoblástica orientada, tiene un tamaño de grano fino y las micas (biotita y moscovita), bastante más escasas, textura lepidoblástica.

2.2. Los granitos del Complejo de Villaseco-Pereruela

Las rocas intrusivas del Complejo de Villaseco-Pereruela afloran con formas masivas (en stocks) y de diques de dirección hercínica (NW-SE) (Fig. 7). Son leucogranitos de tonos muy claros, tamaño de grano fino y fuerte orientación de minerales.

Dentro de los afloramientos se distingue una facies de *leucogranito de dos micas con moscovita dominante* que se presenta con dos stocks en Villaseco y

Pereruela respectivamente. Contienen como minerales esenciales cuarzo, albita, feldespato potásico y moscovita, como accidental biotita y como accesorios apatito, granate y turmalina.

De esta facies se pasa gradualmente a otra de *leucogranitos moscovíticos*, en los que la cantidad de biotita decrece hasta desaparecer y presentan mayor contenido en turmalina, apatito y granate.

Los *diques leucograníticos y aplopegmatíticos moscovíticos y turmaliníferos*, de direcciones (N120-130°E) y buzamientos coherentes con la Antiforma de Villadepera-Pereruela, se caracterizan por los contenidos accidentales y esenciales de turmalina y apatito.

Todas estas facies presentan gran cantidad de minerales secundarios deutéricos estudiados por FERNÁNDEZ TURIEL (1987). Son importantes, como procesos hidrotermales, la albitización, porque lleva asociada casiterita magmática de pequeño tamaño diseminada, y la silicificación, porque da lugar a las mineralizaciones de Sn de la zona.

La composición tan diferenciada de estos granitos y la alta cantidad de volátiles que debían tener, a juzgar por las alteraciones hidrotermales, sugieren para estas rocas un origen anatético a partir de la fusión parcial del C.E.G.

2.3. Tectónica

La deformación tectónica de la zona es bastante intensa (Fig. 8) y sigue la tónica general dada por diversos autores para la provincia de Zamora, entre los que cabe destacar a QUIROGA (1981) y LÓPEZ PLAZA y MARTÍNEZ CATALÁN (1988). Se han separado diversos grupos de estructuras correspondientes a tres fases de deformación hercínica principales y homoaxiales entre sí, de direcciones N110°E y otras tardías.

La única estructura visible de fase I es una esquistosidad, S_1 , bastante penetrativa, que aparece localmente plegada en los esquistos, y que según estudios regionales de RIBEIRO (1974), QUIROGA (1981) y MATTE (1986), va asociada a grandes pliegues isoclinales tumbados y vergentes al Norte. A esta esquistosidad se la superpone paralelamente la de la fase siguiente, haciéndose, así, más penetrativa, de tipo schistosity, generalizada en todo el área y que constituye la esquistosidad principal de la zona (S_{pal}).

Las cizallas subhorizontales y visibles en los neises microglandulares según HERNÁNDEZ (1989) se han atribuido a la fase II hercínica, y seguramente este tipo de deformación es el que pliega asimétricamente y de forma local la S_1 en los esquistos.

Las estructuras de fase III son la Antiforma de Villadepera-Pereruela, que afecta a todo lo anterior, bastante abierta, de plano axial subvertical y crenulaciones locales en los esquistos relacionadas con charnelas de pliegues de orden menor dentro de la antiforma de fase III. Así mismo, pueden encontrarse pliegues en gancho pequeños producidos por una interferencia de tipo 3 de RAMSAY (1966) de las fases II y III.

De las fases tardías la más intensa es la de cizallamiento dextro y subvertical de Pereruela-Villalcampo, de direcciones N130°E y buzamientos fuertes hacia el S, visible mediante superficies «s» y «c» en los granitos y pliegues asimétricos de charnela vertical en los diques aplíticos y de cuarzo.

Por las observaciones tectónicas, los granitos son sincinemáticos con la fase III, ya que no están afectados por las fases I y II e intruyen condicionados por el acortamiento de fase III, la S_{pal} (BODEGA, 1982) y los altos contenidos en boro, que aumenta la solubilidad del agua en el magma, creándose así una sobre-presión de fluidos en el mismo según PICHAVANT (1981), PICHAVANT y MANNING (1984) y MANNING (1985), determinan las formas en diques de los granitos y los diques aplopegmatíticos, así como sus buzamientos convergentes hacia la superficie topográfica.

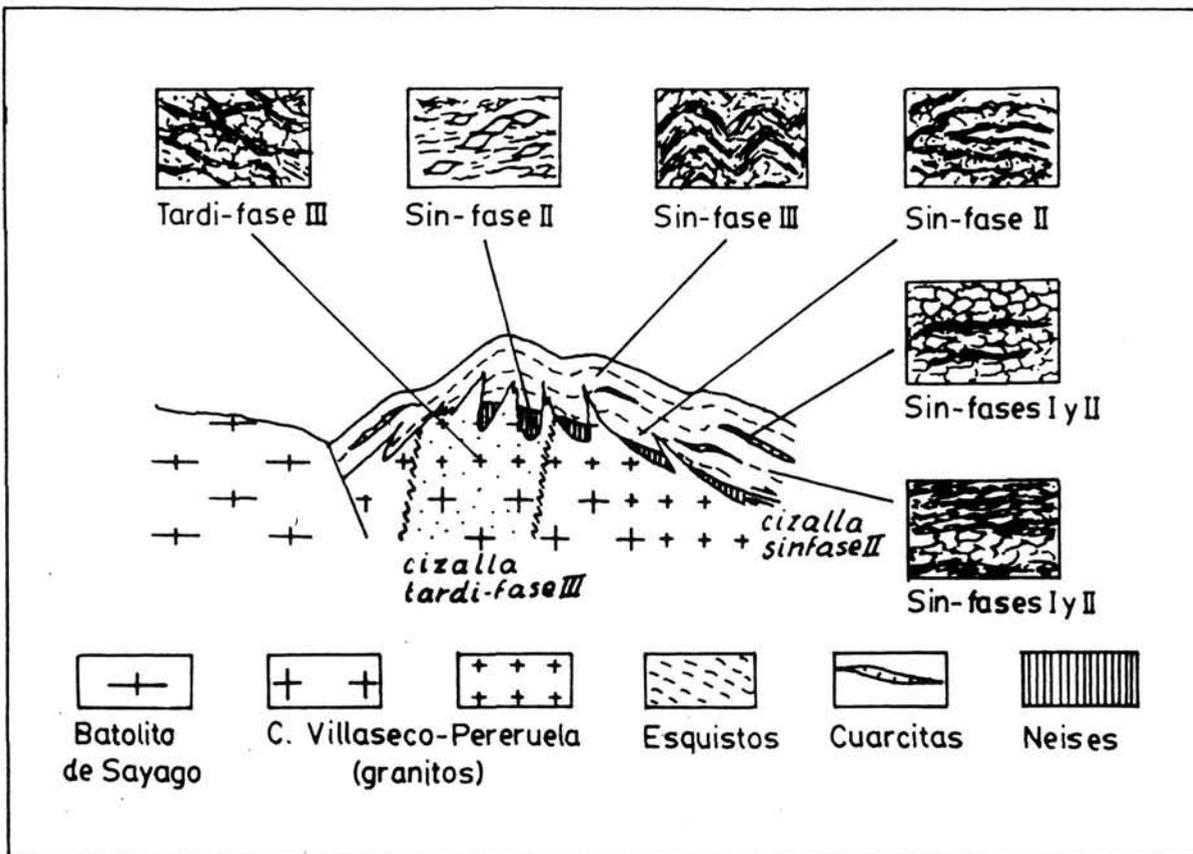


Figura 8. Esquema de estructuras tectónicas encontradas.

2.4. El metamorfismo

Las rocas pelítico-grauváquicas de la zona han sido afectadas por tres etapas de metamorfismo regional asociadas a las tres fases de deformación hercínica principales, de las que la primera, con la asociación: *biotita, moscovita y cuarzo*, es del grado bajo.

Durante la segunda fase el metamorfismo en el grado bajo llega al granate y después sobrepasa la isograda de la estauroлита, del grado medio. Las asociaciones minerales de la segunda etapa metamórfica son:

biotita, moscovita, cuarzo y granate

biotita, moscovita, granate y estauroлита

biotita, moscovita, granate y andalucita

biotita, moscovita, granate y sillimanita

La sillimanita encontrada podría deberse a metamorfismo de contacto dada su proximidad con el Batolito de Sayago.

La tercera etapa supone un retrometamorfismo con *biotita y moscovita* de nuevo.

El estudio realizado en los niveles calcosilicatados, que inicialmente debían ser margas, revela también un metamorfismo regional de grado medio-alto durante la fase II con la presencia de zoisita, granate, cuarzo, anortita, calcita y vesubiana, siendo esta última un mineral índice del grado medio-alto.

A la fase III se asocia un retrometamorfismo en los niveles calcosilicatados y los minerales anteriores se hacen más estables o se transforman a las nuevas condiciones de presión y temperatura.

En la figura 9 se han sintetizado las diversas asociaciones de metamorfismo y en un diagrama de WINKLER (1976) se observa la evolución del mismo (Fig. 10), además de los pequeños intervalos de presión y temperatura entre el clímax metamórfico y la curva que marca la anatexia. Con ello el metamorfismo asociado a la fase II hercínica es el más probable para que se produzca una fusión parcial en la serie metamórfica, dando así lugar a un fundido ácido.

3. LAS MINERALIZACIONES

3.1. Asociadas al C.E.G.

Los niveles de naturaleza calcosilicatada interestratificados en la serie metamórfica volcánico-sedimentaria del C.E.G., al Sur de Villalcampo, contienen mi-

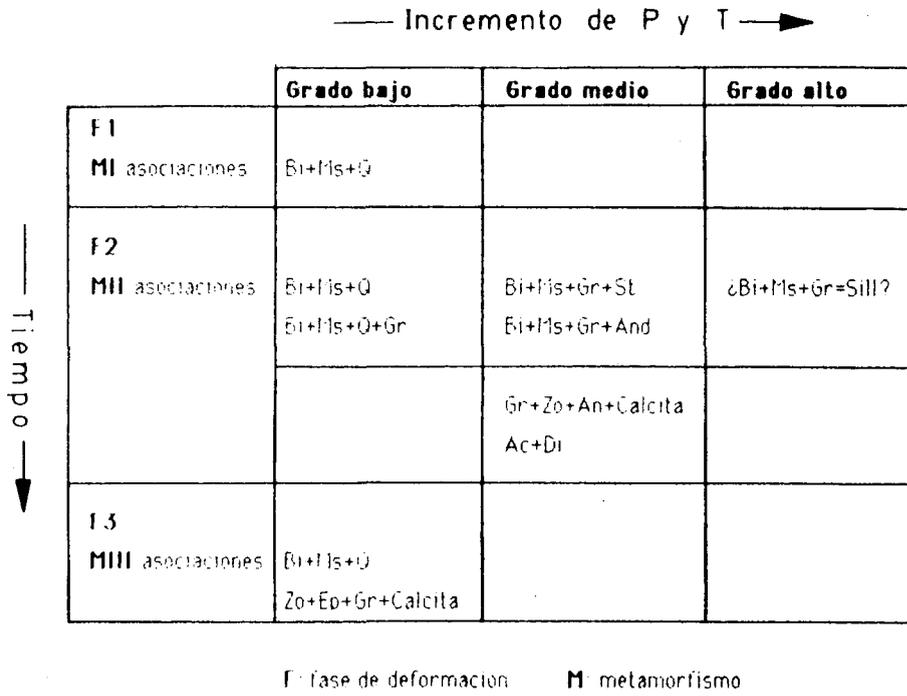


Figura 9. Asociaciones metamórficas de las rocas estudiadas.

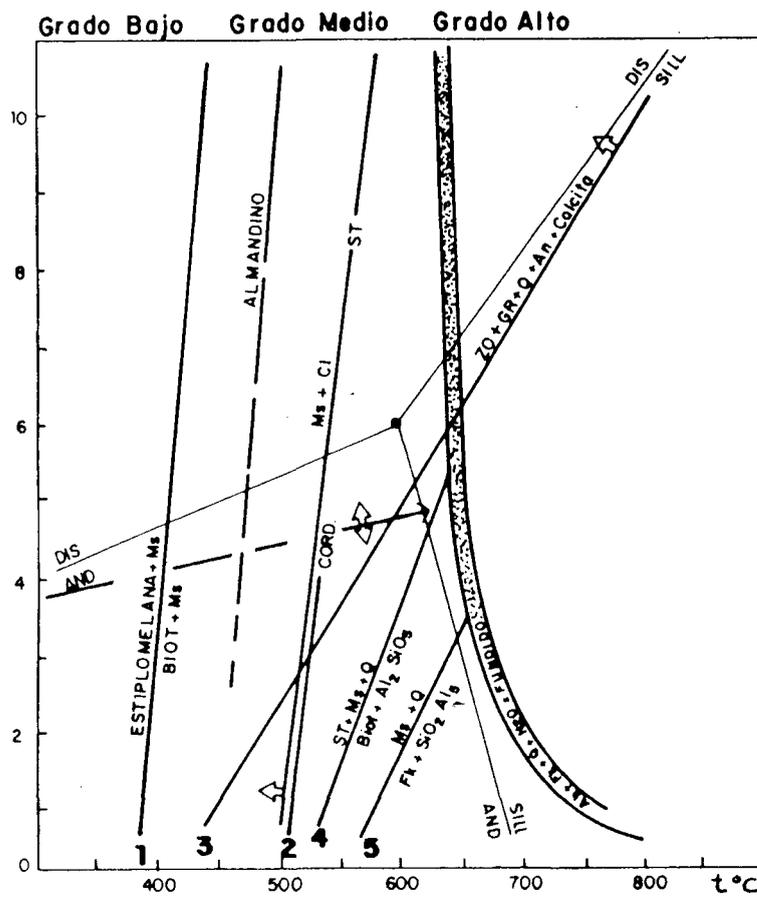


Figura 10. Diagramas de evolución de metamorfismo (basada en WINKLER, 1976).

neralizaciones de Sn, W y P en forma de malayaita y/o casiterita, scheelita y apatito. Presentan longitudes variables y potencias desde unos cm. a varios m. Son concordantes con los esquistos y micaesquistos de C.E.G., marcan la estratificación (S_0), con una dirección N-120°E y un buzamiento de 70 a 80° al Sur. A nivel de afloramiento presentan una estructura compacta, granuda, bandeada y corresponden a sedimentos margosos metamorfizados durante las tres fases de deformación haercínica.

El metamorfismo desarrollado durante la segunda fase de deformación es el que alcanza al grado más alto, durante el cual se desarrolla el bandeo mineralógico tan característico, con la esquistosidad, que se encuentra en el contacto de los esquistos biotíticos con los niveles calcosilicatados, y es producido por las reacciones metamórficas existentes entre los niveles pelíticos y la zona de borde de los margosos.

El contacto de los esquistos biotíticos, dominantes en la zona, con los niveles calcosilicatados se produce de forma gradual. Los esquistos en contacto con ellos, presentan mayor contenido en apatito y grafito que en el resto del área y pasan gradualmente a un nivel rico en anfíbol (actinolita) acompañado de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, apatito, malayaita y/o casiterita. Este nivel anfibólico pasa igualmente, de forma progresiva, a un nivel rico en piroxenos con desarrollo fundamentalmente de diopsido, acompañado de cuarzo, malayaita, plagioclasa, epidota, zoisita, clinozoisita, scheelita y actinolita de forma accesoria. Este nivel piroxénico pasa, por último, al de mineralogía calcosilicatada con desarrollo esencialmente de scheelita acompañada de grossularia, vesubiana, epidota, zoisita/clinozoisita, carbonatos, diópsidos, feldespatos, malayaita, pirita, calcopirita, cobres grises y pirrotina.

Geoquímicamente la transición de los esquistos biotíticos a los niveles calcosilicatados está definida por el incremento en los contenidos de P2O5 y TiO2 en los niveles anfibólicos; los que evidencia la presencia en ellos de malayaita y apatito. El wolframio y el estaño (W, Sn) tienen un comportamiento similar, creciendo de forma gradual desde los esquistos biotíticos a los niveles calcosilicatados, donde se encuentran las mayores concentraciones (Fig. 17).

La presencia de manifestaciones volcánicas de tipo riolítico, dentro del C.E.G., al igual que otras de naturaleza volcánica-sedimentaria (neises microglandulares) pone de manifiesto la existencia de un vulcanismo preordovícico, en la zona de estudio, responsable, probablemente, al igual que en otras mineralizaciones semejantes (PLIMER, 1978 y 1980 y KWAK, 1987), del aporte del Sn, W y P a la cuenca de sedimentación. Por lo tanto, estas mineralizaciones metamórficas son de tipo estratoligado (stratabound), originadas por el metamorfismo de grado medio-alto de sedimentos de composición margosa, en los que el Sn, W y P tendrían un origen volcánico-sedimentario (GIL y MORO, 1989).

3.2. Asociadas al Complejo de Villaseco-Pereruela

Las mineralizaciones de Sn asociadas al Complejo de Villaseco-Pereruela consisten en filones de cuarzo intragraníticos, con casiterita diseminada (Fig. 15), de direcciones N120-130°E y fuertes buzamientos hacia el Sur. Sus dimensiones varían notablemente y son el resultado de la acción combinada entre la silicificación de la zona y la cizalla dextra de Pereruela-Villalcampo, con la que son sintectónicos, según HERNÁNDEZ (1989) y HERNÁNDEZ y MORO (1989).

La casiterita casi siempre está asociada a «hiladas» de moscovita posterior y de aplopegmatita anterior, con alta cantidad de albita. Se presenta en agregados de cristales pequeños idio e hipidiomorfos (Fig. 16), a menudo fracturados o corroidos por cuarzo. Otros minerales que pueden acompañar a la casiterita son las exsoluciones de niobotantalatos, pirita, óxidos de Fe y arsenopirita.

Metalogénicamente el Sn tendría su origen en la serie metamórfica, mediante una fusión parcial de la misma durante la fase II, y, muy posiblemente, en niveles calcosilicatados parecidos a los de Villalcampo que tienen alto contenido de Sn. El considerar que estos últimos son la fuente potencial de las mineralizaciones de casiterita de Villaseco-Pereruela es una idea que proponen autores como NORONHA (1976) para las mineralizaciones de W de Borralha y BAUMAM (1978, 1979) y DILL (1985) para los granitos de Bohemia por citar algunos ejemplos. De todas formas, las ideas actuales (PLIMER 1980, LAZNICKA 1985, MANNING 1985, POLLARD y otros 1987) dan a entender que la mayoría de las mineralizaciones asociadas a los granitos tienen su origen en el encajante de los mismos.

4. EL MODELO GENÉTICO

La hipótesis genética (HERNÁNDEZ, 1989) elaborada para las mineralizaciones de Sn asociadas al Complejo de Villaseco-Pereruela intenta relacionar a estos con las del C.E.G. Está representada en la figura 17 y es la siguiente a modo de historia geológica.

1. En tiempos preordovícicos (Fig. 18a) se deposita una serie marina de pelitas y grauwackas que, debido a la actividad volcánica de aquella época, contiene intercalaciones de rocas volcánicas y niveles exhalativos con Sn, W y P.

2. Posteriormente existe una deformación que afecta a todo lo anterior (Fig. 18b) a la cual se atribuye la discordancia de la base del Ordovícico.

3. Después de la fase I hercínica (Fig. 18c) quedan determinados los pliegues isoclinales vergentes al N y tumbados. En niveles profundos podría producirse un domo magmático debido a la sobrepresión que supone el plegamiento de tal

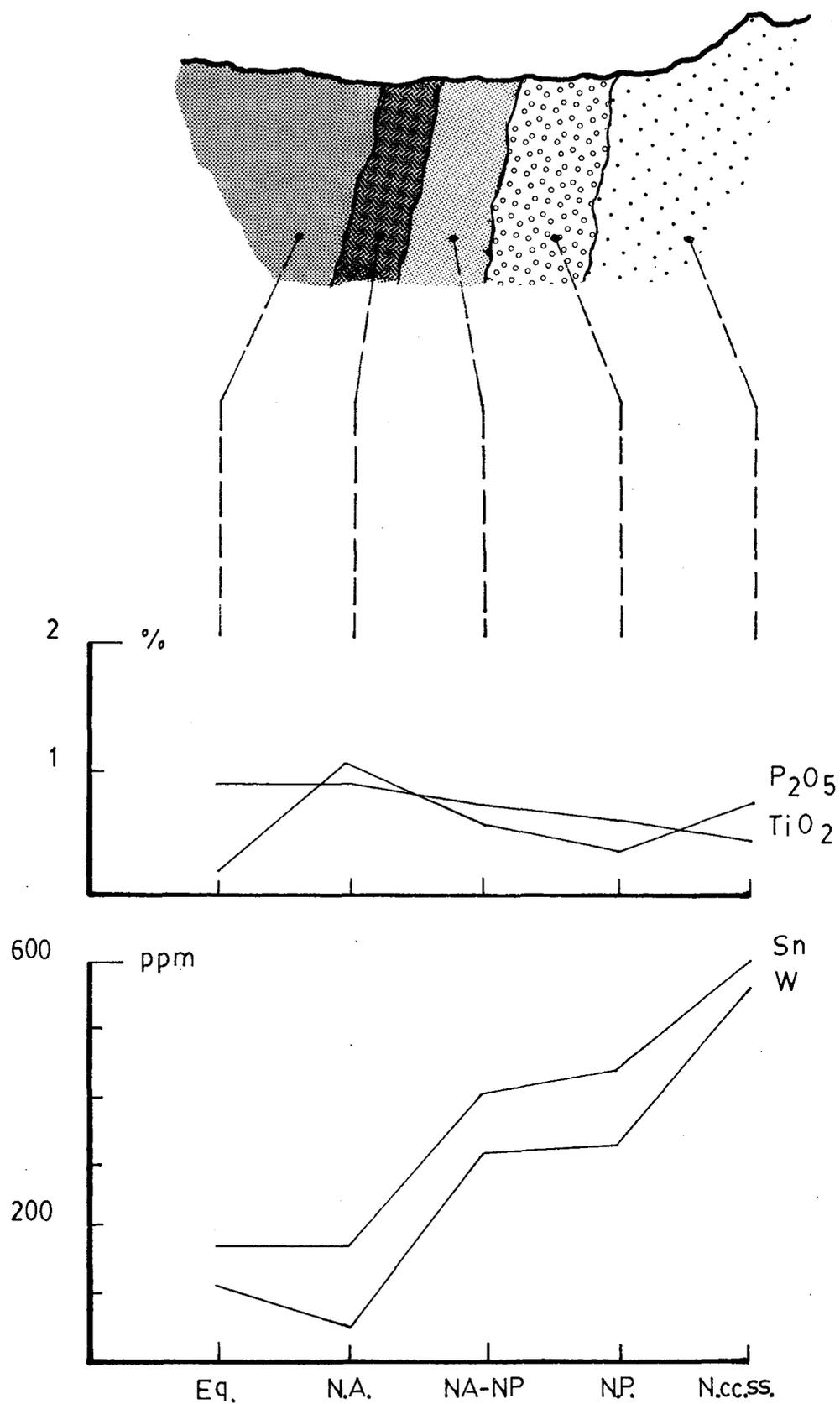


Figura 17. Variación de la concentración de los elementos de la mineralización en las distintas bandas del tránsito del esquistó biotítico a los niveles calcosilicatados. Eq. (esquistó biotítico), N.A. (nivel anfibólico), NA-NP (tránsito del nivel anfibólico al nivel piroxénico), N.P. (nivel piroxénico), N.cc.ss. (nivel calcosilicatado).

modo que el fundido producido daría lugar a rocas ígneas de tipo I en el sentido de CHAPPEL y WHITE (1972).

4. La fase II hercínica (Fig. 18d) daría lugar a cabalgamientos que se corresponden con zonas de cizalla en profundidad. Así mismo esta fase lleva asociado el metamorfismo más alto, por el que podría producirse una anatexia parcial de determinadas litologías de la serie metamórfica, en especial, las de mayor contenido en cuarzo y filosilicatos. Por otro lado, si fuera cierto el domo profundo de la etapa anterior, esta habría ascendido y asimilado el encajante metamórfico, dando lugar de esta forma a un magma de origen mixto (S e I). Se trata, pues, de explicar los dos posibles orígenes del magma, siendo el más probable el primero de ellos.

5. A comienzos de la fase III hercínica (Fig. 18e) el fundido que se está diferenciando, presenta concentración alta de volátiles hacia las partes altas de la cámara magmática, en especial de B, por la cantidad de turmalina encontrada, con lo cual la solubilidad del agua en el magma es mayor y la presión de fluidos en el magma es más alta de lo normal.

6. Durante la fase III hercínica (Fig. 18f) el fundido intruye condicionado por la Antiforma de Villadepera-Pereruela, por la esquistosidad principal y por las sobrepresiones creadas en el magma, dando así lugar a las características formas laminares de los granitos y también a los diques aplopegmatíticos con buzamientos convergentes hacia la superficie topográfica. El cizallamiento dextro y subvertical de Pereruela-Villalcampo, afecta a los granitos, parcialmente consolidados, y removiliza la fase volátil responsable de las alteraciones hidrotermales y de las mineralizaciones de estaño del Complejo de Villaseco-Pereruela.

5. CONCLUSIONES

* Las rocas metamórficas preordovícicas del oeste de Zamora contienen mineralizaciones de W, Sn y P asociadas a niveles calcosilicatados cuyo origen se ha establecido a partir de un fenómeno de tipo exhalativo explicable por la actividad volcánica de aquella época, hipótesis que se ve confirmada además por la presencia de rocas ígneas extrusivas y rocas volcánico-sedimentarias.

* Los granitos del Complejo de Villaseco-Pereruela, muy diferenciados, con altos contenidos en SiO₂ y álcalis en cuanto a elementos mayores, y con fuertes alteraciones hidrotermales tienen su origen más probable en una fusión parcial de la serie metamórfica. Están mineralizados en Sn, y P (casiterita y apatito) y además presentan contenidos geoquímicos anómalos de W.

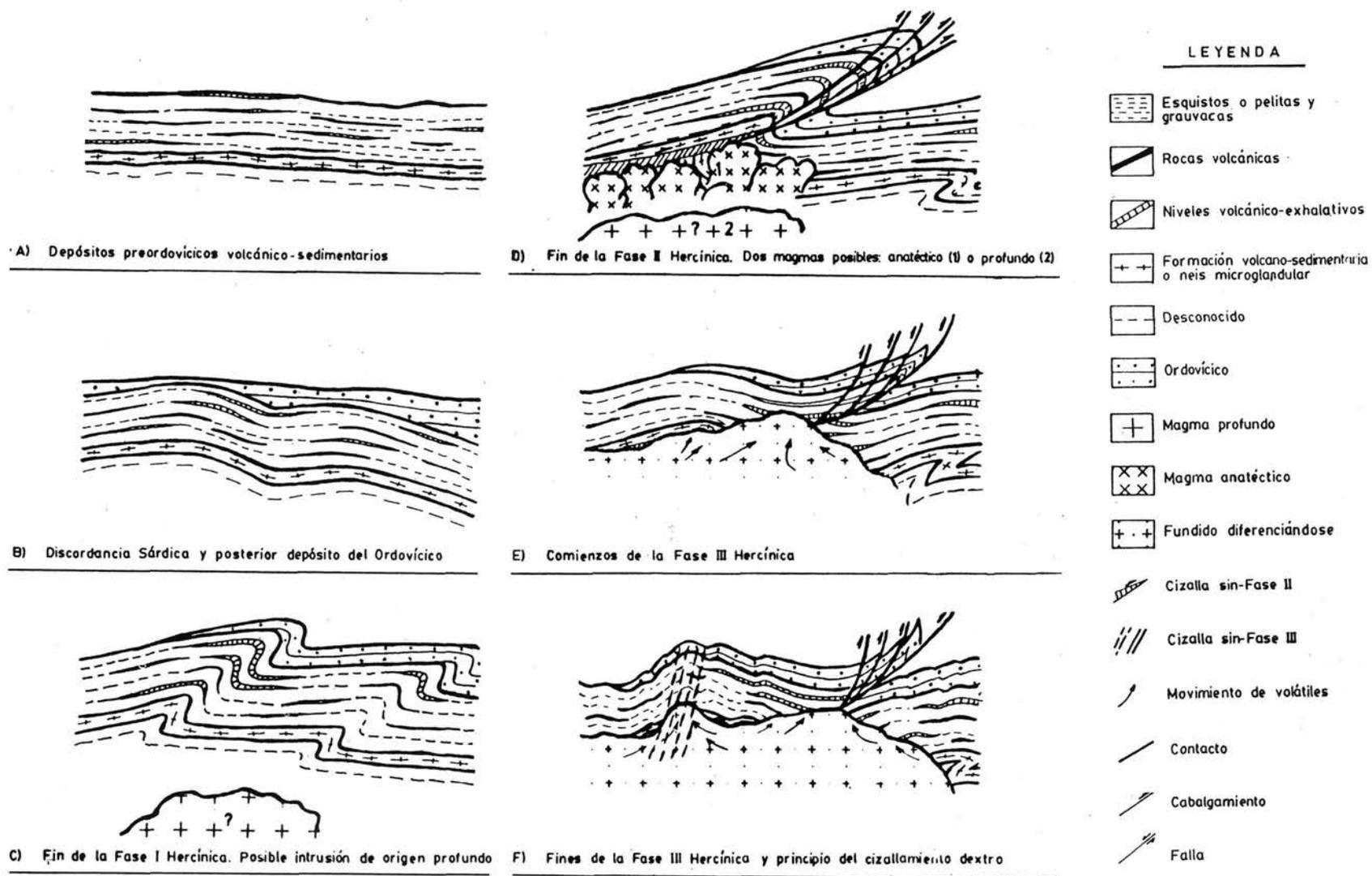


Figura 18. Modelo genético de las mineralizaciones de Sn de Almaraz de Duero.

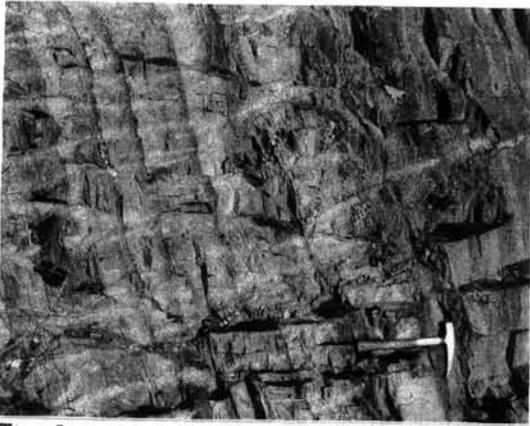


Fig. 2

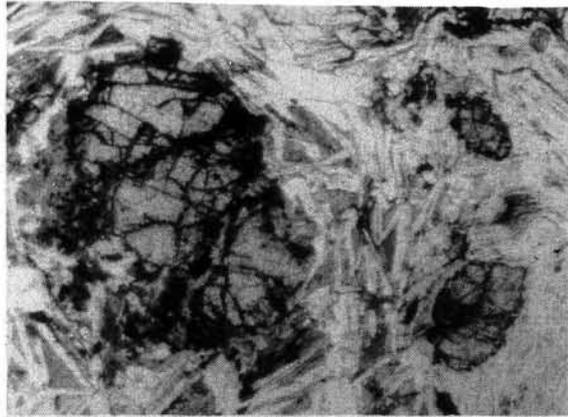


Fig. 3

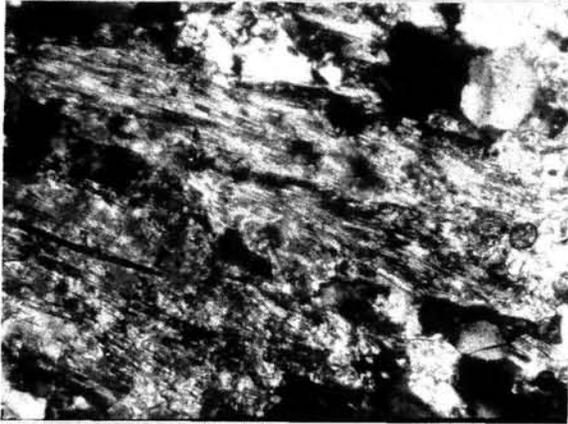


Fig. 4

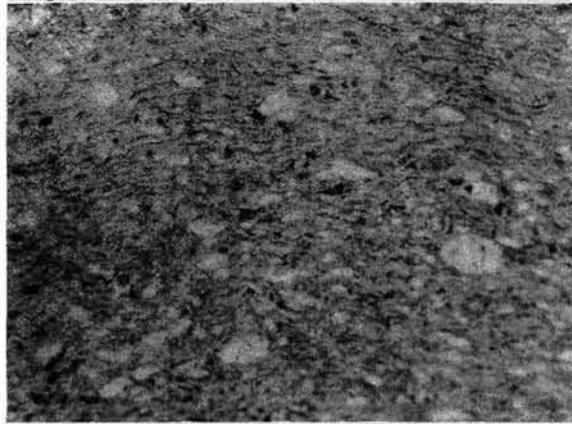


Fig. 5



Fig. 6



Fig. 7

Figura 2. Afloramiento de esquistos.

Figura 3. Estauroлита y granate en los esquistos (LN, NC \times 25).

Figura 4. Sillimanita en los esquistos (LN, NC \times 25).

Figura 5. Neis microglandular.

Figura 6. Aspecto de los niveles calcosilicatados, a veces plegados por la fase II.

Figura 7. Diques leucograníticos. Aspecto de campo.

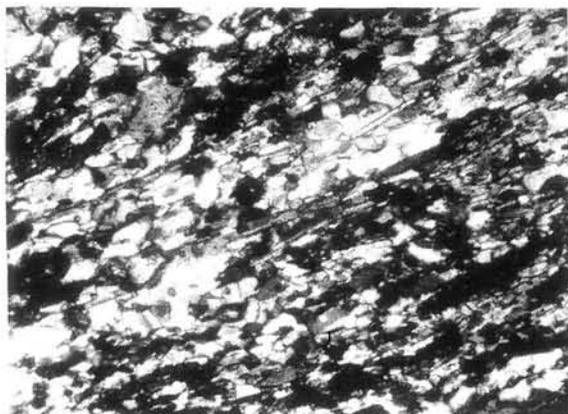


Fig .11

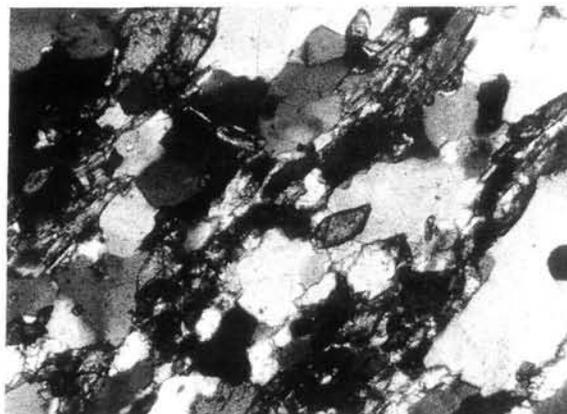


Fig .12

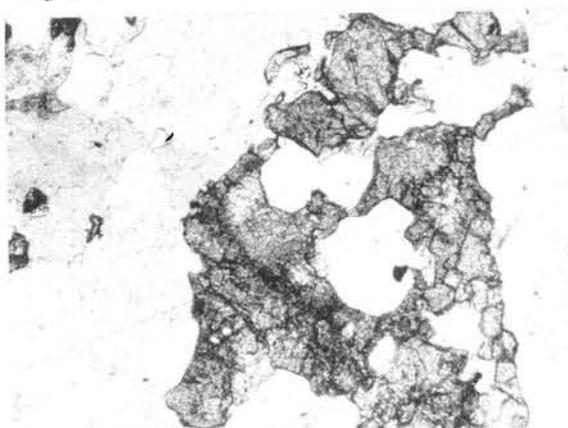


Fig.13

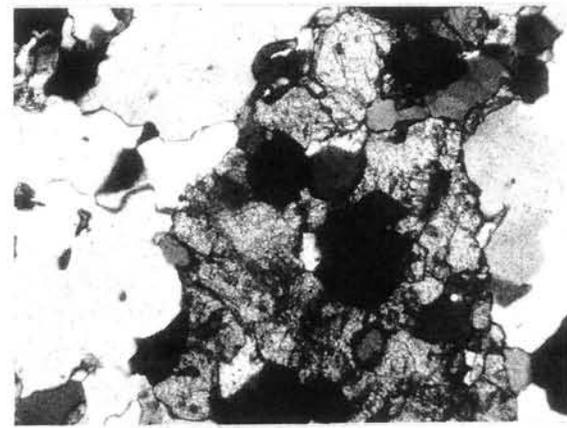


Fig .14



Fig.15

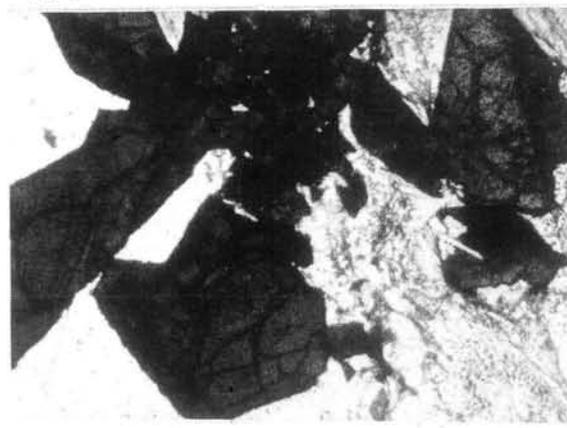


Fig.16

Figura 11. Aspecto del nivel anfibólico de los niveles calcosilicatados al microscopio (LN, NC×10).

Figura 12. Detalle de la foto anterior. NC×25.

Figura 13. y 14. Scheelita en el nivel piroxénico. LN, NC×25.

Figura 15. Agregados de casiterita en un fragmento de un filón de cuarzo.

Figura 16. Casiterita idiomorfa.

* La fuente potencial de Sn, W y P de los granitos del Complejo de Villaseco-Pereruela estaría, a la vista de los dos puntos anteriores, o bien en la anatexia de la serie metamórfica y, con ella, de los niveles calcosilicatados, o bien en la asimilación de los mismos por parte de un fundido de origen profundo que, a medida que asciende, se contaminaría con productos corticales y se diferenciaría. Así pues, el Sn, W y P de los niveles calcosilicatados preordovícicos, parecidos a los del sur de Villalcampo, podría haberse concentrado durante la Orogenia Hercínica en los leucogranitos del Complejo de Villaseco-Pereruela y en las mineralizaciones que estos contienen.

BIBLIOGRAFÍA

- BAUMAN, L. (1978, 1979): Some aspects of mineral deposit formations and the metalogeny of Central Europe. *Verh. Geol., Fnds (1978-1989)* 205-220.
- BODEGA BARAHONA, F. (1982): Fase previa de investigación en el proyecto de investigación «Santa Bárbara» nº 1.355 (Zamora). *Cuad. Lab Xeol. Laxe*, 3, 481-494.
- CHAPPEL, B.W., y WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* 8; 173-174.
- DILL, H. (1985): *Granite related and granite induced ore mineralization in the western edge of Bohemian Massif*. HHP granites, hydrothermal circulation and ore genesis. England 55-70.
- FERNÁNDEZ TURIEL, J.L. (1987): *Aspectos geológicos y metalogenéticos del Batolito de Ricobayo y Complejo de Villaseco-Pereruela y sus mineralizaciones estanníferas asociadas*. Tesis Doctoral Barcelona. 307 págs.
- GIL AGERO, M. (1989): *Geología y metalogenia de las mineralizaciones de W (Sn y P) asociadas a los niveles calcosilicatados del Complejo Esquisto-Grauváquico de Villalcampo (Zamora)*. Tesis de Licenciatura. Salamanca. 115 págs.
- GIL AGERO, M., y MORO BENITO, M.C. (1989): Geología y mineralogía de los niveles calcosilicatados con scheelita interestratificados en el C.E.G. de Villalcampo (Zamora). *Bol. Soc. Española de Min.* Vol. 12-1.
- HERNÁNDEZ SÁNCHEZ, M.E. (1989): *Tipología y origen de las mineralizaciones de Sn asociadas al Complejo granítico-metamórfico de Villaseco-Pereruela*. Tesis de Licenciatura. Salamanca. 131 págs.
- HERNÁNDEZ SÁNCHEZ, M.E., y MORO BENITO, M.C. (1989): Las mineralizaciones de Sn asociadas a una zona de cizalla dextra en el Complejo Granítico-Metamórfico de Villaseco-Pereruela (Zamora). *Bol. Soc. Española Min.* Vol. 12-1.
- JULIVERT, J.M., FONTBOTÉ, J.M., RIBEIRO, A., y NABAIS CONDE, L.E. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1:1 000 000, Memoria Explicativa. 113 págs. (1974). IGME.

- LAZNICKA, P. (1985): *Empirical Metallogeny Depositional Environments Lithologic Associations and Metallic Ores*. Vol. 1: Phanerozoic Environments Associations and Deposits. Part. B Ed. Elsevier. 1.001 p.
- LÓPEZ PLAZA, M., y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1988): *Síntesis estructural de los granitoides Hercínicos del Macizo Hespérico*. En Libro Homenaje a L.C. García Figuerola, 195-210.
- MANNING, D.C.A. (1985): *Comparison of influence of magmatic water on form of granites hosted Sn-W deposit and associated tourmalinization from Thailand and South-west England*. IN HHP granites, hydrothermal circulation and ore genesis. England 203-212.
- MATTE, P. (1986): La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. France*, 1986(8) 2(1); 9-24.
- NORONHA, F. (1976): Niveaux à scheelite dans la zone tungstifère de Borralha. Leur importance métallogénique. *Publ. Mus. Lab. Miner. Fac. Ci. Porto*. 21 pág.
- PICHAVENT, M. (1981): An experimental study of the effect of boron in water saturated haplogranite at 1Kbar vapor pressure. Geological applications. *Contrib. Min. Petrology*, 76; 430-439.
- PICHAVENT, M., y MANNING, D. (1984): Petrogenesis of tourmaline granites: the contribution of experimental data. *Phys. Earth Planet, Int* 35; 31-50.
- PLIMER, I.R. (1980): Exhalative Sn y W deposits associated with mafic volcanism as precursors Sn and W deposits associated with granites. *Mineralum Deposita*, 15; 275-289.
- PLIMER, I.R. (1987c): The association of tourmalinite with stratiform scheelite deposits. *Mineralum Deposita*, 22; 282-291.
- POLLARD, P.J., PICHAVENT, M., y CHAROY, B. (1987): Contrasting evolution of fluorine and boron-rich systems. *Mineralum Deposita*, 22; 315-321.
- QUIROGA, J.L. (1981): Estudio geológico del Paleozoico del Oeste de Zamora (Alba y Alister). Tesis Doctoral. Oviedo. 210 págs.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill Book Co New York. 568 p.
- RIBEIRO, A. (1974): Contribution à l'étude de Tras-os-Montes oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24 (N.s.) 168 p.
- WINKLER, H.G. (1976): *Petrogénesis de Rocas Metamórficas*. 4ª ed. H. Blume Ediciones 346 págs.

Recibido el 25-Septiembre-1989

Aceptado el 12-Febrero-1990