

GENESIS DE UNA MINERALIZACION ASOCIADA A UNA CUPULA GRANITICA: EL YACIMIENTO DE ESTAÑO DE GOLPEJAS (SALAMANCA).

Arribas A.^(*), Gonzalo F.^(**), Iglesias M.^(**)

(*) Departamento de Geología y Mineralogía. Universidad de Salamanca

(**) Minera del Duero S.A., Avda. Portugal 106, Salamanca

Resumen

El yacimiento estannífero de Golpejas está constituido por varias láminas de un microgranito albítico que da lugar a estructuras más o menos circulares y atraviesa materiales del complejo esquistó-grauváquico y de las series suprayacentes ordovícicas y silúricas situadas 20 k. al oeste de Salamanca.

Los minerales que constituyen el yacimiento --casiterita y columbo-tantalita-- aparecen dentro de los granitos, unas veces diseminados, caso más frecuente, otras en filones de cuarzo que contienen anbligonita y sulfuros de Cu, Sn, Zn, Ag y Bi.

Los leucogranitos albíticos se originaron en la etapa final de cristalización de un magma muy diferenciado que hizo intrusión en niveles muy elevados de la corteza. Su formación sería una consecuencia de la probable existencia en profundidad de una cúpula granítica que se emplazó durante la segunda fase de deformación hercínica.

Summary

The Golpejas tin deposit consists of several sheets of albite microgranites, more or less circular in shape, that intersect rock materials of the schist-graywacke complex and the overlying Ordovician and Silurian metasediments.

Most frequently, the minerals making up the deposit --cassiterite and columbite-tantalite-- are disseminated in the granite, but occasionally they also occur in intragranitic quartz veins containing ambligonite and Cu, Sn, Zn, Ag and Bi sulphides.

The albite leucogranites were generated during the final crystallization stage of a highly differentiated magma. They were intruded at a relatively shallow level following the emplacement in depth of a granitic cupola during the second Hercynian, tectonic phase.

1. INTRODUCCION

El yacimiento estannífero de Golpejas se encuentra situado junto al pueblo de este nombre, en la mitad septentrional de la provincia de Salamanca, 22 km. al oeste de la capital y junto al k. 21 de la carretera que va desde Salamanca al Muelle de la Fregeneda (Fig. 1).

Desde el punto de vista geológico, el yacimiento se encuentra en la Zona

Centro-Ibérica de JULIVERT y otros (1974), o en la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1950), en las inmediaciones del borde SO de la cuenca terciaria del Duero, en la zona donde ésta se une con la fosa de Ciudad Rodrigo.

La mineralización está asociada con varias láminas de leucogranito albítico que contienen casiterita y columbo-tantalita. La formación de estas láminas --que tienen una estructura más o menos circular, con sus contactos buzando siempre hacia el exterior-- está relacionada con la probable existencia en profundidad de una cúpula granítica que se emplazó durante la segunda fase de deformación hercínica. Estas láminas se intruyeron en niveles elevados de la corteza, en materiales del complejo esquisto-grauwáquico y series suprayacentes de edad ordovícica y silúrica, cuya existencia, no bien definida en esta zona, se determina por primera vez en este trabajo.

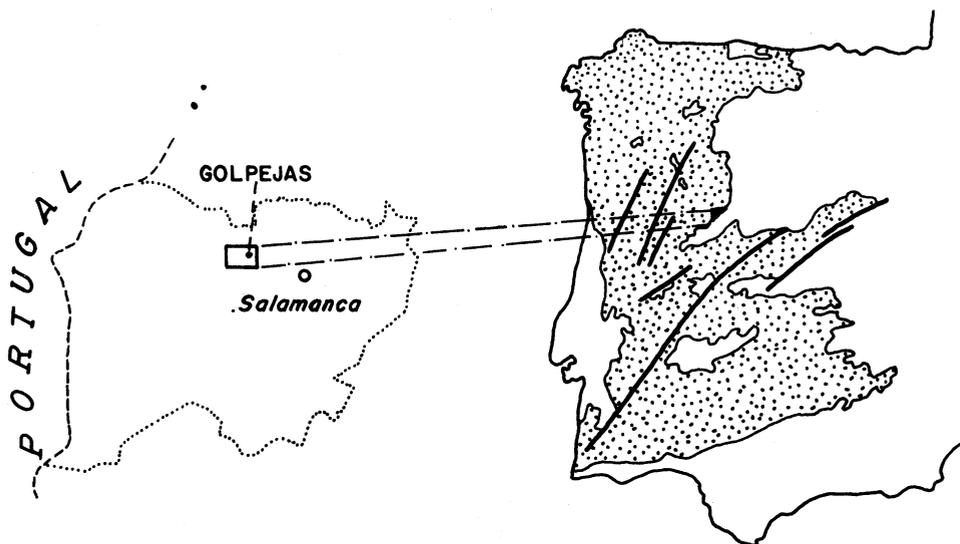


Fig. 1. Localización de la zona estudiada

La casiterita y columbo-tantalita están diseminadas en el microgranito albítico, cuya formación tuvo lugar durante las etapas finales de cristalización de un magma muy evolucionado. Posteriormente a su emplazamiento, el microgranito sufrió sendos procesos de greisenización y caolinización hidrotermal que

contribuyeron, respectivamente, a aumentar la concentración de los minerales de Sn, Nb y Ta, y el grado de alteración de las rocas encajantes, todo lo cual ha venido a facilitar la explotación del yacimiento. Por otra parte, la existencia de estos fenómenos de alteración solapados hace muy difícil interpretar los procesos geoquímicos, ya que aquellos han conducido a una gran dispersión de los valores. No obstante, es evidente la existencia de un enriquecimiento en elementos tales como Sn, Ta, Nb, F, Be, Cs, Rb, Zn y W, así como en P y Al.

Las explotaciones actuales, en las que se benefician tanto la casiterita como la columbo-tantalita, comenzaron hace 16 años, habiéndose tratado desde entonces 5×10^6 Tm. de mineral.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. ROCAS METAMORFICAS

En el área estudiada se han podido distinguir las siguientes unidades estratigráficas (Figs. 2 y 3):

Formación de Aldeatejada (DIEZ BALDA y otros, 1977, y DIEZ BALDA, 1980)

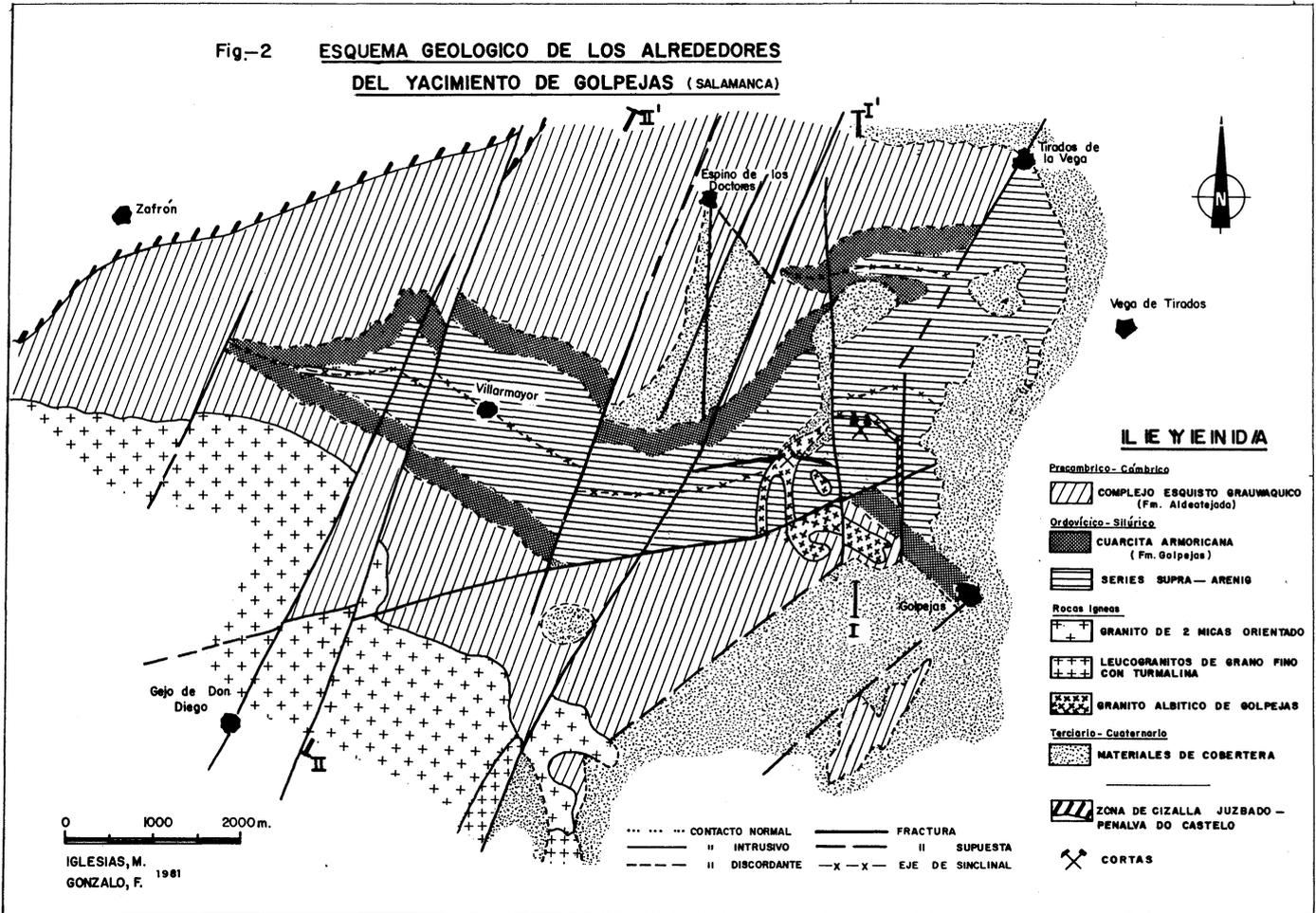
Formación Golpejas

Formación Villarmayor

2.1.1. FORMACION DE ALDEATEJADA

Está constituida por una alternancia de niveles pelíticos, más o menos arenosos, y de cuarcitas y grauwacas que forman bancos de hasta 50 cm. de espesor. Los niveles más pelíticos presentan frecuentemente laminación paralela, mientras que los cuarcíticos muestran estratificación graduada en las zonas que han sufrido menos deformación y metamorfismo. Moscovita, sericita y cuarzo son los minerales esenciales de las pizarras y esquistos, con desarrollo de

Fig.-2 **ESQUEMA GEOLOGICO DE LOS ALREDORES
DEL YACIMIENTO DE GOLPEJAS (SALAMANCA)**



clorita y biotita en las zonas más metamórficas. Entre los minerales accesorios, los más importantes son apatito, turmalina, rutilo, plagioclasa, microclina y opacos. Las cuarcitas, generalmente feldespáticas, están constituidas por cuarzo, plagioclasa, microclina y sericita, siendo los minerales accesorios los mismos que los de las intercalaciones pelíticas.

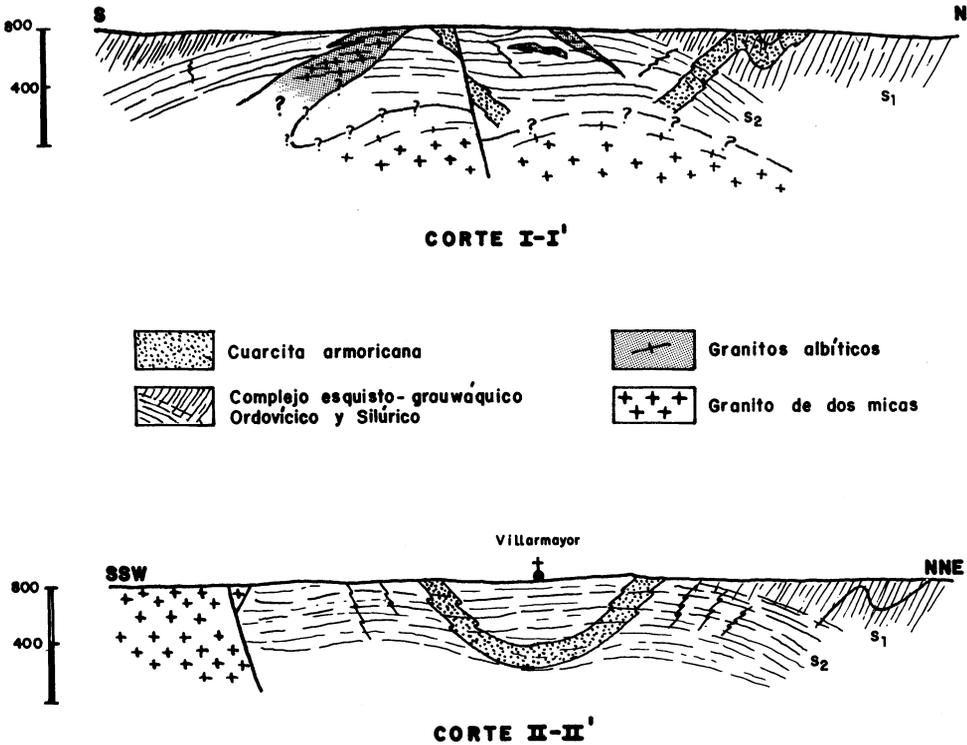


Fig. 3. Cortes geológicos entre Villarmayor y Golpejas

Ocasionalmente, hacia el sur, aparecen en la serie lentejones de cuarcitas anfibólicas y rocas calcosilicatadas formadas por cuarzo, carbonatos, anfíbol y plagioclasas, como minerales esenciales, y esfena, apatito, granates y scheelita, como accesorios (ARRIBAS, 1979). El espesor visible de toda esta forma -

ción es superior a los 500 metros.

2.1.2. FORMACION GOLPEJAS

Se ha dado este nombre al conjunto de capas de cuarcita, de hasta 1 m. de espesor, que, con delgadas intercalaciones pelíticas, afloran junto a dicha localidad. Hacia la base, los niveles pelíticos presentan colores rojizos. Hacia el techo, los niveles pelíticos se hacen más importantes, llegando a medir hasta 15 cm, mientras que los cuarcíticos no sobrepasan los 30 cm. de potencia. No se han encontrado niveles conglomeráticos y las estratificaciones cruzadas son frecuentes en los bancos de cuarcita.

Las cuarcitas están formadas por granos de cuarzo recristalizado, con escasa matriz sericítica y algo de moscovita; como accesorios, son frecuentes el apatito y circón. Las pizarras están constituidas por cuarzo, moscovita, sericita y localmente andalucita, y biotita en las zonas de mayor metamorfismo. Se han encontrado restos de *Cruciana* inclasificables en el tramo intermedio. En las alternancias de cuarcitas y pizarras situadas a niveles más altos, en la localidad de Villarmayor, la presencia de *Dydimograptus sp.* (cf. JIMENEZ, 1981) ha permitido confirmar la edad ordovícica de esta formación, asimilable a la cuarcita armoricana ya descrita en otras zonas adyacentes (MARTINEZ-GARCIA y NICOLAU, 1973); GARCIA DE FIGUEROLA, 1971; ROLZ, 1975; OBREGON, 1972). El flanco sur del sinclinal de Villarmayor sería el equivalente de las cuarcitas de Los Montalvos (OBREGON, 1972, y MARTINEZ-GARCIA y NICOLAU, 1973). El espesor de este conjunto que reposa discordante sobre el complejo esquisto-grauwaquico, se estima en unos 100 metros.

2.1.3. FORMACION VILLARMAYOR

Bajo este nombre se han agrupado tres conjuntos que, aunque litológicamente

son muy distintos, no se han podido cartografiar con detalle dada la escasez de alforamientos.

Por encima de las cuarcitas del Ordovícico inferior, reposa un conjunto monótono de pizarras grís-azuladas que, de acuerdo con algunos autores (JIMENEZ y SAAVEDRA, 1971, y ROLZ, 1975) se pueden considerar del Llandeilo.

Finalmente, en el núcleo del sinclinal de Villarmayor aparecen pizarras negras ampelíticas, con intercalaciones centimétricas de liditas y cuarcitas, que se consideran como de edad silúrica por comparación con las de otras áreas (JIMENEZ y SAAVEDRA, 1971; GARCIA DE FIGUEROA, 1971; ROLZ, 1975).

En la corta oeste de la mina, en dirección hacia Villarmayor, aparentemente por encima de las pizarras grís-azuladas de edad Llandeilo y por debajo de la formación con ampelitas y liditas, aflora un conjunto de esquistos o pizarras con cantos similar a los descritos en otros puntos de la zona Centro-Ibérica (ROBARDET y otros, 1979; ROBARDET, 1980; IGLESIAS y ROBARDET, 1979). Los cantos, subredondeados a redondeados, con tamaños que varían de unos pocos milímetros a 7 cm., son de cuarcita o cuarzo y están englobados en una matriz de sericita, moscovita y cuarzo. Algunos granos de cuarzo tienen aspecto porfídico, con bordes de corrosión, lo que podría indicar un origen en parte volcánico.

La escasa continuidad lateral de este conjunto y las variaciones de espesor observadas en las pizarras grís-azuladas, se debe probablemente a la posición discordante de los materiales silúricos. En cualquier caso, el nombre de la Formación Villarmayor debe reservarse al conjunto de pizarras ampelíticas y liditas de probable edad silúrica. Por ello y para mayor claridad, en el mapa de la Fig. 2 no se han diferenciado nada más que las formaciones Aldeatejada y Golpejas, agrupándose en una sola unidad todos los terrenos situados por encima de las cuarcitas y pizarras de edad Arenig y Llanvirn.

2.2. MATERIALES DE COBERTERA

Los materiales del Terciario y Cuaternario, que son objeto de estudio por el Departamento de Geomorfología de la Universidad de Salamanca, están formados únicamente por sedimentos detríticos, por lo que, siendo irrelevantes para el objetivo de este trabajo, se han representado conjuntamente en la cartografía.

3. ROCAS IGNEAS

La zona estudiada se encuentra situada dentro de un pequeño dominio metamórfico flanqueado, tanto por el norte como por el sur, por las extensas formaciones graníticas que ocupan el Centro-Oeste de la provincia.

3.1. GRANITOS DE LA ZONA NORTE

Al NO de la zona estudiada se encuentra el plutón de Ledesma y los granitos con él asociados, los cuales han sido descritos desde el punto de vista estructural por LOPEZ PLAZA (1980). En la parte más próxima a Golpejas, afloran granitos heterogéneos, metatexíticos, granitos de grano fino, leucogranitos, y granitos moscovíticos. Todos están muy tectonizados, ya que han sido afectados por la zona de cizalla de Traguntia-Juzbado (GARCIA DE FIGUEROLA y PARGA, 1968); IGLESIAS y RIBEIRO, 1981).

3.2. GRANITOS DE LA ZONA SUR

En la zona sur existe igualmente una gran variedad de facies graníticas que han sido estudiadas para el I.G.M.E. (1979) por el Depto. de Geología y Minerología de la Universidad de Salamanca. Se trata fundamentalmente de granitos de dos micas muy deformados, leucogranitos moscovitizados y turmalinizados, y granodioritas tardías. Sus características petrográficas han permitido clasi-

ficarlos en dos grandes grupos.

3.2.1. GRANITOS DE DOS MICAS

Muy deformados, muestran sobre el terreno una fábrica planar o planolinear que, al microscopio, resulta ser una deformación cataclástica.

Estos granitos tienen dos tipos de plagioclasas: uno, con la composición de una oligoclasa contiene del 25 al 30% de an.; el otro, tardío, tiene una composición albitica. El feldespato potásico es principalmente microclina, la cual se presenta en grandes cristales con textura peritítica. La biotita es más abundante que la moscovita. Los fenómenos cataclásticos, muy importantes, han dado lugar a deformaciones, roturas, y recristalización de los minerales. Estos granitos presentan una moscovitización y turmalinización muy importantes en el borde norte.

3.2.2. LEUCOGRANITOS DE GRANO FINO CON TURMALINA

Como los anteriores, están también orientados, y corresponden a facies muy evolucionadas que se presentan en masas, diques o cuerpos laminares de grano fino y bastante homogéneos en su composición. Los minerales esenciales son cuarzo, albita u oligoclasa, microclina y moscovita, con turmalina muy abundante.

3.3. GRANITO ALBITICO DE GOLPEJAS

Se denomina así al conjunto de leucogranitos albiticos existentes en la zona del yacimiento. La lámina granítica que aflora al norte está compuesta fundamentalmente por plagioclasas albitica, moscovita y cuarzo. La proporción de estos tres componentes es variable, presentando unas veces solamente albita y moscovita (Fig. 4), otras veces cuarzo y moscovita (Fig. 5), y otras los tres minerales en diversa proporción, pero constituyendo frecuentemente la albita



Fig. 4. (Go 44, LP, x 25). La mayoría de los microgranitos albíticos están constituidos casi exclusivamente por plagioclasa sódica y moscovita idiomorfas.

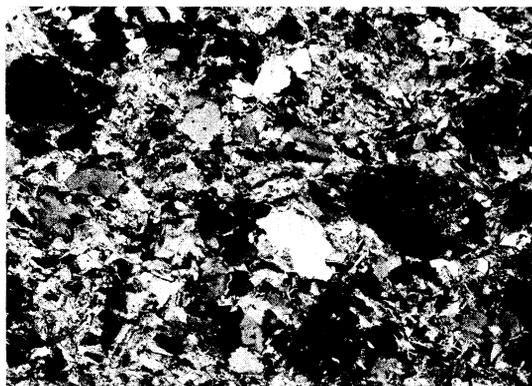


Fig. 5. (Go 28, LP, x 25). Aspecto del greisen cuarzo-moscovítico que sustituye a las albitas en numerosas zonas del yacimiento.



Fig. 6. (Go 101, LN, x 25). El feldespato potásico de los granitos albíticos --grís oscuro, en el centro de la figura-- es tardío, ya que rodea a los cristales idiomorfos de albita, éstos fuertemente orientados.

más del 80% de la roca. El feldespato potásico, en forma de microclina, aparece en pequeña cantidad y está muy caolinizado.

En la parte sur, el granito contiene mayor cantidad de microclina, ésta muy caolinizada, y las plagioclasas son más básicas, oligoclasa ú oligoclasa ácida. Además, tal y como se puede apreciar en la Fig. 4, la albita es siempre idiomorfa y presenta caracteres de cristalización primaria, no observándose ningún fenómeno de albitización tardía. Por el contrario, la cristalización del feldespato potásico y del cuarzo es posterior a la de la albita y moscovita (Fig. 6), y casiterita (Fig. 7), fenómeno que es semejante al descrito por AUBERT (1969) en los yacimientos de Montebrias y Echassières.

Como minerales accesorios, la roca contiene apatito, turmalina, circón, berilo y topacio, además de rutilo, casiterita, columbo-tantalita y tapiolita. Hay además, óxidos de hierro, tales como hematites y geothita, y sulfuros, principalmente pirita y algo de calcopirita y arsenopirita.

4. METAMORFISMO

Existen dos fases de metamorfismo regional. La primera, de grado medio, ha dado lugar a la cristalización de la biotita, mientras que la segunda, de bajo grado, ha producido un retrometamorfismo que ha conducido a la cloritización de aquel mineral.

Por lo que se refiere al metamorfismo de contacto, éste se desarrolló principalmente en los esquistos situados en las proximidades del yacimiento, en los que dió lugar al crecimiento de cristales de cordierita o andalucita (Fig. 8) que contienen a los planos S_2 y que están afectados por la S_3 de crenulación, lo que induce a pensar que el emplazamiento de los plutones profundos se produjo durante o después de la fase II.

5. TECTONICA

Hasta tres fases de plegamiento han sido reconocidas en la región (Fig. 3). La primera dió lugar a grandes estructuras, tales como el sinclinal de Villarmayor, cuyos pliegues, de plano axial subvertical, presentan direcciones que varían de $N 70^\circ$ a $130^\circ E$. Según su proximidad a la zona de cizalla Juzbado - Penalva do Castelo (GARCIA DE FIGUEROLA y PARGA, 1968, e IGLESIAS y RIBEIRO, 1981). Estos pliegues, cuyos ejes buzan ligeramente hacia el este, sin sobrepasar los 10° , llevan asociada una esquistosidad de flujo que varía de la misma forma que lo hacen los pliegues, es decir, con tendencia a orientarse paralelamente a la zona de cizallas, en las proximidades de esta última. Sobre la esquistosidad de la primera fase se observa además una lineación de estiramiento que es paralela a la de intersección.

La segunda fase produjo pliegues de plano axial subhorizontal cuya geometría varía con la intensidad de la deformación, ya que, de isoclinales, pasan a ser muy abiertos en las zonas menos deformadas. Además, la dirección de los ejes, que son subhorizontales, cambia de $N 70^\circ$ a $130^\circ E$ de acuerdo con la orientación de S_0 y S_1 .

La simetría de los pliegues depende también de la posición de S_0 . Así, en el flanco norte del sinclinal de Villarmayor (Fig. 9), aquellos vergen hacia el sur, mientras que en el flanco sur lo hacen hacia el norte. Es decir que, en ambos casos, la vergencia es hacia el centro del sinclinal.

Algunas de las estructuras decamétricas debidas a la segunda fase de deformación son bien visibles en la fotografía aérea, especialmente al NO de Villarmayor y SO de Zafrón, en donde claramente deforman a los materiales de la zona de cizalla Juzbado - Penalva do Castelo (GARCIA DE FIGUEROLA y PARGA, 1968, e IGLESIAS y RIBEIRO, 1981). Los pliegues de esta fase van acompaña-



Fig. 7. (Go 83, NC, x 25). El cuarzo, tardío y con extinción ondulante, rodea a los cristales de albita, moscovita y casiterita, ésta última en la parte superior de la fotografía.



Fig. 8. Cristales de andalucita creciendo desorientados sobre S_2 en las proximidades de Golpejas.



Fig. 9. Aspecto de los pliegues de la segunda fase de deformación en los niveles cuarcíticos del Llanvirniense, al NO de Villarmayor. El N está a la derecha de la fotografía.

dos de una esquistosidad que puede presentarse como una débil crenulación o llegar a transponer totalmente la S_1 , hecho que es particularmente evidente en los alrededores de la mina.

A la segunda fase de debe también la fuerte orientación que presenta el granito albítico de Golpejas (Fig. 10). Y aunque esta foliación parece haber sido horizontal, no se descarta la posibilidad --si bien no hay por ahora argumentos decisivos que lo prueben-- de que aquella hubiera podido tener originalmente forma alabeada (Fig. 3), lo que, como se discute más adelante, podría ser atribuido a la geometría de la cúpula granítica que parece haber provocado la deformación.

El límite norte de la zona afectada por la segunda fase tectónica está relativamente bien definido por una línea que, en dirección aproximada $N 100^\circ E$, va desde Zafrón, al oeste, hasta un punto situado al norte y a menos de 1 k. de distancia de la corta norte de la mina de Golpejas. Por el sur, los granitos de dos micas, posteriores a la segunda fase tectónica, impiden determinar la extensión de aquella zona.

Una tercera fase, de escasa entidad en la zona, deforma las estructuras anteriores según pliegues muy abiertos, de dirección $N 100^\circ E$, que pueden producir una débil esquistosidad de crenulación.

La tectónica de fractura, igualmente polifásica, que comenzó en épocas tardihercínicas, dió lugar a fallas de dirección $N 30^\circ$ a $80^\circ E$, que han sido cicatrizadas a veces por filones de cuarzo. Posteriormente y hasta épocas muy recientes, estos accidentes han actuado como fallas normales, configurando, primero la geometría de las cuencas terciarias, y dislocándolas después. La fracturación intra y post-terciaria está actualmente en curso de estudio.

6. GEOMETRIA Y ESTRUCTURA DE LOS GRANITOS MINERALIZADOS

Un accidente tectónico, de dirección aproximada N 80° E, divide al coto minero en dos zonas muy diferentes. Al norte, donde está la zona explotada, el granito se presenta como una lámina (Fig. 11) que intruye los esquistos ordovícico-silúricos del sinclinal de Villarmayor. Esta lámina tiene un espesor medio de 25 m y dibuja una estructura braquianticlinal que se interrumpe al sur por dicho accidente. Los buzamientos de la lámina hacia el oeste, norte y este son todos hacia el exterior, y no superan en ningún caso los 45°. El contacto de este cuerpo intrusivo con los esquistos del techo se hace por intermedio de un greisen cuya potencia varía desde unos pocos milímetros, a 20 cm y que, en la zona apical se transformaba en un quartzglocke hoy prácticamente erosionado. Al sur, los granitos, que presentan características petrográficas algo diferentes y están más débilmente mineralizados, penetraron en los esquistos y grauwacas infra-ordovícicos del flanco sur del sinclinal de Villarmayor.

En ambas zonas, los granitos albiticos presentan una foliación subhorizontal que atraviesa el contacto con los esquistos y que coincide con la S_2 de las rocas encajantes (Fig. 12). Una débil lineación, de dirección aproximada N-S, es visible sobre esta foliación. Otro rasgo característico de esta foliación es la presencia en ella de cizallas dúctiles, conjugadas y normales, de dirección entre N 65° y 90° y cuyo buzamiento, al norte o al sur, varía de 30° a subvertical. El ángulo entre dos cizallas conjugadas es, en el mismo punto, algo mayor de 90°, siendo la foliación la bisectriz del ángulo agudo, y tendiendo aquélla a reorientarse paralelamente a, y en la proximidad de, las microcizallas (Fig. 10).

La presencia de las cizallas conjugadas (Fig. 13) permite deducir la existencia de una dirección de acortamiento próxima a la vertical que habría dado lugar a la foliación y esquistosidad de la segunda fase de deformación y que

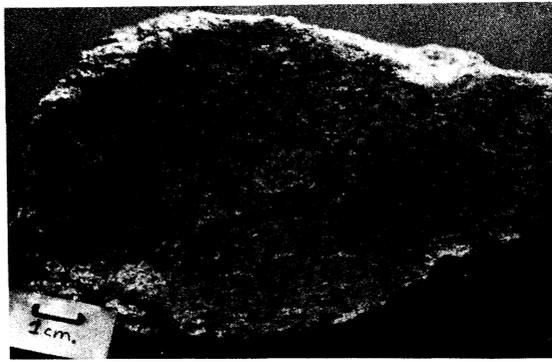


Fig. 10. Aspecto de la foliación subhorizontal, en este caso, paralela al borde de la figura, y de las cizallas normales, conjugadas, del leucogranito mineralizado.

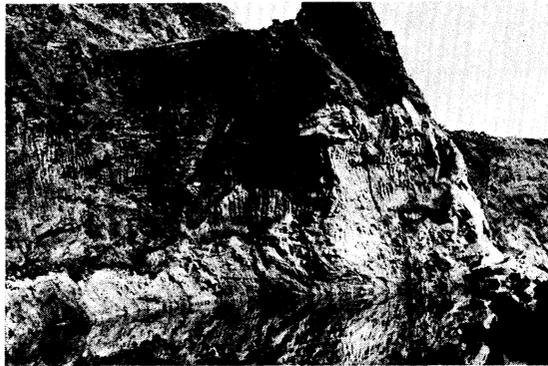
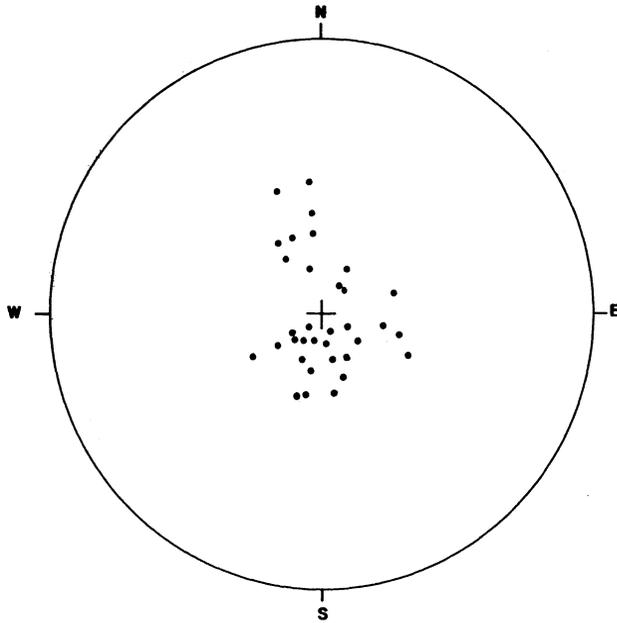


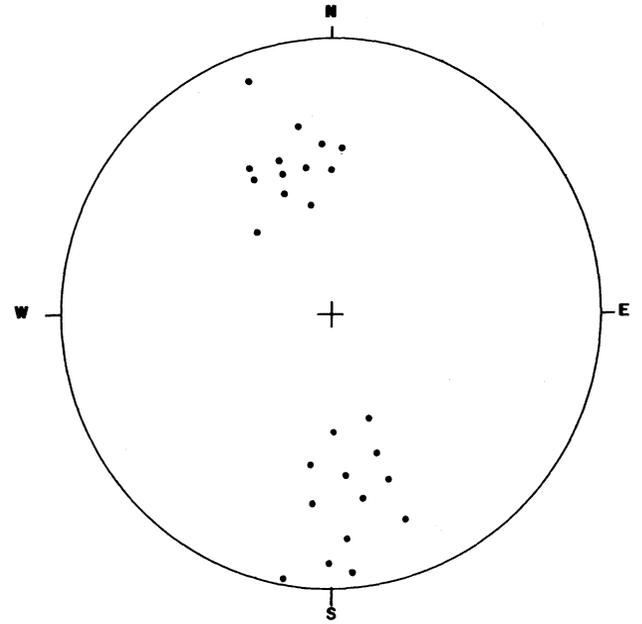
Fig. 11. Contacto intrusivo de la lámina de granito albítico, abajo, y los esquistos, arriba, en la Corta Norte de Golpejas.



Fig. 12. Detalle del contacto entre el granito mineralizado, izquierda, y los esquistos, derecha. En este caso, el contacto va asociado con una zona de cizalla que afecta tanto al granito como a la roca encajante. La foliación y la esquistosidad son subhorizontales. El N está a la derecha de la figura.



POLOS S₂ EN GRANITO Y ENCAJANTE EN LAS CORTAS DE LA MINA.



POLOS PLANOS DE CIZALLA EN GRANITOS ALBITICOS EN LAS CORTAS DE LA MINA

Fig.- 13

afecta tanto a las láminas granítica (Fig. 14) como a las rocas metamórficas encajantes.

Por lo que se refiere al origen de estas estructuras, tres mecanismos permiten explicar la existencia de una esquistosidad subhorizontal en la zona: presencia de grandes cabalgamientos asociados con una importante deformación dúctil, diapirismo, o distensiones relacionadas con un adelgazamiento de la corteza (MATTA UER, 1975; BERTHE y otros, 1979; IGLESIAS y CHOUKROUNE, 1980).

Dejando a un lado el tercer mecanismo, que no es evidentemente aplicable en el caso de Golpejas, el problema se plantea entre la existencia de un cabalgamiento o de una deformación asociada con el emplazamiento de un cuerpo magmático diapírico.

Sin embargo, como en el primer caso, la lineación de estiramiento debería ser más importante de la que presentan los granitos y metasedimentos, la simetría de los pliegues y las cizallas dúctiles en los granitos deberían indicar desplazamientos en un mismo sentido y coherentes entre sí, y como difícilmente podrían aparecer cizallas conjugadas de igual dirección y sentido contrario, parece lógico admitir que la esquistosidad y las cizallas se deben al empuje de un cuerpo granítico que se emplazó diapíricamente y no a una deformación tangencial.

7. MINERALIZACION Y METALOGENIA

Desde el punto de vista petrográfico y mineralógico el yacimiento de Golpejas pertenece a las mineralizaciones llamadas de diseminación magmática (SOU JIN KIN, 1979) o a las asociadas con granitos anorogénicos (TAYLOR, 1979), si bien, en el caso de Golpejas, las condiciones tectónicas bajo las cuales se produjo

la intrusión fueron diferentes. Por lo que se refiere a España, corresponde a los microgranitos albiticos con columbita y tantalita (ARRIBAS, 1979).

La mineralización se encuentra en una albitita derivada de un magma granítico muy evolucionado y que se emplazó probablemente en condiciones hipoabisales. La casiterita, columbo-tantalita y tapiolita, que son los minerales beneficiables, están asociados con las etapas finales de la fase principal de cristalización magmática, y aparecen liberados o incluidos unos dentro de otros formando granos mixtos (Figs. 15 y 16).

Finalmente, en algunas zonas del granito, fundamentalmente hacia el techo de la lámina septentrional, se desarrollaron procesos de greisenización que dieron lugar a enriquecimientos locales en Sn, Nb y Ta; fenómeno parecido, entre otros casos semejantes, al que tiene lugar en la mina Anchor (GROVES y TAYLOR, 1973), en el NO de Tasmania.

En resumen, se puede decir que el yacimiento de Golpejas corresponde a un tipo transicional albitita-greisen cuya sucesión paragenética se indica en la Fig. 17.

En cualquier caso, los leucogranitos albiticos portadores de la mineralización estannífera muestran una fuerte caolinización, la que se debe, por un lado, a la acción de flujos hidrotermales que, a temperaturas comprendidas entre 150° y 200°C, destruyeron los feldspatos, y por otro, a la meteorización. La acción combinada de estos dos procesos ha dado lugar a una intensa alteración que llega a alcanzar más de 50 m. de profundidad, y que afecta tanto a las rocas ígneas como a las metamórficas encajantes.

Es de destacar que durante las fases finales de la etapa mineralizadora, relacionados con la greisenización y precediendo a la caolinización, se formaron abundantes filones de cuarzo, frecuentemente subhorizontales y subparalelos a la foliación del granito, que llegaron a tener más de 3 m. de potencia al



Fig. 14. (Go 81-165, LN, x 25). Aspecto de la foliación subhorizontal, paralela al borde inferior de la fotografía, y de las cizallas conjugadas del granito albítico en la Corta Norte del yacimiento de Golpejas.



Fig. 15. (G, LN x 200) Aspecto del concentrado de niobio y tántalo, formado en este caso por granos de tantalita (A) con inclusiones de casiterita (B) y tapiólita (C).



Fig. 16. Igual campo que la figura anterior entre nículos cruzados. Nótese la anisotropía de la casiterita

Fig.-17 **ESQUEMA DE PARAGENESIS Y SUCESION MINERAL EN EL YACIMIENTO DE GOLPEJAS**

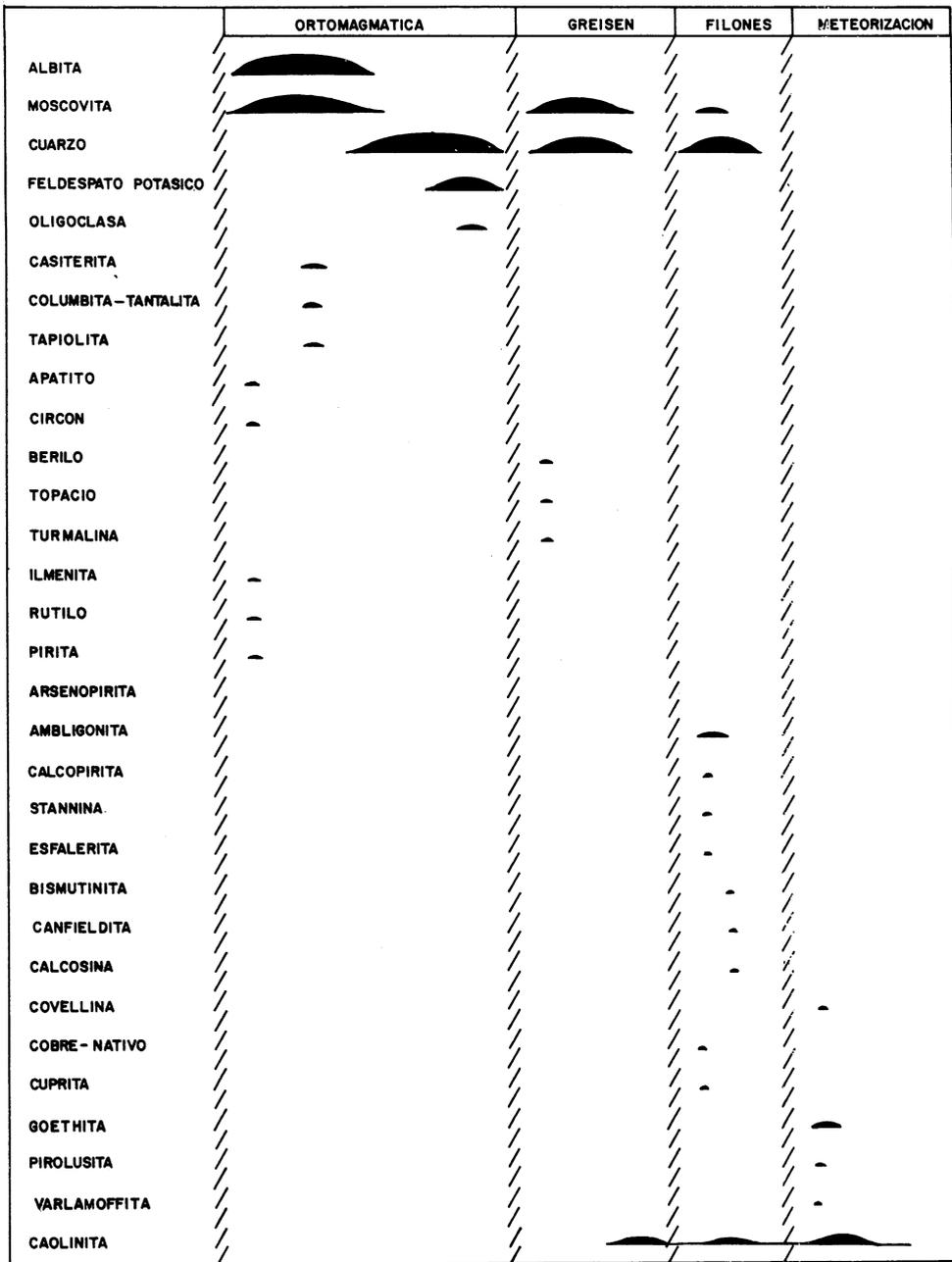


Fig. 17. (La leyenda va en la figura)

techo de la lámina septentrional, ahora explotada, dando lugar a un "quartz-glocke".

Estos filones contienen a menudo ambligonita, acompañada por cantidades menores de estannina, calcopirita, pirita, esfalerita y casiterita. Esta casiterita filoniana suele ser de mayor tamaño que la de las albititas, cuyo caracter precoz viene demostrado por el hecho de que sus diminutos cristales, entre 0.01 y 1 mm. , aparecen frecuentemente rotos y soldados por las posteriores venidas de cuarzo (Fig. 18). Por otro lado, la estannina filoniana contiene abundantes inclusiones que, en la mayoría de los casos están formados al menos por cuatro fases minerales: esfalerita, calcopirita, bismutinita y canfieldita (Fig. 19). Como minerales secundarios, los más importantes son la varlamoffita y los óxidos de hierro y manganeso, así como la calcosina, covelina, cuprita, cobre nativo y malaquita (Fig. 20).

Finalmente, hay que destacar la escasez de manifestaciones estanníferas en las rocas encajantes de los granitos albiticos, en las que, aparte de algunos filoncillos semejantes a los que se acaban de describir en los granitos, solo se observa una débil greisenización en las proximidades del contacto.

Esto se explica por la relativa impermeabilidad y carencia de fracturación de los esquistos encajantes, lo que ha condicionado en buena medida el que los fluidos mineralizadores quedaran retenidos en los microgranitos.

8. GEOQUIMICA

Al haber estado sometidos los granitos albiticos a una serie continua de procesos de alteración, es muy difícil interpretar su comportamiento geoquímico, ya que éllo ha dado lugar a una gran dispersión de los valores. No obstante, en la Tabla I, se indican la media, desviación standard y el valor máximo y



Fig. 18. (Go 28, NC, x 25). El cuarzo, tardío, suelda los fragmentos de un cristal de casiterita roto por los esfuerzos que acompañaron al emplazamiento del leucogranito albítico.

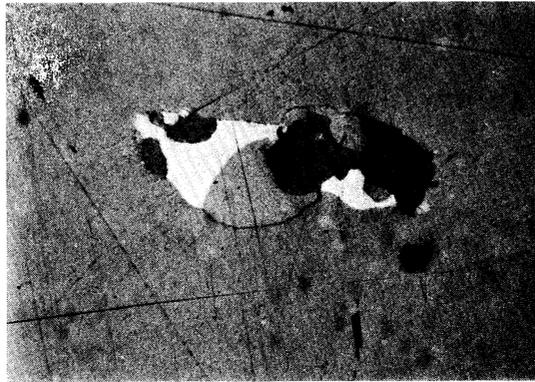


Fig. 19. (Go 15, LN, x 200) Las inclusiones en la estannina, mineral que constituye el fondo de la fotografía, están formados casi siempre por, al menos, cuatro fases minerales: esfalerita (gris oscuro), bismutinita (grís claro) canfieldita (grís) y calcopirita, cuyos cristales se ven entre la esfalerita y la bismutinita con un tono ligeramente más oscuro que el de esta última.

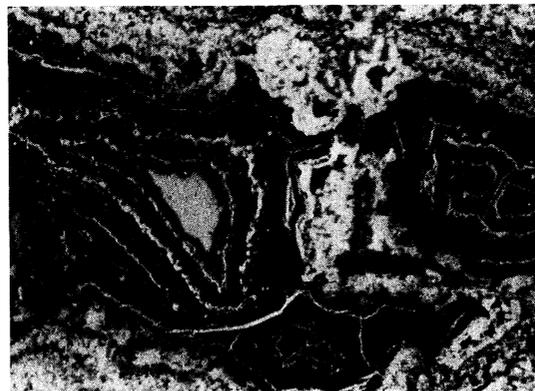


Fig. 20. (Go 4, LN, x 180). Frecuentemente, los núcleos de estannina aparecen transformados concéntricamente en calcosina, covelina y malaquita.

TABLA 1. Análisis químicos y valores estadísticos correspondientes a 20 muestras de leucogranitos albíticos mineralizados (*).

| | Elementos mayores (% en peso) | | | |
|--------------------------------|-------------------------------|--------|-----------|------------|
| | Máximo | Mínimo | \bar{x} | σ_n |
| SiO ₂ | 75.56 | 62.20 | 69.49 | 4.52 |
| Al ₂ O ₃ | 24.37 | 15.37 | 18.49 | 2.74 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.13 | 0.30 | 0.57 | 0.27 |
| TiO ₂ | 0.09 | <0.02 | 0.04 | 0.03 |
| MnO | 0.06 | 0.02 | 0.03 | 0.01 |
| P ₂ O ₅ | 3.35 | 0.01 | 0.73 | 1.17 |
| MgO | 0.50 | 0.01 | 0.11 | 0.12 |
| CaO | 4.05 | 0.07 | 1.05 | 1.37 |
| Na ₂ O | 8.01 | 0.05 | 3.65 | 2.44 |
| K ₂ O | 4.50 | 1.39 | 2.67 | 0.83 |
| Volátiles | 6.60 | 0.75 | 2.80 | 1.79 |

| | Elementos menores (p.p.m.) | | | |
|----|----------------------------|--------|-----------|------------|
| | Máximo | Mínimo | \bar{x} | σ_n |
| F | 3728 | 537 | 2280 | 811 |
| Be | 50 | 3 | 14 | 12 |
| Li | 205 | 20 | 114 | 48 |
| Ba | 110 | <50 | <50 | 24 |
| Cs | 99 | <25 | 56 | 28 |
| Sn | 2800 | <10 | 791 | 848 |
| Nb | 133 | 52 | 84 | 24 |
| Zr | 68 | <25 | 37 | 16 |
| Y | 84 | <10 | 24 | 26 |
| Sr | 350 | 20 | 99 | 76 |
| Rb | 2145 | 785 | 1357 | 365 |
| Th | 32 | <20 | 20 | 8 |
| As | 23 | <10 | <10 | 4 |
| Ga | 120 | <20 | <20 | 34 |
| Zn | 250 | 53 | 116 | 61 |
| Cu | 27 | <10 | 10 | 7 |
| W | 30 | <10 | 17 | 7 |
| Ta | 100 | 20 | 59 | 21 |

(*) Analista: S. Rodríguez (Departamento de Geología y Mineralogía, Univ. Salamanca). Para el cálculo de la media y la desviación standard, y en aquellos casos en que el contenido en un elemento es menor que el límite de detección, se ha tomado la mitad de este valor.

mínimo de los análisis químicos correspondientes a 11 elementos mayores y 18 en trazas determinados en 20 muestras tomadas a través del complejo laminar.

Por lo que se refiere a los elementos mayores, se vé que el contenido medio en aluminio es muy alto, lo que se debe a la abundancia de albita y moscovita. Por el contrario, tratándose de leucogranitos muy evolucionados, los valores correspondientes al calcio, titanio, magnesio, manganeso y hierro son bajos.

Es de destacar igualmente el elevado contenido en fósforo --consecuencia de la abundancia de apatito entre minerales accesorios-- y elementos tales como el Sn, Ta, Nb, F, Be, Cs, Rb y Zn, y el bajo valor del Ba, Zr, Y, Sr, Cu, As y W. Lo que, de acuerdo con SAAVEDRA (1980), parece indicar que los primeros elementos se desestabilizaron y separaron en forma de complejos oxi-halogenados cuando los del segundo grupo ya se habían probablemente marchado.

9. HIPOTESIS GENÉTICAS

El modelo que se propone aquí para explicar el origen del yacimiento de Golpejas se puede resumir y encuadrar dentro de la historia geológica de la región en las siguientes etapas (Fig. 21):

- 1.- Primera fase de deformación acompañada de una esquistosidad de flujo subvertical (S_1), que origina las grandes estructuras de plegamiento.
- 2.- Emplazamiento diapírico de un cuerpo granítico que deforma las estructuras anteriores y da lugar a la aparición de una importante esquistosidad subhorizontal (S_2). La ascensión del granito y el abombamiento de los metasedimentos no se produce a velocidad constante, lo que provoca distensiones subhorizontales en los esquistos situados en la vertical de la cúpula y presiones sobre la parte apical del cuerpo intrusivo.

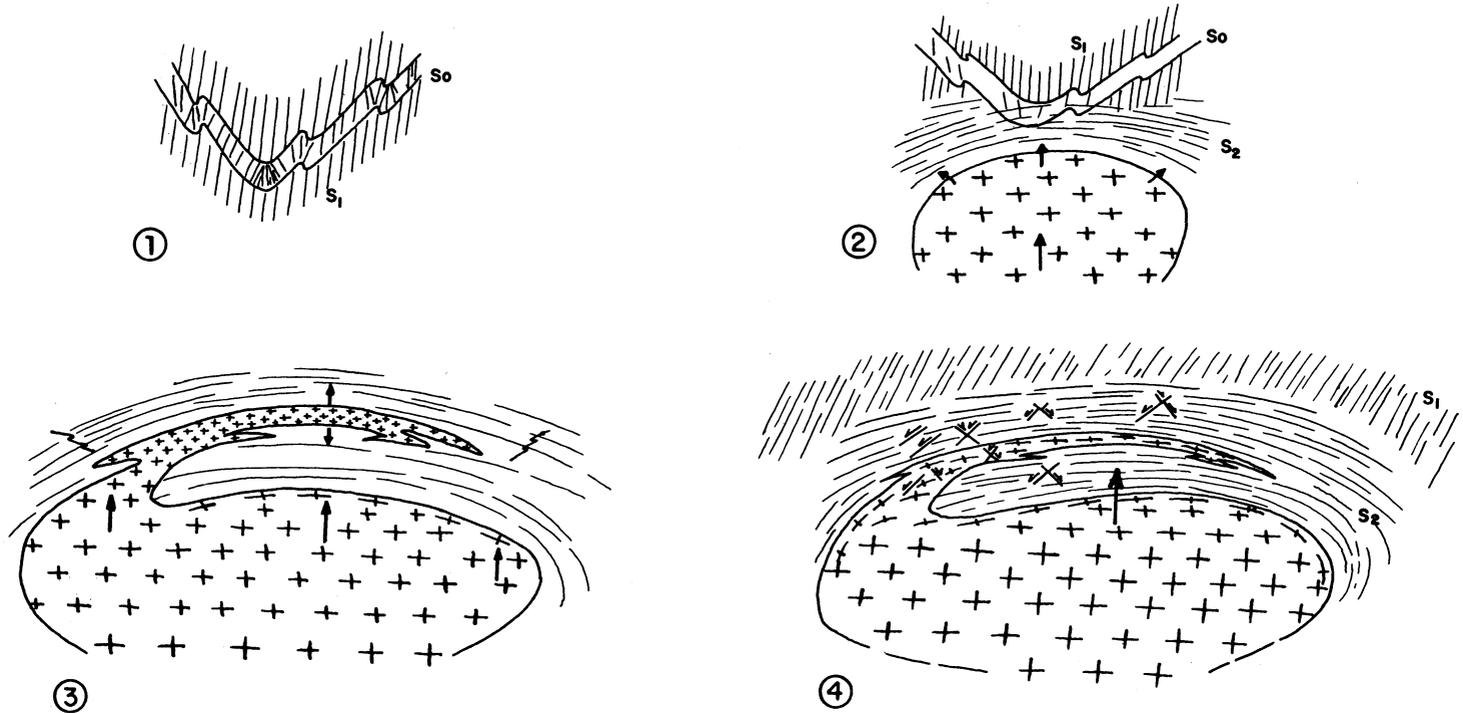


Fig. 21. Modelo esquemático de emplazamiento del granito de Golpejas. (1) Formación de pliegues de la 1ª fase acompañados de S_1 subvertical; (2) Ascensión de un cuerpo granítico y deformación de las rocas encajantes con aparición de S_2 ; (3) Emplazamiento de las facies graníticas más diferenciadas, es decir, de los microgranitos albíticos, como consecuencia de las distensiones producidas en los esquistos del techo; (4) Deformación del conjunto hasta que el cuerpo granítico amortigua su ascensión.

- 3.- Como consecuencia de estos procesos, se produce la expulsión y emplazamiento de las facies graníticas más diferenciadas, es decir, de los microgranitos albiticos, durante los periodos de relajamiento de la presión.
- 4.- La continuada ascensión del granito conduce a la deformación de los microgranitos mineralizados y a la aparición en ellos de la foliación y las cizallas conjugadas normales --éstas aparecen también en las rocas encajantes--, así como a otras microestructuras de distensión. Posteriormente las deformaciones tardías, menos importantes, contribuyeron a dislocar aún más las láminas de microgranito.

Finalmente, se debe destacar que la interpretación por la que se admite que la segunda fase de deformación pudo ser consecuencia del emplazamiento diapírico de un cuerpo granítico no aflorante parece responder a un hecho que se repite con frecuencia en otras áreas de la zona Centro-Ibérica. Por ello, los trabajos en curso tratan de comprobar la validez de esta hipótesis, ya que, de ser cierta, se podría utilizar como un criterio más en la prospección de mineralizaciones asociadas con cúpulas graníticas.

AGRADECIMIENTO

Los autores de este trabajo desean hacer patente su agradecimiento al Grupo Minero Angel Luengo, propietario del yacimiento, por las facilidades dadas para la realización del mismo.

10. REFERENCIAS

- ARRIBAS A. (1979). Les gisements de tungstene de la zone de Morille (province de Salamanca, Espagne). Chron. Rech. Min., 450, pp. 27-34.
- ARRIBAS A. (1979). Mineral paragenesis in the Variscan metallogeny of Spain. Stvd. Geol., 14, pp. 223-260.
- AUBERT G. (1969). Les coupoles granitiques de Montebras et d'Echassieres, et la genese de leurs mineralisations. Mem. BRGM., 46, 349 p.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P. y JEGOUZO P. (1979). Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. Jour. Struct. Geol., 1, pp. 31-42.
- DIEZ BALDA M.A., MARTINEZ CATALAN J.R., GONZALEZ LODEIRO F. y IGLESIAS M. (1977). La deformación hercínica de los materiales paleozoicos y precámbricos al sur de Salamanca. Stvd. Geol., 12, pp. 91-108.
- DIEZ BALDA M.A. (1980). La sucesión estratigráfica del Complejo Esquistograuváquico al sur de Salamanca. Estudios Geológicos 36 (1-2) pp. 131-138. Madrid.
- GARCIA DE FIGUEROLA L.C. y PARGA J.R. (1968). Sobre los ortoneis de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica. Acta Geol. Hisp. 3, pp. 69-72. Barcelona.
- GARCIA DE FIGUEROLA L.C. (1971). Una estructura interesante: el sinclinal ordovícico-silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros. Stvd. Geol., 2, pp. 45-56.
- GROVES D.I. y TAYLOR R.G. (1973). Greisenization and mineralization at Anchor tin Mine, Northeast Tasmania. Transl. Inst. Min. Metal. 82B, pp.135-146.

- IGLESIAS M. y ROBARDET M. (1979). El Silúrico de Galicia Media (Central), su importancia en la paleografía varisca. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 1, pp. 99-115.
- IGLESIAS M. y CHOUKROUNE P. (1980). Shear zones in the Iberian Arc. Jour. Struct. Geol., 2, 1-2.
- IGLESIAS M. y RIBEIRO A. (1981). La zone de asaillement ductile de JUZBADO (Salamanca) - PENALVA DO CASTELO (Viseu): un linéament ancien reactive pendant l'orogénese hercynienne?. Com. Serv. Geol. Port. (en prensa)
- I.G.M.E. (1979). Investigación minera para Sn y W al SO de Salamanca capital. Tomo III, Area 2: Granitos de Garcirrey.
- JIMENEZ E. (1981). Graptolites ordovicicos de la provincia de Salamanca. Cuad. Lab. Geol. Laxe (en prensa).
- JIMENEZ E. y SAAVEDRA J. (1971). Contribución al conocimiento del Silúrico de la Sierra de Tamames (Salamanca). Stvdia Geológica, 2, pp. 7-14.
- JULIVERT M., FONTBOTE J.M., RIBEIRO A. y CONDE L. (1974). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. IGME. Madrid.
- LOPEZ PLAZA M. (1980). Comportamiento reológico, fuerza ascensional y deformación en el material granítico: aplicación al plutón de Ledesma (Salamanca). Bol. IGME, 91-95, pp. 649-660.
- LOTZE F. (1950). Observaciones respecto a la división de las variscides de la Meseta Ibérica. Publ. Extr. Geol. Esp. T. V, pp. 147-166.
- MARTINEZ GARCIA E. y NICOLAU J. (1973). Los terrenos infraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca). Bol. IGME, 84-86, pp.407-418.

- MATTAUER M. (1975). Sur le mecanisme de Formation de la Schistosite dans l'Himalaya. Earth Planet. Sci. Lett., 28, pp. 144-154.
- OBREGON F. (1972). El Paleozoico en las inmediaciones de Salamanca. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Salamanca.
- ROBARDET M., VEGAS R. y PARIS F. (1979). El techo del ordovicico en el Centro de la Península Ibérica. Stvd. Geol., (en prensa).
- ROBARDET M. (1980). Late Ordovician fillites in Iberian Peninsula in "Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record". M.J. Hamberg y W.B. Harland edit. Cambridge Univ. Press.
- ROLZ P. (1975). Beitrage zum Aufban des jungprakambrischen und altpaleozoischen grundgebirges in den Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tama- mes, Sierra de Francia und ostliche Sierra de Gata (Spanien). Munster Forsch. Geol. Palaont. H. 36, pp. 1-68.
- SAAVEDRA J. (1980). Algunos criterios sobre el potencial metalogenético en es- taño y wolframio aplicables a granitos del Centro-Oeste de España. Cuad. Lab. Xeol. de Laxe, 2, 2, pp. 213-225.
- SOO JIN KIM (1979). Tin-bearing rock types in Korea. Stvd. Geol., 14, pp. 221-223.
- TAYLOR R.G. (1979). Geology of tin deposits. Elsevier.