

Boletín de

la Sociedad Española de

Mineralogía

Una revista europea de Mineralogía, Petrología,
Geoquímica y Yacimientos Minerales

Directora: P. Fenoll Hach-Alí



Volumen 11, Parte 1 - 1988

Publicado por la Sociedad Española de Mineralogía, con la colaboración de la Universidad del País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea, la Secretaría de Estado para Universidades e Investigación y de la Asociación Española de Geología Aplicada a los Yacimientos Minerales

Alenza, 1 - 28003 MADRID

La Sociedad Española de Mineralogía creada en 1976 por un grupo de universitarios y amantes del estudio de los minerales, constituye la sociedad nacional para aquellas ciencias en las que los minerales son especial objeto de estudio. De este modo pretende promover y organizar trabajos de investigación y de desarrollo en los ámbitos de conocimiento de la Mineralogía, Cristalografía, Petrología, Geoquímica y Yacimientos Minerales. Esta sociedad se ha propuesto el doble objetivo de hacer progresar la investigación y la enseñanza en los citados campos científicos y desarrollar paralelamente una labor divulgativa entre el gran público de aficionados a los minerales. En la actualidad cuenta con más de cuatrocientos cincuenta socios, entre universitarios, profesionales de la geología y amantes del mundo mineral, procedentes de todos los puntos de la geografía española, encontrándose incorporados a ella algunos científicos de otros países.

Sus actividades las divide en dos campos: uno divulgativo que comporta la organización de Excursiones de reconocimiento mineralógico, Conferencias y Muestras de minerales (y fósiles), con la publicación de un *Suplemento Divulgativo e Informativo* de carácter trimestral, y otro, decididamente científico, empeñado en promover la organización de Reuniones Científicas anuales, cuyos resultados aparecen publicados en el *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, de periodicidad anual, una vez que han sido aceptados por el comité de redacción tras su revisión por especialistas. Son los Departamentos de Mineralogía de las diferentes universidades españolas los que, desde el nacimiento de esta sociedad, se encargan de organizar estas reuniones. Esta sociedad mantiene amistosas relaciones con las principales sociedades geológicas españolas (Sociedad Española de Arcillas, Sociedad Geológica de España, Asociación de Geología Aplicada a los Yacimientos Minerales, etc.), siendo frecuente que organicen sus reuniones científicas en colaboración.

Desde 1987 esta sociedad se encarga de conectar el mundo científico de la mineralogía española con el de otras sociedades europeas semejantes (Société Française de Mineralogie et de Cristallographie, Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, Mineralogical Society of Great Britain, etc) a través del Grupo Europeo de Mineralogía (Group of European Mineralogist, G.E.M.). El G.E.M. representa a 14 sociedades europeas de Mineralogía: Alemania, Austria, Bélgica, Dinamarca, España, Finlandia, Francia, Gran Bretaña e Irlanda, Holanda, Italia, Noruega, Portugal, Suecia y Suiza. Esta asociación edita cada año un INDEX que incluye los trabajos publicados en las revistas europeas de Mineralogía (Bulletin de Minéralogie, Fortschritte der Mineralogie, Mineralogical Magazine, Rendiconti de la SIMP y Schweizerische und Petrographische Mitteilungen). En orden a ser incluidos en este Index el *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* irá modificando su formato y algunas normas de su edición, para conseguir la homologación con el resto de las revistas europeas.

I.S.S.N. 0210-6558

Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía

Volumen 11, Parte 1, 1988

Directora P. Fenoll Hach-Alí. Univ. Granada.

Editor: F. Velasco. Univ. País Vasco.

Secretario de edición: J. M. Herrero.
Univ. País Vasco.

Comité Editorial: C. Ayora, Univ. Barcelona; C. Casquet, Univ. C. Madrid; J. M. García Ruiz, Univ. Cádiz; I. Gil Ibaguchi, Univ. País Vasco; F. López Aguayo, Univ. Zaragoza; J. López Ruiz, CSIC Madrid; E. Martínez, Univ. Oviedo; M. Ortega, Univ. Granada; A. Pesquera, Univ. País Vasco; M. Rodríguez Gallego, Univ. Granada; N. Velilla, Univ. Granada.

Inscripciones.- Esta Revista se envía directamente a todos los miembros de la sociedad que mantienen actualizada su cotización. Sin embargo, los no asociados y entidades que deseen obtenerla pueden solicitar su recepción mediante el pago de un abono de 2.500 Ptas por ejemplar, en concepto de costes de edición, dirigiéndose a la Secretaría: Sociedad Española de Mineralogía, C/ Alenza, 1 (Despacho 201), 28003-MADRID. Para inscribirse como socio los candidatos deberán cumplimentar su solicitud (Boletín de Inscripción), obligándose a pagar una cuota anual, lo que les dará derecho a asistir a las reuniones y recibir la documentación que periódicamente se distribuye entre los socios, incluido el Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía. Todo cambio de dirección deberá ser notificado al Secretario de la sociedad, para evitar la devolución de correspondencia.

Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía

Vol. 11 - 1

Periodicidad anual

I.S.S.N. 0210-6558

VII REUNION DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE
MINERALOGIA

III REUNION DE LA ASOCIACION ESPAÑOLA DE GEOLOGIA
APLICADA A LOS YACIMIENTOS MINERALES

Madrid, 1-5 Junio 1987

Editor: F. Velasco

Volumen 11, Parte 1, 1987

Publicado por la Sociedad Española de Mineralogía con la colaboración
de la Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, la
Secretaría de Estado para Universidades e Investigación y de la
Asociación Española de Geología Aplicada a los Yacimientos Minerales

Sociedad Española de Mineralogía
Alenza, 1 - 28003 MADRID

Sociedad Española de Mineralogía

Junta Directiva para el bienio 1986-1987:

Presidente: Emilio del Valle Menéndez
Vicepresidente: Purificación Fenoll Hach-Alí
Secretario: Javier García Guinea
Vicesecretario: Rogelio de la Vega Panizo
Tesorero: Gonzalo Cortiñas Bravo
Vocales: Pascual Pareja Moser
Enrique Díaz Martínez
Ernesto García Dresbach
Pablo Guerrero Pacheco
Angel Nuevo Berrio
Jesús Miñana Saiz
Francisco Velasco Roldán
Manuel Caramés Lorite
Fernando Villegas Herrero
Francisco Herrera Ortiz
Rafael Arana Castillo
Francisco López Aguayo

Comité Editorial 1988-89:

C. Ayora (Univ. Barcelona)
C. Casquet (Univ. Compl. Madrid)
J. M. García Ruiz (Univ. Cádiz)
I. Gil Ibarguchi (Univ. País Vasco)
J. M. Herrero (Univ. País Vasco)
F. López Aguayo (Univ. Zaragoza)
J. López Ruiz (C.S.I.C. Madrid)
E. Martínez (Univ. Oviedo)
M. Ortega (Univ. Granada)
A. Pesquera (Univ. País Vasco)
M. Rodríguez Gallego (Univ. Granada)
F. Velasco (Univ. País Vasco)
N. Velilla (Univ. Granada)

Los trabajos que se publican en este número fueron presentados en la VII Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía y III Reunión de la Asociación Española de Geología Aplicada a los Yacimientos Minerales, que se celebraron en Madrid entre los días 1 y 5 de Junio de 1987. Los correspondientes a la temática de Cristalografía y Mineralogía aparecieron en el Boletín anterior (Volumen 10, Parte 2).

Para otra información dirigirse a: Sociedad Española de Mineralogía, C/ Alenza, 1 (D-201), 28003-MADRID. Tfno. (91) 441.71.38 (Horario Secretaría: L-X-V de 17 a 20 horas).

Depósito legal: BI- 600 - 88

I.S.S.N. 0210-6558

Imprime: Graf Norte S.A. Camino de Ibarsusi, 1-2, 48004 BILBAO

PANORAMA ACTUAL DE LA INVESTIGACION MINERA DEL ORO (Junio 1987)

Vicente CRESPO LARA

Compañía General de Sondeos, S.A. C/Oscar Carvallo, 3. 40005-SEVILLA

Conferencia pronunciada el día 2 de Junio de 1987 en la VII Reunión de la SEM y III Reunión de la AEGYM.

1. Resumen Histórico

El oro, que normalmente aparece libre en la naturaleza, es conocido y ha sido utilizado desde los tiempos más remotos, atribuyéndose la primera manifestación histórica al trabajo del cobre por los egipcios 3.000 años A. de C.

Su valor es subjetivo pero por sus características de color y lustre tiene reminiscencias con el fuego, por lo que se le asigna un cierto carácter religioso. Prácticamente todas las religiones antiguas tienen al oro presente, así los egipcios, hititas, religiones orientales, griegos, turco mongoles y germanos, asocian al oro con alguna de sus divinidades. La religión cristiana lo considera un signo de respeto y no de opulencia. En América, los aztecas, toltecas e incas adoran al oro y al sol y los pueblos africanos lo consideran como la fuente de la vida y el poder.

Parece ser que la primera moneda de oro se acuña alrededor del año 700 A. de C. por los asirios, alcanzando su mayor entidad en este uso durante el imperio romano. Hasta tal punto es significativo el oro en esta época, que la pérdida de peso de los áureos está asociada al declinar del Imperio, casi llegando a desaparecer con él. Durante la época subsiguiente hasta después del descubrimiento de América existen escasas acuñaciones de oro, aunque no desaparecen.

Recientemente hemos visto en una exposición numismática en Madrid bellísimos ejemplares de monedas de oro de edad visigótica, árabe y de los reinos de Iberia, siendo tal vez la más espectacular la de 50 "Excelentes" acuñada en Sevilla durante la época de los Reyes Católicos, valorada en 20 M pts.

En el año 1821 el Imperio Británico implanta la moneda de oro como patrón, siendo aceptada por el resto de las naciones desarrolladas como tal en 1913. Esta iniciativa del Gobierno Inglés determina la aparición de la "fiebre del oro" que da lugar a importantes descubrimientos en Siberia, América, Australia y Africa del Sur.

Los más notables durante el siglo pasado son los siguientes:

En Siberia

-Descubrimiento de un filón de oro de 15 km (1838).

-58 Explotaciones en los aluviones del río Witui (1842).

-Con la explotación de estos aluviones, Rusia Asiática es la primera productora mundial (1847).

En California

-Descubrimiento de las primeras pepitas de oro en el Valle de Sacramento (1848).

-Explotación intensa de los placeres auríferos (1850/1900).

En Nevada y Colorado

-Descubrimiento del filón Comstock bajo 1

m de recubrimiento (1859).

-Descubrimiento de Cripple Creek en la ladera del monte Peak ((1890).

En Australia

-Descubrimiento de los yacimientos de Victoria (1850).

-Descubrimiento de una pepita de 32 kilos (1858).

-Descubrimiento de 5 pepitas de 50 kilos (1866).

En Alaska

-Descubrimiento de Klondique (1896).

-Intensa explotación de Klondique (1897/1900).

En Africa del Sur

-Primer intento de explotar el conglomerado aurífero (1852).

-Descubrimiento de Main Reef y explotación del Rand (1886).

2. Precio, Producción y Usos

La producción mundial de oro hasta 1985 se estima en una 116.000 Tm repartidas en la siguiente forma:

Prehistoria e Historia Antigua:

Africa (Egipto)	4185 Tm
Europa (Iberia)	3970 Tm
Asia	2101 Tm
TOTAL	10.527 Tm

Edad Media:

Africa	838 Tm
Europa	571 Tm
Asia	903 Tm
América Precolombina	160 Tm
TOTAL	2.472 Tm

Desde 1492 hasta 1977:

Africa	38.725 Tm
Europa (sin URSS)	1.220 Tm
URSS	12.000 Tm
América del N.	18.000 Tm
Latino América	5.806 Tm
Oceanía	8.670 Tm
Asia (sin URSS)	4.150 Tm
Otras fuentes	1.809 Tm
TOTAL	90.380 Tm

En 1977:

Africa del S.	700.00 Tm
Canadá	54.30 Tm

USA	32.50 Tm
Zimbabwe	20.00 Tm
Nueva Guinea Rapua	22.30 Tm
URSS	444.00 Tm
Francia	1.35 Tm
Otras fuentes	153.65 Tm
TOTAL	1.428.00 Tm

Desde 1977 la producción mundial de oro (Fig. 1) cae regularmente hasta 1980, incrementándose posteriormente hasta alcanzar en 1985 el nivel de producción de 1980.

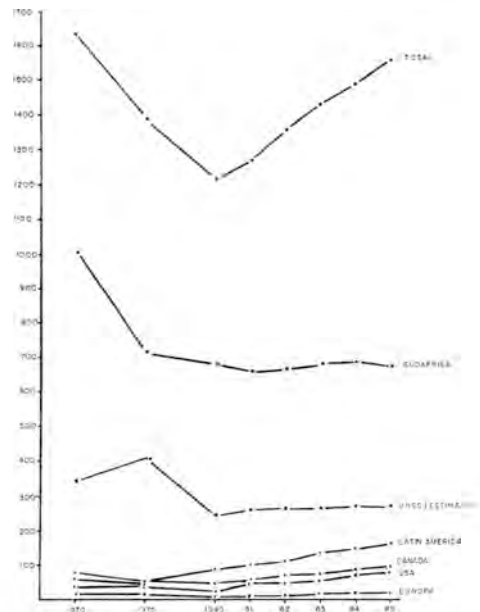


Fig. 1. Producción mundial de Oro.

Fruto de los esfuerzos de exploración y puesta a punto de método de recuperación y tratamiento, los países que más han aumentado su producción han sido: Canadá, USA, Brasil, Filipinas y Australia.

El consumo de oro se divide entre los siguientes sectores:

Joyería	59.8%
Industria electrónica	9.6%
Aleaciones para odontología	5.3%
Otras industrias	5.8%
Medallas	3.1%
Monedas	16.5%

La evolución del consumo de oro varía desde 1970 con 1706 t hasta 1980 en que queda reducido a unas 565 t (Fig. 2). En forma paralela a lo que ocurre con la producción, en 1981 sube vertiginosamente hasta las 1310 t, y hasta 1380 en 1982, descendiendo de nuevo en 1983 y estabilizándose en 1984.

El precio ha estado estabilizado en unos 35\$ entre 1935 y 1968, incrementándose en forma progresiva hasta los 840\$ la onza, que se alcanzó a mitad de Enero de 1980, descendiendo posteriormente hasta los 300-400\$ la onza y manteniéndose el precio más o menos estable (Fig. 3). El momento presente marca un máximo de cotización, habiendo alcanzado los 470\$ en la última semana, en función probablemente, de la bajada del dólar y de la demanda del metal precioso en el mercado inversor.

3. Panorama mundial de exploración desde 1983

Teniendo en cuenta la evolución de los precios de los metales básicos y especialmente del cobre, cuyo consumo se ha incrementado solamente en 1.5%, muy por debajo del 5 ó 6% que habría experimentado en años anteriores, los inversores mineros vuelven su mirada hacia los metales preciosos en 1983, lo que determina el trasvase de los geólogos especialistas en otros metales básicos a la investigación del oro. El descubrimiento de la gran mina de El Indio en Chile, da lugar a que los yacimientos epitermales vuelven a tener prestigio y se dedica especial atención a este modelo en todo el mundo.

El desarrollo de técnicas de exploración adecuadas para este tipo de yacimientos y el número de técnicos dedicados a su utilización, determina la realización de un simposio en México D.F. sobre yacimientos epitermales, uno de cuyos principales argumentos ha sido: "Creación de un diálogo para incrementar el conocimiento de los yacimientos epitermales, tratando de entender los procesos que los producen, de cara a establecer modelos de aplicación que sirvan para encontrar nuevos depósitos de oro". "El conocimiento de los procesos metalogénicos

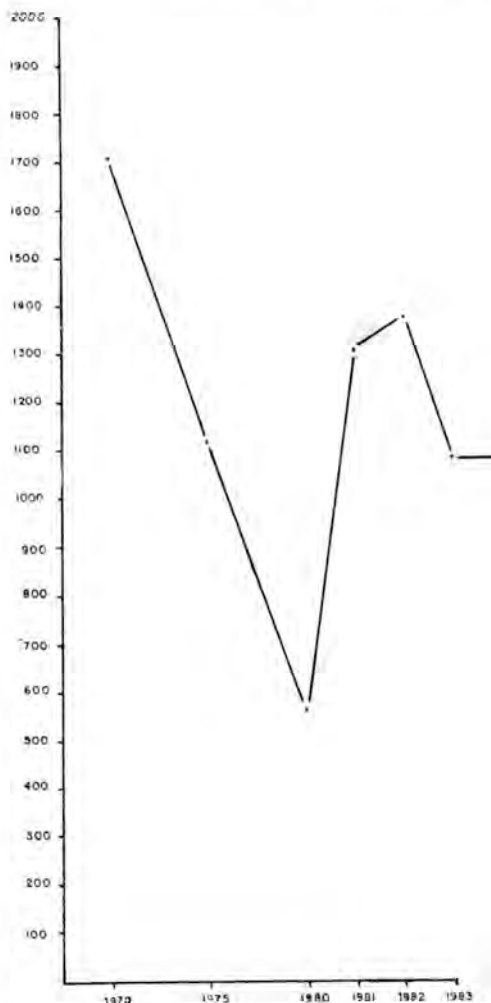


Fig. 2. Consumo de Oro.

que controlan los yacimientos epitermales de oro se encuentra al mismo nivel que el que se tenía de los porphyry copper en 1950. Esto implica el realizar un importante esfuerzo para modernizar las técnicas de aplicación sobre bases científicas sólidas".

Ya se ha señalado que durante 1983 la producción de oro en el mundo libre fué de unas 1.040 t, aproximadamente el mismo que en 1981 y 1982, decreciendo el precio de la onza desde 500\$ hasta 335. En Canadá, USA y Australia, a pesar de esta evolución se ponen en marcha, además de los proyectos importantes, yacimientos cuyo tonelaje os-



Fig. 3. Evolución de los precios del Oro.

cila entre 500.000 y 5 M de toneladas. Africa del Sur prosigue con un proyecto de 4.500 MS para desarrollar la producción de oro y que está previsto a cinco años. Canadá presenta uno de los mayores proyectos de producción de oro en Hemlo, que en 1981 tenía cubiertas 25 M t habiéndose llegado a 75 M t con leyes de 7 a 10 grs/t, correspondientes a un yacimiento estratiforme en sedimentos del Precámbrico. Otro proyecto canadiense es la puesta en marcha de la mina Detour Lake, que presenta un volumen de 28 M t con 3.9 grs. Australia aumenta su producción en casi el 50% y desarrolla numerosos proyectos de investigación. USA mantiene el panorama de investigación y producción en los mismos niveles de años anteriores. Brasil incrementa su producción en 100% (50 t) siendo producidas por los garimperos más del 50%. En Sierra Pelada (1982) se localiza una pepita de 62 kilos. La República Dominicana construye una planta de tratamiento para menas sulfuradas auríferas en Pueblo Viejo.

En general, el año 1983 marca el inicio de la situación de 1984, en que el incremento de la producción del metal precioso en un 4% implica lo que los analistas mundiales denominan la "nueva fiebre del oro" a pesar de que las predicciones sobre la evolución de los precios no se cumple.

En USA se incrementa la producción en un 14%; en Canadá el 9%, Australia produce el

20% más. En Africa, la República Centro Africana triplica su producción, Ghana alcanza las 10.000 t; Liberia incrementa el 2%, algo similar ocurre en Mali, Senegal y Sudán. Africa del Sur continua con su megaproyecto y su producción llega hasta casi 700 t. En América del Sur, Argentina incrementa su producción un 42%, Brasil con el 13% de aumento llegará a ser el próximo año el cuarto productor mundial; Chile produce el 16% más y Perú el 43%. En Extremo Oriente, Corea del Sur aumenta el 29% y Japón desarrolla un importante proyecto para poner en marcha una mina de 150.000 onzas anuales en 1985.

Las previsiones del Instituto del oro, realizadas a principio de 1984 que estimaban un crecimiento para 1984 del 3.6%, y consideradas como conservadoras, han sido superadas con 37 toneladas más que el año anterior.

El coste de producción de diferentes proyectos a mitad del año es:

- Pegasus Gold Limited (Montana). 270\$ la onza. Es la mina con menor contenido en oro del mundo (4 M t con 0.033 onzas/t Au y 0,203 de Ag).
- Clear Creek (Canadá, Yukón) 165\$. En aluvión, es la más barata de Canadá.
- Black Hill (Canadá). 284\$
- Hecla (Washington). 283\$
- Homestake (Dakota del Sur). 301\$.

En Octubre tienen lugar la caída del precio del oro, con lo cual proyectos relativos a minas a cielo abierto con pequeño volumen se hacen marginales. El precio disminuye en 15% durante el año desde 390 \$ a 309 \$, aunque no hay que olvidar la apreciación que experimenta el dólar.

La finalización del año coincide con el nacimiento de la siguiente frase, que expone el sentir de determinados especialistas: "Si la sustancia es oro explota la mina", "Si el volumen es grande manténla en baja producción", "Si está en USA cierra la mina".

Los seis primeros meses del año 1985 contemplan un crecimiento del 1% en la producción aurífera, estimando el Metal

Mineral Research Services un aumento de hasta el 3% a final de año.

El año, viene marcado por tres importantes sucesos que van a determinar el comportamiento de los productores de metal precioso: los sucesos políticos en Africa del Sur, la evolución de la moneda y la actitud de los inversores europeos en los mercados de USA y Australia.

Las minas que producen a alto coste tienen que cerrar, aumentando el número de las que obtienen la onza a más bajo precio, los grandes productores aumentan sus beneficios, lo que unido a lo anteriormente dicho, da lugar a que los programas de investigación y desarrollo continuen a buen ritmo e incluso que aumenten, mientras el precio del oro se mantenga por encima de 275¢ la onza.

Los costes medios de producción para el bienio 1984/1985 son:

Africa del Sur	165 \$
Australia	159 \$
Canadá	217 \$
USA	229 \$

A nivel de detalle:

Driefontain Consolidated, Canadá
(la más barata del mundo) 100 \$/onza

Placer Development Limited	103 \$
Africa del Sur (coste mínimo)	125 \$
Nevada	170 a 200 \$
Numerosas minas USA y Canadá	275 \$
Dakota del Sur	300 \$

El final del año viene señalado por un descenso de la demanda, lo que implica que el aumento de producción sea difícilmente absorbible por el mercado.

La estabilización que existe en la economía de los países del mundo libre sugiere a los analistas que el mercado del oro durante los próximos años será una auténtica incógnita y no se atreven a hacer previsiones.

Durante este año se organiza Mineral Exploration 2000, uno de cuyos fines principales es plantear la problemática que puede afectar a la investigación y desarrollo de los programas sobre oro: Los grandes proyectos de investigación han concluido, habiendo que buscarse objetivos más difíciles, lo que implica la utilización de técnicas más sofisticadas.

Una vez más se indica que aunque existen en el mundo numerosos éxitos sin prácticamente base geológica, ha sido gracias, en gran parte, a la geología el descubrimiento de los yacimientos de Hemlo (Canadá) y la Escondida (Chile). Por tanto, esta ciencia sigue siendo útil para descubrir depósitos minerales.

En geoquímica, se impone el análisis multielemental de 30 a 50 elementos sobre cada muestra recogida, de cara a obtener información sobre procesos genéticos y abaratar el coste de la investigación en fases sucesivas.

Los métodos geofísicos aerotransportados y desde barcos, pueden ser de gran ayuda en áreas inexploradas y plataformas continentales.

Los sensores remotos desde satélites están suministrando excelentes guías de exploración.

El análisis de gases hidrocarbonados presentan gran utilidad como pathfinders.

Los métodos sísmicos de alta resolución facilitan de sobremanera el conocimiento de estructuras ocultas.

La modelización de yacimientos es un auxiliar muy importante para la investigación en áreas con características favorables y sin mineralizaciones aparentes.

Todo ello incide en hacer realidad los propósitos expuestos en el Congreso de México D.F. que se desarrolló durante 1983. Los numerosos proyectos que a lo largo de 1983/84/85 han tenido lugar avalan la utilidad de estas técnicas.

1986 se caracteriza por un crecimiento económico que viene condicionado por la caída de los precios del petróleo. Teniendo en cuenta que la demanda de oro decrece un 10% desde 1984 a 1985 y que la producción crece por quinto año lo que implica un incremento en los stocks de oro, los problemas de absorción del mismo por parte de la demanda pueden incrementarse.

El cambio económico abre una luz en el horizonte a la decaída industria de los metales básicos lo que va a determinar el que aumenten sus precios y un cambio en los programas de inversión, orientándose hacia ellos parte de las que previamente se utilizaban en investigación y desarrollo de los metales preciosos, a todo ello hay que añadir que el coste medio de producción de una onza de oro alcanza los 200 \$, lo que determina que sean más optimistas las investigaciones en metales básicos.

Los observadores de los mercados de los metales pronostican que los precios del oro pueden descender en un 40% respecto de los metales básicos entre 1986 y 1990, lo que definitivamente puede variar la balanza de inversiones en sentido opuesto a lo que ocurría en años precedentes.

Todo lo anteriormente dicho da lugar a que se haya recomendado a las Empresas productoras que inviertan en promocionar las ventas de oro para que el mercado no quede estancado.

La actuación en defensa de esta actitud no se hace esperar y en USA se crea un programa de actuación para ventas de monedas de oro, con el apoyo de la Administración Federal, a la vista de los excelentes resultados que programas similares han proporcionado al reino Unido, Austria, Africa del Sur, Méjico, China y Canadá.

La consecuencia inmediata de la puesta en marcha de estos programas ha sido el estímulo e incremento de las inversiones en oro, lo que, como consecuencia, ha dado lugar a la creación de empleo en su investigación, métodos de explotación y tratamiento. De todo el oro producido en el mundo libre du-

rante 1980 y 1984, el 13,4% se consumió en la demanda de monedas de oro, de las cuales el Krugerrand absorbió el 56%. Canadá se ha convertido en el segundo productor mundial de monedas de oro "Maple Leaf" lo que ha determinado el incremento de su producción en 1 M de onzas.

La evolución de los precios durante 1987 parece indicar que las medidas de protección han surtido efecto, puesto que el precio del oro ha subido hasta 470\$/onza en los primeros cinco meses.

El Instituto del Oro de Washington pronostica un incremento de la producción de oro durante 1988 en un 11.5% con respecto a 1984, como consecuencia de estos programas de acuñación de monedas lo que, asimismo, implica un futuro optimista de cara a las inversiones sobre proyectos de investigación y minería de oro.

4. Panorama de Investigación en España

El conocimiento y beneficio del oro en nuestro país se remonta con toda probabilidad al período Neolítico y en el Antiguo Testamento son numerosas las citas sobre el oro procedente de Tharsis. Se han realizado estimaciones sobre la producción de este metal en Iberia hasta la época romana, momento en que alcanzan las mayores cantidades extraídas, y de acuerdo con algunos autores estas cantidades son:

Edad del cobre	50 Tm
Edad del bronce	200 Tm
Edad el hierro	600 Tm
Epoca Romana	1000 Tm

Se calcula que durante esta época se removieron 500 a 1000 M t de aluviones lo que supone una producción durante el siglo I de unas 20.000 libras anuales. En cuanto a los costes de extracción los diferentes autores presentan cifras que varían poco entre sí: 30 a 35\$ el gramo según algunos y 23\$ según otros.

Los romanos investigaron la practica totalidad de los puntos con oro conocidos

actualmente. La utilidad de su fino alfato minero tiene vigencia ya que importantes proyectos de investigación actuales han tenido como base de partida las labores romanas.

Con posterioridad a la España romana la minería decae aunque siguen realizándose acuñaciones de oro hasta 1942. Las estimaciones de producción entre los años 500 a 1000 es de 13 Tm y entre este y 1492 de 15 Tm.

A partir del descubrimiento de América sufre una importante crisis, renaciendo con gran pujanza en el siglo XIX. La producción desde 1493 hasta 1983 se estima en unas 140 t lo que viene a totalizar 2000 t, que suponen un 2% del total mundial.

Tipología en España

La actividad de exploración aurífera del siglo XIX se pone de manifiesto con los descubrimientos en: Salamanca (1841-1845), Granada (1850), Membrio (Cáceres, 1850),

arenas auríferas en Montehermoso (Cáceres, 1850), La Codosera (Badajoz, 1854-1865), Caniles de Baza (Granada, 1856-1865), aluviones cuarzos auríferos en el Montseny (1868), Zarza la Mayor (1870), Aluviones en el NO (1852-1870), Nava de Ricomalillo (1867), Nava de Jadraque (1890), San Tomera (Murcia, 1864), Lancha de Cenes (1882), arenas auríferas del Bierzo (1886), Rodalquilar (últimos años del siglo pasado).

Todas estas tentativas de beneficio no pasaron de ser intentos, sin que en ningún momento se consolidara una mina.

El siglo XX vuelve a despertar el interés de los inversores por el oro probablemente debido a los grandes descubrimientos de América del N y de Rusia y el renacimiento mundial del oro como patrón. Entre las iniciativas más importantes del principio de siglo cabe destacar: Explotación en Cala y Cerro Muriano (Cu aurífero); Intentos de varias sociedades gallegas para beneficiar las menas de Corcoesto, Becerreá, Monfero (La Coruña), Valdoviño (La Coruña), Carballino (Orense), Montefurado (Lugo), Río Allones

TABLA I

Tipología de Yacimientos de Oro en España

1. DISEMINACION EN ROCAS DE ALTO METAMORFISMO: Nava de Jadraque.
2. DESIMINACION O FILONCILLOS DE CUARZO EN ROCAS DE METAMORFISMO BAJO A MEDIO: Valle de Alcudia (conglomerados); Pola de Allande (cuarcita); Montehermoso (pizarras negras); Navelgas (calizas); La Nava de Jadraque (conglomerados, cuarcitas).
3. ASOCIADO A SULFUROS COMPLEJOS: Faja Pirítica.
4. DEPOSITOS DE EDAD HERCINICA: Diseminado en granito (Viladran do Monte); Filones de cuarzo con oro libre (Nava de Ricomalillo); Filones de cuarzo con Cu; Au y Ag (Cala); Filón de cuarzo con Pb; Ag; Au (Homachuelos); Filones de cuarzo con arsenopirita y Au (Brués; Orense); Filones de cuarzo con estibina y Au (San Vicente de Alcántara); Depósitos con pirita aurífera (Benasque); Arsenopirita aurífera en zonas de alteración (Salave; Iríjo; Pino de Oro); Asociados a mineralizaciones de Sn (Laza); Asociado a W (Valencia de Alcántara).
5. ASOCIADO A ROCAS DETRITICAS TRIASICAS TIPO Cu RED BED: Santomera.
6. VOLCANISMO CON ORO LIBRE Y TELURUROS: Rodalquilar.
7. PLACERES: Las Médulas (Mioceno-Pleistoceno), Campillo de la Jara (Pies de monte); En cauces actuales (Sil, Carcaboso, Cáceres).

(La Coruña), Zas (La Coruña). Algunos de estos indicios vienen reflejados en la Fig. 4.

En la región pirenaica se inician actividades en Monte Aneto (Huesca) Ribas y Caralps (Gerona) San Miguel de Culera y San Lorenzo de Muga (Gerona). En la Bierzo: Sociedad Las Médulas, Placer del Rio Sil, Toral de los Vados, Rio Orbigo, Duerna y Omañas. Sobre el rio Almanzora en los términos de Serón y Armuña y en la Nava de Jadraque.

Durante el segundo cuarto de siglo prosigue la actividad de investigación y beneficio del oro. El IGME investigaba los aluviones de los rios Jerte y Alagón. A partir de 1939, una compañía inglesa inicia la explotación de Rodalquilar que el año siguiente, tras su nacionalización, se hace cargo de ella el IGME y la E.N. ADARO, sucesivamente. En Ugijar se extrae oro de los "terrenos rojizos" y en Huelva, Rio Tinto inicia el aprovechamiento del gossan (1937-1942). Los filones de la Nava de Ricomalillo y San Martin de Cobas son reinvestigados por el IGME y en 1924 se recupera oro del gossan de Tharsis, hasta 1964, con una interrupción durante los años de la guerra civil. En la Tabla I se presenta un cuadro sintético sobre la tipología de los yacimientos españoles de oro.



Fig. 4. Esquema de localización de los principales indicios de oro españoles.

Los años 70 se inician con una inusitada actividad de investigación minera cuya justi-

ficación inicial hay que encontrarla en el crecimiento económico del país y por el hecho de la valoración y puesta en explotación de la mina de Pb-Zn de Rubiales. Se ponen a punto los planes nacionales de investigación minera y de la minería, que son seguidos por el PNAMP que ha tenido vigencia hasta hace pocos meses. Además de los planes nacionales, el interés de nuestro país por las compañías multinacionales determina el que aparezcan gran número de ellas, favorecida su actividad por una legislación flexible, los costes de la mano de obra, la situación social y la importante tradición minera. Todo esto anima, asimismo, al inversor privado español y numerosas empresas nacionales cambian en parte su mentalidad tradicional e inician numerosos proyectos de investigación. La creación de empleo para esta actividad es muy grande y numerosos geólogos dedican sus esfuerzos a la puesta en marcha de gran número de proyectos en investigación de todo tipo de sustancias.

Un repaso rápido a los éxitos más inmediatos conseguidos en los últimos años nos muestra la puesta a punto de los siguientes proyectos: Rubiales (Pb, Zn, Cd), Meirama (carbón), Laza (Sn), El Entredicho y Las Cuevas (Hg), Toral de los Vados (Pb y Zn), El Cubito (Sn, W), Penouta (W, Sn, Nb, Ta), La Parrilla (Sn, W), La Troya (Pb, Zn), Fornás (Cu), Aznalcollar y Sotiel (piritas complejas), Valderrodrigo (W), Navalmedio (Pb, Zn), La Berrona (Fe), sin mencionar las nuevas minas de rocas y minerales industriales. Recuérdese que se explotan 60 sustancias minerales y una producción minera por km² doble de la media mundial.

5. Actividad reciente para Investigación en Oro

El oro no escapa a la gran cantidad de iniciativas en el desarrollo de la actividad minera e incluso en los últimos años y en relación con la baja de los precios de los metales básicos y coincidiendo con la tendencia mundial de la minería, es la sustancia que más atención ha tenido por parte de la inversión pública y privada.

El Sector Público

El Ministerio de Industria, a través de la Dirección General de Minas y del IGME dedican buena parte de su atención a la investigación de oro, la primera no desarrolla actividades por si misma, sino que canaliza presupuestos de inversión a través de líneas de financiación tipo I+D y Sisteminer y desarrolla la Ley de Fomento de la Minería.

El IGME, Subdirección de Minería, viene actuando en investigación de oro desde 1970 siendo los principales proyectos: Cáceres 1970; Valle de Alcudia 1970; El Pedroso 1975; Corcoesto 1975; Aluviones de Caniles 1978; Area de Sanabria, Ancares Caurel; Las Médulas; Vega de Espinareda-Fabero 1978; y más recientemente en La Codosera (Badajoz); Puebla de la Reina (Badajoz) Subsector X (Cáceres); Cerro Muriano (Córdoba); Reservas Maladetta-Aneto (Pirineo); Peñaflor (Sevilla); Alcañices (Zamora); Los Santos (Badajoz).

Teniendo en cuenta las misiones que el IGME tiene atribuidas en el campo de la investigación minera, sus acciones están encaminadas a proporcionar toda la información básica para cualquier exploración posterior así como a investigar sustancias que no sean atractivas para el inversor. De acuerdo con estas misiones, respecto del oro se están tratando de poner a punto técnicas de investigación sofisticadas y métodos auxiliares de aplicación que puedan abaratar los costes en proyectos futuros similares.

Las Comunidades Autónomas a través de las Consejerías de Industria y los Servicios de Minas, son conscientes que para planificar el futuro es necesario conocer los recursos minerales que se encuentran en el territorio que administran, cual es su situación y posibilidades. De esta forma han iniciado la confección de planos metalogénicos y libros blancos de la Minería a través de sus propios presupuestos y en conciertos con el IGME, tal es el caso de Andalucía, Extremadura, Castilla-León y Galicia. Otras iniciativas más específicas de investigación de sustancias minerales han corrido a cargo de algunas de ellas como el País Vasco (Pb-Zn)

Castilla-León que además de otras sustancias, está desarrollando proyectos de investigación sobre los más importantes de los 266 puntos con oro que tienen inventariados. Durante 1984-1986 han trabajado en las áreas de Candín (León); Prada-Andiñuela (León); Peña de Francia (Salamanca) ; Sierra de Gata (Salamanca); Pino de Oro (Zamora); Campo de Agua (León) entre otros, siendo el más avanzado el de Pino de Oro, en el que se están realizando sondeos sobre filones de cuarzo en granodioritas que han sufrido fuertes procesos de feldespaticización.

Las Empresas Públicas hay que agruparlas en Empresas Mineras con explotaciones propias y fuerte factor de agotamiento (MASA, ENCASUR, ALMADEN), Empresas de Servicios (ENADIMSA) y Empresas mineras creadas para el beneficio de determinadas masas (PRESUR). Todas ellas desarrollan actividades de investigación minera en relación con yacimientos de oro.

La de mayor tradición en investigación, ADARO, ha participado en numerosos proyectos desde 1940, en: Huelva; Ugijar (Granada) El Dorado (Zamora); Los Vieros y Logrosán (Cáceres); Coto Esera (Huesca); Finisterre B-2 (La Coruña).

Ha realizado la valoración de los gossans de La Lapilla (Huelva) con unas 400.000 t de todo uno y 1000 kg de oro, hoy casi agotadas. Actualmente se encuentran en fase de realización los proyectos de Campo de Nijar, Reservas del NO (con BRGM) y Rodalquilar (con MASA, ENCASUR y IUGS), en donde se han valorado 1 millón de t con 1,5 grs/t y se va a construir una planta de tratamiento que se ha iniciado el presente año. En relación con la fosa blastomilonítica gallega se han cortado filones de cuarzo con muestras puntuales de 30 grs/t en un sondeo.

El Sector Privado

Formado por dos grupos de Empresas bien diferenciados: las nacionales y las multinacionales, cuyos cauces de actuación son opuestos en cuanto a sistemáticas de trabajo y planes de futuro.

Durante los años 80 se han radicado en España numerosas multinacionales que han desarrollado intensa actividad en investigación de oro, teniendo como base de partida los indicios conocidos y tratando de encontrar depósitos con los modelos de los grandes yacimientos mundiales. La crisis del petróleo y la coyuntura mundial de las materias primas determinan el que muchas de ellas hayan abandonado nuestro país, especialmente aquellas que su actividad principal era la investigación de petróleo. Actualmente resisten las tradicionalmente asentadas en España (Rio Tinto, Andaluza de Minas, Peñarroya) y las que tienen en marcha proyectos próximos a ser realidad minera (Charter-Agloamerican; St Joe; Billiton Newmont; Bolidé; B.P.). Desde el punto de vista de la investigación de oro, todas ellas desarrollan actividades orientadas a la puesta en explotación de indicios de este metal.

La Empresa que más actividad ha desarrollado en este sentido ha sido Rio Tinto Minera, que ha reconocido prácticamente la totalidad de las manifestaciones auríferas españolas, tiene en marcha la explotación de las minas de Rio Tinto (3-4 t/año) y va a poner en marcha una explotación sobre los aluviones del río Duerna.

El indicio de Salave que viene siendo investigado por las Sociedades multinacionales desde 1968, está a punto de convertirse en una mina a explotar por Angloamerican - Charter; se trata de disseminaciones en granodiorita con intensa feldespaticación, habiéndose cubricado reservas superiores a 10 M t con 2,5 gr/t de oro, para explotar a cielo abierto hasta 350 m de profundidad.

Rodalquilar está siendo investigado por St. Joe que adquirió los derechos de Rio Tinto Minera en 1984, con resultados esperanzadores aunque al parecer inferiores en volumen a las exigencias de la multinacional.

Otros proyectos de investigación de oro realizados por multinacionales han sido: Las Omañas (1977), Granitos del Valle de Arán (1978), Valencia de Alcántara (1975), gossan de Tharsis (1982-83), aluviones de los rios

Sil y Eria (1982-83), Las Omañas (1982), La Serrezuela (1982), Carlés (1985-86), Vall de Ribes (Gerona), Faja Pirítica; NO de Galicia.

En la actualidad se está realizando el estudio de viabilidad del indicio de Carlés (Asturias) y se ha creado una sociedad para explotar el oro del gossan del filón S. de Tharsis.

Las Empresas privadas nacionales que realizan investigación para oro cuentan en su mayor parte con explotaciones en marcha, con lo que financian sus proyectos con el "factor de agotamiento" de sus minas. Esto ha determinado la diversificación de sus actividades tradicionales de las rocas industriales o del carbón. No obstante, existen empresas que dedican su actividad sobre el oro desde hace dos décadas; tal es el caso de Exploración Minera del Cantábrico y más recientemente de P.R.N.

De acuerdo con informaciones verbales va a ser puesto en explotación un indicio sobre aluviones auríferos en la proximidad del río Omañas por una Empresa privada de capital español.

6. Inversiones en Investigación Minera

El importante desarrollo que en España ha supuesto la investigación minera, implica la ejecución de cuantiosas inversiones, cuya estimación es muy difícil de realizar, habiendo de recurrirse a estadísticas a veces para llegar a conocer algún dato fiable, aunque solamente sea parcial.

De acuerdo con datos obtenidos de la Dirección General de Minas (Locutura, 1987) y con datos propios, la inversión en Investigación minera es la que se refleja en la Tabla II, en millones de pesetas(MP).

Hay que tener en cuenta que estos datos son parciales, especialmente los relativos al IGME y Comunidades Autonómicas, por lo que hay que tomarlos con reservas, especialmente a la hora de hacer uso de ellos.

TABLA II
Inversión en investigación minera
(millones de pesetas 1986)

EMPRESAS/AÑOS	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986
IGME EXPLOR. Miner. Metálicos	181.3	276.2	429.8	275.8	295.2	259.6	24.7
EMPRESAS PÚBLICAS (ADARO) Metálicos (OTRAS) General			2924	3063	3127	839.2	946.1
EMPRESAS PRIVADAS (ESPAÑOLAS) General	1027	1543	1704	1978	2042	1784	
MULTINACIONALES (General) Nº Empresas	894 7	1043.5 10	1714.6 12	1473.5 12	1901.3 14	2330 14	
COM. AUTONOMICAS (Castilla-León)						230	80

Por lo que respecta al oro, los datos de inversiones son más complicados de obtener, debido a que se encuentran englobados en los citados anteriormente, por lo que su individualización se encuentra dentro de los límites no alcanzables con los medios que el que esto expone, cuenta.

Datos personales obtenidos a través de numerosas consultas han proporcionado los resultados que se señalan en la Tabla III (en millones de pesetas, 1986).

TABLA III
Inversión en investigación del oro
(millones de pesetas 1986)

EMPRESAS / AÑOS	1983	1984	1985	1986	1987
IGME				32.5	107.2
EMPRESAS ESTATALES				150	225
EMPRESAS MULTINACIONALES Nº Empresas	192 2	196.5 3	456.5 11	447 9	320 8
EMPRESAS ESPAÑOLAS Nº Empresas			20 2	30 2	150 2
COM. AUTONOMAS (1)			56	32	
TOTAL	194	199.5	580	777.2	755

La misma presentación de estos datos, muestra la dificultad de obtener información fiable sobre las inversiones de las Empresas y Estatales.

El muestreo creo que no es representativo, pero si puede constituir una aproximación al crecimiento inversor que se experimenta en el Sector, coincidiendo con la tendencia mundial; la elevación de inversiones en la previsión de 1987 viene señalada por la puesta en marcha de estudios de viabilidad y creación de una planta de tratamiento en Rodalquilar.

7. La producción y demanda de oro en España

Siguiendo la pauta marcada por los países del mundo libre, la producción de oro española evoluciona en el mismo sentido. En 1973 se extraían 2.786 t registrando un máximo en 1976, volviendo a cifras similares al 73 hasta 1979. A partir de aquí se va incrementando de forma sucesiva hasta las 4.483 de 1985 (Fig. 5).

Estas producciones provienen fundamentalmente de los yacimientos en explotación y el obtenido de los lodos electrolíticos. La máxima producción proviene de los gossans de Rio Tinto y La Lapilla, y Guadalajara produce un modesto kilo anual obtenido como subproducto del lavado de las escombreras de Hiendelaencina y recuperación de los macizos de protección de la antigua mina.

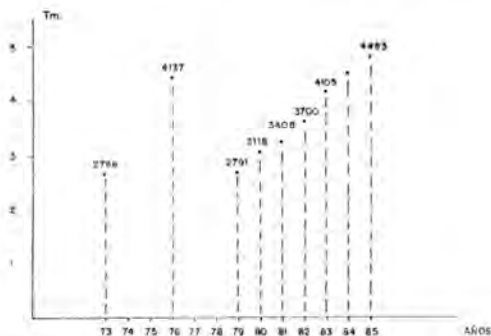


Fig. 5. Producción nacional de Oro.

La demanda nacional haya que estimarla añadiendo al oro de los yacimientos y de los lodos electrolíticos, los del reciclado de joyería, materiales residuales, chatarra, cenizas, etc, cuyo abastecimiento proviene de la importación, y que determina que la demanda aparente sea 12.5 veces mayor que la producción de yacimientos y 11.5 veces la del oro reciclado.

De acuerdo con los datos de la International Gold Corporation, la inversión en oro en España crece espectacularmente, habiéndose incrementado las compras de metal precioso en 1986 un 51.6% respecto del año anterior,

lo que ha supuesto 4.7 Tm frente a las 3.1 t del año anterior. El consumo en joyería creció un 11.7% respecto a 1985 (18.2 t). Por otra parte, el mercado de metales en Londres es accesible actualmente al inversor español, pudiendo comprar oro como activo financiero.

Todo lo anteriormente expuesto parece implicar un futuro prometedor a la inversión de este metal y si se siguen los ejemplos del resto del mundo la demanda debería de generar proyectos de investigación de oro co el consiguiente crecimiento del empleo para geólogos y especialistas en las diferentes disciplinas que hacen llegar el metal desde el subsuelo hasta el inversor.

8. Las fuentes de financiación de la Investigación en Oro

Existen varias y diversificadas fuentes de financiación a nivel de la Administración que pueden ser orientadas hacia proyectos de investigación de oro o de explotación en su caso.

La Dirección General de Minas, una vez finalizado el PNAMPM cuenta con dos líneas de financiación de proyectos mineros: el SISTEMINER al que tienen acceso las Empresas Estatales, que de hecho soporta proyectos de investigación de oro a través de ADARO, MASA, ENCASUR; una línea de Investigación más Desarrollo al que tienen acceso el resto de las Empresas mineras.

El IGME, a través de sus propios presupuestos está llevando a cabo iniciativas sobre determinados indicios cuyos resultados, al ser públicos, pueden proporcionar informaciones muy valiosas a los investigadores e inversores privados, de cara a orientar sus iniciativas.

Las Comunidades autonómicas a través de sus servicios de minas dirigen parte de sus presupuestos a la investigación que nos ocupa. Por otra parte, sus Institutos de Desarrollo Regional y las Sociedades de Desarrollo Industrial pueden participar en el estímulo y realización de proyectos atractivos.

El B.C.I. a través de la LEIM, ha participado en 30 proyectos de minería con una inversión de 600 M ptas parte de los cuales se ha orientado hacia el oro.

Una iniciativa reciente de la Dirección General de Minas va a poner en marcha el Plan Estratégico de Adaptación Competitiva (PEAC) para la potenciación de la Minería Española de cara a alcanzar niveles de competitividad y ganar mercados en el ámbito comunitario especialmente.

La Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica y su Reglamento, deberían de destinar parte de sus presupuestos a la puesta al día de conocimientos sobre técnicas sofisticadas de investigación aplicables a la exploración de oro, que complementarían las acciones de las entidades privadas y el resto de los entes públicos.

Las iniciativas en cuanto a modelización de yacimientos, geología profunda, estudio de isótopos, geofísica y otros parece orientarse en este sentido.

La Comisión Asesora Científica y Técnica puede dedicar en el momento actual parte de su presupuesto a iniciativas orientadas en este sentido.

La Ley de Fomento de la minería es la base legal que regula los incentivos más importantes para la minería, subvencionando a empresas españolas la investigación, exploración y explotación de yacimientos minerales. Además el factor de agotamiento, que ya financia de hecho numerosos proyectos mineros está concebido como estímulo a la explotación mediante la exención del 30% de los impuestos. El momento presente parece contemplar un decaimiento del desarrollo de esta Ley.

La adhesión a la C.E.E. debería de favorecer el desarrollo de la minería, por el acceso a los fondos de investigación y a la atracción hacia nuestro país por las Compañías Multinacionales.

A través del FEDER (Fondo Europeo de

Desarrollo Regional), organismo destinado a corregir los principales desequilibrios regionales, se han tomado iniciativas sobre proyectos industriales, habiéndose aprobado unos 25 (1.571 M ptas). Para este Organismo el único interlocutor válido es la Administración Central, que para conseguir proyectos ha de aportar sus propios recursos. El porcentaje de unos y otros es según los casos, siendo frecuente una subvención de un 50%.

El Banco Europeo de Inversiones ha establecido una cooperación financiera con España y desde 1981 ha concedido créditos por un total de 550 M de ECUS, de los cuales la minería ha consumido el 9.7%.

La Dirección General XII de Ciencia, Investigación de Desarrollo subvenciona hasta el 50% de los proyectos de I + D, habiendo de gestionarse los mismos directamente en la C.E.E. El momento actual contempla la realización de uno de estos proyectos de aplicación de tecnología sofisticada para la investigación de oro en el Oeste peninsular.

Finalmente, los planes especiales provinciales y las Zonas de Urgente Reindustrialización, pueden suministrar fondos adicionales para utilizarlos en diferentes programas de investigación.

9. Previsiones de Futuro

Ya hemos visto las fluctuaciones que sufren los metales preciosos desde el punto de vista de la oferta y la demanda, y como una actuación eficaz y planificada de las Empresas y de las Administraciones Centrales de los países del mundo libre determinan el evitar la congelación de los mercados del oro. Los incrementos de producción de oro, la falta de demanda en el mercado y la fluctuación a la baja de la moneda patrón es combatida con resultados espectaculares que determinan incluso la subida de los precios cuando existe un giro en las inversiones hacia sustancias más atractivas, al menos aparentemente más atractivas.

De acuerdo con la evolución actual de la

demanda mundial a cuasa de los planes de acción sobre acuñación y venta de monedas de oro, la estimación del Instituto de oro de Washington y de otros analistas mundiales auguran un crecimiento en el consumo de oro para los próximos años en todo el mundo. Todo ello junto a problemas coyunturales de Africa del Sur, y el que los inversores empleen sus presupuestos en proyectos de América del N y Australia dará lugar a que se creen numerosos puestos de trabajo tanto en exploración, desarrollo minero y tecnología de recuperación del mineral.

No obstante, no hay que olvidar la máxima expuesta de que los grandes proyectos han finalizado y que hay que buscar objetivos más difíciles, lo que implica la utilización de tecnologías más sofisticadas y, por tanto, una mayor especialización de los técnicos que las desarrollan.

La utilización de la geología, geofísica aerotransportada, sensores remotos, termoluminiscencia, inclusiones fluidas, análisis multielemental de cada muestra, modelización de yacimientos, análisis de gases hidrocarbonados como trazadores, han de participar en mayor o menor medida en cada programa de exploración aurífera y son un buen exponente de las especializaciones a que se hace mención.

En España el análisis del sector indica que la investigación de metales preciosos ha de realizarse en forma paralela a lo que se hace en el resto de los países del mundo libre.

Conviene, antes de seguir adelante, preguntarse si en nuestro país existen las condiciones adecuadas para que los proyectos de exploración puedan convertirse en realidad y se incremente la producción de oro de forma que se cubra, al menos, la demanda aparente.

A pesar de que la multitud de acciones encaminadas a poner en marcha minas de oro a partir del siglo pasado siempre han sido fracasos más o menos justificados, la realidad actual muestra la explotación de los cuerpos mineralizados en Río Tinto, La Lapilla y marginalmente Hiendelaencia, y están a punto de ver la luz nuevas ex-

plotaciones en Rodalquilar, Salave, Omañas y Duerna y tal vez Carles, lo que, en mi opinión constituye un estímulo para la continuación de exploraciones que sirvan para conseguir los objetivos de no dependencia del exterior, como mínimo.

En cualquier caso, en el momento se nota un freno en las iniciativas estatales con respecto a las Empresas privadas, probablemente en base a la falta de planes nacionales de investigación que incide en una disgregación de esfuerzos por parte de los diferentes organismos lo que determinará un número menor de objetivos investigados, menores posibilidades de éxito y en último término duplicación o triplicación de actuaciones sobre objetivos puntuales.

Por otro lado, parece existir un claro divorcio entre las actuaciones tanto públicas como privadas con Entes que agrupan especialistas en técnicas aplicables a la consecución de objetivos más difíciles y cuya utilización puedan disminuir el riesgo inversor.

En este orden de cosas sería conveniente planificar actuaciones globales que paliaran este problema.

Finalmente, la situación actual del sector minero en general, parece que ha dado lugar a que numerosos geólogos bien entrenados en investigación minera hayan perdido o estén a punto de hacerlo sus puestos de trabajo en Empresas consolidadas en todos los sectores que desarrollan esta actividad, cuando la prospectiva para los minerales preciosos y, a partir de ahora, algunos básicos, indica buenas perspectivas para el sector. Habría de estimularse a estos técnicos para que mediante sus iniciativas sugiriera proyectos atractivos en áreas diferentes, que sirvieran para agotar las financiaciones previstas en los organismos oficiales y mediante acciones privadas y con el concurso de especialistas pusieran en marcha proyectos viales que estimularan al inversor mediano o grande, tratando de lograr que las iniciativas mineras dejen de considerarse inversiones de alto riesgo.

Madrid, Junio de 1987.

ASPECTOS GEOLOGICOS Y GEOQUIMICOS DE LOS YACIMIENTOS EPITERMALES DE ORO Y PLATA

Roberto OYARZUN

Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas.
Universidad Complutense de Madrid, 28040-MADRID

Conferencia pronunciada el día 1 de Junio de 1987 en la VII Reunión de la SEM y III Reunión de la AEGYM.

1. Introducción

Las causas del interés en la prospección de yacimientos de metales preciosos son ampliamente conocidas, por una parte los relativamente altos precios del oro, y por otra, la baja de los metales de base clásicos (Cu, Pb, Zn, etc.). Estadísticas entregadas por el Mining Journal Research Services (Mining Magazine, January 1985) indican que de 584 proyectos mineros mayores nuevos y programas de expansión en el mundo, relacionados con 29 metales y minerales clave, 171 estuvieron relacionados con el oro. Otro factor condicionante en esta moderna "fiebre del oro" se encuentra constituido por los importantes avances en el campo de la hidrometalurgia, lo que ha posibilitado utilizar la metodología de lixiviación en pila (heap leaching) en un vasto número y tipos de yacimientos de metales preciosos de baja ley, otrora considerados subeconómicos.

Un tipo de yacimiento de metales preciosos que ha cobrado gran importancia durante la última década como blanco de exploración lo constituye el "epitermal de Au-Ag". Este tipo de yacimiento presenta las siguientes características (Berger y Eimon, 1982).

1) Profundidad de emplazamiento: desde la superficie hasta 1000m. de profundidad.

2) Temperatura de formación: 50°C - 300°C.

3) Forma: vetas, stockworks, diseminaciones, reemplazamientos (Fig. 1).

4) Texturas: rellenos de espacios abiertos, cortificaciones, bandeamientos coloidales, en peine, brechificaciones.

5) Elementos de la mineralización: Au, Ag, (As, Sb), Hg, (Pb, Zn, Cu).

6) Alteración: silicificación, argilización, sericitización, adularización, propilitización.

Los yacimientos epitermales de metales preciosos pueden presentar un contenido metálico marcadamente aurífero o argentífero o representar una transición entre ambos tipos (Berger y Eimon, 1982), por lo cual se puede hablar entonces de yacimientos de Au-Ag y Ag-Au dependiendo de las proporciones relativas entre estos dos metales. No obstante, cabe señalar que en general existe una transición continua entre estos dos tipos.

La búsqueda de modelos de exploración adecuados para este tipo de yacimientos llevó necesariamente a la construcción del denominado "modelo epitermal de los yacimientos de oro-plata" (Buchanan, 1981; Eimon 1981; Berger y Eimon, 1982; Camus, 1986; Romberger, 1986). A este modelo se llegó en gran medida a través de la recopilación de los antecedentes geológicos,

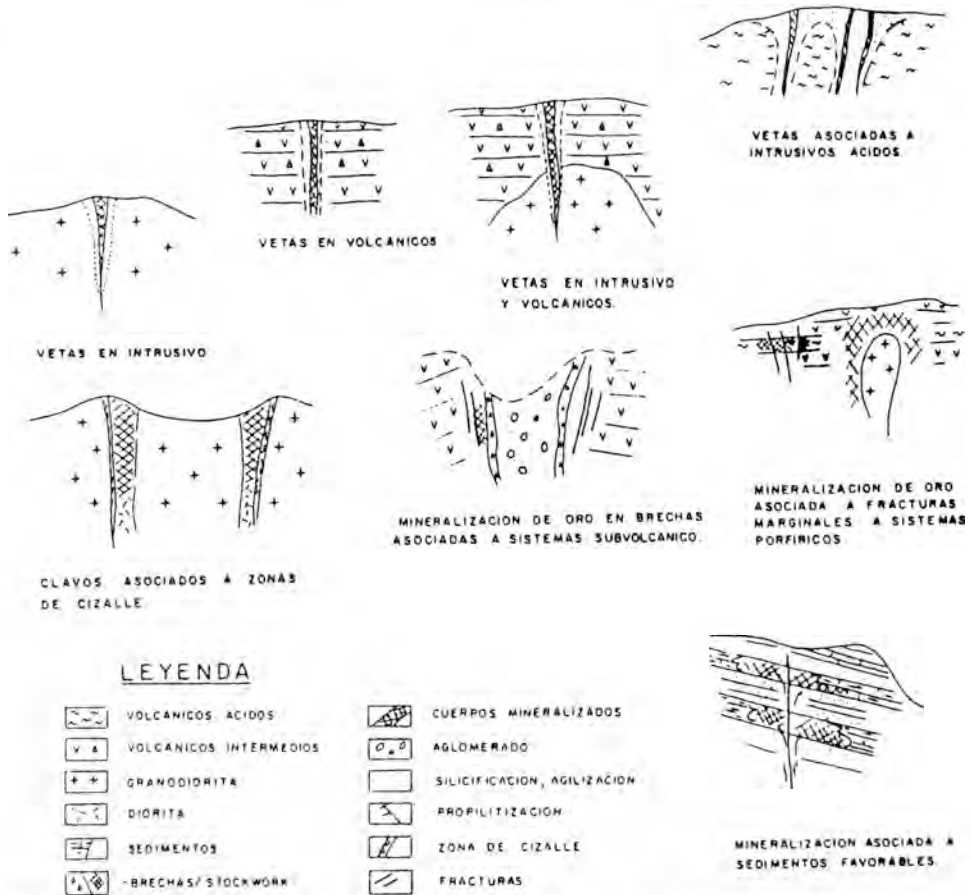


Fig. 1- Bosquejos geológicos para diferentes tipos de yacimientos epitermales de oro reconocidos en Chile (Camus, 1986).

mineralógicos, geoquímicos y termométricos de un vasto número de yacimientos epitermales de diferentes regiones del mundo, y de los estudios realizados en zonas geotérmicas activas. Esto último, ha proporcionado una valiosísima información, ya que estas en cierta medida pueden ser consideradas como análogas a los yacimientos epitermales, al menos en su etapa "embrionaria". La hidrodinámica de estos sistemas, conjuntamente con sus complejidades estructurales, geoquímica, termometría y alteración, proporcionó un vasto número de datos de la mayor importancia, que en conjunto con la información obtenida de la observación cuidadosa de yacimientos epitermales reconocidos como tales, permitió la formulación del modelo.

Dado que la comprensión del modelo es una pieza clave en la exploración y evaluación de los yacimientos epitermales de metales preciosos, a continuación se tratará éste, indicando además las principales características de los yacimientos epitermales vetiformes y disseminados tipo Carlin, terminando con los aspectos más relevantes implicados en la exploración de éstos.

2. El modelo epitermal

Se considera que los depósitos epitermales se forman en sistemas hidrotermales que de alguna manera se asemejan al sistema convectivo de aguas en un campo geotérmico activo. Basados en esta premisa, existen tres modelos conceptuales (Berger y Eimon,

1982) que explican el tipo de circulación de las aguas, la profundidad a la que se verifica la mineralización, y el sentido (horizontal o vertical) de la zonalidad de esta. Estos tres modelos constituyen respectivamente situaciones límites, por lo que convendría aclarar que los depósitos epitermales constituirían en general situaciones transicionales entre éstos. Estos tres modelos en forma muy sucinta son:

Modelo de la celda de convección entrampada

El depósito de metales toma lugar en y a lo largo de la interfase entre una celda convectiva caliente (abajo) y un más fría (arriba), lo cual produce una zonación de tipo lateral (Fig. 2A). Las características principales de este esquema deposicional serían: a) fallamiento vertical-subvertical abierto en un sentido lateral que permite el paso de las soluciones; b) rocas encajantes de baja permeabilidad; c) flujo de aguas meteóricas hacia un área de alto flujo calórico continuo; y d) la presencia de una barrera estratigráfica lo suficientemente impermeable que restrinja el movimiento ascensional de las soluciones hidrotermales, y al mismo tiempo, lo suficientemente permeable como para permitir la mezcla entre aguas frías y calientes, y la ebullición en profundidad a temperaturas de 200°-300°C.

Modelo de la celda de convección cerrada

El depósito de los metales toma lugar a lo largo de una secuencia vertical, generada por un sistema convectivo esencialmente vertical, que produciría en términos finales una zonación orientada de la misma manera (Fig. 2B). Las características principales de este esquema deposicional serían: a) fallamiento vertical-subvertical; b) rocas encajantes de baja permeabilidad, lo que se traduce en que el fluido queda confinado principalmente a la estructura; c) flujo de aguas meteóricas hacia una zona de alto flujo calórico continuo; y d) autosellado periódico del sistema que tomaría lugar a profundidades intermedias, permitiendo una ebullición intermitente de los fluidos en un rango de temperaturas de 200°-300°C.

Modelo deposicional tipo "Hot-Spring"

El depósito de los metales se produce en el segmento superior del sistema hidrotermal, cerca de la superficie, produciendo como manifestaciones externas aguas termales, fumarolas o geysers (Fig. 2C). En términos teóricos, las características principales del ambiente deposicional serían: a) fracturas verticales estrechas y angostas que permiten el paso de fluidos a temperaturas de 150°-250°C hacia rocas permeables cerca de la superficie; b) flujo de aguas meteóricas hacia una zona en profundidad de alto flujo calórico (magma en enfriamiento); c) rocas fuertemente permeables o fácilmente reemplazables cerca o en la superficie; y d) autosellado intermitente del sistema por depósito de sílice, lo que permitiría eventos múltiples de ebullición violenta de los fluidos hidrotermales.

En todos los casos presentados, el depósito de los metales preciosos se encuentra controlado por el nivel de ebullición del sistema y los cambios químicos que acompañan a éste. Por otra parte, resulta importante destacar que la geometría del depósito (desarrollo en la horizontal o vertical) depende en gran medida de las características hidrodinámicas del sistema, las cuales se encuentran a su vez controladas por el grado de permeabilidad de las rocas encajantes. Con respecto a las morfologías particulares de cada depósito, éstas pueden ser variadas y ser formadas en prácticamente todos los tipos de sistemas (aunque los reemplazamientos y disseminaciones tienden a formarse más bien dentro de un esquema tipo celda entrampada celda cerrada que en el "hot-springs"), entre estas formas podemos distinguir: a) stockworks y disseminaciones en el pendiente (techo) de las partes superiores de las vetas; b) vetas con minerales de grano grueso, en peine y otras texturas de relleno de espacios abiertos; c) brechificaciones hidrotermales a través de las vetas más profundas (o brechificación hidrotermal) en los niveles cercanos a la superficie de acuerdo al modelo hot-springs, dando lugar a cuerpos tipo dique, pipas, hojas, o podiformes; y d) disseminaciones y reemplazamientos en

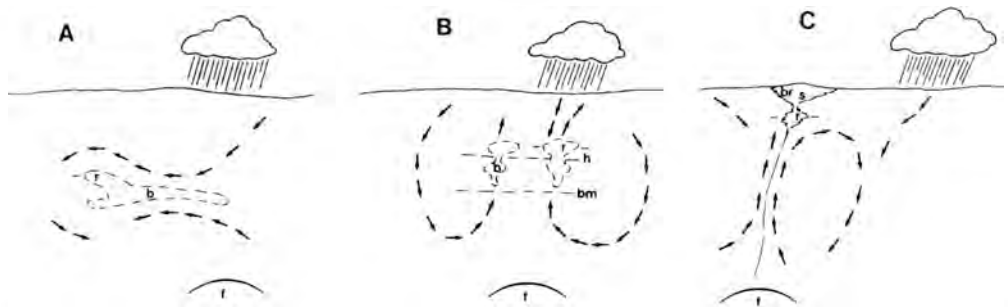


Fig. 2- Modelo epitermal de circulación y depositación metalífera. A: Celda entrampada; B: Celda cerrada; C: Hot-spring. Flechas: dirección de movimiento de las soluciones; líneas de segmento: zonas favorables para el depósito metalífera; b: mineralizaciones tipo bonanza; bm: nivel base de los metales preciosos; br: brechas hidrotermales; h: horizonte metalífero; r: mineralizaciones de reemplazamiento (diseminaciones y otras); s: stockworks; f: foco térmico (magma en enfriamiento). Basado en Berger y Eimon (1982).

horizontes permeables en o adyacentes a la zona de ebullición.

3. Depósitos Vetiformes

Los depósitos epitermales vetiformes de metales preciosos se emplazan principalmente en rocas volcánicas, particularmente en aquellas de composición andesítica (Sawkins, 1984). La mineralización se dispone a los largo de fisuras, con cuarzo (principalmente), calcita y/o adularia como minerales de ganga. La mineralización metálica consiste en oro nativo (telururos de oro), sulfuros y sulfosales de plata y metales de base.

De acuerdo con Buchanan (1981) el depósito de metales preciosos ocurriría a poca profundidad (200-350 m) por debajo de una zona intensamente alterada que gradúa hacia superficie a un sistema tipo "hot spring". Por debajo de la zona de metales preciosos se depositan los minerales de metales de base en el sistema de vetas (Fig. 3). Este modelo generalizado, basado en la observación de gran número de depósitos epitermales vetiformes en el Oeste de Norteamérica, sirve para mostrar muchos de los rasgos propios de un sistema epitermal de esta naturaleza, aunque es importante destacar que no todos los yacimientos de este tipo presentan necesariamente todas las características mencionadas por el autor y tampoco es aplicable en el caso de yacimientos

con más de un periodo de mineralización. No obstante, los rasgos de alteración de estos depósitos parecen bastante constantes, así, el desarrollo de una zona propilítica envolviendo sectores con intensa alteración del tipo argílica avanzada con caolinita-alunita, zonas sericiticas y zonas de fuerte silicificación con reemplazo parcial o total de la roca original por cuarzo, ópalo o calcedonia, parece ser un rasgo más bien común y una buena guía de prospección dado el llamativo contraste de colores producidos (rojos, verdes, amarillos, etc).

Camus (1986) en un modelo idealizado para los yacimientos epitermales de metales preciosos de Chile distingue las siguientes cuatro zonas en un sistema epitermal (Fig. 4): a) zona de actividad geotérmica, b) zona de metales preciosos, c) zona de metales de base y d) zona inferior o de raíces. La zona inferior o de raíces se caracteriza por la presencia de delgadas vetas de cuarzo con pirita y arsenopirita auríferas emplazadas en intrusivos granodioríticos a dioríticos. La alteración corresponde a delgados halos de silicificación. La zona de metales de base se caracteriza por vetas emplazadas en rocas volcánicas intermedias y están compuestas por minerales tales como cuarzo, pirita, calcopirita, blenda, galena, estibnita, tetraedrita, tenanita y calcita.

La alteración está más desarrollada y cons-

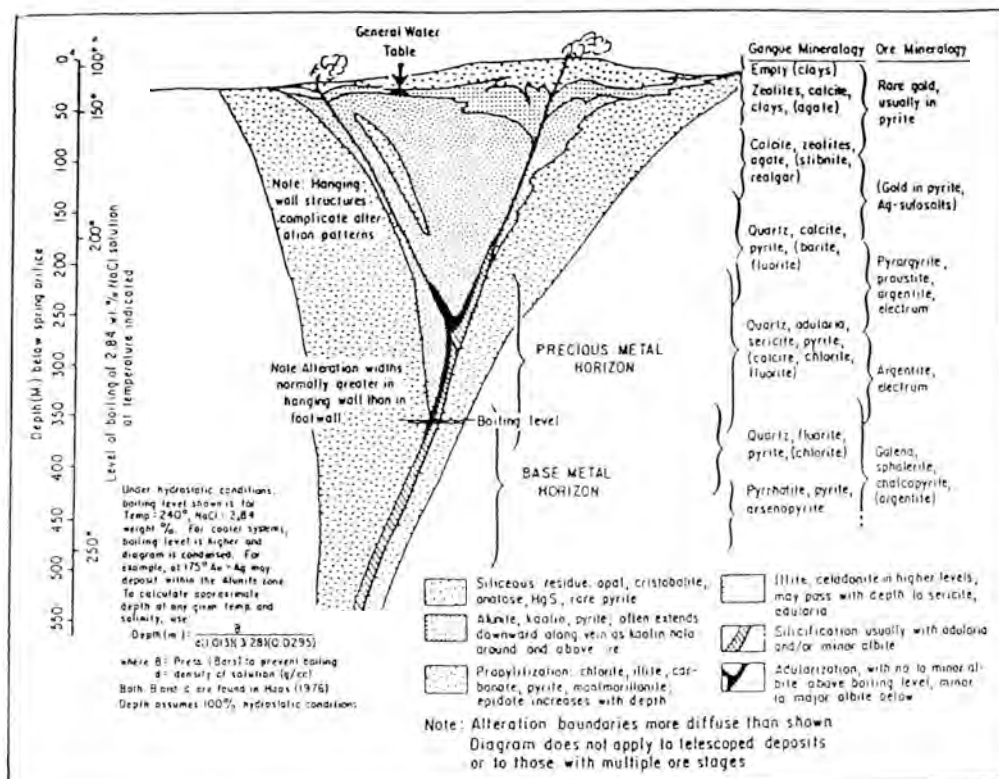


Fig. 3- Sección esquemática idealizada a través de un yacimiento epitermal vetiforme (Buchanan, 1981).

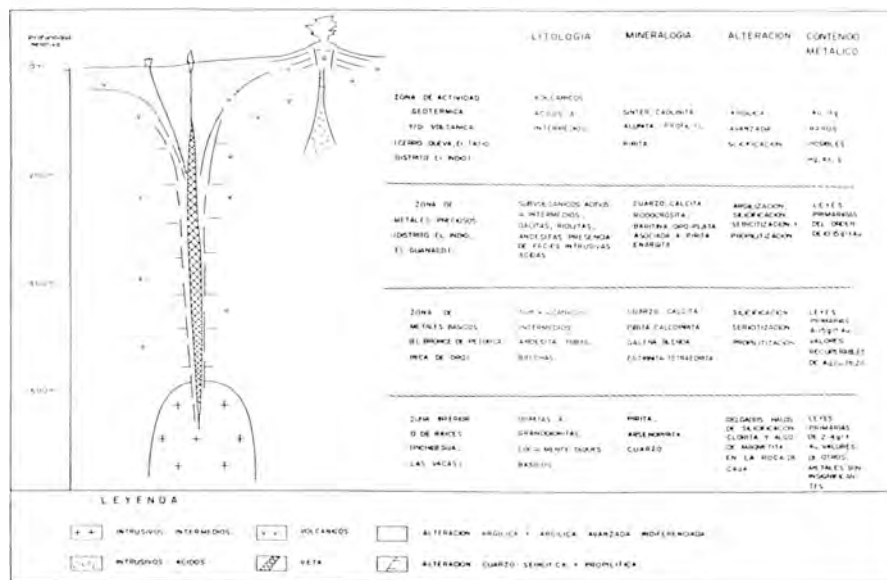


Fig. 4- Modelo epitermal idealizado para los yacimientos epitermales de oro en Chile (Camus, 1986).

tituida por silicificación, sericitización y propilitización. Inmediatamente sobre esta zona y en forma gradual aparece la zona de metales preciosos, la cual consiste en vetas bien formadas alojadas en rocas volcánicas ácidas a intermedias las que presentan una extensa e intensa alteración hidrotermal con fuerte desarrollo de arcillas, silicificación, sericitización y finalmente pro-pilitización. La mineralogía presente en esta zona consiste en cuarzo, calcita, rodocrocita, oro y plata asociadas a piritita y enargita. Finalmente sobre esta zona se desarrollaría una zona de actividad geotérmica y/o volcánica que representaría la expresión superficial del sistema epitermal.

Un ejemplo de yacimiento vetiforme epitermal de metales preciosos lo constituye El Indio en Chile, este depósito fue reconocido por primera vez como tal y valorada su importancia por C. Llaumet y otros geólogos de ENAMI (Empresa Nacional de Minería, Chile) en 1974. Actualmente es trabajado por la Minera San José, filial de la St. Joe Minerals Corp. Se encuentra ubicado en la Alta Cordillera de la IV Región (29°45' S, 69°59'W) y representa un caso espectacular de mineralización aurífera. Las principales características de este yacimiento (Araneda, 1985) pueden ser resumidas como sigue. Se trata de un yacimiento vetiforme de relleno de fracturas tensionales en una estructura tipo sigmoidal, limitada por dos fallas NE-SW en una franja de 500 m de largo por 100-150 m de ancho (Fig. 5). Esta estructura está encajada en rocas volcánicas tipo tobas dacíticas, andesitas y riolitas de edades radiométricas de 8.6 ± 0.4 m.a. a 10.7 ± 0.7 m.a.

Se distinguen tres tipos de vetas: a) vetas de cuarzo-oro (hasta 6 m de potencia); están constituidas por cuarzo, oro (principalmente nativo y algo de calaverita) y cobre (como enargita, tetraedrita-tenantita), además contienen piritita y en profundidad aparecen también calcopirita, blenda y galena. En estas vetas el cobre varía entre 1% y 5% (en los sectores más profundos) en tanto que el oro alcanza valores medios de 240 g/t (aunque algunos sectores superan los 1000 g/t e incluso un análisis entregó valores de 3500

g/t; Fig. 6) y 86 g/t de Ag. Estudios de inclusiones fluidas en cuarzo de esta veta han mostrado temperaturas de homogenización (Th) medias de 223°C, con un salinidad promedio de 2.2% en peso de NaCl; b) vetas de sulfuros macizos (hasta 12 m de potencia), están constituidas principalmente por enargita y piritita y menor calcopirita, tetraedrita-tenantita y vetillas de cuarzo. Estas vetas presentan leyes de 8-10 g/t de Au, 140-160 g/t Ag y 8-14% de Cu (aunque en ocasiones éste puede superar el 20%). El oro se encuentra en vetillas de cuarzo e incluido en enargita y piritita; c) vetas lixiviadas; se trata de vetas de sulfuros macizos lixiviadas exogenamente, presentan una ganga silíceas con relictos de enargita con escorodita y azufre nativo, emmonsita, rodalquilarita, osarizawita y beudantita.

La alteración del depósito incluye propilitización, sericitización, argilización (cuarzo-pirofilita, alunita-minerales de arcilla) y silicificación. En la Tabla I se incluyen los datos de reservas (probadas y probables).

TABLA I

Reservas (probadas y probables) y leyes estimadas para la mina El Indio (Chile)

A. Mineral de planta (Octubre 1983)

	Tm	Au(g/t)	Ag(g/t)	Cu(%)
Alto Cobre	2,992,000	7.4	121	7.19
Bajo Cobre	1,587,000	13.8	122	0.97
Total	4,579,000	9.6	122	5.04

B. Mineral de fundición directa

	Tm	Au(g/t)	Ag(g/t)	Cu(%)
Alto Cobre	34,250	219.1	153	6.26
Bajo Cobre	17,037	167.7	122	0.78
Total	51,287	202.0	143	4.44

4. Epitermales diseminados

Este tipo de depósitos corresponde a yacimientos del tipo diseminado originados por procesos hidrotermales que generan cantidades económicas de oro finamente dispersas en rocas estratificadas, principalmente

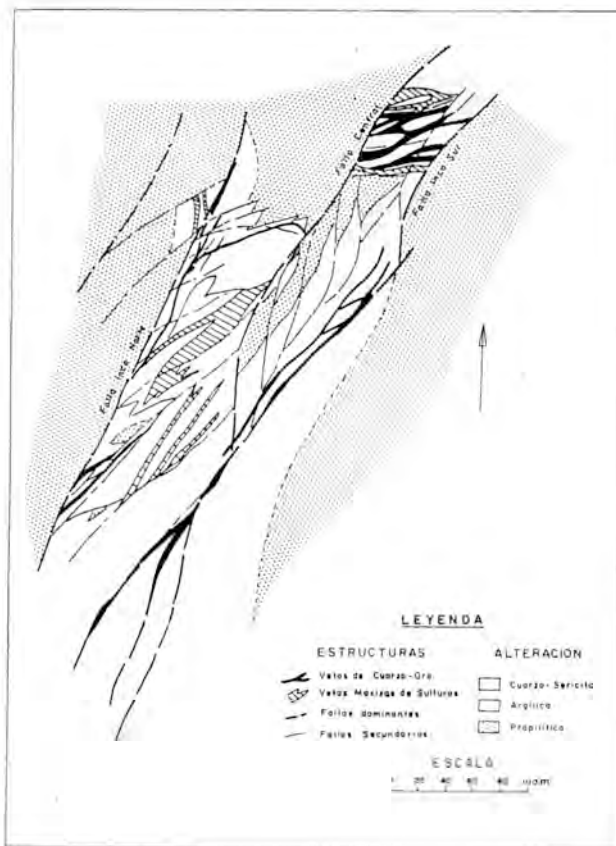


Fig. 5- El yacimiento El Indio a la cota 4050 (Tomado de Araneda, 1985).

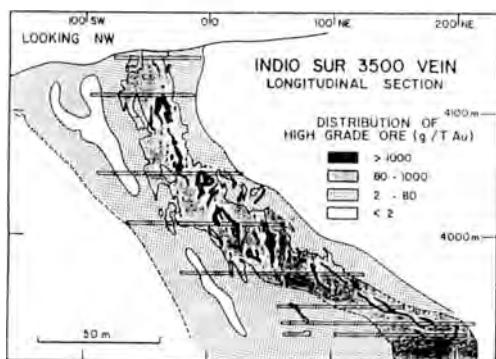


Fig. 6- Veta 3500, El Indio (Siddeley y Araneda, 1986).

carbonatadas. Este tipo de depósitos ha sido denominado "Carlin" dado que este fue primeramente reconocido en el área que finalmente se llamó mina Carlin (Nevada,

USA). Los yacimientos diseminados de oro han sido blancos de exploración importantes desde el inicio de la década de los 60 cuando se encontró el yacimiento de Carlin. Antes de esa época este tipo de yacimientos era conocido, sin embargo fueron considerados de baja ley o demasiado pequeños para ser explotados económicamente. Contribuyeron a este hecho los bajos precios del oro y la falta de una tecnología adecuada para recuperar oro de grano fino en depósitos de baja ley (Romberger, 1986).

Estos yacimientos típicamente presentan las siguientes características: razones Au/Ag altas (>20:1), leyes de 4-8 g/t, y varían en tamaño de unos a 5 a 80 millones de toneladas (Sawkins, 1984). Los cuerpos mineralizados muestran una geometría vari-

able que puede incluir zonas tabulares paralelas a la estratificación así como pipas y formas vetiformes que la cortan. La combinación de un magmatismo subyacente, fallamiento de gran ángulo y rocas carbonatadas reactivas parecen constituir el ambiente crítico en el cual se forma un depósito tipo Carlin. En la opinión de Sawkins (1984), el fallamiento de gran ángulo constituye un importante control para la movilización de los fluidos hidrotermales, y el emplazamiento y forma de los cuerpos mineralizados tiende a estar controlado por la intersección de estas fallas con capas favorable u otras fallas (Fig. 7). En cuanto a las temperaturas de formación, Radtke et al. (1980), en un estudio de inclusiones fluidas en el depósito de Carlin, indican que el principal período de mineralización se efectuó a unos 175-200°C por fluidos de baja salinidad (1-4% en peso de NaCl), sin embargo, durante el último las temperaturas se incrementaron a 275°C y las salinidades subieron a 17% en peso de NaCl.

En cuanto a las mineralizaciones de estos depósitos y siguiendo los estudios realizados en Carlin (Radtke et al., 1980) estas se

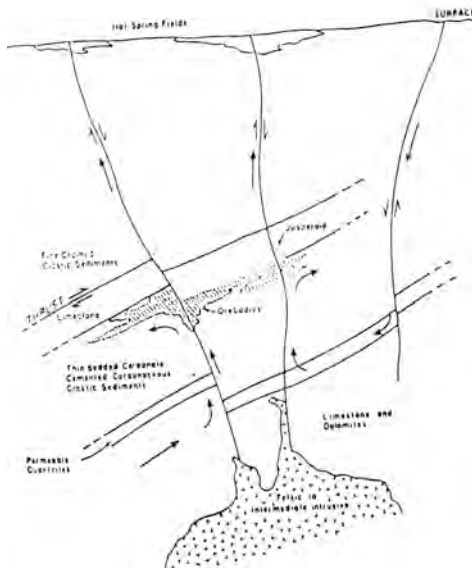


Fig. 7- Sección esquemática a través de un yacimiento tipo Carlin (Tomado de Sawkins, 1984).

pueden clasificar en: a) normal, b) silíceo, c) pirítica, d) carbonácea y e) arseniacal. Más de la mitad de la mineralización es del tipo normal, donde el oro se encuentra con mercurio, antimonio y arsénico, recubriendo y rellenando fracturas en granos de pirita. En todos los tipos primarios el oro se encuentra como recubrimientos en pirita. Este último mineral es el sulfuro más común, alcanzando valores de hasta 5-10% en las mineralizaciones piríticas. Rejalgar y estibnita aparecen en menores contenidos en algunos tipos de mineralizaciones aunque éstos suben en los tipos arseniacales y carbonáceos. Las mineralizaciones arseniacales tienen altos contenidos de mercurio, antimonio y talio. Los tipos silíceos representan una transición entre las mineralizaciones normales y los jasperoides (Fig. 7). En este último tipo, se pueden encontrar pequeñas cantidades de oro de grano fino incluido en cuarzo. Los tipos carbonáceos consisten en vetillas, capitas y granos dispersos de material carbonáceo amorfo, materia orgánica y compuestos hidrogenados de carbono.

En cuanto a la alteración, el tipo más importante es silicificación (Romberger, 1986), proceso que lleva a un extenso reemplazo de las unidades carbonatadas por sílice dando origen a cuerpos de jasperoides. Estos, debido a su gran resistencia al intemperismo, a menudo forman promontorios que como tales han probado ser excelentes guías de prospección.

La génesis del depósito de Carlin (Radtke et al., 1980) parece estar ligada a un sistema hidrotermal convectivo constituido por aguas de origen meteórico que en alguna medida utilizaron los sistemas de fallamiento y fracturamiento para su circulación (Fig. 7). Un modelo similar en sus principios fundamentales ha sido presentado por Romberger (1986) y se detalla en la Fig. 8.

5. Exploración

La comprensión adecuada del modelo epitermal es un factor clave en la exploración de los epitermales de metales preciosos, y la selección de técnicas a utilizar es

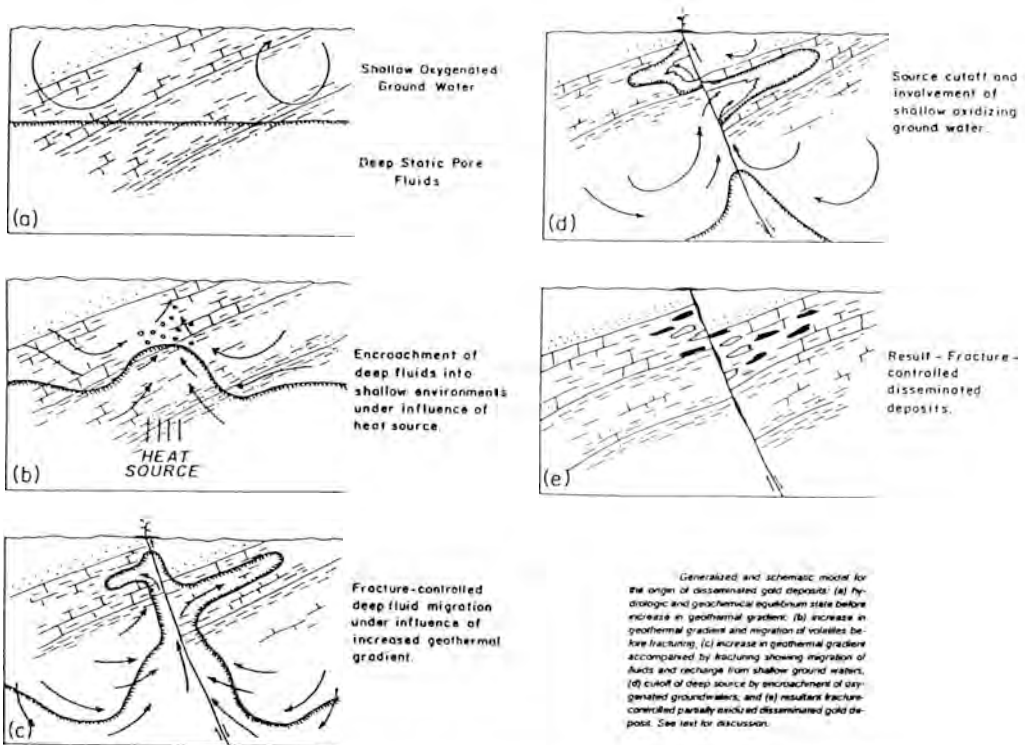


Fig. 8- Modelo evolutivo de un yacimiento tipo Carlin (Romberger, 1986).

función de éste. El otro factor gravitante (Eimon, 1981) y esencial son las observaciones de campo y la cartografía (litología, alteración, estructura). El tercer pilar en que se sustenta una evaluación adecuada de un prospecto es la geoquímica, técnica sin cuyo apoyo, la interpretación de los datos puede dar lugar a gravísimos errores. El estudio de inclusiones fluidas (Eimon, 1981; Lewis, 1982) puede constituir a la vez una eficaz herramienta. Dado que la ebullición del fluido hidrotermal juega un papel de gran importancia en el depósito de los metales preciosos (Berger y Eimon, 1982), las inclusiones fluidas pueden aportar una buena información a partir de las muestras de sondeos que atraviesan el yacimiento epitermal.

Eimon (1981) resalta el hecho de que no debe llegarse a la fase de sondeos sino hasta después de realizada una intensa cartografía, toma de muestras y evaluación de los datos. Esto que puede parecer un lugar común en

cualquier evaluación de un prospecto, cobra particular relevancia en el caso de los yacimientos epitermales de metales preciosos.

Finalmente, el geólogo que trabaja en exploración de yacimientos epitermales de metales preciosos, deberá considerar una serie de factores, entre los cuales son destacables: a) litologías favorables: presencia de rocas volcánicas ácidas a intermedias (depósitos vetiformes, aunque no representan un marco geológico exclusivo), rocas carbonatadas-magmatismo ácido a intermedio posterior (depósitos tipo Carlin); b) estructuras favorables: fracturación vertical o subvertical; c) alteración: las mineralizaciones epitermales presentan intensas zonas de alteración en superficie con alunita, caolinita, pirofilita, silicificación, propilitización, sericitización, limonitas rojas, jarositas etc. En el caso de los depósitos tipo Carlin, la presencia de zonas silicificadas en rocas car-

bonatadas y jasperoides, resultan de gran utilidad en la exploración; d) geoquímica: Eimon (1981) destaca que los valores de oro y plata pueden ser muy bajos en superficie, pero que no obstante, la huella geoquímica del yacimiento queda impresa en ésta, como son anomalías de arsénico, mercurio, fluor, antimonio, bario, y otros elementos.

Bibliografía

- ARANEDA, R. (1985).- Nuevos aportes al conocimiento de la geología de El Indio, yacimiento de oro, plata y cobre, Coquimbo, Chile, *Rev. Minerale*s, 39, nº 168, p.27-39.
- BERGER, B. y EIMON, P. (1982).- Comparative models of epithermal silver-gold deposits. AIME Preprint 82-13 SME-AIME Mtg Dallas, Texas.
- BUCHANAN, L. (1981).- Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest. *Ariz. Geol. Soc. Dig* XIV: 237-262.
- CAMUS, F. (1986).- Geología de los yacimientos epitermales de oro en Chile y posible modelo idealizado. *In: Geología y Recursos Minerale*s de Chile, Eds. Frutos, J., Oyarzun, R., y Pincheira, M. Biblioteca de Recursos Renovables y No Renovables de Chile. Ed. Univ. de Concepción-Chile, p. 653-690.
- EIMON, P. (1981).- Exploration for epithermal gold and silver deposits: the epithermal model. The first International Symposium on Small Mine Economics and Exploracion. Taxco, Mexico. May 17-21, 1981; 15pp.
- LEWIS, A. (1982).- Gold geochemistry. *E and MJ*. December 1982, p. 56-60.
- RADTKE, A., RYE, R., y DICKSON, F. (1980).- Geology and stable isotope studies of the Carlin Gold Deposit. *Econ. Geol.* 75: 641-672.
- ROMBERGER, S. (1986).- Disseminated gold deposits. *Geoscience Canada*, Vol 13, nº 1, p. 23-31.
- SAWKINS, F. (1984).- Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. Springer-Verlag, 325p.
- SIDDELEY, G. y ARANEDA, R. (1986).- The El Indio-Tambo gold deposits, Chile. *Proceeding of Gold 86 Symposium*, Toronto, 1986. p. 445-456.

(Aceptado: 5 Junio 1987)

MINERALIZACIONES DE LA SIERRA DE GUADARRAMA. APLICACION DEL MODELO EPITERMAL

Jesús MARTINEZ FRIAS(*), Roberto OYARZUN(**),
Nicolás MAYOR(**), Rosario LUNAR(**) y Elena VINDEL(**)

(*) Departamento de Geología, Museo Nacional de C.C. Naturales. CSIC. 28071 MADRID

(**) Departamento de Cristalografía y Mineralogía, Facultad de C.C. Geológicas
Universidad Complutense. 28040 MADRID

ABSTRACT.- Part of the Guadarrama mineralizations display structural, mineralogical and geochemical features similar to those of the epithermal vein type precious and base metal deposits. Ore deposits of this type in the studied area are Hiendelaencina, Congostrina, La Bodega and Tamajón. Other coeval epithermal mineralizations in Guadarrama are vein type deposits of Ba-F-Quartz-Pb-(Zn-Cu). These ores were probably formed during a metallogenic event related to thermal activity of Permian-Carboniferous age. The andesitic volcanics formed during this episode constitute the base of the Permian sequences in the eastern part of Guadarrama.

The metallogenical history of Guadarrama probably comprises several periods of ore genesis. The first one produced wolfram and associated type mineralizations, related to Hercynian S-type granitoids (e.g. Los Remedios), while the latter are responsible for the epithermal and mesothermal type mineralizations.

Key words: Model, epithermal, silver, baryte, Central System, Spain.

RESUMEN.- Una parte de las mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama presentan características estructurales, mineralógicas y geoquímicas que permiten clasificarlas como del tipo epitermal filoniano de metales básicos y preciosos. Ejemplos de estas mineralizaciones son los yacimientos de Hiendelaencina, Congostrina, La Bodega y Tamajón. Otras manifestaciones epitermales contemporáneas es-

tarían representadas por las mineralizaciones filonianas de Ba-F-Pb-(Zn-Cu) del sector centro occidental de la Sierra de Guadarrama.

Estas mineralizaciones se encuentran probablemente asociadas a un fenómeno mineralizador, asociado a un frente térmico de edad Carbonífero-Pérmico, cuya expresión volcánica se encuentra en la base de las secuencias estratigráficas de ese sistema, en el área que cubre este estudio. Probablemente, la historia metalogénica de la Sierra de Guadarrama comprenda varias etapas de mineralización, de las cuales, la mesothermal y la epitermal serían las últimas.

Palabras clave: Modelo, epitermal, plata, barita, Sistema Central, España.

1. Introducción

Los yacimientos epitermales de metales preciosos, han sido materia de importantes estudios durante la década de los 80. El alto precio del oro, conjuntamente con la baja de los metales de base, llevó a la búsqueda de modelos de exploración, constituyendo en esencia, una etapa de reflexión tanto empírica como conceptual. El resultado de esto, ha sido el modelo epitermal, expresando a través de numerosas contribuciones, entre las cuales se pueden destacar las de Buchanan (1981), Eimon (1981), Berger & Eimon (1982), Camus (1986) y Romberger (1986) entre otros.

Parte de las mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama presentan características que permiten asociarlas al grupo de los yacimientos epitermales de metales preciosos (en el sentido de Berger y Eimon, 1982). Los esquemas de alteración, asociaciones paragenéticas y temperaturas de formación, indican que yacimientos argentíferos como el de Hiendelaencina (Martínez-Frias, 1987), representan episodios metalogénicos asignables al tipo epitermal. Por otra parte, las mineralizaciones filonianas de Ba-F-Pb-(Zn-Cu) de los sectores central y centro-occidental del Sistema Central también presentan rangos de temperatura, que caen dentro de los estimados para los yacimientos epitermales (Fig. 1).

El problema principal a resolver, consiste en determinar el origen de estas mineralizaciones, y por ende, su relación con otras presentes en la Sierra de Guadarrama. Aparentemente, no todas las mineralizaciones parecen ser contemporáneas, de hecho, González del Tánago y Bellido (1981) y García Guinea y Sanchez Muñoz (com. personal) citan la presencia de algunas mineralizaciones de W, Nb, Ta y U asociadas a diferenciaciones

pegmatíticas, relacionadas con los granitoides de dos micas, tipo S de Los Remedios.

Por otra parte, Vindel (1982 b), ha determinado la presencia de varias etapas mineralizadoras, asociadas a un foco común situado en conexión con el granitoide tipo I-S de La Cabrera. Estas etapas habrían generado sucesivamente mineralizaciones de W-Sn-Mo, As-Fe, Cu-Sn-Zn, Pb-Zn-Ag y Ba-F-(Pb), como consecuencia de un mismo fenómeno metalogénico. Bellido (com. pers.) ha determinado la presencia de mineralizaciones de wolframita y scheelita asociadas a diferenciaciones pegmatíticas del plutón de La Cabrera. Vindel (1982 b), considera que las mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama, se disponen zonalmente a escala regional, controladas por un gradiente geotérmico cuyo centro generador se situaría cercano al granito de La Cabrera. Esta zonas, desde el foco hacia afuera serían: Sn-W-As, Cu, y Pb-Zn-Ba-F.

Recientemente se ha propuesto (Martínez-Frias, 1987), que parte de las mineraliza-

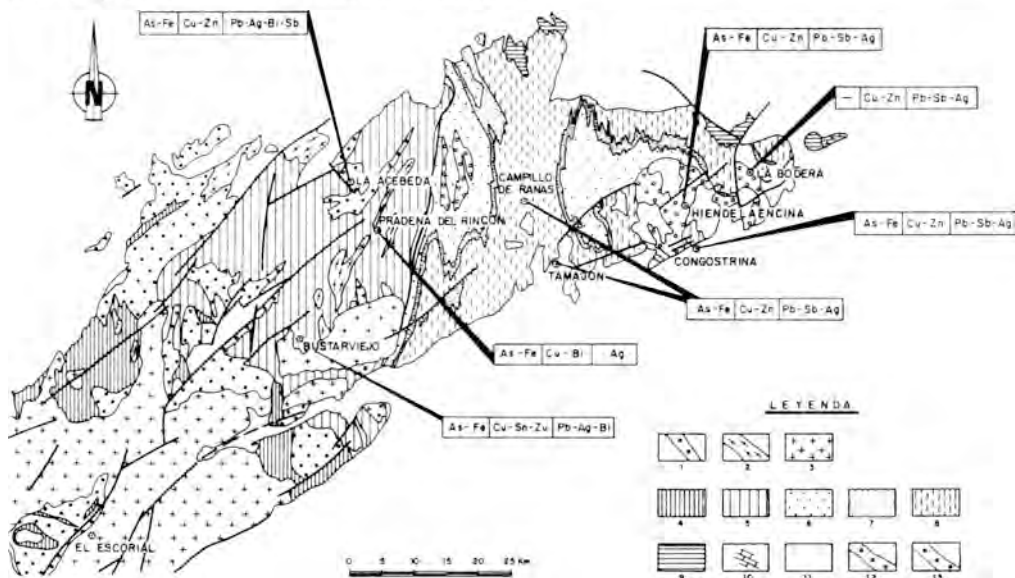


Fig. 1.- Esquema geológico-estructural del Sistema Central mostrando las distintas zonas de estudio, con sus correspondientes etapas metalogénicas.

1.- gneises glandulares, 2.- leucogneises, 3.- granitoides tardihercínicos, 4.- serie fémica heterogénea, 5.- metasedimentos pre-ordovícicos, 6.- Tremadoc, 7.- Skiddaviense, 8.- Llandeilo, 9.- Silúrico, 10.- Carbonífero, 11.- sedimentos post-paleozoicos, 12.- Olló de Sapo, 13.- gneises de Riaza-Nazaret.

ciones de la Sierra de Guadarrama, (sector centro-occidental), pueden estar relacionadas en efecto, con un magmatismo de tipo plutónico, pero que las del sector oriental (con yacimientos como Hiendelaencina y La Bodera), podrían estar conectadas más bien con fenómenos magmático-efusivos, que plutónicos.

De esta manera el problema metalogénico de la Sierra de Guadarrama puede implicar más de un período mineralizador y dos o más mecanismos de transporte y deposición de minerales, esto es: a) un período pegmatítico, asociado a granitoides tipo S con mineralizaciones de W, Nb, Ta, y U, y b) un período posterior asociado al magmatismo Hercínico tardío, cuya expresión plutónica serían granitoides tipo I-S, en tanto que la efusiva sería el volcanismo andesítico de la base del Pérmico. A este período se asociarían, en términos generales la mayor parte de las mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama.

A continuación se describen los aspectos más relevantes de las mineralizaciones meso y epitermales y se propone un modelo conceptual, que abarca espacial y temporalmente las principales mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama.

2. Mineralizaciones mesotermiales

Dentro de este grupo, se incluyen las zonas de Bustarviejo, La Acebeda-Robregordo y Prádena del Rincón. Las paragénesis están caracterizadas por la aparición de sulfuros de metales base, con minerales de Sn, y sulfosales de Bi y Ag subordinadas. Las alteraciones hidrotermales que afectan a los materiales encajantes, son fundamentalmente silicificación y sericitización, aunque en algunas zonas muy concretas, se observan incluso fenómenos de turmalinización (La Acebeda-Robregordo; Mayor et al., 1986). La silicificación es tanto más importante, cuando mayor es la cercanía a las zonas mineralizadas (Fig. 2).

Se considera que la mineralización de Bustarviejo, es la mejor representante de la actividad hidrotermal plutónica. En las otras

dos zonas, parece existir un solapamiento de emisiones o una variación de los fluidos mineralizadores hacia paragénesis de menor temperatura, como demuestran la mayor riqueza en minerales de plata y la coexistencia de sulfosales de Bi y Sb. En todos estos yacimientos, el mineral que aparece como constituyente principal de la ganga es el cuarzo; esporádicamente aparecen carbonatos que van siendo progresivamente más abundantes hacia las mineralizaciones más orientales.

3. Mineralizaciones epitermales

Las zonas de Tamajón, Hiendelaencina, Congos-trina y La Bodera corresponden dentro del esquema general, a los sectores donde las paragénesis de menor temperatura, alcanzan un mayor desarrollo. Las alteraciones hidrotermales de los materiales encajantes de estas mineralizaciones, son sericitización y cloritización (silicificación escasa). Los minerales de la ganga son cuarzo, carbonatos y fluorita (Fig. 2).

Un esquema de zonación en la vertical parece claro en el caso de yacimientos como Hiendelaencina, La Bodera y Congostrina (Fig. 2). Congostrina representaría dentro de este contexto, un segmento más profundo dentro del sistema epitermal, insinuándose un tránsito hacia temperaturas de rango mesotermal y presentando halos de contaminación de As y Zn en los materiales encajantes, así como la presencia, aunque poco importante, de minerales de Bi, y ganga principalmente de cuarzo.

Con respecto a La Bodera, la paragénesis con ganga sobre todo de barita y fluorita, inclusiones fluidas con bajas temperaturas de homogeneización ($T_h = 90-140^\circ \text{C}$), Sierra et al., (1987), y contenidos bajos de plata de las freibergitas, indicaría que nos encontraríamos en niveles filonianos superiores.

Tamajón presenta ciertos problemas de situación dentro del esquema de zonación en la vertical, aunque parece encuadrarse en niveles basales o basales medios, con aparición de arsenopirita (Monterrubio, et al.,

MINERALIZACION TIPO LA BODERA - CONGOSTRINA

MM: Esfalerita, galena, calcopirita, freibergita, pirargirita, polibasita, freieslebenita, marcasita.

G: Cuarzo, baritina, fluorita.

A: Cuarzo, sericita, clorita, carbonatos.

Tf: Brechas filonianas y relleno de fisuras paralelas a los filones

Tm: Exsolucion, deformacion, zonados.

Re: Gneises micaceos, esquistos, cuarcitas, rocas de silicatos calcicos.

MM: Arsenopirita, esfalerita, galena, calcopirita, pirita freibergita, aramavovita, sakharovaita.

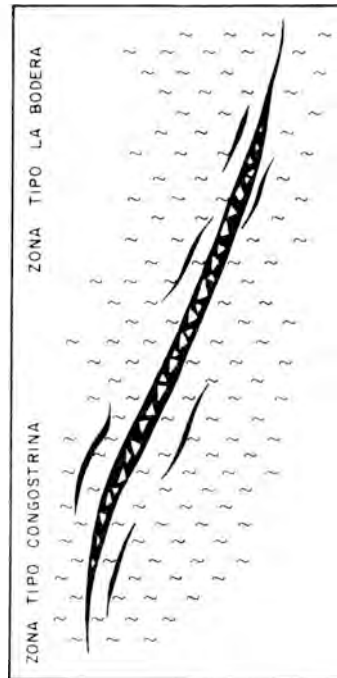
G: Cuarzo, baritina (escasa), siderita.

A: Cuarzo - sericita.

Tf: Brechas filonianas y relleno de fisuras paralelas a los filones.

Tm: Exsolucion, zonados.

Re: Gneises micaceos, esquistos.



MINERALIZACION TIPO LA ACEBEDA - ROBREGORDO

MM: Arsenopirita, esfalerita, galena, pirita, pirrotina, calcopirita, freibergita, matildita, pirargirita, Bi, marcasita.

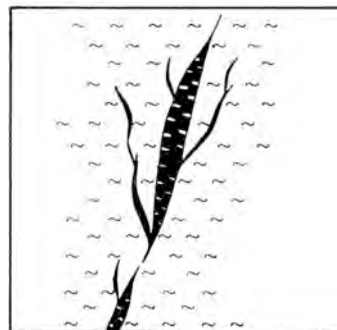
G: Cuarzo.

A: Cuarzo, sericita, (turmalina).

Tf: Filones ramificados con cuarzos en peine.

Tm: Exsolucion, reemplazamientos, deformacion.

Re: Gneises glandulares, leucogneises cuarzo-feldespaticos, metasedimentos.



MINERALIZACION TIPO BUSTARVIEJO

MM: Arsenopirita, esfalerita, calcopirita, estannina, pirita, pirrotina, casiterita, Bi, matildita.

G: Cuarzo.

A: Cuarzo - sericita, clorita

Tf: Relleno de cavidades y fisuras, impregnacion y relleno de microfracturas en los materiales encajantes.

Tm: Exsolucion, segregaciones, nacías y zonados.

Re: Gneises glandulares y migmatiticos.

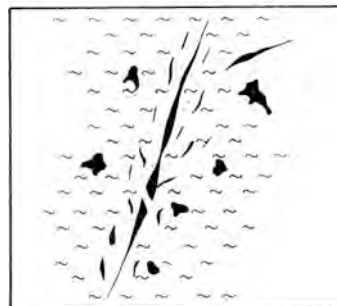


Fig. 2.- Características principales de las mineralizaciones tipo, en la Sierra de Guadarrama, MM.- mineralización metálica (primaria), G.- ganga, A.- alteraciones hidrotermales, Tf.- texturas filonianas, Tm.- texturas de la mineralización, Re.- rocas encajantes.

1987 a) y similares microtexturas que en Congostrina.

4. El epitermalismo como fenómeno mineralizador en la Sierra de Guadarrama.

El epitermalismo como fenómeno con amplio desarrollo en toda la Sierra, ha dado lugar a la formación de minerales ricos en plata, antimonio y bismuto, junto con galena y esfalerita de baja temperatura.

El cortejo mineralógico epitermal que caracteriza las mineralizaciones hidrotermales, desde Tamajón a La Bodera, es amplio, con pirargirita, freieslebenita, estefanita, polibarsita, freibergita y boumonita. No obstante en Congostrina aparecen también, pero de forma muy escasa, sulfosales con bismuto tales como la aramayoita y sakharovaita. La entrada de los fluidos de baja temperatura, produce en todas estas mineralizaciones verdaderas brechas filonianas, asimilando incluso a los minerales de la mena primeramente formados.

Con respecto al área fuente, las únicas rocas ígneas próximas a este distrito, con las que puede estar relacionada esta actividad hidrotermal, son los afloramientos andesíticos de Atienza. Aunque es difícil probar la relación de las mineralizaciones con este volcanismo, una serie de factores inducen a establecer esta hipótesis. En primer lugar los análisis de las andesitas, realizados a título indicativo, muestran la existencia de anomalías de Pb y Zn (medias de 140 y 130 ppm respectivamente). Por el contrario el cobre, el antimonio y la plata no han dado resultados positivos. Los análisis realizados en los materiales encajantes (Martínez Frias, 1987), indican concentraciones "normales" con respecto a la media general (ausencia de "contenido metal anómalo").

Otro aspecto importante a destacar, con respecto a las rocas andesíticas es el hecho de que éstas se encuentran hidrotermalmente alteradas y atravesadas por diques de barita y carbonatos, minerales que como ya se ha mencionado constituyen parte de la ganga de

las mineralizaciones metálicas (Fig. 3). Por otra parte, cabría también destacar el hecho de que los yacimientos de plata más importantes del mundo, como son los del Oeste de América (Guanajuato, Zacatecas, San Juan, etc.), están genéticamente relacionados con un volcanismo en transformación de andesítico a riolítico.

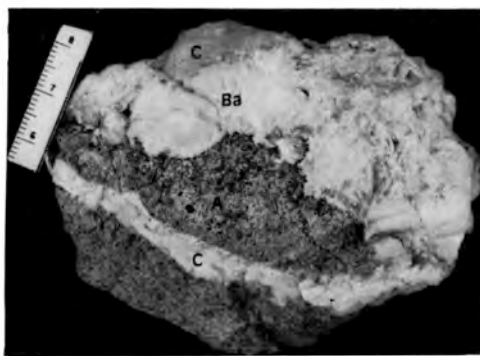


Fig. 3.- Andesita (A) con barita (Ba) y carbonatos (C).

Finalmente, y de acuerdo al listado de características más importantes de los yacimientos epitermales de metales preciosos dado por Berger y Eimon (1982), las mineralizaciones de Hiende-laencina, Congostrina y La Bodera pueden ser clasificadas como del tipo plata-oro, entre cuyas características destacan razones Au : Ag de 1:1 a > 1:100, presencia de sulfuros, sulfosales y sele-niuros de plata, sulfuros de metales de base y sulfuros complejos de antimonio y arsénico.

Otro tipo probable de mineralizaciones epitermales de la Sierra de Guadarrama, son las correspondientes a los yacimientos de Pb-Ba-F del sector centro-occidental. Estas mineralizaciones de edad tardi-hercínica encajan en casi todos los tipos de granitos y en algunas ocasiones en rocas metamórficas del Macizo de El Escorial-Villa del Prado. Las direcciones filonianas son muy variadas, predominando las N 110 - N120 E y las N 60° E, con buzamientos subverticales en todos los casos. A grandes rasgos, la paragénesis está constituida por cuarzo, barita, fluorita, carbonatos y sulfuros de Pb, Zn, Cu y Fe, con cantidades accesorias de Ag asociada a la galena (Fig. 4).

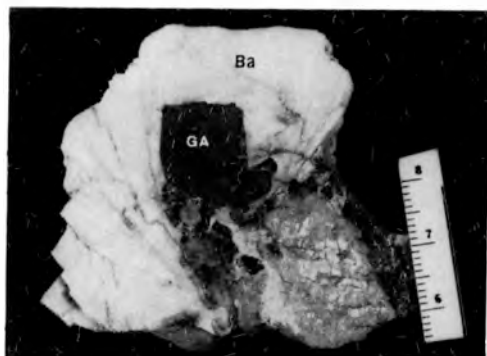


Fig. 4.- Aspecto mesoscópico de las muestras correspondientes a las mineralizaciones de barita (Ba) y galena (Ga).

Estas mineralizaciones están ligadas a algún tipo de magmatismo subyacente, relacionado con las etapas más póstumas del Hercínico. En la actualidad, se están realizando investigaciones del tipo mineralógico, geoquímico y termométrico (Mayor, en prep., y Ortega, 1987), que ayudarán considerablemente a precisar su génesis y significado, dentro del contexto metalogénico del Sistema Central. Resultados preliminares de los estudios termométricos, actualmente en progreso, indican coincidencias en los resultados de ambos autores. Las temperaturas de homogeneización oscilan aproximadamente entre los 120° y 325° C (Mayor, en prep.).

5. Modelo metalogénico

El modelo propuesto cubre dos aspectos principales relacionados con las mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama: por una parte, la relación temporal entre la mayor parte de los yacimientos, y por otra, sus ámbitos genéticos. Exceptuando las manifestaciones de W, Nb, Ta y U mencionadas en la introducción, el problema principal radica en establecer si las mineralizaciones mesotermales tipo Bustarviejo se encuentran o no genéticamente ligadas a las epitermales del tipo Hiendelaencina. Aunque la hipótesis genética más probable apunta a la conexión de ambos grupos de mineralizaciones, sería importante saber si el decrecimiento térmico hacia el Este que se observa en superficie, tiene su correspondencia en profundidad, en forma de un tránsito magmático o relación

íntima entre los granitos y las rocas volcánicas.

Se plantea por lo tanto, a partir del estudio metalogénico generalizado, la posibilidad de una misma fuente magmática calcoalcalina primaria, con su correspondiente diferenciación plutónica y volcánica. La otra posibilidad consistiría en un total diacronismo de los fenómenos magmáticos y, por lo tanto, que las mineralizaciones no estuvieran relacionadas entre sí. Estos episodios habrían tenido lugar durante la transición Carbonífero-Pérmico, produciendo mineralizaciones que si bien no serían absolutamente contemporáneas, se enmarcarían dentro de un contexto metalogénico tardi-Hercínico.

De esta manera, y como hipótesis de trabajo, se propone el siguiente modelo genético para las mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama (Fig. 5): Intrusiones tardihercínicas tipo La Cabrera (310 ± 14 m.a., $(\text{Sr-87/Sr-86})_0 = 0.7094$; 287 ± 5 m.a., $(\text{Sr-87/Sr-86})_0 = 0.7073$; Vialette et al., 1981), dan origen a un hidrotermalismo de alta a media temperatura que produce mineralizaciones de W-Sn-Mo, As-Fe, Cu-Sn-Zn etc. (Vindel, 1982b).

En el área de Atienza se ha determinado una edad de 287 ± 12 m.a. para las andesitas, (Hernando et al., 1980). Esta etapa magmática efusiva, en su momento póstumo, daría lugar a una actividad de tipo geotérmico (Fig. 5), originando mineralizaciones epitermales argentíferas y de metales de base, como las de Hiendelaencina, Congostrina y La Bodega. A pesar del normal solapamiento de zonas minerales, a grandes rasgos, y dentro del contexto de la zonalidad vertical en un depósito epitermal de metales preciosos (Buchanan, 1981; Camus, 1986), Congostrina representaría un nivel más bien inferior, con cierto predominio de los metales base, en tanto que yacimientos como Hiendelaencina y La Bodega representarían sectores superiores con mayor participación de minerales argentíferos.

Con respecto a las mineralizaciones de barita (Fig. 5) localizadas en el sector centro-occidental de la Sierra, su génesis parece estar

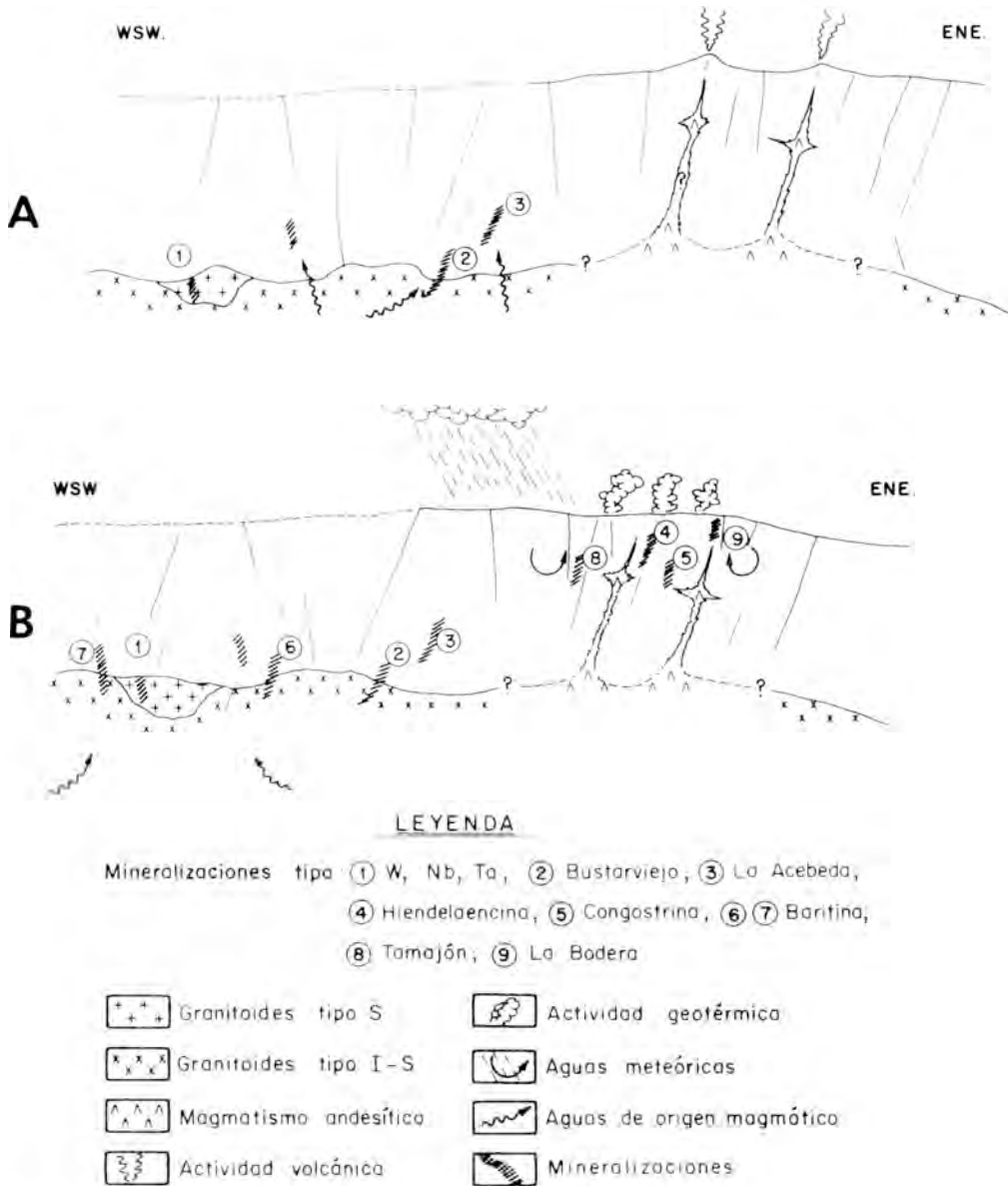


Fig. 5.- Esquema general evolutivo de los procesos metalogénicos en la Sierra de Guadarrama. A.- etapa inicial principal, B.- etapa tardía.

ligada a un hidrotermalismo muy tardío, en un rango de temperaturas bajas (Mayor, en prep.; Ortega, 1987), y probablemente contemporáneo con el que dió origen a las mineralizaciones argentíferas del sector oriental del Sistema Central.

Bibliografía

BERGER, B. & EIMON, P. (1982): Comparative models of epithermal silver-gold deposits. AIME preprint 82-13 SME-AIME Mtg Dallas, Texas.

- BUCHANAN, L. (1981): Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest. Arizona. *Geol. Soc. Dig XIV*: 237-262.
- CAMUS, F. (1986): Geología de los yacimientos epitermales de oro en Chile y posible modelo idealizado. In: Geología y recursos minerales de Chile. Frutos, J., Oyarzun, R. y Pincheira, M. Eds. Biblioteca de recursos renovables y no renovables de Chile. Ed. Univ. de Concepción. Chile, pp 653-690.
- EIMON, P. (1981): Exploration for epithermal gold and silver deposits: The epithermal model. The first International Symposium on Small Mine Economics and Exploration. Taxco, Mexico, T-I, 15p.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J. & BELLIDO, F. (1981): Estudio de los granitoides de dos micas de Los Remedios y las pegmatitas asociadas, Macizo de San Pedro (Madrid). *Cuad. Geol. Iber.* 7: 295-308.
- HERNANDO, S.; SCHOTT, J.; THUIZART, R.; MONTIGNI, R. (1980). Age des andesites et des sediments interstratifiés de la region d'Atienza (Espagne). Etude stratigraphique, géochronologique et paleomagnetique. *Soc. Geol. Bull.*, 33: 119-128.
- MARTINEZ FRIAS, J. (1987): Mineralogía y Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del sector oriental del Sistema Central Español. Tesis Doctoral. Edit. Univ. Complut. 379 pp.
- MAYOR, N.; LUNAR, R. & VINDEL, E. (1986): Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del Sistema Central: zona de La Acebeda-Robregordo. *Bol. I.G.M.E.* T. 97-4, 473-485.
- MONTERRUBIO, S.; LUNAR, R. & VINDEL, E. (1987a): Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del Sistema Central: zona de Tamajón-Campillo de Ranas. *Bol. I.G.M.E.* 97-6: 67.82.
- MONTERRUBIO, M.; ANCOECHEA, E.; SAGREDO, J.; DE LA PEÑA, J.; HERNAN, F.; BRANDLE, J. & MARFIL, R. (1983): Volcanismo permo-Carbonífero de la Cordillera Ibérica. Congreso Int. de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. C.N.G. e I.G.M.E. pp 27-52.
- ORTEGA, L. (1987): Las mineralizaciones de baritina del sector de Cencientos-Cadalso de los Vidrios, (Provincia de Madrid). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 118 p.
- ROMBERGER, S. (1986): Disseminated gold deposits. *Geoscience. Canada*, Vol. 13, n-1, pp 23-31.
- SIERRA, J.; VINDEL, E.; LUNAR, R.; LOPEZ GARCIA, J.A. & MARTINEZ FRIAS, J. (1987): Estudio de inclusiones fluidas en la mineralización de plata de La Bodera, (Sistema Central). *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 10-2 (en prensa).
- VIALETTE, Y.; BELLIDO, F.; FUSTER, J. & IBARROLA, E. (1981): Données géochronologiques sur les granites de La Cabrera. *Cuad. Geol. Iber.* 7: 327-335.
- VINDEL, C. (1985b): Estudio mineralógico y metalogénico de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Bol. I.G.M.E.* T. XCIII-II. pp 120-145.

(Aceptado: 14 Octubre 1987)

MINERALIZACIONES As-Sb-Au ASOCIADAS A ROCAS IGNEAS FILONIANAS DEL NE. DE LEON: LAS MINAS DE BURON

Andrés PANIAGUA CONDADO(*), Luis Santiago RODRIGUEZ PEVIDA(**) y Juan Luis GUTIERREZ VILLARIAS(***)

(*) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. 33071 OVIEDO

(**) B.P. Minera España, S.A., 24009 LEON, (***) SOCIMEP, 28003 MADRID

ABSTRACT.- The As-Sb-Au ore deposits from Burón are placed on Late-Hercynian basic igneous rocks, close to a major tectonic accident, the Ventaniella Fault. The ore mineralization was deposited in shear zones and related fractures, with a strong propylitic alteration. The mineral succession is formed by three stages: an early stage (As-Fe-S) characterized by major mispickel and pyrite, an intermediate stage (Fe-Sb-Au) characterized by the presence of berthierite, and a late stage (Sb-S) characterized by the presence of stibnite.

Also are present minor amount of Co-Ni sulfarsenides, native gold, bismuth and antimony, aurostibite, sphalerite and Cu-Pb-Sb sulfosalts.

Chemical analyses show a positive, lognormal, correlation between Au and As, whereas Au and Sb are not related. The ore deposit thermochemistry varies from 373°C for the earlier events, to mesothermal conditions for the major As mineralization, whereas the late of the hypogenic mineralization is clearly epithermal.

The Burón ore deposit is very similar to many others As-Sb-Au ore deposits of the Cantabrian Zone. Further, a remarkable resemblance with the Late-Hercynian As-Sb-Au ore deposits of the Armorican Massif of France can be observed.

Key words: Gold, Arsenic, Antimony, Hydrothermal ore deposit, Diorite porphyries, Cantabrian Zone.

RESUMEN.- Las mineralizaciones de As-Sb-Au de Burón están emplazadas en rocas ígneas básicas tardihercínicas, en las proximidades de un gran accidente tectónico, la Falla de

Ventaniella. La mineralización ha precipitado en zonas de cizalla y fracturas sobreimpuestas, acompañándose de una fuerte alteración de tipo propilítico. La sucesión mineral está constituida por tres estadios: un estadio precoz (As-Fe-S) caracterizado por la presencia mayoritaria de mispíquel y piritita, un estadio intermedio (Fe-Sb-S) caracterizado por la presencia de berthierita, y un estadio tardío (Sb-S) caracterizado por la presencia de estibina. Estos minerales se acompañan por cantidades menores de sulfoarseniuros de cobalto y níquel, oro, bismuto y antimonio nativo, aurostibita, esfalerita y sulfosales de Cu, Pb y Sb.

Los análisis químicos muestran una correlación positiva, log-normal, entre Au y As, no apreciándose correlación entre Au y Sb. La temperatura de formación de la mineralización evoluciona desde 373°C para los procesos más precoces, pasando por condiciones mesotermales para la mineralización arsenical, mientras los estadios finales de la mineralización hipogénica se desarrollan en condiciones claramente epitermales.

Las características de esta mineralización son comunes a muchas otras de la Zona Cantábrica, y guardan semejanzas importantes con las mineralizaciones tardihercínicas de As-Sb-Au del Macizo Armoricano francés.

Palabras clave: Oro, Arsénico, Antimonio, Yacimiento hidrotermal, Pórfidos dioríticos, Zona Cantábrica.

1. Introducción

El área La Reina-Riaño-Valdeburón está situada en el nordeste de la provincia de León

y se corresponde con los valles altos de los ríos Esla y Yuso. Riaño, ubicado en la confluencia de ambos ríos, es la principal localidad de la zona a 6 Km. de Riaño, en dirección NO, se sitúa la localidad de Burón. En torno a esta localidad existen una serie de mineralizaciones de As-Sb-Au que fueron objeto de explotación para beneficio del antimonio a finales del siglo pasado y principios del presente (Soler, 1883; Lacasa, 1929). Así mismo existen restos de labores romanas (L.C. Pérez, com. per.) en las cuales pudieron llegar a moverse unos 50.000 m³ de material.

Estas mineralizaciones, que pueden ser consideradas como un ejemplo representativo de las numerosas mineralizaciones As-Sb-Au existentes en todo el área, se emplazan en zonas de cizalla y fracturas sobreimpuestas a rocas ígneas filonianas de carácter predominante básico, relacionadas con líneas estructurales mayores.

2. Contexto geológico

El área La Reina-Riaño-Valdeburón se encuadra en las estribaciones más occidentales de la Región del Pisuerga-Carrión, precisamente en la confluencia con las otras tres grandes regiones de la Zona Cantábrica, según Julivert (1971): La Región de Pliegues y Mantos, la Cuenca Carbonífera Central y la Región del Manto del Ponga (Fig. 1).

Estratigráficamente, este área corresponde al Dominio del Yuso (Martínez García et al., 1983), constituido por una sucesión de materiales detríticos, pelíticos y carbonatados sinorogénicos de edad Westfaliense B a Estefaniense.

La evolución tectónica de la región (Lobato, 1977) muestra dos fases de deformación principales claramente diferenciadas: la Fase Palentina, de edad Westfaliense B, que origina pliegues tumbados de vergencia sur, y la Fase Astúrica, de edad Estefaniense A, que origina pliegues de plano axial subvertical y esquistosidad de flujo. Como rasgo tectónico distintivo existe en la zona una extensa red de fracturas de direcciones NO-SE, NE-

SO y E-O, de las cuales la más significativa es la Falla de Ventaniella, un accidente tectónico muy profundo que puede seguirse por imagen satélite desde el Cabo de Peñas (Asturias) hasta las inmediaciones de la Sierra de Espadán (Castellón).

En relación con estas fracturas intruyen en el área grupos de diques y sills de dioritas, gabros, granodioritas, cuarzodioritas y cuarzogabros, con carácter microporfídico predominante (Corretgé et al., 1985).

Estas rocas intrusivas sufren en general, procesos de alteración hidrotermal, a los que se sobreimponen mineralizaciones del tipo que nos ocupa en este trabajo.

3. El medio encajante

En la zona de Burón las mineralizaciones encajan en diques y sills de pórfidos dioríticos predominantes NO-SE y NE-SO, que en ocasiones pasan a ser E-O (zona norte). La potencia de los diques es en general inferior a 100 m., con una continuidad máxima visible de 700 m. Estos intrusivos encajan en pizarras y areniscas de edad Westfaliense-Estefaniense.

Todos los afloramientos de pórfidos dioríticos y cuarzodioríticos presentan una alteración hidrotermal de intensidad variable. Con respecto a su proximidad a la mineralización se diferencian tres conjuntos de alteración hidrotermal en los cuerpos intrusivos (Fig. 2):

a) Zonas alejadas: se observa sericitización general de plagioclasas y cloritización de biotitas con algunos sulfuros diseminados, siendo posible distinguir la textura original de la roca.

b) Zonas intermedias: se observa intensa alteración propilítica con sericitización, cloritización, carbonatización y silicificación con sulfuros diseminados.

c) Zonas mineralizadas: la roca ígnea presenta textura cataclástica con abundantes sulfuros en los planos de fractura, y alteración de tipo clorita-sericita-silíce, zonas

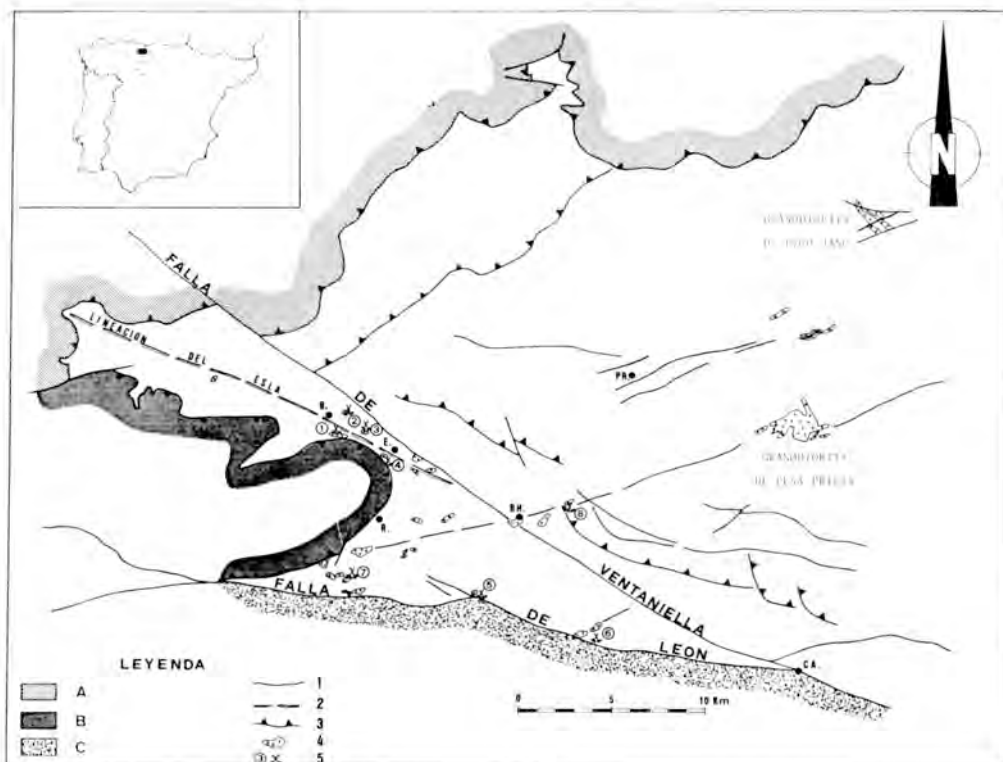


Fig. 1- Mapa estructural esquemático de la terminación occidental de la Región Palentina. A) Región del Manto del Ponga. B) Cuenca Carbonífera Central. C) Región de Pliegues y Mantos. 1) Fracturas. 2) Fotoalineaciones. 3) Cabalgamientos. 4) Rocas Ígneas. 5) Indicios Mineros.

de cizalla bien desarrolladas y puntos de mineralización metálica masiva incluidos. Las zonas de cizalla tienen una orientación paralela a la de los pórfidos encajantes, así como el sistema de fracturas sobreimpuestas, rellenas de cuarzo, carbonato y minerales de mena. Fallas tardías sinistras NNE-SSO desplazan tanto los afloramientos de rocas ígneas como las mineralizaciones.

4. La mineralización metálica

Para caracterizar la evolución metalogénica de la mineralización, desde los minerales más precoces, magmáticos, hasta los que derivan de la alteración supergénica, se estudiaron 80 muestra representativas del conjunto de la mineralización y de la roca ígnea. Las muestras se estudiaron por microscopía óptica de reflexión, microscopía electrónica de barrido, fluorescencia de rayos-x y difracción de rayos-x. Asimismo, las especies

minerales auríferas y las sulfosales de Pb, Cu y Sb presentes se caracterizaron mediante micro-análisis electrónico por dispersión de energía (EDAX). De este modo se han detectado 34 especies minerales metálicas distribuidas a lo largo de 5 estadios: un estadio inicial magmático, caracterizado por la existencia de óxidos y sulfuros de hierro como accesorios en las zonas menos alteradas de la roca ígnea; un estadio hidrotermal precoz, caracterizado por la presencia de mispíquel; un estadio hidrotermal intermedio, caracterizado por la presencia de berthierita, un estadio hidrotermal tardío, caracterizado por la presencia de estibina, y finalmente un estadio supergénico. La sucesión mineral aparece en la figura 3.

La mineralización metálica magmática.

En las muestras de roca ígnea menos alterada se reconoce la presencia de cinco especies

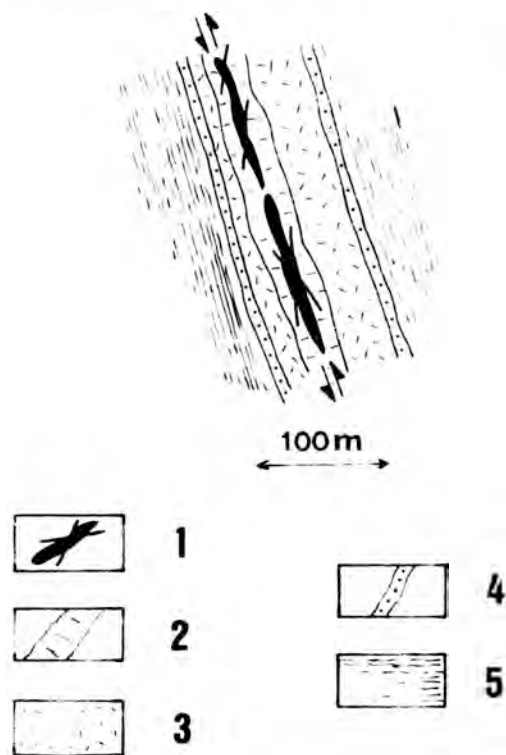


Fig. 2- Disposición de la mineralización y alteración hidrotermal en Burón Sur. 1) Zonas de cizalla con filones de cuarzo y mineralización sobreimpuesta. 2) Pórfido diorítico con alteración propilitica. 3) Pórfido diorítico sericitizado y cloritizado. 4) Argilitas en el contacto encajante-roca ígnea. 5) Pizarras.

minerales metálicas como accesorias: pirrotina $Fe_{1-x}S$, ilmenita $FeTiO_3$, magnetita Fe_3O_4 , hematites Fe_2O_3 y pirita FeS_2 . La pirrotina es el mineral más precoz, y a la vez el más abundante. Ilmenita y magnetita aparecen dispersas en el seno de la roca ígnea, a veces reemplazadas por hematites. La pirita aparece como mineral más tardío, aunque en ocasiones se asocia a la magnetita reemplazando a la pirrotina, lo que indica procesos de oxidación hipogénica.

La mineralización hidrotermal precoz.

Está desarrollada tanto en las zonas propilitizadas de la roca ígnea como en las venas de cuarzo y calcita que rellenan las fracturas. Está constituida fundamentalmente

por mispíquel $FeAsS$, normalmente idiomórfico, acompañado de pirita, y en ciertas zonas, de glaucodot $(Co, Fe) AsS$. Incluidos en el mispíquel, o en fisuras de este mineral aparecen oro y bismuto nativos, en proporción muy escasa y en partículas cuyo tamaño supera raramente los $10 \mu m$. Asimismo, siempre incluidos en el mispíquel, aparecen bismutinita Bi_2S_3 y maldonita Au_2Bi . También en proporción muy escasa, incluida en berthierita, se ha detectado maucherita Ni_3As_2 .

La mineralización hidrotermal intermedia.

Está desarrollada fundamentalmente en venas de cuarzo y calcita, y más escasamente, en las zonas más propilitizadas de la roca ígnea. Presenta dos rasgos fundamentales: la aparición de berthierita $FeSb_2S_4$, y la formación de rejalgos y oropimente como fases arsenicales, en lugar del mispíquel. Además de estos minerales aparecen en proporción mucho menor, en general incluidas en berthierita, una serie de sulfosales de plomo y antimonio: boulangerita $Pb_5Sb_4S_{11}$, jamesonita $Pb_4FeSb_6S_{14}$, semseyita $Pb_9Sb_8S_{21}$ y twinnita $Pb(Sb,As)_2S_4$. Por otra parte se ha observado la presencia de esfalerita ZnS , en pequeños cristales redondeados, dispersos en la matriz, y escasa gudmundita $FeSbS$, incluida en berthierita. Asimismo se observa oro y antimonio en fisuras abiertas dentro de la berthierita.

La mineralización hidrotermal tardía.

Aparece exclusivamente en el seno de las fracturas rellenas de cuarzo y calcita. El rasgo característico de esta etapa es la presencia de abundante estibina Sb_2S_3 , acompañada de cantidades menores de pirita y greigita Fe_3S_4 , como producto de alteración hipogénica de la berthierita. Asimismo aparecen rejalgos y oropimente en cristales idiomórficos, asociados a getchellita $AsSbS_3$, y esfalerita. Por otro lado aparece un cierto número de sulfosales de Pb, Cu y Sb: Plagionita $Pb_5Sb_8S_{17}$, zinkenita $Pb_6Sb_{14}S_{27}$, calcostibita $CuSbS_2$, y twinnita $Pb(Sb,As)_2S_4$. Se observa la presencia de oro y aurostibita

MINERALES	I	II	III	IV	V	A	B	C
PIRROTINA	■					●		
ILMENITA	■					●		
MAGNETITA	■					●		
HEMATITES	■					●		
PIRITA	■	■		■		●	●	
MISPIQUEL		■		■		●	●	
GLAUCODOT		■				●	●	
GUDMUNDITA			■			●	●	
MAUCHERITA		■				●		
REJALGAR			■	■		●	●	
OROPIMENTE			■	■		●	●	
GRELGITA				■		●	●	●
BISMUTINITA		■	■			●		●
BISMUTO		■	■			●		
MALDONITA		■				●		●
ORO		■	■	■	■	●		●
AUROSIBITA				■		●		●
BERTHIERITA			■			●	●	
ESTIBINA				■	■	●	●	
ANTIMONIO			■	■		●	●	●
BOULANGERITA			■	■		●	●	●
JAMESONITA			■	■		●	●	●
PLAGIONITA			■	■		●	●	●
SEMSEYITA			■	■		●		
ZINKENITA				■		●		●
CALCOSTIBITA				■		●	●	
TWINNITA			■	■		●	●	●
ESFALERITA			■	■		●	●	
GETCHELLITA				■		●	●	
KERMESITA					■	●	●	
ESTIBICONITA					■	●	●	
CERVANTITA					■	●	●	
ARSENOLITA					■	●	●	
GOETHITA					■	●	●	
CUARZO		■	■	■		●	●	
CALCITA			■	■		●	●	
METALES	Fe-Ti	As-Au Fe-(Co,Ni)	Zn-Pb-Cu Fe-Sb-Au-As	Zn-Pb-Cu Sb-As-Au	As-Sb-Fe			

Fig. 3- Paragénesis mineral del yacimiento de Burón. Estadio I: minerales ígneos; estadio II: mineralización precoz; estadio III: mineralización intermedia; estadio IV: mineralización tardía; estadio V: mineralización supergénica. Técnicas utilizadas para la identificación: (A) técnicas ópticas + fluorescencia de rayos X; (B) difracción de rayos X; (C) microanálisis electrónico por dispersión de energía (EDAX).

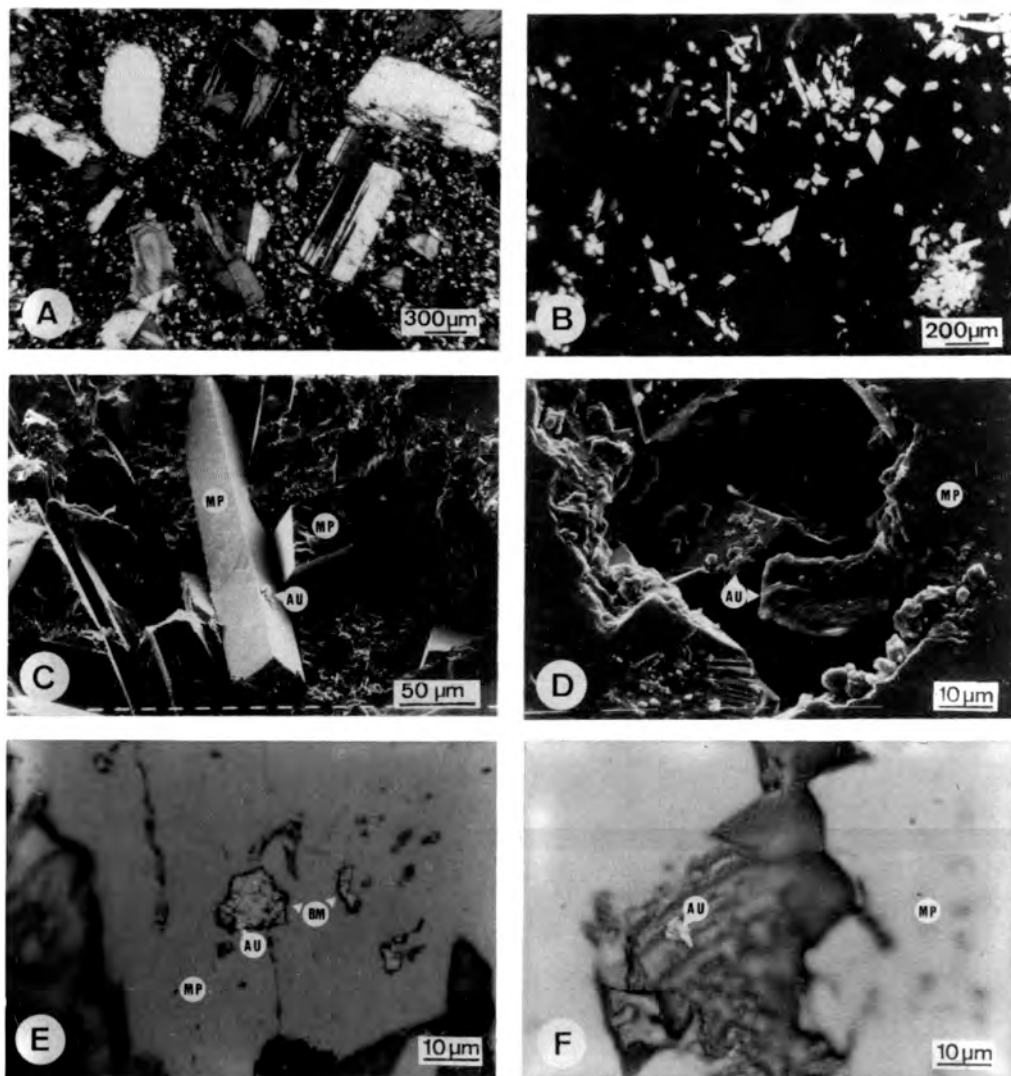


Fig. 4- A) Textura de la roca ígnea sin alterar. Imagen microscópica de polarización por transmisión. N-X. x 30. B) Cristales idiomórficos de mispíquel. Imagen microscópica de polarización por reflexión. N-//. x 45. C) Cristales idiomórficos de mispíquel (MP) con oro (Au). SEM. x 300. D) Oro (Au) en cavidad de mispíquel (MP). SEM. x 1100. E) Bismuto (BM) y Oro (Au) en mispíquel (MP). N-//, inmersión. x 1100. F) oro (Au) en mispíquel (MP). N-//, inmersión. x 1100.

AuSb₂, en fisuras y cavidades de la antimoni- nita, así como inclusiones de antimonio nativo.

La mineralización supergénica.

El producto de alteración supergénica de la mineralización es fácilmente observable en

superficie, ya que confiere a la roca un color anaranjado característico que en fractura fresca se transforma en el color verdeazulado de la alteración propilítica. Los minerales supergénicos son esencialmente kermesita Sb₂O₃, estibiconita (Ca,Sb)Sb₂O₆(O,OH), cervantita Sb₂O₄ y goethita FeOOH, junto con óxidos coloidales amorfos (en difracción

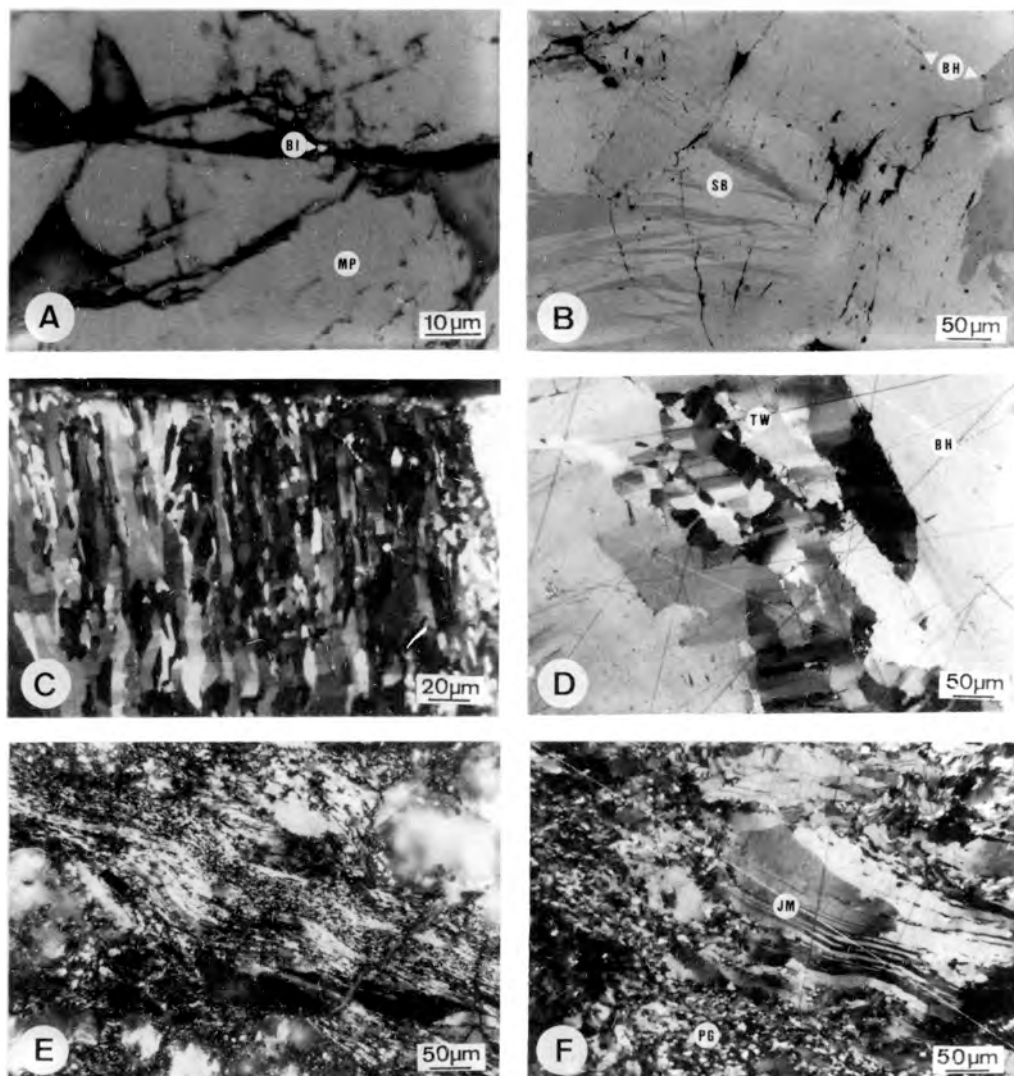


Fig. 5- Imágenes de microscopía de polarización por reflexión. A) Bismuto (BI) en fisura dentro de mispíquel (MP). N-//, inmersión. x1100. B) Berthierita (BH) reemplazada por estibina (SB). N-X. x180. C) Boulangerita. N-X. x300. D) Twinnita (TW) en berthierita (BH). N-X, x180. E) Zinkenita. N-X. x180. F) Plagionita (PG) asociada a jamesonita (JM). N-X. x 180.

de polvo dan diagrama plano), y partículas de oro dispersas.

5. Geoquímica de la mineralización

Presencia y distribución de los elementos más significativos en la mineralización.

Sobre 54 muestras de 6-7 kg, constituidas por fragmentos de menos de 0.5 kg, se efec-

tuaron análisis por absorción atómica, con duplicado de muestra, en los laboratorios Caleb Brett (Gran Bretaña), para los siguientes elementos: Au, Ag, Sb, As, Cu, Bi, Mo, W, Pb, Zn y Hg. El límite de detección fué de 20 ppb para Au, 0.1 ppm para Bi y 1 ppm para los demás elementos. Los resultados muestran contenidos de hasta 6.2% As, 3.6% Sb, 0.12% Zn, 0.04% Pb, 0.01% Cu, 0.7% ppm Bi y 1.2 ppm Au, no registrán-

dose cantidades significativas de Ag, Mo, W y Hg. En la Tabla I se muestran los resultados de los análisis para Au, As y Sb.

Con respecto al Au, As y Sb, el estudio de

la distribución espacial del muestreo geológico (Tabla II) muestra claramente la asociación entre la fracturación y el metamatismo, de una parte, y el incremento en el contenido en Au, y Sb, de la otra. Se ha re-

TABLA I

Análisis químicos de oro, arsénico y antimonio del yacimiento de Burón.

N muestra	Au (ppb)	As (ppm)	Sb (ppm)	N muestra	Au (ppb)	As (ppm)	Sb (ppm)
1	38-47	8370	323	28	107-125	6720	92
2	<10	454	22	29	18-18	2500	91
3	113-125	7230	36	30	<10	46	2
4	452-500	9460	36600	31	<10	15	10
5	1034-948	30400	2500	32	<10	402	7
6	61-70	18000	120	33	36-36	3600	214
7	<10	6000	19	34	222-231	10500	25000
8	326-298	5370	6130	35	423-423	12000	20000
9	1034-1140	63000	1860	36	553-601	20000	15000
10	<10	50	4	37	<10	13000	94
11	<10	142	37	38	48-48	292	171
12	62-80	61	98	39	548-567	15000	231
13	<10	137	54	40	375-432	11000	440
14	<10	32	11	41	315-315	8000	28000
15	<10	752	526	42	894-961	24000	2600
16	405-405	2000	860	43	28-28	3560	8160
17	464-473	1680	14000	44	318-318	10200	1720
18	<10	302	105	45	<10	11000	286
19	<10	519	174	46	19-19	16000	206
20	151-169	2950	18	47	19-19	940	129
21	36-36	1380	96	48	<10	305	30
22	<10	672	260	49	<10	415	85
23	19-28	142	28	50	<10	5640	97
24	68-98	6160	69	51	<10	34	13
25	78-88	1700	83	52	<10	950	15
26	226-245	6000	21000	53	105-114	4600	1040
27	1140-1122	62000	1280	54	<10	548	728

alizado una correlación entre los contenidos en Au, As y Sb para todas las muestras con más de 100 ppb de Au. Los resultados muestran una correlación positiva, lognormal, entre Au y As ($r(\text{Au}-\log \text{As})=0.773$), mientras que no se aprecia ningún tipo de correlación entre Au y Sb ($r(\text{Au}-\text{Sb})=2.346$). Esto indica que el oro y el arsénico están ligados a la misma época metalogénica, y al mismo episodio deposicional, mientras que el oro asociado a la mineralización anti-monifera más tardía lo es por removilización parcial del oro depositado anteriormente, y asociado a la mineralización arsenical primaria. Las relaciones Au-As y Au-Sb se muestran en la figura 6.

es inestable por encima de 241°C (Shunk, 1969). Por tanto, hay que concluir unas condiciones mesotermales a epitermales para el estadio precoz de la mineralización. En estas condiciones, la actividad máxima de azufre (a_{S_2}) tuvo que ser necesariamente menor de 10^{-8} bar (para 373°C) y muy probablemente, menor de 10^{-11} bar (para 270°C) (Barton y Skinner, 1979, Fig. 8).

Con respecto a los estadios intermedio y tardío, se obtienen parecidos resultados. La gudmundita no es estable por encima de $280 \pm 10^\circ\text{C}$ (Barton, 1971), mientras que el oropimente y el rejalgar son inestables por

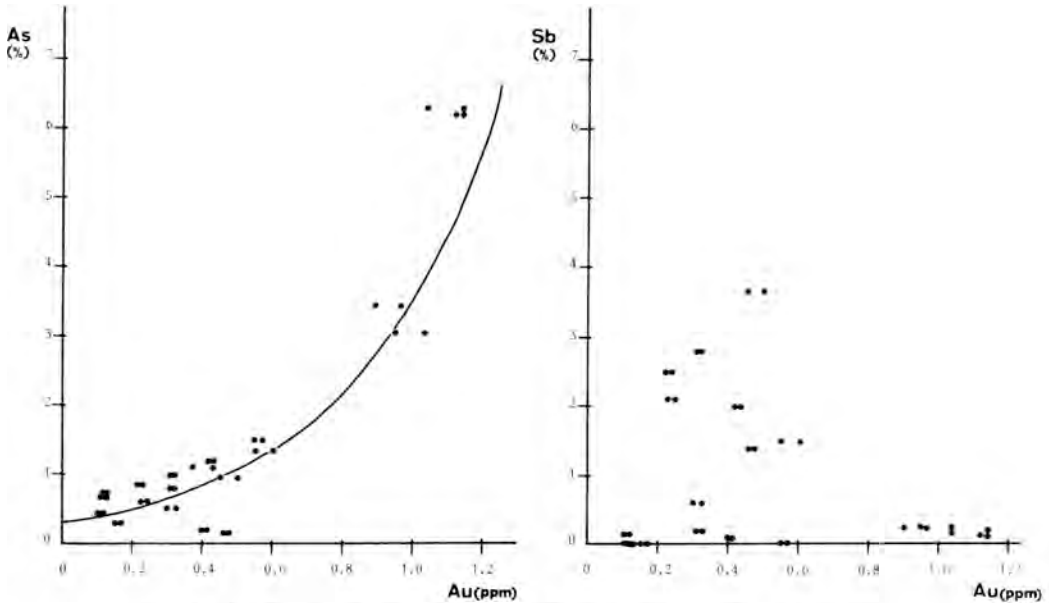


Fig. 6- Correlación As-Au y Sb-Au en el yacimiento de Burón.

6. Condiciones de formación.

Con respecto al estadio precoz de la mineralización hidrotermal, el mispiquel y la piritita pueden coexistir por debajo de 491°C (Kretschmar y Scott, 1976; Fig. 7). Esto coincide en líneas generales con el rango de temperaturas asumido para el desarrollo de los procesos involucrados en la propilitización de la roca ígnea. Sin embargo, la maldonita no es estable por encima de los 373°C, y la asociación maldonita+bismuto

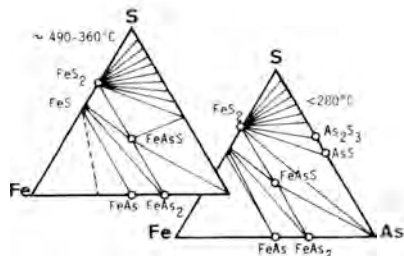


Fig. 7- Relaciones de estabilidad en el sistema Fe-As-S, según Kretschmar y Scott (1976).

TABLA II

Distribución de anomalías de Au, As y Sb en los alrededores del yacimiento de Burón.

TIPO DE ROCA	Nº DE ANALISIS	Au (ppm)	As (ppm)	Sb (ppm)
Pizarras, areniscas y calizas en cajantes del porfido.	5	0,010	262	32
Arcillas metamórficas del contacto pizarra-porfido.	3	0,068	1047	92
Porfidos con ligera sericitización y cloritización.	3	0,010	31	15,6
Porfidos con alteración propilitica.	11	0,036	2200	211
Zonas de cizalla con minerales metálicos.	20	0,117	6700	266
Filones de cuarzo con minerales metálicos.	12	0,522	27000	11000

encima de $315\pm 5^\circ\text{C}$ y $307\pm 5^\circ\text{C}$ respectivamente (Hall y Yund, 1964). El hecho de que en estos estadios se forme rejalgos y oropimente en lugar de mispíquel se puede ex-

plicar por dos procesos alternativos: disminución de la temperatura o incremento de la actividad de S_2 . Los dos mecanismos son admisibles en principio, porque hay un incremento en la precipitación de calcita con el tiempo, y esto se relaciona directamente con una disminución de temperatura, así como con una disminución de la presión de CO_2 (Barnes, 1979). La presión de CO_2 limita significativamente la actividad de S_2 , por tanto su disminución favorece un incremento de dicha actividad. Manteniendo una actividad de S_2 de 10^{-11} bar, la temperatura superior de formación del oropimente es aproximadamente de 200°C , lo que está más en consonancia con la evolución del yacimiento que una elevación drástica de la actividad de S_2 , lo que es incompatible con la formación de antimonio o greigita.

En resumen, la secuencia deposicional evoluciona de condiciones mesotermales a epitermales, pudiendo admitirse que en los estadios hipogénicos intermedio y tardío la temperatura fué inferior a 200°C . Esto está en consonancia con los datos de paleotemperaturas de la mayor parte de los yacimientos

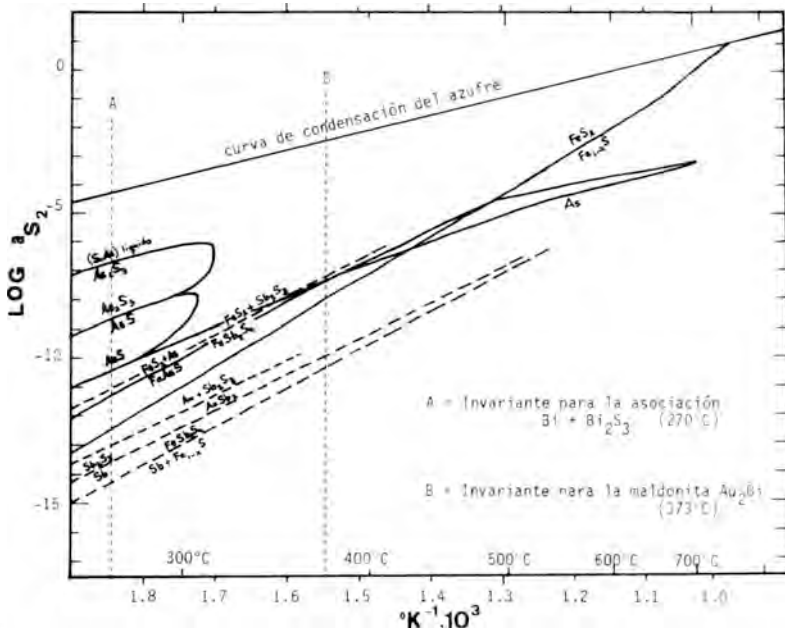


Fig. 8- Diagrama de actividad de S_2 frente a la temperatura para los sulfuros más significativos del yacimiento de Burón, simplificado de Barton y Skinner (1979).

de la región (García-Iglesias y Loredó, 1982; Luque, 1985; Paniagua et al, 1987 a,b).

Dentro de este área se conocen otros indicios con la asociación As-Sb-Au: Morrón Carretera (menos de 1% As y Sb, 0.8 ppm Au), Alto de Picones (3.9% As, 24.8% Sb, 6.3 ppm Au), y Escaro (0.53% As, 0.73% Sb, 1.6 ppm Au, 2.13% Pb, 0.46% Zn). Asimismo existen otras dos mineralizaciones As-Sb, en Horcadas y Valdelapeña, que no presentan Au en su geoquímica. Todas estas mineralizaciones están en relación espacial y genética con rocas ígneas de afinidad subvolcánica. Asimismo todas ellas se agrupan según lineaciones NO-SE y NE-SO, paralelas y próximas a fracturas muy importantes de la región.

7. Consideraciones metalogénicas finales

Nos encontramos ante un yacimiento de As-Sb-Au ligado a rocas ígneas de composición gabroica y cuarzdiorítica. Estas rocas parecen constituir un metalotecto de primer orden en la región. Su relación con los accidentes tectónicos tardi-hercínicos más importantes de la zona es clara. Esta relación resulta también evidente en un importante número de mineralizaciones de la región. Las condiciones de formación del yacimiento y la existencia de Au, Co y Ni ligados al As, y de Pb y Zn ligados al Sb, sugieren relaciones genéticas con las demás mineralizaciones antes mencionadas. Por todo ello cabe deducir que estas mineralizaciones derivan de la instauración durante las etapas tardías de la orogénesis hercínica de amplios sistemas hidrogeológicos ligados a las grandes fracturas tardihercínicas, facilitando el desarrollo de circuitos hidrotermales convectivos derivados de un flujo térmico de origen profundo.

El papel de las rocas ígneas en el depósito de la mineralización es tanto geomecánico como geoquímico: su rigidez relativa frente a las pizarras y areniscas encajantes ha favorecido su fracturación y la penetración de las soluciones mineralizantes, mientras las pizarras encajantes, argilitizadas en el contacto por los procesos metamórfico-

metasomáticos derivados de la intrusión, han operado como pantalla relativa. Asimismo la composición de las rocas ígneas, la alta proporción de paragénesis secundarias derivadas de los procesos hidrotermales más precoces, con incremento de la permeabilidad efectiva, pudo favorecer la precipitación del stock presente en las soluciones hidrotermales.

Agradecimientos

Los autores quieren dejar constancia de su agradecimiento a D. Rafael Serpa, director de BP Minera España, S.A. por las facilidades concedidas para la publicación de los análisis químicos efectuados por dicha empresa en Burón. Asimismo desean agradecer al Prof. Luis Guillermo Corretgé y a su equipo de investigación el asesoramiento y análisis crítico de algunos aspectos involucrados en la alteración de las rocas ígneas.

Bibliografía

- BARNES, H. L. (1979): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons, N. York-Chichester-Brisbane-Toronto, 798p. BARTON, P.B.(1971): The Fe-Sb-S System. *Econ. Geol.* 66, 121-132 p.
- BARTON, P.B. y SKINNER, B.J. (1979): Sulfide mineral stabilities. In "Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits" ed. H.L. Barnes, pp. 236-333. Holt, Rinehart & Winston New York.
- CORRETGE, L.G.; CIENFUEGOS, I.; CUESTA, A.; GALAN, G.; MONTERO, P.; RODRIGUEZ-PEVIDA, L.S.; SUAREZ, O. y VILLA, L. (1985): Granitoides de la Reunión Palentina (Cordillera Cantábrica, España). IX Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Oporto.
- GARCIA-IGLESIAS, J. y LOREDO, J. (1982): Conditions physicochimiques de formation des mineralisations a fluorite de la Province des Asturies (Espagne): correlation et synthese. *Bull. BRGM.*, II-4, 353-357.
- HALL, H.T. y YUND, R.A. (1964): Equilibrium relations among some silver sulfosalts and arsenic sulfides (abst). *Am. Geophys. Union. Trans.*, 45, 122.

- JULIVERT, M. (1971): Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain. *Am. J. Sci.*, 270, 1-29.
- KRESTCHMAR, U. y SCOTT, S.D. (1976): Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Can. Mineral.*, 14, 364-386.
- LACASA, A. (1929): Catalogación de los yacimientos minerales de antimonio (Paredes y Riaño). *Cat. Res. Cri. Min.*, T-2.
- LOBATO, L. (1977): Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva (NE de León, NO de Palencia y SO de Santander). *Inst. Fr. Bern. de Sahagún*, C.S.I.C. León. 133 p.
- LUQUE, C. (1985): Las mineralizaciones de mercurio de la Cordillera Cantábrica. T. Doc. Univ. Oviedo., 1531 p.
- MARTINEZ-GARCIA, E.; WAGNER, R.H.; LOBATO, L.; FERNANDEZ, L. y ALONSO, J.L. (1983): El Carbonífero de la Región Oriental (Pisuerga-Carrión). X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. IGME. 166-177.
- PANIAGUA, A.; RODRIGUEZ-PEVIDA, L.S.; GARZON, L.; PEREZ, J.M. y QUINTANA, A. (1987 a): Presencia de una paragénesis Cu-Ni-Co-U-S-As en la Zona Cantábrica: la mina Profunda (Cármenes, León). *Geogaceta*, 2, 22-24.
- PANIAGUA, A.; LOREDO, J. y GARCIA-IGLESIAS, J. (1987 b): Epithermal minealization in the Aramo mine (Cantabrian Mountains, NW Spain): correlation between paragenetic and fluid inclusion data. IX Symposium of Fluid Inclusions. Oporto.
- SHUNK, F.A. (1969): Constitución of binary alloys. McGraw-Hill, New York.
- SOLER, J.M. (1883): Reseña geológico-minera de la Provincia de León. Imprenta de la Diputación Provincial, 63 p.

(Aceptado: 8 Octubre 1987)

EL YACIMIENTO AURIFERO DE CARLES (ASTURIAS)

Jorge LOREDO PEREZ y Jesús GARCIA IGLESIAS

Escuela de Minas. Universidad de Oviedo. C/ Independencia, 13. 33004 OVIEDO

ABSTRACT.- The gold deposit of Carlés (Asturias) has been exploited on the surface by the romans. It is related to an intrusion of granodioritic composition, hosted by Devonian limestones which are transformed by contact metamorphism characterized by the presence of garnet, pyroxenes, amphiboles, and different metallic oxides and sulfides.

The gold is associated to native bismuth and usually appears as inclusions smaller than 10 microns in arsenic minerals (arsenopyrite and löllingite). These are, mainly, in the contact metamorphic aureole of the granodiorite, either related to quartz filling of fractures, or replacing the rock's constituents around quartz veins.

The formation of quartz veins could be related to fracturing and decompression processes which affected the granodioritic intrusion, and the formation of sulfides with Au and Bi, to hydrothermal fluids which show evidence of carbonic composition and boiling phenomena.

Key words: Granodiorite, Skarn, Gold, Arsenic, Bismuth, Cantabrian Zone, Asturias.

RESUMEN.- El yacimiento aurífero de Carlés (Asturias), explotado por los romanos durante su permanencia en la península ibérica, se encuentra asociado a una intrusión granodiorítica, emplazada en calizas del Devónico en las que provoca un notable metamorfismo de contacto que está caracterizado por la presencia de granates, piroxenos, anfíboles y diversos óxidos y sulfuros metálicos.

El oro, frecuentemente asociado a bismuto nativo, se presenta como inclusiones de tamaño inferior a 10 micras, en minerales de arsénico (arsenopirita-löllingita), los cuales se encuentra principalmente en la aureola de metamorfismo de contacto de la granodiorita,

bien en relación con fracturas rellenas de cuarzo, bien sustituyendo a componentes de la roca en la proximidad de dichas fracturas.

Su génesis podría relacionarse con fases de descompresión y fracturación de la intrusión granodiorítica, y la formación de sulfuros, conteniendo Au y Bi, a partir de fluidos hidrotermales, que muestran evidencias de composición carbónica y procesos de ebullición.

Palabras clave: Granodiorita, Skarn, Oro, Arsénico, Bismuto, Zona Cantábrica, Asturias.

1. Introducción

En el noroeste de la península ibérica, y particularmente en la zona occidental de Asturias, se tiene constancia de la existencia de antiguas explotaciones auríferas que llegaron a tener gran auge durante la presencia de los romanos. De la minería del oro de los romanos en Asturias, aún subsisten numerosos restos de explotaciones, a la vez que se pueden encontrar abundantes testimonios entre los escritores clásicos como Estrabón, Lucano y fundamentalmente Plinio el Viejo.

A partir de la época romana, la minería del oro en Asturias cayó en un abandono casi total hasta el siglo XIX, en que se comienzan a realizar algunos trabajos de investigación (Schulz, 1858; Paillete, 1853) que hacen referencia al interés y a las posibilidades mineras que ofrecen algunas de estas mineralizaciones.

En el presente trabajo se aborda el estudio de una de estas mineralizaciones, situada a orillas del río Narcea (Fig. 1), en las proximidades del pueblo de Carlés (Concejo de Salas), a unos 30 km. al oeste de Oviedo, asociadas a la cual existen antiguas explotaciones romanas de oro. Más recientemente, durante la primera mitad del presente siglo, se explotó para la recuperación de arsénico.

En el área en que se ubica esta mineralización aún se pueden apreciar restos de las labores mineras realizadas por los romanos para la recuperación del oro, y de los depósitos y canales de almacenamiento y distribución de aguas respectivamente, dado que el método de explotación que empleaban se basaba en su utilización para el arranque y arrastre del mineral (Fig. 2). Mediante lavado y preparación del mineral extraído llegaban a liberar y concentrar el oro.

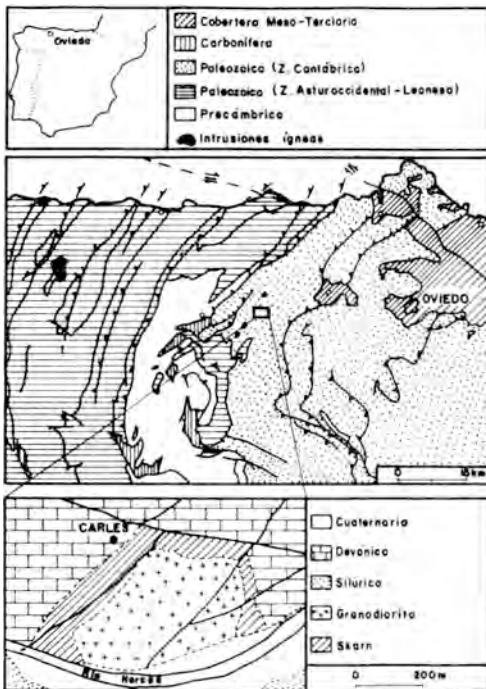


Fig.1- Esquema geológico regional y mapa geológico de la zona mineralizada (modificado de Pello et al., 1970, y Rúa Figueroa et al., 1987).

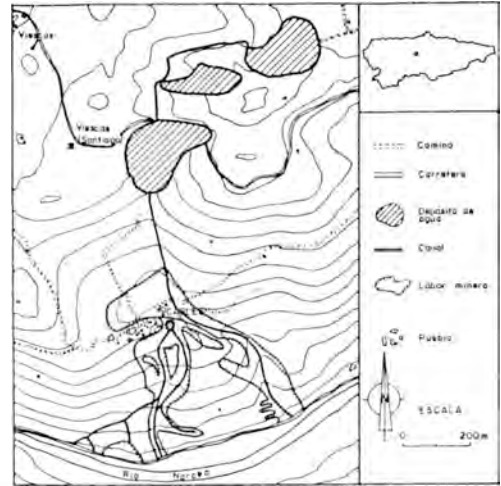


Fig. 2- Esquema de antiguas labores mineras romanas, en el área de Carlés.

2. Ambito geológico

En el extremo occidental de la Zona Cantábrica, aparece una serie de intrusiones ígneas de emplazamiento posttectónico y con cierta tendencia a alinearse según direcciones NE-SW.

Una de estas intrusiones es el afloramiento de Carlés, alargado en dirección NE-SW, con una longitud aproximada de unos 500 m. y anchura máxima de 200 m. Esta intrusión ígnea se encuentra situada en el flanco Este de un sinclinal en el que está representada prácticamente toda la columna estratigráfica desde el Ordovícico hasta el Carbonífero. El afloramiento ígneo encaja en las Calizas de Nieva (Barrois, 1882), pertenecientes al Devónico Inferior, a las cuales metamorfiza formando una aureola de contacto que se difumina con rapidez (Fig. 1).

El emplazamiento de la intrusión ha producido una deformación mecánica en el área del flanco del sinclinal en la que se asienta, que se traduce por el abombamiento de la estratificación en el entorno de la intrusión, con variación de los buzamientos y fisuración en las rocas encajantes, lo que posteriormente va a jugar un importante papel en la circulación de los fluidos

hidrotermales mineralizadores.

3. La intrusión ígnea y su aureola de metamorfismo de contacto

La intrusión ígnea de Carlés se puede definir como una roca plutónica de composición granodiorítica; la textura que normalmente presenta es hipidiomórfica granular, y está formada por plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico y biotita, como minerales fundamentales, destacando como minerales accesorios piroxenos, anfíboles, circón, apatito y esfena.

Las plagioclasas, frecuentemente zonadas, son el mineral más abundante y el de mayor tamaño de grano; corresponden a un tipo básico intermedio, con una composición de 50-52% en anortita (Corretgé et al., 1970). Es frecuente la presencia de minerales sericitico-arcillosos desarrollados a partir de la transformación de plagioclasas.

El cuarzo se presenta bien como grandes cristales anhédricos, o bien microcristalino, como agregados intersticiales entre los demás contiguos de la roca.

La biotita es muy rica en hierro, presenta un pleocroísmo muy intenso y se observan óxidos de hierro cuando se altera. La alteración que normalmente presenta es a clorita, y en algunos casos es posible observar relictos de biotita rodeados de clorita.

Como inclusiones en la biotita se encuentran minerales radiactivos, con su típica aureola de alteración, que, dadas las características microscópicas que presentan, parece tratarse de zircons conteniendo torio. Otro mineral que se presenta incluido en la biotita es apatito, en forma de pequeños prismas incoloros (Fig. 3).

La intrusión granodiorítica está atravesada por diques básicos, de naturaleza basáltica y textura porfídica (Fig. 4), con grandes cristales euhedrales o subhedrales de plagioclasas, englobados en un cemento formado fundamentalmente por plagioclasas de menor tamaño, piroxenos y micas (Fig. 5). Las plagioclasas de gran tamaño del dique

basáltico presentan una mayor zonalidad que las de la granodiorita; algunas plagioclasas de dicho dique muestran una intensa alteración sericitica, mientras que las plagioclasas más zonadas presentan un aspecto mucho más fresco.

En las zonas próximas al contacto de la intrusión con la roca encajante carbonatada, la granodiorita experimenta unas transformaciones cuya intensidad aumenta sensiblemente hacia el borde de la intrusión, con fenómenos progresivos de sericitización de las plagioclasas, cloritización de la biotita, desilicificación y aumento del contenido en piroxenos y anfíboles (endoskarn).

La intrusión ígnea produce en las calizas devónicas, en las que está emplazada, una aureola de metamorfismo de contacto con formación de skarn, que viene caracterizada por la presencia de granates del tipo andradita (García de Figuerola y De la Peña, 1964), piroxenos (diópsido), anfíboles (hornblenda y actinolita) y esfena (Fig. 6).

A medida que nos alejamos de la intrusión ígnea, la roca se vuelve más anfibolítica, con actinolita y hornblenda en una roca carbonatada más o menos marmorizada. La alteración de piroxenos a actinolita y hornblenda (uralitización) es frecuente, sobre todo en la proximidad de filones de cuarzo (Fig. 7).

En algunas zonas de la caliza marmorizada, se observa presencia abundante de granates y de cristales de magnetita, incluidos en los carbonatos.

4. La mineralización

La mineralización de Arsénico-Oro-Bismuto está fundamentalmente relacionada con fracturas con cuarzo, en la zona de metamorfismo de contacto (Fig. 8), aunque también se puede encontrar dispersa sustituyendo a componentes de la roca, en la proximidad de filones de cuarzo.

De los minerales metálicos, la arsenopirita es el más abundante. Se presenta como relleno de fracturas en la granodiorita y en el skarn, o



Fig. 3- Granodiorita. Cristal prismático de apatito (A) en biotita.



Fig. 5- Dique basáltico. Macrocristal de plagioclasa zonada (P).

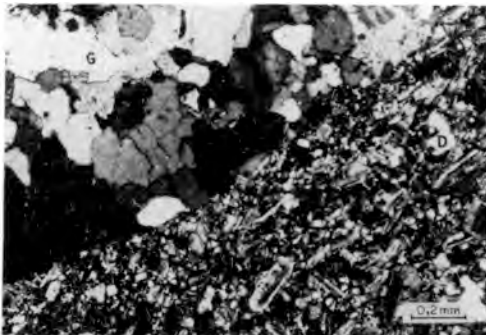


Fig. 4- Contacto entre granodiorita (G) y dique basáltico (D).

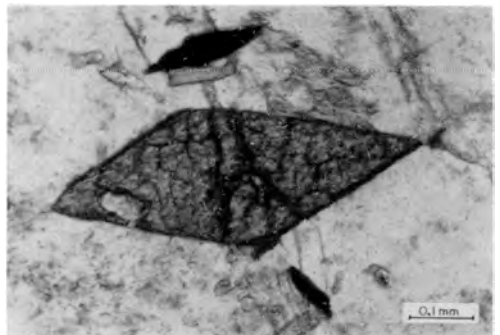


Fig. 6- Cristal de esfena (E) en zona de skarn.

bien sustituyendo a componentes de la roca ígnea parcialmente alterada, presentando entonces tendencia a un desarrollo idiomorfo (Fig. 9). Es muy frecuente la presencia, en la arsenopirita, de inclusiones residuales de löllingita.

La calcopirita, también bastante abundante, se presenta normalmente sin relación aparente con la arsenopirita, en algunos casos en filones dentro de la caliza. Muestra una importante alteración supergénica a calcocita y covellita.

El oro nativo, en partículas de tamaño inferior a 10 micras normalmente, se presenta asociado a la arsenopirita, frecuentemente en las superficies de contacto entre aquella y las inclusiones residuales de löllingita. También es frecuente la presencia de inclusiones de oro nativo en relación con microfracturas en dicha arsenopirita (Figs. 10 y 11).

Igualmente, como inclusiones asociadas con estos mismos minerales se encuentra bismuto nativo, que se presenta bien como partículas aisladas de hasta 100 micras o incluso mayores (Fig. 12), o bien como asociaciones de pequeñas partículas de tamaño inferior a 10 micras (Fig. 13). Como el oro nativo, su presencia suele estar relacionada con discontinuidades en la arsenopirita (superficies de contacto arsenopirita-löllingita) y con microfracturas en aquellas (Fig. 14).

La asociación de oro y bismuto nativo es muy frecuente, a veces incluso formando parte de la misma inclusión (Fig. 13). Asociado al bismuto nativo, no es raro apreciar la presencia de busmutina que lo reemplaza (Fig. 12). La figura 15 muestra la sucesión de los minerales metálicos en la mineralización.

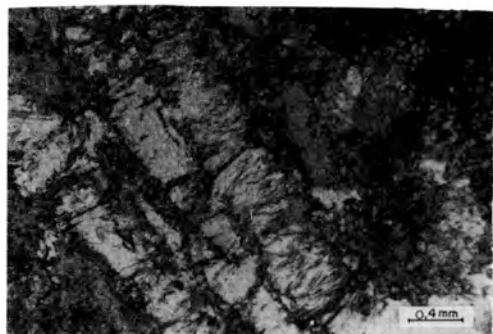


Fig. 7- Transformación de piroxenos en anfíboles (uralitización).

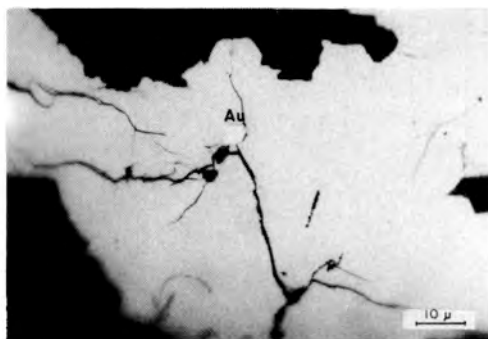


Fig. 10- Inclusión de oro nativo (Au) en arsenopirita, en relación con microfracturas.

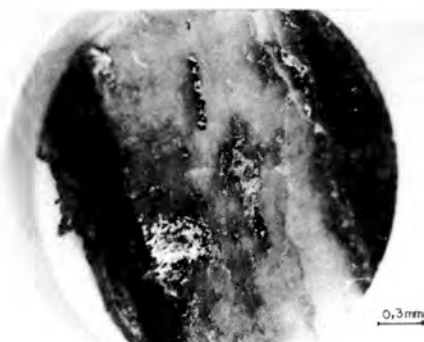


Fig. 8- En zona de skarn, fractura rellena de cuarzo con minerales de arsénico (arsenopirita-löllingita) que contienen abundantes inclusiones de oro.

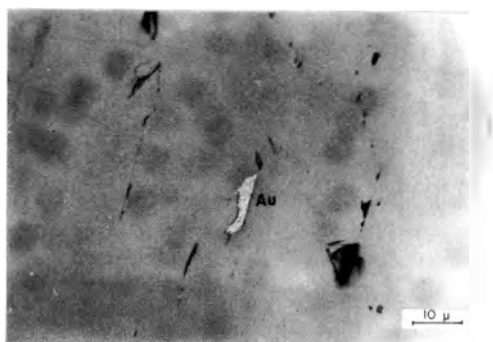


Fig. 11- Inclusión de oro nativo (Au) en arsenopirita.



Fig. 9- Cristal automorfo de arsenopirita sustituyendo a componentes de la roca, en la zona de skarn.

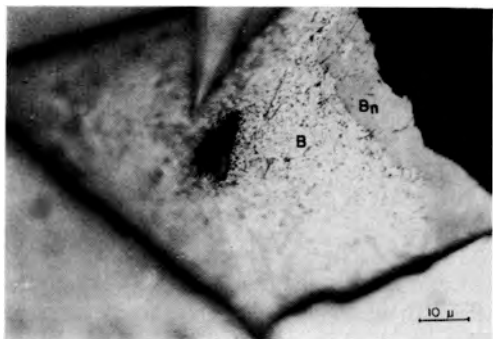


Fig. 12- Bismuto nativo (B) sustituido por bismutina (Bn).

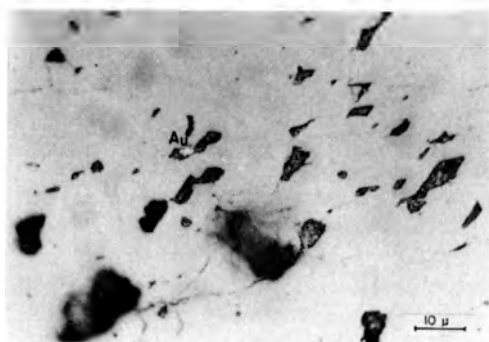


Fig. 13- Abundantes inclusiones de bismuto nativo (B) en arsenopirita; una de ellas se presenta asociada a oro nativo (Au).

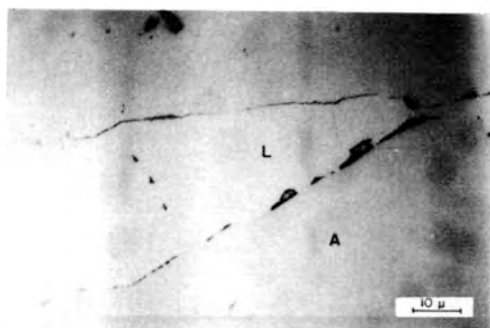


Fig. 14- Pequeñas inclusiones de bismuto nativo en el contacto entre löllingita (L) y arsenopirita (A).

La mayor cantidad de oro observado se presenta en la aureola de metamorfismo de contacto de la granodiorita. No obstante, incluso en la roca granodiorítica no afectada por el metamorfismo de contacto, casi siempre que aparece arsenopirita asociada a fracturas rellenas de cuarzo, suele presentar indicios de oro al microscopio.

5. Interpretación genética y conclusiones

El emplazamiento de la intrusión granodiorítica en las Calizas de Nieva, pertenecientes al Devónico Inferior, debió tener lugar en un período post-tectónico favorecido, probablemente, por la presencia de una falla que se corresponde con el cauce del río Narcea y que separa los terrenos devónicos de los Silúricos.

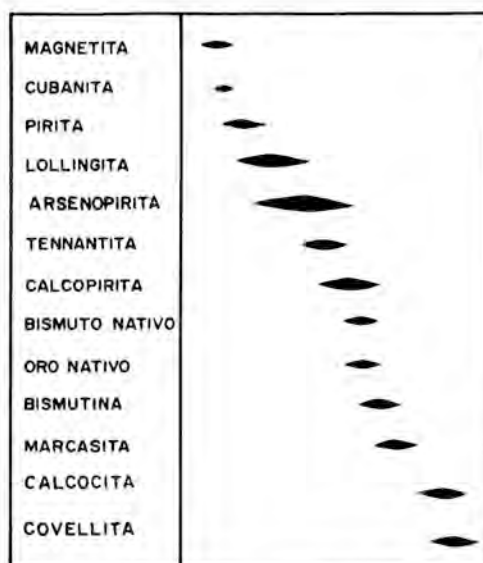


Fig. 15- Secuencia paragenética.

La llegada del magma produciría un metamorfismo de contacto sobre las calizas encajantes, que daría lugar a una recristalización de éstas, con procesos de marmorización y aporte de Si, Fe y otros elementos, dando lugar a la neoformación de silicatos (skarn).

La formación de los filones de cuarzo podría relacionarse con las fases de descompresión y fracturación, que afectaron a la intrusión y al skarn con ella relacionado, a partir de fluidos compuestos principalmente por aguas de procedencia magmática, a las que habrían podido añadirse aguas procedentes del metamorfismo e incluso aguas metóricas. Estas soluciones circularían por las zonas de mayor permeabilidad, como son las fracturas de tensión abiertas, dando lugar a la deposición de cuarzo y sulfuros.

El oro procedería, junto con otros elementos (S, Fe, Cu, As, Bi, etc), probablemente del mismo magma, y vendría a concentrarse, en una etapa hidrotermal posterior al emplazamiento de la intrusión, en la arsenopirita junto con el bismuto, disponiéndose en zonas de mayor debilidad como pueden ser discontinuidades dentro de aquella (superficies intergranulares arsenopirita-löllingita y microfracturas).

Mediante estudios de inclusiones fluidas (Rúa-Figueroa et al, 1987), en los cuarzos filonianos a los que está asociada la mineralización, se evidencia la presencia de fluidos hidrotermales con CO_2 y contenidos variables de CH_4 ; así como diferencias en cuanto a composición, densidad y salinidad de inclusiones que pueden ser consideradas contemporáneas, lo que parece estar de acuerdo con la posible presencia de fenómenos de ebullición. Estas características son comparables a las que suelen encontrarse en yacimientos auríferos de similar tipología. Los datos microtermométricos permiten proponer unas condiciones de formación a partir de soluciones de baja salinidad, a temperaturas comprendidas entre 380 y 550°C, y presiones de 0.4 y 2.4 Kbar.

Bibliografía

- BARROIS, Ch. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord.* T.2, nº 1, 630 pp. Lille.
- CORRETGE, G.; LUQUE, C. y SUAREZ, O. (1970): Los stocks de la zona de Salas-Belmonte (Asturias). *Bol. IGME*, T. LXXX-II, 257-270.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. y DE LA PEÑA, D. (1964): El afloramiento cuarzo-diorítico de Carlés (Asturias) y la prospección geoquímica de Cu en el mismo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, T 62, 91-106.
- PAILLETE, A. (1853): Investigaciones sobre la historia de condiciones de yacimiento de las minas de oro en el norte de España. *Revista Minera*, T-IV (traducción del original francés).
- PELLO, J.; MARCOS, A. y JULLIVERT, M. (1970): Mapa geológico de España 1:200.000. Hoja nº 2 (Avilés). IGME. Madrid.
- RUA-FIGUEROA, A., LLAVONA, M., LOREDO, J. y GARCIA IGLESIAS, J. (1987): Fluid inclusions in quartz from a gold-mineralized granodioritic intrusion at Carlés, Asturias, Spain. *Chem. Geol.*, 61, 217-224.
- SCHULZ, G. (1858): Descripción geológica de la provincia de Oviedo. Edit. José Gonzalez. 1 vol., 138 pp. Madrid.

(Aceptado 7 Noviembre 1987)

ASPECTOS QUIMICOS Y MINERALOGICOS DEL METODO DE LIXIVIACION EN PILA (HEAP LEACHING) DE ORO Y PLATA

Roberto OYARZUN

Departamento de Cristalografía y Mineralogía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 MADRID.

ABSTRACT.- Head leaching of precious metals has become one of the most used metallurgical treatments to extract gold and silver at low costs. However, whenever a head leaching operation is going to be planned, ore mineralogy becomes paramount. This paper reviews the most relevant characteristics of this metallurgical process, and the different problems that can be caused by some minerals of the ore and gangue, and their textural intergrowths.

Key words: head leaching, metallurgical process, precious metals.

RESUMEN.- El método hidrometalúrgico de lixiviación en pila (head leaching) de metales preciosos se ha transformado en los últimos años en uno de los más utilizados en el mundo para la extracción de oro y plata a bajos costos. Sin embargo, toda vez que se planifica una operación de este tipo, la mineralogía del material a tratar se convierte en uno de los factores principales a considerar. Este trabajo revisa las principales características del proceso, así como los problemas que pueden presentar las diferentes mineralogías y texturas de la mena y ganga al ser sometidas a cianuración en pila.

Palabras clave: lixiviación en pila, cianuración, metales preciosos

campo de la metalurgia extractiva, que ha permitido en tiempos económicos difíciles realizar operaciones mineras a bajos costos en depósitos auríferos de baja ley, que de otra manera no podrían haber sido tratados. En la actualidad, un tercio del oro que se produce en USA es recuperado a través de este sistema, y el número de operaciones mineras que lo usan se encuentra creciendo rápidamente.

Una típica operación minera en USA utilizando este sistema consiste en: a) una mina a cielo abierto, b) un molino que procesa parte o todo el mineral que constituye la pila, c) una superficie plana con la base impermeable donde se construye la pila, d) un reservorio que contiene una solución cianurada "estéril" que se introduce en la pila vía sistema de aspersión, e) un reservorio conteniendo la solución cianurada ya "aurífera" que se ha obtenido a partir de la lixiviación de la pila y f) una planta de recuperación de metales preciosos solubles ya sea por un sistema de precipitación del tipo Merrill-Crowe o un proceso de adsorción por carbono activado. Este tipo de circuito de operaciones se encuentra esquematizado en la figura 1.

1. Introducción

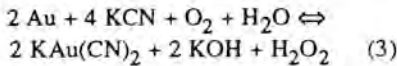
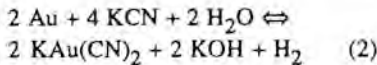
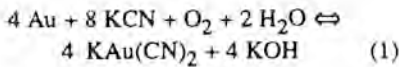
El método de lixiviación en pila (heap leaching) para la recuperación de oro representa una verdadera revolución dentro del

2. Fundamentos químicos

La fundamentación química del proceso es simple y ha sido conocida desde el siglo

XVIII, época en que ya los químicos sabían que el oro se disolvía en cianuro. No obstante, no fue hasta 1846 que se reconoció el rol del oxígeno en el proceso y recién 1889 fué patentado el primer método de recuperación de oro por cianuración (patente de Mc Arthur, Forrest and Forrest 1889). El proceso de lixiviación por cianuración desplazó así a los antiguos procesos de amalgamación de oro por mercurio y clorinización.

Tres ecuaciones químicas han sido propuestas para la disolución del oro por cianuración:



La ecuación (1) presenta el máximo de cambio de energía libre (-90.0 Kcal/mol), seguida por la de Boedlander de 1896, con un cambio de -22.5 Kcal/mol; ecuación (3). La ecuación (2) descrita por Janin en 1892, presenta un cambio positivo de energía libre de 13.5 Kcal/mol, lo cual la hace no viable. De esta manera, la primera ecuación es la que mejor describe la disolución del oro por cianuración.

3. El proceso

En cuanto a la construcción de la pila (Fig. 2), ésta se hace sobre una superficie plana con pendientes de 1% (en el sentido del ancho) y 3-4% (en el sentido del largo) que permite que las soluciones fluyan hacia una esquina de la pila y de ahí hacia el reservorio de la solución cianurada aurífera. La superficie impermeable bajo la pila puede ser de asfalto (en el caso de que se espere un tráfico pesado sobre la pila), plástico, o de arcilla (la cual debe ser previamente humedecida).

Sobre esta superficie impermeable se dispone una capa permeable de arena o grava para que

a través de ella escurra la solución cianurada aurífera (Fig. 2).

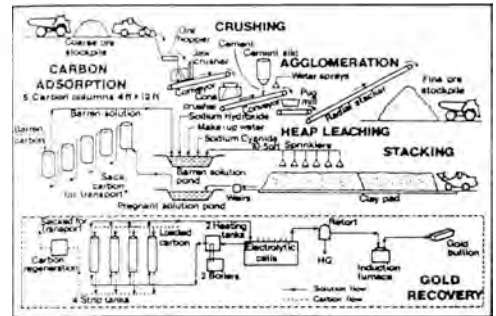


Fig. 1- Diagrama de flujo mostrando las características generales del proceso de lixiviado en pila (Preble, Nevada, USA). Mining Magazine, Septiembre 1986.

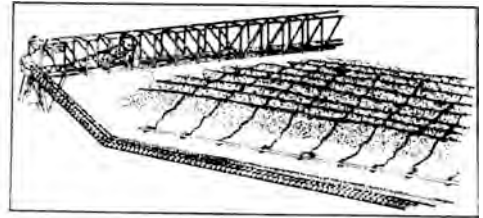


Fig. 2- Alimentación de mineral y distribución de cañerías flexibles para el transporte y aspersión de la solución cianurada (Mina Ortiz, Nuevo Méjico, USA). Mining Magazine, Mayo 1986.

La solución cianurada estéril es bombeada hacia la pila desde el reservorio a través de cañerías plásticas (ya que el cianuro ataca el hierro, acero, cobre u otros metales y aleaciones). Las cañerías de plástico más utilizadas son de polietileno de alta densidad. Estas cañerías se disponen sobre la pila (Fig. 2) en forma paralela, y los orificios de aspersión se disponen a distancia constante, de tal manera que toda la superficie sea bañada en forma homogénea por la solución cianurada. En términos globales, en un 73% de las operaciones se aplican tasas de solución cianurada estéril menores de 0.01 gal/min/pie², con un consumo de 0.5-1.0 lb de NaCN/ton. de mineral en pila (37% de las operaciones) y mayor a 1.0 lb de NaCN/ton. de mineral en pila (47% de las operaciones).

En lo que respecta a USA, el 57% de las operaciones consumen de 0.25 a 0.5 lb de NaCN/ton. de mineral en pila y solo un 21% supera a las 0.5 lb de NaCN/ton. de mineral en pila. La solución que sale de la pila contiene entre 0.01-0.10 oz. troy de metales preciosos por tonelada. Estos son colectados luego por sedimentación en el reservorio de solución cianurada aurífera.

La recuperación de metales preciosos se realiza mediante precipitación inducida por zinc (proceso Merrill-Crowe) o por adsorción en columnas de carbono activado. En el primer caso el zinc actúa como cianicida, reaccionando con la solución cianurada formando $Zn(CN)_4^{-2}$ lo cual causa un descenso en la tasa de disolución del oro (otros elementos cianicidas con: Fe, Cu y S que forman compuestos de $Fe(CN)_6^{-4}$, $Fe(CN)_6^{-3}$, $Cu(CN)_3^{-2}$ y tiocianato). El proceso mediante el cual las columnas de carbono activado captan el oro aún no acaba de conocerse bien, no obstante las ideas que existen al respecto pueden ser resumidas de la siguiente manera: a) fuerzas de Van der Waals captarían el complejo de aurocianuro y a continuación éste se reduciría produciéndose oro metálico; b) el oro precipita en el carbono como AuCN después de la reducción del complejo; y c) la reducción y adsorción ocurren en un solo paso.

4. Aspectos mineralógicos de especial relevancia

La factibilidad económica de este tipo de operaciones depende en gran medida de la mineralogía del yacimiento o material a tratar. El desconocimiento o conocimiento inadecuado de la mineralogía redundan inevitablemente en altos costos de explotación y finalmente el cierre de la operación minera. Los factores mineralógicos que afectan las tasas de recuperación de metales preciosos por lixiviación en pila son: a) el mineral que contiene el metal precioso; b) el tamaño de grano del metal precioso; c) el mineral albergante; y d) la distribución y localización de los minerales de metales preciosos en el mineral albergante.

Con respecto al punto (a) convendría recordar que mientras el oro se presenta en pocos minerales, la plata si presenta una mineralogía diversa con mas de cien minerales argentíferos. Tanto el oro nativo como el electrum presentan características extremadamente favorables para la lixiviación en pila, mientras que los telururos de oro no pueden ser directamente extraídos por cianuración y requieren de oxidación previa al proceso. La plata presenta problemas particulares, minerales como acantita, electrum, plata nativa y haluros de plata (e.g. cerargirita, bromargirita) pueden ser fácilmente lixiviados por soluciones cianuradas. Platas rojas como la proustita y pirargirita así como sulfoantimoniuros tales como la estefanita y polibasita presentan problemas para la lixiviación, aunque un tostado inicial puede ayudar, al igual que en el caso de Ag en tetrahedrita. La plata en solución sólida con minerales de Pb-Zn requiere de fundición.

Con respecto al punto (b) convendría expresar que en términos generales el tamaño de grano y la ley de mineral son variables fuertemente ligadas, así, a medida que desciende la ley de oro en un depósito, el tamaño de grano se hace más pequeño. El método de lixiviación en pila es el más barato para procesar menas de depósitos auríferos deseminados de grano pequeño (hasta 10 micrones). Por otra parte, la encapsulación del oro por la sílice aumenta a medida que el tamaño de las partículas auríferas decrece. Esta relación inversa es sumamente importante de tener en consideración, dado que la sílice resulta refractaria a la lixiviación cianurada y por ende, el oro no puede ser liberado y puesto en solución. Este tipo de minerales son llamados "refractarios" por la Carlin Gold Mining Co. Esta compañía pretrata este tipo de materiales antes de la lixiviación en pila.

Dado los actuales precios en el mercado, el tamaño de grano no constituye un factor decisivo en el caso de las mineralizaciones argentíferas, puesto que solo las más ricas pueden ser económicamente procesadas.

El mineral albergante (c) constituye otro factor de primera importancia a considerar, dado el carácter cianicida de algunos elementos. Así, si el oro se encuentra encapsulado en pirita, arsenopirita, mezclas de pirita-calcopirita (poco frecuente) o pirrotina, la cianuración dará origen a la formación de complejos tales como: $\text{Fe}(\text{CN})_6^{-4}$, $\text{Fe}(\text{CN})_6^{-3}$, $\text{Cu}(\text{CN})_3^{-2}$, tiocianato, etc, lo cual obliga a un pretratamiento de los minerales y por ende el costo sube sensiblemente, haciendo la cianuración antieconómica. Otro caso de incompatibilidad con este medio de tratamiento lo constituyen los telururos de oro, los cuales deben ser oxidados previamente a la cianuración.

Si el oro se encuentra finamente diseminado en una matriz carbonácea o grafitosa el método tampoco es aplicable directamente, ya que oro disuelto se adsorbe al carbono presente en la pila, lo cual requiere la tostación o remoción del carbono por flotación previo a la cianuración. La compañía Carlin Gold Mining Co. llama "refractarias" a las menas carbonáceas.

Finalmente, si el oro se encuentra encajada en una ganga silicatada o carbonatada (y en ausencia de sulfuros) el proceso de lixiviación en pila resulta extraordinariamente eficaz, ya que ni los minerales silicatados o carbonatados consumen cianuro.

Por último, la distribución y localización de los metales preciosos en el mineral albergante (d) constituyen también un factor de primera importancia, así, si el oro o mineral de plata ocurre a lo largo de fracturas o bordes entre los granos, la molienda puede liberar a éstos haciéndolos luego extraíbles por cianuración. Por otra parte, si éstos se encuentran encapsulados en el mineral albergante la extracción por cianuración resulta difícil y por ende los costos pueden hacer que la operación sea antieconómica.

5. Aspectos de relevancia económica

A los puntos anteriormente señalados podemos finalmente agregar y resaltar el hecho de que el método de recuperación de oro por

lixiviación en pila significa bajos costos de operación en yacimientos de baja ley. Un caso tipo es el de la mina Summitville (Colorado); en esta operación se han determinado reservas para cinco años a una tasa de operación de 3.2 TM/año de mineral. La ley media es de 1.68 g/t y la de corte 0.69 g/t, el "break even" de la operación se produce a precios de alrededor de US\$ 150 dólares y en la actualidad produce una ganancia de US\$ 200 dólares por onza a los actuales precios del mercado.

No obstante, no todas las mineralizaciones son adecuadas para este tipo de tratamiento extractivo, de hecho, mineralizaciones con alto contenido en sulfuros constituyen un problema de particulares características. Sin embargo, es posible ya anticipar que los avances en la tecnología de recuperación animarán a realizar explotaciones progresivas de cuerpos mineralizados que en la actualidad no son considerados adecuados para este tratamiento.

Un ejemplo concreto de la posibilidad de utilizar la lixiviación en pila en materiales considerados "inadecuados" es el proceso diseñado para la mina McLaughlin (California), donde la mayor parte del oro se encuentra asociada a minerales sulfurados de grano fino. La solución ha consistido en pretratar el mineral a través de oxidación a presión, utilizándose autoclaves que fueron especialmente diseñados para el proceso (Mining Magazine, Enero 1987, p.7).

Otros problemas que puede presentar la técnica guardan relación con la temperatura del medio ambiente, cuando ésta baja de 10°C la solubilidad del oro y la plata decrecen rápidamente. Algunas minas se encuentran en este momento expe-rimentando con sistemas que consisten en calentar las soluciones durante los meses de invierno.

A pesar de estos problemas en gran medida superables, el método de lixiviación en pila presenta quizás más virtudes que defectos, y entre sus aspectos positivos más destacables se pueden mencionar:

a) depósitos de baja ley pueden ser explotados económicamente (e.g. Zortman-Landusky, Montana: 0.03 oz Au/T; Alligator Ridge, Nevada: 0.08 oz Au/T).

b) la inversión de capital es baja, lo cual permite que pequeñas compañías puedan establecerse.

c) la construcción del sistema es rápida (e.g. la construcción de los sistemas operativos de las minas Relief Canyon y Tonkin Springs en Nevada tomó solo cuatro meses).

d) los costos de producción son bajos (e.g. Summitville, Colorado; Picacho, Arizona: US\$ 125/oz Au; Mountain, Nevada: US\$ 221/oz Au; Pinzon, Nevada: US\$ 184/oz Au).

Nota del Autor

Este trabajo es una síntesis de varios artículos publicados en la revista *Mining Magazine* los años 1986-97. El interés del tema es de primera importancia, dado que la lixiviación en pila representa, hoy por hoy, "el método" de extraer metales preciosos a bajos costos.

Bibliografía

- HOPE, D. (1986).- World gold projects. *Mining Magazine*, September 1986, p. 184-195.
- WORSTELL, J. (1986).- Precious metal heap leaching in North America. *Mining Magazine*, May 1986, p. 405-411.
- WORSTELL, J. (1987).- Enhance heap leaching rates with air injection into the heap. *Mining Magazine*, January 1987, p. 40-41.

(Aceptado: 24 Noviembre 1987)

ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS EN LA MINERALIZACION DE Ag DE LA BODERA (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)

Josefina SIERRA, Elena VINDEL, Rosario LUNAR, José Angel LOPEZ GARCIA y Jesús MARTINEZ FRIAS

Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Avda. Moncloa s/n. 28040 MADRID.

ABSTRACT - The silver bearing ore of La Bodera, represent the easternmost of an argentiferous SW-NE belt which extend from Bustarviejo to Hiendela-encina and La Bodera. The mineralization is vein type striking NW-SE and E-W. The mineral association is made up by sphalerite, galena, chalcopyrite and silver minerals, such as freibergite, pyrargyrite, polybasite, freislebenite, in barite, quartz, fluorite and siderite gangue. Fluid inclusions studies have been made on fluorite and quartz of second generation. The obtained results indicate that fluid phases are of late character and constituted by complex aqueous fluids, and probably containing cations such as Ca^{2+} and Mg^{2+} .

Salinity values in fluorite, vary between 3-24% eq. NaCl, while homogenization temperature ranges from 100-140°C. Salinities in quartz fluids inclusions are always higher (18-27% eq. NaCl) and homogenization temperatures lower (90-120°C) when compared to fluorite values. Finally, an epithermal character of the solutions and the circulation of different fluids representing the cooler and later stages in the hydrothermal evolution of La Bodera veins is proposed.

Key words: Fluids inclusions, silver mineralizations, La Bodera, Sistema Central.

RESUMEN.- La mineralización de La Bodera constituye el yacimiento más oriental de una banda argentífera de dirección SW-NE, que se extiende desde Bustarviejo hasta Hiendelaencina y La Bodera. Se trata de filones de dirección NW-SE y E-W con esfalerita, galena, calcopirita y minerales de plata, tales como freibergita, pirargirita, polibasita y

freislebenita, en ganga de barita, cuarzo, fluorita y siderita. El estudio de inclusiones fluidas se ha realizado sobre fluorita y cuarzo de segunda generación. Los resultados obtenidos indican que las fases fluidas tienen en su mayor parte carácter tardío y están constituidas por fluidos acuosos complejos, con presencia de cationes, tales como Ca^{2+} y probablemente Mg^{2+} . En la fluorita las salinidades varían dentro de un amplio rango (3-24 % eq. NaCl) para temperaturas de homogeneización que oscilan entre 100° y 140°C. Las inclusiones fluidas del cuarzo, presentan un intervalo más reducido de salinidades, siempre altas (18-27% eq. NaCl), y temperaturas de homogeneización algo inferiores (90-120°C). Se ha interpretado que las soluciones tienen carácter epitermal y que la circulación de los distintos fluidos representan los episodios más fríos y tardíos en la evolución hidrotermal.

Palabras clave: Inclusiones fluidas, mineralizaciones argentíferas, La Bodera, Sistema Central.

1. Introducción

La mineralización de La Bodera está situada en el extremo oriental del Sistema Central en la Hoja (1:50.000) nº 460 (Hiendelaencina). Constituye el yacimiento más oriental de una banda argentífera de dirección NE-SW que se extiende desde Bustarviejo hasta Hiendelaencina y La Bodera (Fig.1). Se trata de filones de dirección NW-SE y E-W, con

estructuras características de brechas filonianas, que encajan en los gneises glandulares del tramo basal de la Formación Hiendelaencina (Navidad, 1975) y en la serie samítica-pelítica correspondiente a la Formación Cardeñosa (Martínez Frías, 1987).

Las rocas encajantes presentan una sericitización como resultado de la alteración hidrotermal. La paragénesis (Fig.2) pertenece al tipo Q.Ba(Pb-Ag-Sb) (Martínez Frías, 1987) pudiéndose individualizar dos etapas metalogénicas, una de Cu-Zn y otra más tardía de Pb-Sb-Ag. En la primera se han depositado esfalerita, calcopirita y cuarzo de primera generación. En la segunda, el mineral principal es la galena, en la que se observan desmezclas de minerales de plata (pirargirita, polibasita y freislebenita), acompañada de barita, fluorita y cuarzo de segunda generación. La freibergita marca la transición entre las dos etapas mineralizadoras.

A diferencia de otras mineralizaciones de la faja argentífera, tales como Hiendelaencina, Congos-trina o Tamajón, en La Bodega falta

la etapa As-Fe de más alta temperatura, lo que indica posiblemente que nos encontramos en niveles más superficiales de los filones (Martínez Frías, 1987).

El estudio de las inclusiones fluidas es una técnica suplementaria de gran utilidad, con la que se pretende obtener un mejor conocimiento de las condiciones físico-químicas de las soluciones que entran a formar parte de la historia de un mineral, de una roca y/o yacimiento. Entre todos los minerales de la paragénesis (Fig.2) se han seleccionado para su estudio microtermométrico la fluorita y el cuarzo de segunda generación, por presentar características ópticas aceptables para la realización de este tipo de trabajos y presencia de buen número de inclusiones. El cuarzo primario no reunía condiciones debido al pequeño tamaño de sus inclusiones.

El estudio microtermométrico se ha realizado en la mayoría de los casos sobre inclusiones consideradas tardías siendo escasas las inclusiones fluidas que presentan características típicamente primarias (Lámina I a, b,

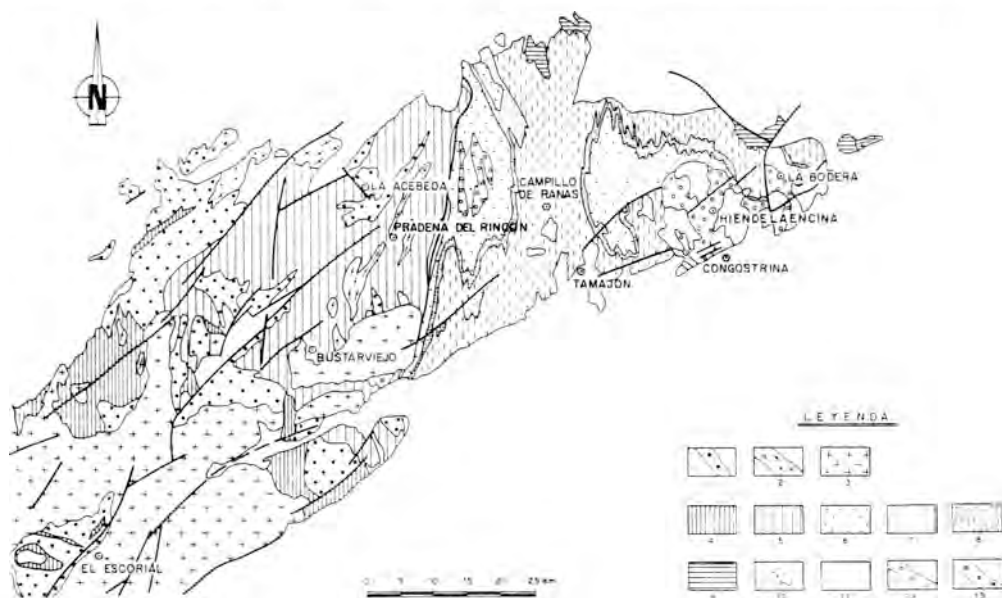


Fig. 1.- Esquema geológico-estructural del Sistema Central. (Tomado de Martínez Frías, 1987). 1. Gneises glandulares. 2. Leucogranitos. 3. Granitoides tardihercínicos. 4. Serie fémica. 5. Metasedimentos. 6. Tremadoc. 7. Skiddaviense. 8. Llandeilo. 9. Silúrico, 10. "Olla de Sapo", 13. Gneis de Rianza- Nazaret.

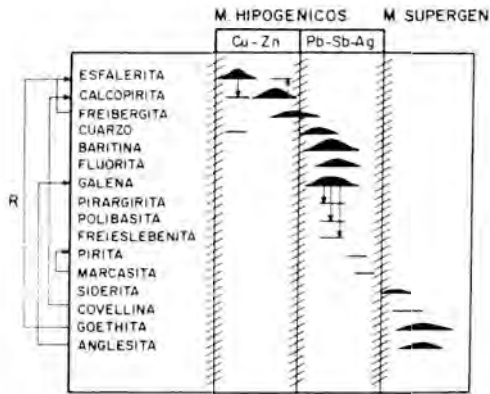


Fig. 2.- Esquema de paragénesis y sucesión mineral de la mineralización de La Bodera. (El espesor del trazo es aproximadamente proporcional a la abundancia del mineral en el yacimiento. Las flechas verticales indican procesos de exsolución. R=reemplazamiento).

c). Para la clasificación de las inclusiones se han utilizado los criterios clásicos de distinción de Roedder (1979), basados en que las inclusiones primarias se presentan aisladas y son de mayor tamaño (Lámina I a, b, c), así como en el caso de las tardías, su alineación en planos de fractura (cuarzo) y/o de exfoliación (fluorita); y menor tamaño. Estas últimas nos han permitido obtener datos de las etapas hidrotermales tardías.

2. Tipos de Inclusiones fluidas

De un total de cinco láminas de cuarzo y diez de fluorita se han estudiado alrededor de 150 inclusiones fluidas que encuadramos dentro de un solo tipo. En todos los casos se trata de inclusiones bifásicas a temperatura ambiente, constituidas por una fase líquida de tipo acuoso y una burbuja de gas que nunca supera el 20% (Lámina I d). La morfología de las mismas es irregular. Se han desechado todas aquellas inclusiones que parece no conservan la estanqueidad. A temperatura ambiente, el color de las inclusiones varía poco. Sus tamaños oscilan para la fluorita entre 6 y 25 μm y en el cuarzo entre 5 y 20 μm . Otras de menor tamaño, siempre presentes, no se han estudiado.

3. Estudio microtermométrico

Para el estudio de las inclusiones fluidas se ha utilizado un equipo Chaixmecha provisto

de una platina calentadora-refrigeradora que trabaja entre $+600^{\circ}\text{C}$ y -180°C . El estudio termométrico y crioscópico se realizó con un objetivo UMK 50 de gran distancia focal.

3.1 Datos crioscópicos de la fluorita

Estas inclusiones fluidas adquieren un aspecto granulado (lam. I a) al congelar, incluso a veces amarillento, probablemente debido a la presencia de CaCl_2 en solución. Las temperaturas eutécticas del hielo ($T_{e\text{H}_2\text{O}}$) son siempre inferiores a -45°C , lo que nos indica la presencia de una solución de sales complejas, fundamentalmente CaCl_2 , que bajan de manera notoria el eutéctico (Shepherd, 1985. Tabla 4.1). Las temperaturas de fusión del hielo ($T_{m\text{H}_2\text{O}}$) oscilan entre -2.5°C y -23°C , lo que implica, aplicando la fórmula de Potter, Clyne y Brown (1978), un amplio rango de salinidades (Fig. 3a) que varía de un 3 a un 24% eq. NaCl, con un máximo entre un 14 y un 16% eq. NaCl.

3.2 Datos crioscópicos del cuarzo

El comportamiento crioscópico de las inclusiones fluidas en el cuarzo es análogo al de la fluorita, observándose al nuclear un aspecto granulado y a veces amarillento. Las temperaturas del hielo ($T_{m\text{H}_2\text{O}}$) varían de -14°C a -25°C , que corresponden a unas salinidades entre 18 y 27% NaCl, con un máximo entre 21 y 22% eq. NaCl (Fig. 3b).

3.3 Temperaturas de homogeneización

En la fluorita las temperaturas de homogeneización oscilan entre 90 y 150°C , con un máximo claramente definido entre 100 y 130°C (Fig. 4a). En el cuarzo dichas temperaturas son algo inferiores, correspondiendo a un intervalo de 80 a 120°C (Fig. 4b). Todas las inclusiones homogeneizan en fase líquida.

4. Discusión y Conclusiones

Muchos de los trabajos basados en el estudio de las inclusiones fluidas, dirigidos a conocer las temperaturas de formación, así como los parámetros físico-químicos de un yacimiento

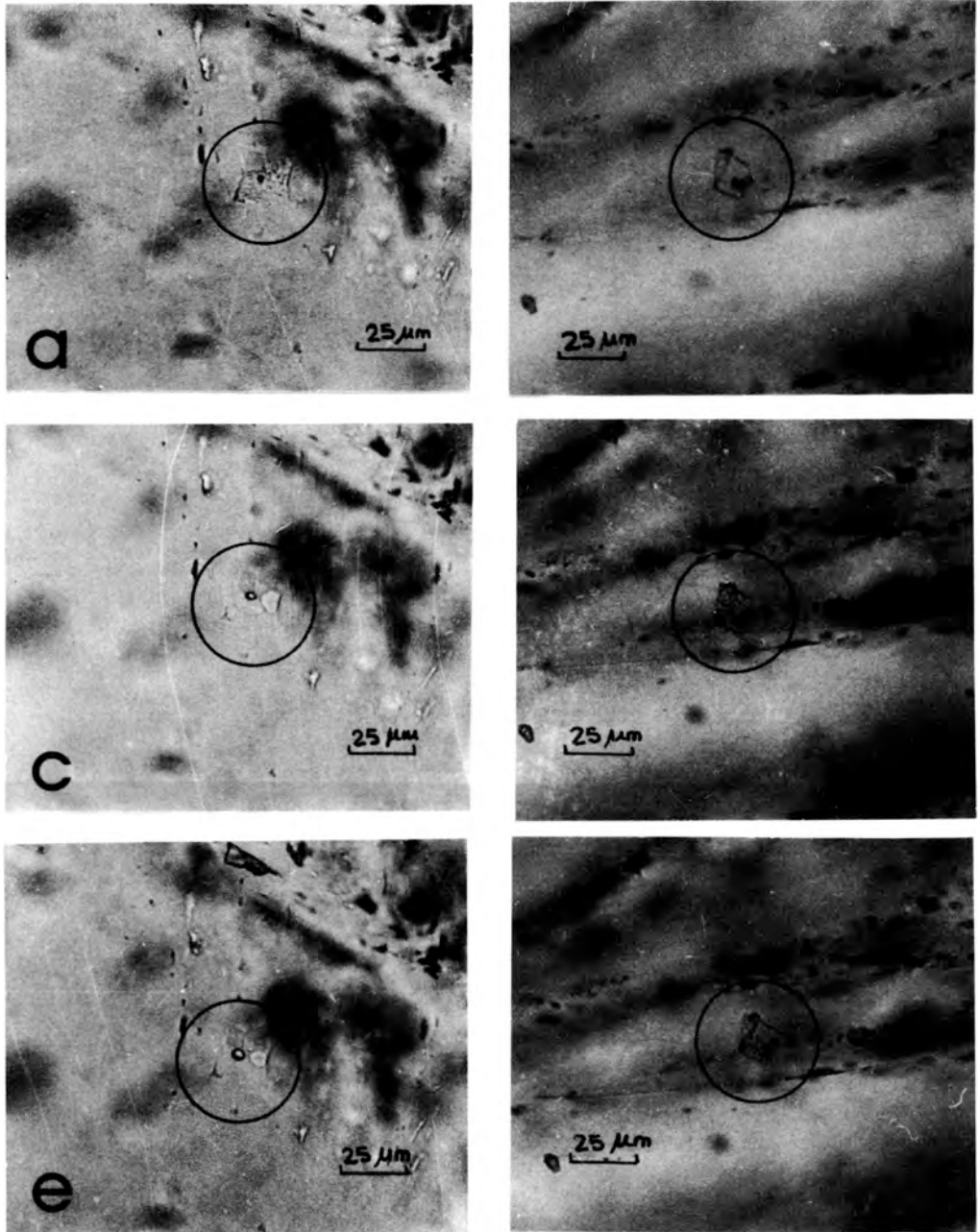


Lámina I

a.- Inclusión fluída precoz, bifásica acuosa, congelada (-60°C) en fluorita. Presenta un cristal de fluorita atrapado. b.- La misma inclusión que en (a) a $-19,5^{\circ}\text{C}$. c.- La misma inclusión que en (a) y (b) a $-8,4^{\circ}\text{C}$, cercana al punto de fusión del hielo ($-6,0^{\circ}\text{C}$). d.- Inclusión fluída bifásica acuosa (18°C), en cuarzo. e.- La misma inclusión que en (d) a $-36,8^{\circ}\text{C}$, ya ha tenido lugar el comienzo de fusión del hielo (Te). f.- La misma inclusión que en (d) y (e) a $-24,4^{\circ}\text{C}$, cercana al punto de fusión de hielo ($-19,9^{\circ}\text{C}$).

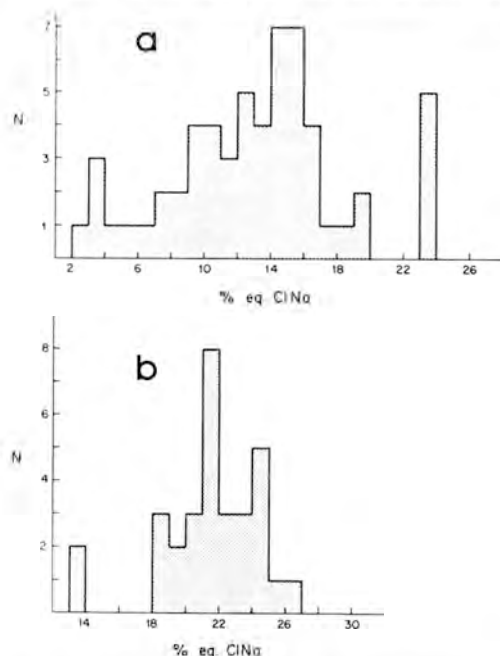


Fig. 3.- Histograma de distribución de salinidades. a. Salinidad en % eq. NaCl en la fluorita. b. Salinidad en % eq. NaCl en el cuarzo.

o fase mineral, llevan a conclusiones erróneas, si no se tiene en cuenta la existencia de diferentes generaciones de inclusiones, fugas, estrangulamientos, etc. Por esto, dado el carácter claramente tardío de las inclusiones encontradas en la mineralización argentífera de La Boderá, los datos obtenidos en la mayoría de los casos aportan únicamente información sobre las soluciones hidrotermales posteriores a la deposición de los minerales hipogénicos. Las temperaturas de formación de la fluorita han sido determinadas a partir de las escasas inclusiones fluidas clasificadas como posiblemente primarias (presentan cristales de fluorita atrapados; Lám. I a, b, c). Estas inclusiones homogeneizan alrededor de los 120°C, correspondiéndoles salinidades de 9% eq. NaCl.

Las inclusiones fluidas secundarias en el cuarzo y en la fluorita tienen características similares en cuanto a tamaño y relación volumétrica. Las salinidades en la fluorita (Fig. 3a) muestran una mayor dispersión que en el cuarzo (Fig. 3b). Por otra parte, las

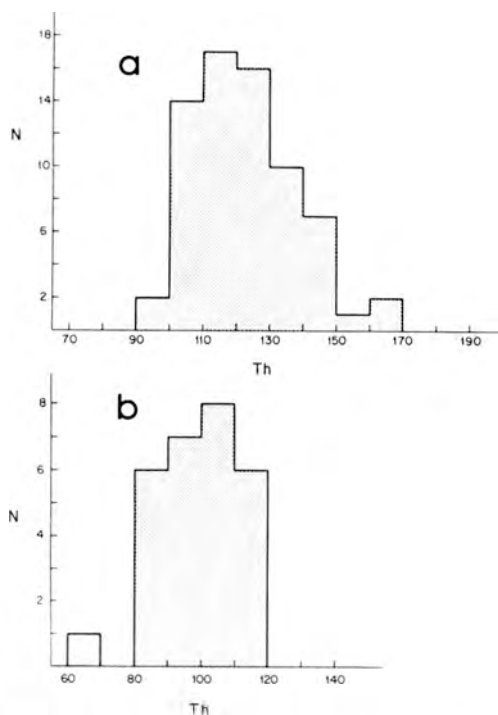


Fig. 4.- Histograma de distribución de temperaturas de homogeneización (Th). a. Temperaturas de homogeneización en fluorita. b. Temperaturas de homogeneización en cuarzo.

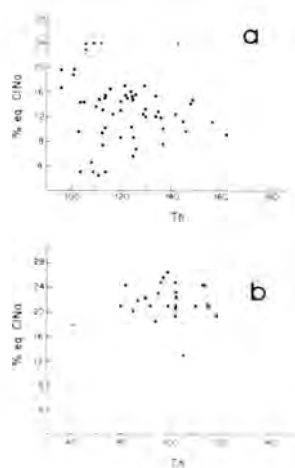


Fig. 5.- Relación de salinidad (en % eq. NaCl) con la temperatura de homogeneización (Th). a. Datos en fluorita. b. Datos en cuarzo.

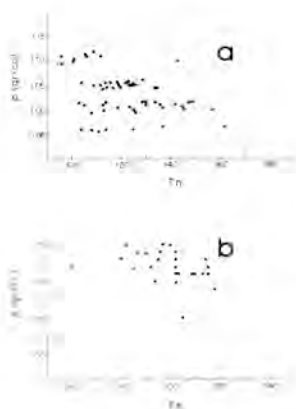


Fig. 6.- Relación de la densidad con la temperatura de homogeneización (Th) a. Datos en fluorita. b. Datos en cuarzo.

temperaturas de homogeneización son menores para el cuarzo (Fig. 4a) que para la fluorita (Fig. 4b). No se ha observado ninguna relación entre la variación de salinidades con la temperatura de homogeneización (fig. 5a y Fig. 5b). Las densidades deducidas para estos fluidos hidrotermales fluctúan entre 1.10 gr/cc y 1.15 gr/cc, no observándose variaciones de estos valores, así como de la salinidad con el descenso de la temperatura de homogeneización (Fig. 5a y Fig. 5b).

Como conclusión, dada la gran dispersión de los valores de salinidades y temperaturas de homogeneización en la fluorita, se interpreta como la interacción de fluidos precoces con soluciones posteriores. Por otra parte en el caso del cuarzo, las inclusiones fluidas representarían la composición de los últimos fluidos de la evolución hidrotermal. Por todo

ello, se deduce que durante las etapas más tardías de formación de la mineralización de La Bodera, las soluciones que han circulado son subsaturadas, constituidas por sales complejas con alto contenido en iones Na^+ y Ca^{2+} y probablemente Mg^{2+} y K^+ . Por el rango de temperaturas observado estas soluciones tienen carácter epitermal.

Bibliografía

- AHMAD, S.N. y ROSE A.W. (1980). Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa Rita. New Mexico. *Econ. Geol.*, 75, 229-250.
- MARTINEZ FRIAS, J (1987). Mineralogía y Metalogenia de las Mineralizaciones de plata del sector oriental del Sistema Central. Ed. Universidad Complutense. Madrid. 379 p.
- NAVIDAD, M (1975). Caracterización petrológica de los gneises glandulares del macizo de Hiedelaencina (Guadarrama Oriental). *Estudios Geológicos*. XXXI, 343-350.
- POTTER, R.W.I, CLYNE, M.A, BROWN D. L (1978). Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Econ. Geol.* 73, 284-285.
- ROEDDER, E. (1977). Origin and significance of magmatic inclusions. *Bull. Mineral.* 102, 487-510.
- SHEPHERD, T.J; RANKIN, A.H. y ALDERTON, D.H.M. (1985). A practical Guide to fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow- London. 239 p.
- TALANTSEV, A.S (1980). Gas-liquid isochores designed from cryometry and homogenization. *Transform geokhimiya*, 9, 1357-1366.

(Aceptado 4 Noviembre 1987)

ESTUDIO DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS EN EL YACIMIENTO ESTANNIFERO DE TEBA (CACERES)

(*) José MANGAS VIÑUELA y (**) Antonio ARRIBAS MORENO

(*) Departamento de Geología. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad Politécnica de Canarias. Apdo. 550. 35080 LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

(**) Departamento de Geología. Facultad de Ciencias.
Universidad de Salamanca. 37008-SALAMANCA

ABSTRACT.- The Teba orebody is located in the centre of the province of Cáceres, about 10 Km to the west of the village of Serradilla. The stanniferous mineralization appears in a stockwork of quartz veins which cut across Pre-Ordovician rocks of the Schist-Greywackes Complex. The mineral succession is constituted by cassiterite, arsenopyrite, chalcopyrite, pyrite and scheelite, along with quartz muscovite, apatite and tourmaline.

The study of the fluid phases, both at room temperature and in the microthermometric and crushing test analyses, has been carried out on four samples of quartz from different subvertical mineralized veins, striking N30E (T1 and T4), N-S (T2), and N100E (T3). Based on the physical-chemical characteristics of the fluid inclusions, three stages of fluid circulation have been established.

The first stage is characterized by the trapping of complex CO₂-aqueous and weak saline aqueous solutions, at homogenization temperatures ranging between 240° and 320°C, and at homogenization pressures below 150 atmospheres. The salinity of the solutions varies from 3 to 8 equiv. wt. % NaCl, with densities ranging from 0.75 and 0.90 g/cc. These fluids can be considered as contemporaneous with the first phases of mineral precipitation, that is to say, with the formation of quartz, muscovite and cassiterite, among others.

The second stage is represented by the circulation of slightly saline aqueous solutions (<7 equiv. wt. % NaCl) and with densities ranging from 0.8 to 0.9 g/cc. These solutions

were trapped at homogenization pressures below 50 atmospheres and at homogenization temperatures varying between 240° and 150°C.

The third stage is characterized by the circulation of aqueous fluids which carried cations such as Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ and K⁺, had salinities above 25 equiv. wt. % NaCl and were trapped at temperatures below 150°C.

Key words: Tin, deposit, fluid inclusion, microthermometry, crushing test, hydrothermal evolution, metallogeny.

RESUMEN.- El yacimiento de Teba está situado en el centro de la provincia de Cáceres, unos 10 km al Oeste del pueblo de Serradilla. La mineralización estannífera aparece en un stockwork de filones de cuarzo que atraviesan materiales anteordovícicos del Complejo Esquisto-Grauváquico. La paragénesis está constituida por casiterita, arsenopirita, calcopirita y scheelita, junto con cuarzo, moscovita, apatito y turmalina.

El estudio de las fases fluidas, tanto a temperatura ambiente como en los análisis microtermométricos y de trituración, se ha efectuado en cuatro muestras de cuarzo procedentes de varios filones mineralizados, subverticales, de dirección N30E (T1 y T4), N-S (T2) y N100E (T3). En base a las características físico-químicas de las inclusiones fluidas se han establecido tres etapas de circulación de fluidos.

La primera etapa está caracterizada por el atrapamiento de soluciones acuoso-carbónicas

complejas y acuoso débilmente salinas, a temperaturas de homogeneización comprendidas entre 240° y 320°C, y presiones de homogeneización inferiores a 150 atmósferas. La salinidad de las soluciones está comprendida entre 3% y 8% en peso equivalente de NaCl, oscilando la densidad ente 0,75 y 0,90 gr/cc. Estos fluidos se pueden considerar contemporáneos con las primeras fases de precipitación mineral, es decir, con la formación de cuarzo, la moscovita y la casiterita, entre otros.

La segunda etapa está representada por la circulación de soluciones acuosas débilmente salinas (<7% en peso equivalente de NaCl) y con densidades comprendidas entre 0.8 y 0.9 gr/cc. Estas soluciones fueron atrapadas bajo presiones de homogeneización inferiores a 50 atmósferas, y temperaturas de homogeneización variables entre 240° y 150°C.

La tercera etapa está caracterizada por la circulación de fluidos acuosos que llevaban cationes tales como el Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ y K⁺, tenían una salinidad por encima de 25% en peso equivalente de NaCl, y fueron atrapados a temperaturas inferiores a 150°C.

Palabras clave: Estaño, yacimiento, inclusión fluida, microtermometría, trituración, evolución hidrotermal, metalogenia.

1. Marco geológico

El yacimiento de Teba está situado en el centro de la provincia de Cáceres y, más concretamente, al Oeste del pueblo de Serradilla (Fig. 1). Desde el punto de vista geotectónico, el yacimiento se encuadra dentro de la Zona Centro Ibérica (Julivert et al., 1972). La mineralización estannífera aparece en un stockwork de filones de cuarzo que atraviesan materiales anteordovícicos del Complejo esquisto-grauváquico. La explotación, a cielo abierto, está situada en el núcleo de un anticlinal cuyo eje sigue una dirección aproximada de N110E.

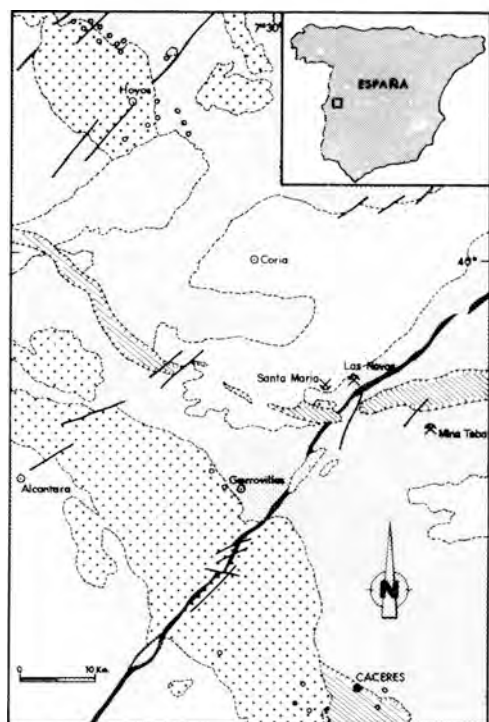
Los materiales metamórficos donde encaja la mineralización están constituidos por metapelitas con marcada esquistosidad. Estas rocas han sufrido un bajo grado de metamorfismo y están afectadas por un plegamiento de tipo isoclinal con flancos subverticales. La orientación del plano de esquistosidad en la zona del yacimiento es

regular y uniforme con relación a las direcciones ONO-ESE, de la cadena hercínica. La tectónica de fracturación adquirió gran importancia, favoreciendo el emplazamiento de los filones según direcciones N-S, N90-100E y N20-30E y buzamiento subvertical. Estos filones alcanzan potencias de hasta 60 centímetros, aunque la media es de 10 cm. Comúnmente se ramifican, presentan estrechamientos y ensanchamientos y no tienen demasiada continuidad lateral.

La paragénesis está constituida por casiterita, como principal mineral de estaño, arsenopirita, pirita, calcopirita y scheelita, junto con cuarzo, moscovita, apatito y turmalita. Como minerales secundarios se encuentran la limonita y la varlamofita. La casiterita aparece como cristales milimétricos y centimétricos, automorfos y maclados, asociados al cuarzo y a la moscovita en el borde de los filones. En el contacto de estos, los esquistos presentan turmalinización, moscovitización y silicificación.

Gumiel (1981) en su clasificación de los yacimientos de estaño y wolframio de Extremadura, encuadra el yacimiento de Teba entre los "relacionados con cúpulas graníticas no aflorantes". Este autor indica que el yacimiento está relacionado con una cúpula, posiblemente de leucogranitos hercínicos, no aflorante, cuya existencia ha sido comprobada mediante métodos geofísicos. En el área del yacimiento, la manifestación más próxima de materiales ígneos es el granito de Pedroso de Acim, de dimensión kilométrica, situado 13 km al NO de la mina Teba (Fig. 1). Se trata de un apuntamiento granítico, formado por albita, moscovita y turmalina que, teniendo en cuenta su composición química y la clasificación de Tischendorf (1977), puede considerarse como un granito especializado y con alto contenido en estaño (Marconet y Gragny, 1984).

Asimismo, en la zona situada alrededor del yacimiento, existe un pequeño número de indicios y depósitos de estaño (Fig. 1). Por ejemplo, al Noroeste de Teba, aparecen los filones pegmatíticos de la mina de Las Navas, una antigua explotación, la mina Santa María en un conglomerado Mioceno, y



EXPLICACION

- | | |
|--------------------------------|------------------------------------|
| Cobertura Terciaria | Granitos de Pedroso de Acim |
| Esquistos Silúrico-ordovícicos | Dique básico de Alentejo-Plasencia |
| Cuarcitas ordovícicas | Mina en explotación y mina cerrada |
| Complejo esquistos grauwáquico | Indicio a yacimiento de Sn - W |
| Granitos hercínicos | |

Fig. 1- Situación geológica de mina Teba (según Marconnet y Gagny, 1984).

calicatas en coluviones graníticos y metamórficos sobre el granito de Pedroso de Acim. Además, se debe indicar que los grandes batolitos hercínicos cacereños, como son por ejemplo los de Jálama, Plasencia y Cáceres, siempre contienen asociados yacimientos de estaño y/o wolframio.

2. Analisis de las fases fluidas

2.1. Muestras de estudio y tipos de inclusiones

El estudio de las fases fluidas asociadas al yacimiento estannífero de Teba se ha efectuado en cuatro filones de cuarzo mineralizados, subverticales, con direcciones N30E (T1 y T4), N-S (T2) y N100E (T3). El cuarzo es el mineral más representativo de la

paragénesis, contiene abundantes inclusiones y presenta buenas características ópticas para el estudio microtermométrico.

Con el fin de conocer las características físico-químicas de las inclusiones fluidas presentes en los filones se han realizado análisis microtermométricos y ensayos de trituración. Los análisis microtermométricos se han efectuado en cristales de cuarzo de las muestras T1, T2 y T3. Para ello se hicieron preparaciones doblemente pulidas, con espesores entre 0,1 y 0,3 mm, y se estudiaron con una platina calentadora/refrigeradora Chaixmecca (Poty et al., 1976). Los ensayos de trituración en glicerina anhidra se han llevado a cabo en granos de casiterita y cuarzo de todas las muestras, utilizando una platina diseñada en el Laboratorio de Mineralogía de la Universidad de Salamanca.

Las observaciones efectuadas al microscopio demuestran que los cristales de cuarzo presentan diferente número y distribución variable de inclusiones (Fig. 2A, B, C, D). Así, algunos granos, que son bastante transparentes y limpios, tienen muy pocas inclusiones, mientras que otros tienen un aspecto traslúcido y sucio por el gran número de ellas. En general, la inclusiones fluidas muestran caracteres secundarios pues se presentan alineadas con diversa orientación (Roedder, 1984). No obstante, existen también otras inclusiones, distribuidas al azar que aparecen aisladas o agrupadas, y que por ello pueden ser consideradas como primarias. Por otra parte, la presencia de inclusiones alineadas con diferente orientación cortándose a veces unas con otras, indica la existencia de varias etapas de apertura de los fluidos durante la evolución hidrotermal del yacimiento, caracterizada cada una de ellas por la aparición de planos de fractura, circulación de fluidos con características físico-químicas particulares y cicatrización de las fracturas con atrapamiento de los fluidos. Esta sucesión de roturas y recrystalizaciones del cuarzo, que son fenómenos normales en los sistemas filonianos hidrotermales, han de ser tenidos en cuenta porque, a veces, han podido modificar las condiciones de estancamiento de las inclusiones atrapadas durante las etapas precoces, lo que puede dar lugar a que las

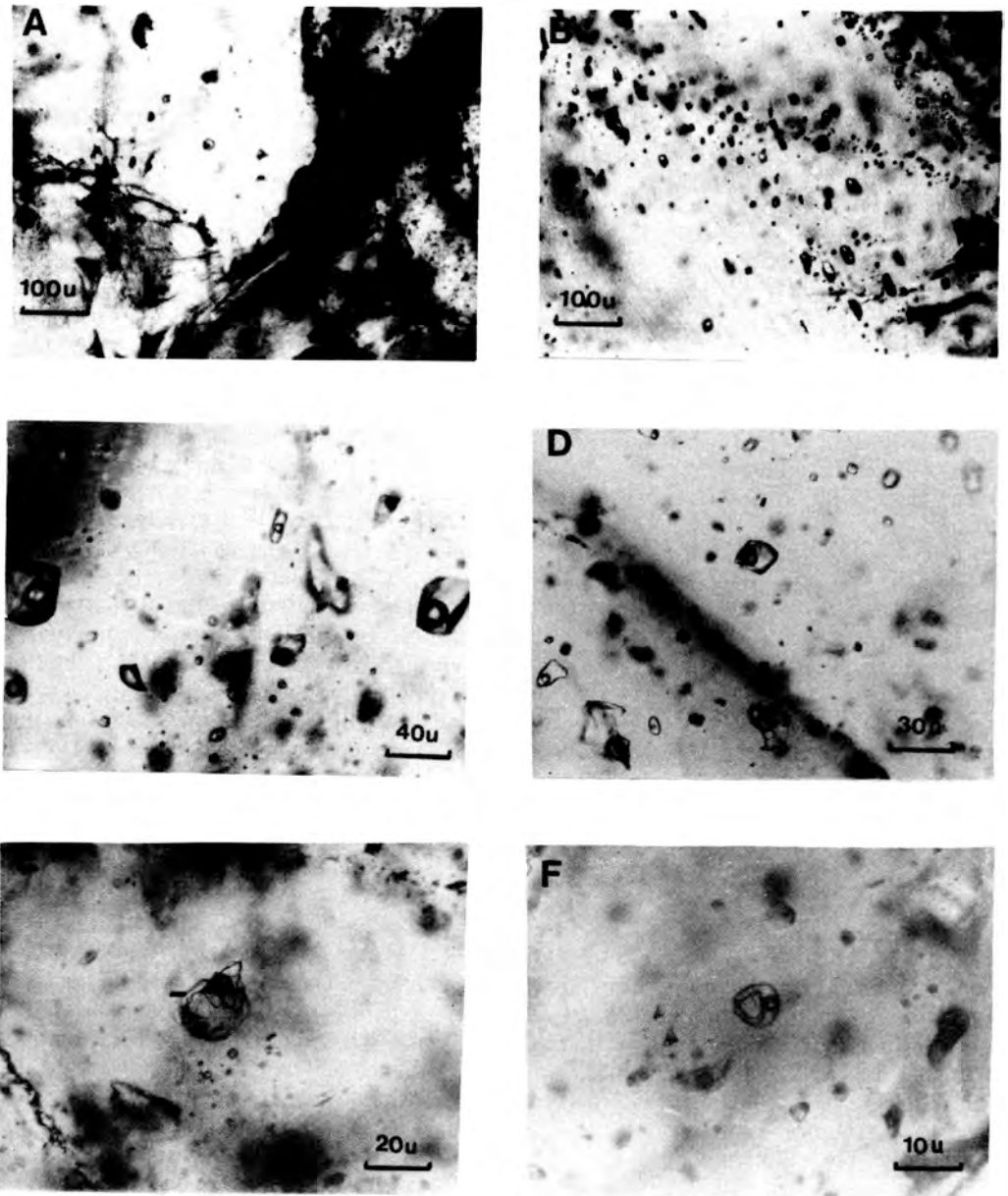


Fig. 2- A) Los granos de cuarzo presentan distinto número de inclusiones fluidas. Así, en el grano de la parte izquierda de la fotografía aparecen algunas inclusiones aisladas, mientras que en el de la parte derecha, la cantidad es muy elevada. B) Inclusiones fluidas distribuidas en planos de fracturas cicatrizados de diferente orientación. C) Conjunto de inclusiones fluidas acuo-carbónicas complejas, pertenecientes al tipo 1. D) Agrupación de inclusiones acuosas del tipo 2 atravesadas por un plano de inclusiones que cruza oblicuamente la fotografía de izquierda a derecha. E) Inclusión fluida con cristales atrapados mecánicamente durante su formación y que rellenan casi totalmente su cavidad. F) Inclusión fluida del tipo 2 conteniendo un cristal de forma trapezoidal.

inclusiones afectadas no presentan los fluidos originales. Por ello, las inclusiones que presentaban huídas y estrangulamientos no se han seleccionado para el estudio microtermométrico.

El orden de atrapamiento y cronología de las diferentes venidas de fluidos (alineaciones de inclusiones), no ha podido ser establecido por criterios "de visu", y sólo la interpretación estadística de los resultados microtermométricos ha permitido definir la posible evolución hidrotermal del yacimiento.

La morfología de las inclusiones fluidas es muy variada en las muestras estudiadas, pudiéndose observar formas redondeadas, geométricas, alargadas o completamente irregulares. La mayoría de ellas tienen un tamaño inferior a 50 μ , aunque en gran número presentan dimensiones comprendidas entre 10 y 15 μ .

Para clasificar las 521 inclusiones estudiadas, se han utilizado criterios que tienen en cuenta la composición calculada por los análisis microtermométricos y el número de fases a temperatura ambiente. Así, se han distinguido los tres tipos siguientes:

- Tipo 1. Inclusiones acuosas carbónicas complejas (H_2O - $NaCl$ - CO_2 y otros volátiles), constituidas por una solución acuosa y burbuja de gas esencialmente carbónica. La relación volumétrica V_g/V_t (volumen de la fase gaseosa/volumen total de la inclusión), es superior o igual al 20% (Fig. 2C).

- Tipo 2. Inclusiones acuosas de baja salinidad (H_2O - $NaCl$), con solución acuosa y burbuja de gas (Fig. 2D). La relación volumétrica V_g/V_t es inferior al 20%. Ocasionalmente, se encuentran inclusiones monofásicas rellenas enteramente de solución acuosa.

- Tipo 3. Inclusiones acuosas con cationes diversos y elevada salinidad (H_2O - $NaCl$ - KCl - $CaCl_2$ - $MgCl_2$), conteniendo fase acuosa líquida y gaseosa, y con relaciones volumétricas V_g/V_t inferiores al 2%.

En líneas generales, las inclusiones del tipo

1 se distribuyen aisladas, en grupos, o en alineaciones, las del tipo 2 en microfracturas o agrupadas sin orden preferente, y las del tipo 3 en alineaciones. Las inclusiones más abundantes y representativas de este yacimiento son las del tipo 2, las del tipo 1 son menos abundantes y las del tipo 3 son raras.

Los sólidos atrapados mecánicamente en algunas inclusiones de los tipos que se acaban de describir son transparentes y presentan formas geométricas o irregulares (Fig. 2 E y F). La naturaleza de estos cristales no ha sido determinado todavía, si bien por sus características ópticas y morfología, y teniendo en cuenta la paragénesis de yacimiento, podrían ser gérmenes de moscovita, apatito, turmalina y cuarzo. El número de sólidos atrapados en una inclusión puede ser muy variable. Las relaciones volumétricas V_s/V_t (volumen de sólidos/volumen total de la inclusión) son inferiores al 70%. Como curiosidad, se debe indicar la presencia de un cubo de halita en una inclusión acuosa del tipo 3 y que ha precipitado a partir de la solución atrapada.

2.2. Resultados del estudio microtermométrico

Teniendo en cuenta la abundancia relativa de las inclusiones presentes en las muestras de cuarzo, se han estudiado microtermométricamente 70 inclusiones del tipo 1, 445 del tipo 2 y 8 del tipo 3. Las inclusiones de los tipos 1 y 2 están presentes en todas las muestras (T1, T2 y T3), mientras que las del tipo 3 sólo se han estudiado en la muestra T2. A continuación se exponen primero los resultados microtermométricos obtenidos para cada tipo de inclusiones y, posteriormente, su interpretación.

Tipo 1. Inclusiones acuosas-carbónicas complejas

Para confirmar la presencia de CO_2 y otros volátiles en la fase gaseosa de las inclusiones de este tipo, fue necesario recurrir a los procesos de enfriamiento, ya que a temperatura ambiente ninguna de ellas presentaba la fase CO_2 líquido. Durante estos procesos, las in-

clusiones mostraban la formación de CO₂ sólido a temperatura comprendidas entre -90 y -110°C, y solidificación del clathrato a temperaturas que oscilaban entre -40 y -50°C. Estos dos cambios de fase sólo se observan en aquellas inclusiones que tenían una gran burbuja de gas, pues en aquellas que tenían menor burbuja, y que son las más abundantes de este tipo, sólo se observó, y a veces con dificultad, la formación de clathrato. Todas estas observaciones indican que, en la mayoría de las inclusiones del tipo 1 la concentración del CO₂ es baja.

Los resultados microtermométricos T_{mCO₂} (temperatura de fusión del CO₂ sólido), T_{m_{ice}} (temperatura de fusión final del último cristal del hielo) y T_{m_{hid}} (temperatura de fusión del clathrato), se resumen a continuación.

- La fase carbónica presente en la fase gaseosa de las inclusiones no es CO₂ puro, ya que los valores de T_{mCO₂} están comprendidos entre -56,6°C (punto triple del CO₂) y -63°C, y las temperaturas T_{m_{hid}} son, en general, superiores a 10°C (Hollister y Burrus, 1976; Swanenberg, 1979). Por consiguiente, estos resultados confirman el carácter complejo de la fase no acuosa, pues ésta contiene, además del CO₂, volátiles tales como CH₄, N₂, H₂S, entre otros. Hay que indicar que sólo se ha podido medir T_{mCO₂} en las inclusiones de la muestra T1.

- La temperatura de fusión eutéctica de la fase acuosa ha sido difícil de medir en algunas inclusiones por la presencia de clathrato y por el gran volumen de la burbuja de gas. No obstante, las medidas de la temperatura de comienzo de fusión del hielo están comprendidas entre -10°C y -20°C y, por lo tanto estos valores están por debajo de la temperatura eutéctica (-21,1°C) del sistema H₂O-NaCl (Potter y Brown, 1977).

- Los valores de T_{m_{ice}} son inferiores a -5.5 °C (Fig. 3) en todas las muestras.

- Las medidas de T_{m_{hid}} se producen entre 8 y

13°C, con máximos en los histogramas de todas las muestras entre 10 y 11°C.

Durante los procesos de calentamiento entre 25° y 600°C, sólo se han medido las temperaturas de homogeneización total pues, como se ha indicado anteriormente, la concentración del CO₂ y la densidad de estas inclusiones son tan bajas que no se forma la fase CO₂ líquido y, por lo tanto la temperatura de homogeneización parcial del CO₂ no se puede medir por debajo de 31°C. Como curiosidad, hay que indicar que sólo se ha podido medir una temperatura de homogeneización parcial del CO₂, y que ésta se realizó en gas a una temperatura de 3°C. Los resultados de las temperaturas de homogeneización total de la inclusión (Th) están comprendidos entre 240° y 320°C (Fig. 3). Todas las inclusiones de este tipo homogeneizan en líquido, es decir, al ir subiendo la temperatura la burbuja de gas disminuye hasta desaparecer. Teniendo en cuenta las características físicas de las inclusiones y las medidas de las temperaturas de homogeneización, se deduce que estos últimos valores están en función directa de la relación volumétrica de las inclusiones. Así, a mayor relación V_g/V_t, mayor temperatura de homogeneización. Algunas inclusiones de este tipo decrepitaban, antes de homogeneizar por encima de 200°C.

La interpretación de estos resultados, permite sacar una serie de conclusiones sobre la características físico-químicas de las inclusiones de este tipo. Así, como ya se ha indicado, la burbuja de gas está compuesta esencialmente por CO₂ y otros volátiles. Estos compuestos gaseosos tienen mayor importancia en las inclusiones de la muestra T1 (filón N-S) que en las muestras T2 y T3 (filones N90E y N20E). Por otro lado, no se ha podido calcular la composición relativa, la densidad y el volumen molar de esta fase teniendo en cuenta los datos de Swanenberg (1979) y Heyen y otros (1982), pues no se ha podido medir las temperaturas de homogeneización parcial del CO₂. Por ello, sería necesario efectuar análisis de espectroscopia Raman para determinar exactamente la

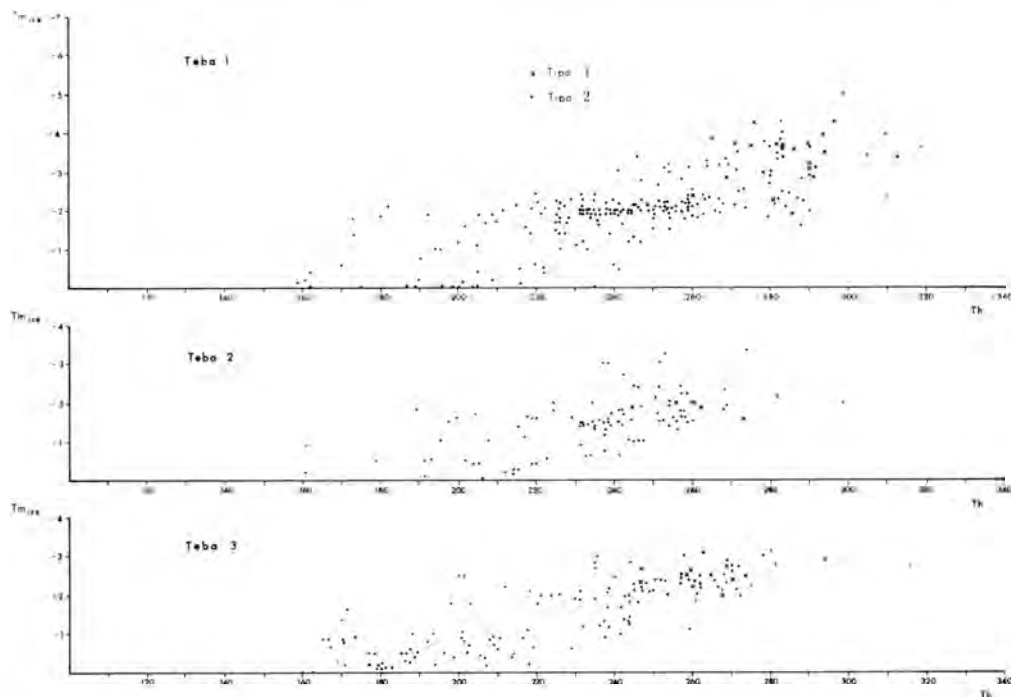


Fig. 3- Diagrama con los resultados de temperatura de homogeneización y de fusión del último cristal del hielo en las inclusiones de los tipos 1 y 2.

naturaleza de los volátiles, la composición global y la densidad de estas inclusiones.

Los valores de temperatura de comienzo de fusión del hielo (temperatura eutéctica: T_e) por encima de $-21,1^\circ\text{C}$, muestran que las soluciones acuosas atrapadas en estas inclusiones son eminentemente sódicas y cloruradas.

Según los trabajos de Collins (1979), cuando se tienen inclusiones acuosas con bajas concentraciones de CO_2 , no se pueden utilizar ni los datos experimentales de Bozzo y otros (1973) ni los resultados de las $T_{m_{\text{hid}}}$ por debajo de 10°C , para calcular la salinidad de la parte acuosa de estas inclusiones. Sin embargo, si se puede hacer uso de la medida de las $T_{m_{\text{ice}}}$ y de los datos experimentales de Potter y otros (1978) para calcular la salinidad y la molalidad, aproximadas, de las soluciones acuosas atrapadas, pues la cantidad de CO_2 que está disuelta en la fase acuosa produce una disminución insignificante de las

temperaturas $T_{m_{\text{ice}}}$. Por ello, la salinidad aproximada es inferior a 8,5% en peso equivalente de NaCl y la molalidad en NaCl está por debajo de 1,6. En consecuencia, las salinidades y molalidades verdaderas tienen que ser ligeramente inferiores a estos valores.

La densidad de la fase acuosa, calculada a partir de los resultados de salinidad y temperatura de homogeneización, y el gráfico propuesto por Ahmad y Rose (1980), oscila entre 0,75 y 0,85 gr/cc (Fig. 4).

El hecho de que los resultados obtenidos para las temperaturas de fusión del CO_2 , sólido sólo se observen en algunas inclusiones con gran burbuja de gas, con distribuciones de carácter primario y temperaturas de homogeneización total altas, y que las inclusiones con burbuja pequeña sólo presentaban temperatura de fusión del clathrato y tengan carácter secundario y menor temperatura de homogeneización, indicaría que, en el yacimiento de Teba, se ha

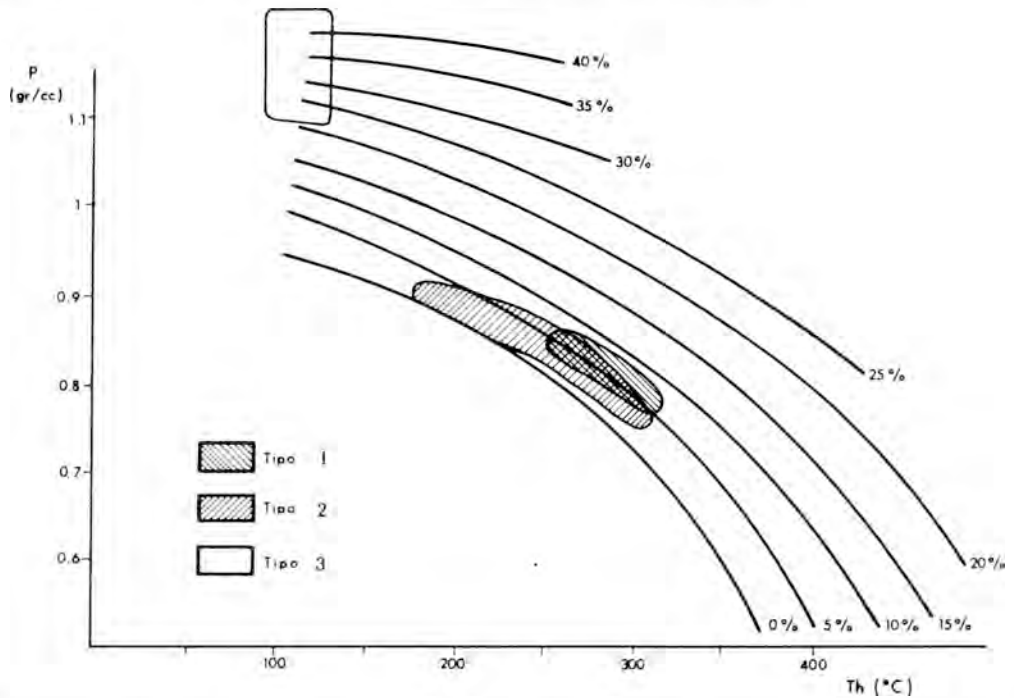


Fig 4- Diagrama que relaciona la temperatura de homogeneización, la densidad y la salinidad de las inclusiones estudiadas en la mina Teba.

producido un atrapamiento de fluidos acuosos con una concentración menor en CO_2 y volátiles a medida que disminuía la temperatura de formación de las inclusiones.

Tipo 2. Inclusiones acuosas de baja salinidad.

Estas inclusiones son las más abundantes en los cuarzos filonianos. Se distribuyen en planos de fracturas de diversa orientación, y en zonas que contienen un gran número de inclusiones formando agrupaciones donde es difícil establecer su cronología. Por ello, para que el estudio microtermométrico fuera representativo, se ha estudiado un gran número de inclusiones de este tipo.

A temperatura ambiente, no se ha observado cristales de halita dentro de la fase acuosa de las inclusiones, ni la formación de cristales de hidrohalita en los procesos de enfriamiento a temperaturas entre 25 y -200°C . Por consiguiente, se puede confirmar que las soluciones acuosas atrapadas están fuera del límite de saturación del sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ (Potter y Brown, 1977).

La fase acuosa de este tipo de inclusiones congela a temperaturas comprendidas entre -30 y -45°C . Las temperaturas de comienzo de fusión del hielo se han medido por encima de -21°C . Los valores de temperatura de fusión del último cristal del hielo están comprendidos entre 0 y -4.5°C . Como curiosidad, hay que indicar que algunas inclusiones monofásicas de este tipo, con sólo una fase acuosa líquida, presentaban características metaestables, con $T_{m_{ice}}$ por encima de 0°C .

Los resultados de las temperaturas de homogeneización se encuentran comprendidos entre 150 y 320°C , sin que haya lagunas en este intervalo. Las homogeneizaciones siempre se efectúan en líquido, al igual que sucedía con las inclusiones del tipo 1.

La salinidad y la molalidad de las soluciones atrapadas en este tipo de inclusiones se ha calculado a partir de los datos experimentales de Potter y otros (1978), y de los resultados obtenidos de $T_{m_{ice}}$. Así pues, estas inclusiones presentan salinidades inferiores al

7% en peso equivalente de NaCl y molalidad en NaCl inferiores a 1,30.

La densidad de estas inclusiones se ha calculado teniendo en cuenta los datos de salinidad y las temperaturas de homogeneización, y el gráfico propuesto por Amhad y Rose (1980). Según estos datos, la densidad de las inclusiones del tipo 3 está comprendida entre 0,75 y 0,90 gr/cc y los resultados están representados en la figura 4.

Las presiones de homogeneización correspondientes a las temperaturas de homogeneización y temperaturas de fusión del último cristal del hielo de las inclusiones del tipo 3, están comprendidas entre 5 y 150 atmósferas, de acuerdo con los datos experimentales de Talantsev (1979).

Cuando se tienen en cuenta los resultados microtermométricos y las observaciones realizadas en las inclusiones fluidas, se comprueba que las inclusiones distribuidas en determinadas fracturas y las que se asocian en grupos presentan particulares características de salinidad, temperatura de homogeneización y densidad. Este hecho demuestra que, en los filones de cuarzo de Teba, ha existido una secuencia progresiva de reapertura de filones, circulación de soluciones acuosas de salinidad decreciente, y precipitación de cuarzo con atrapamiento de inclusiones a temperaturas de homogeneización comprendidas entre 320 y 150°C.

Cuando se comparan los resultados microtermométricos de las temperaturas de homogeneización y de fusión del último cristal del hielo en las inclusiones de los tipos 1 y 2, en los tres filones estudiados en Teba (Fig. 3), se deducen las siguientes conclusiones:

a) Las inclusiones del tipo 1 sólo aparecen a temperaturas de homogeneización superiores a 240°C, mientras que las del tipo 2 aparecen a temperaturas comprendidas entre 150 y 320°C.

b) La temperatura de fusión final del hielo en las inclusiones tipo 1 son similares o ligeramente más altas que las del tipo 2, aunque conviene tener en cuenta que el CO₂

disuelto en la fase acuosa hace disminuir aquella temperatura, por lo que se puede decir que presentan valores análogos.

c) Al descender paulatinamente las temperaturas de homogeneización, las temperaturas de fusión del hielo (salinidad) disminuyen también progresivamente, mientras que la densidad de las soluciones atrapadas aumenta.

Teniendo en cuenta estas conclusiones y los resultados microtermométricos descritos anteriormente, se puede admitir que los tres filones seleccionados para el estudio de las fases fluidas presentan inclusiones de parecidas características microtermométricas y que, por consiguiente, han sufrido la misma evolución hidrotermal, si bien presentan direcciones diferentes en el afloramiento.

Tipo 3. Inclusiones acuosas con cationes diversos y elevada salinidad.

Sólo se han estudiado 8 inclusiones acuosas de este tipo en la T2, pues en las otras muestras no se han encontrado. Se diferencian de las del tipo 2, porque presentan características microtermométricas particulares. Así, las soluciones acuosas atrapadas en estas inclusiones congelan a temperaturas inferiores a -50°C.

Algunas de estas inclusiones no solidifican durante los procesos rápidos de enfriamiento, pero suelen hacerlo durante el posterior calentamiento de la muestra. Cuando estas inclusiones congelan adquieren un granulado particular y algunas inclusiones bifásicas se transforman en monofásicas al desaparecer la burbuja de gas. A veces, esta burbuja parece al cabo de varias horas o días. También se ha visto el caso contrario, en que las inclusiones monofásicas se convierten en bifásicas.

Los primeros síntomas de fusión del hielo se han observado a temperaturas superiores a -85 °C. Como estas temperaturas son inferiores a la eutéctica del sistema H₂O-NaCl (Potter y Brown, 1977), se admite que las soluciones acuosas pueden contener cationes tales como Ca²⁺, Mg²⁺ y K⁺, además del Na⁺ (Crawford et al., 1979). En una inclusión de

este tipo se ha observado un cristal de halita, luego la solución presente está por encima del límite de saturación del sistema $H_2O-NaCl$.

En las inclusiones del tipo 3 se han medido las siguientes temperaturas de fusión del último cristal del hielo: -23° , -24.5° , -35.2° , -35.8° y $-45^\circ C$. Las inclusiones bifásicas homogeneizan en líquido a temperaturas comprendidas entre 80° y $100^\circ C$.

Hubo dos inclusiones que presentaban características metaestables pues tenían $T_{m_{ice}}$ por encima de $0^\circ C$. Una de éstas era monofásica y la otra era bifásica, esta última con una temperatura de homogeneización en líquido de $147^\circ C$. Por último se debe añadir que la temperatura de fusión del cubo de halita, en la inclusión que lo tenía, fue de $95^\circ C$.

Como se puede apreciar, los resultados microtermométricos medidos en este tipo de inclusiones son escasos para poder relacionarlos entre sí y obtener conclusiones. Además, como estas inclusiones sólo se han estudiado en la muestra T2, no se pueden generalizar a los resultados obtenidos en el yacimiento. No obstante, se puede decir que en los filones de dirección N-S, existió un episodio tardío de circulación de fluidos acuosos, más salinos, con sales de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ .

2.3. Resultados de los ensayos de trituración

Los análisis de trituración se han efectuado en muestras de cuarzo y casiterita de los cuatro filones seleccionados en Teba, teniendo en cuenta el método y las tablas descritas por Leroy (1979). En cada mineral se realizaron entre 5 y 10 ensayos de trituración, machacando los granos en glicerina anhidra con la platina de trituración. Los resultados obtenidos se han representado en la Fig. 5. En ella se observa que todas las muestras de cuarzo y casiterita presentaban liberaciones de gases carbónicos, con valores comprendidos entre 1 y 5 y con modas que varían según los minerales y las muestras. En un mismo mineral los grados de liberación pueden oscilar entre 2 y 3. Esto se debe a que, tanto en

el cuarzo como en la casiterita, existen zonas que tienen un número variable de inclusiones (Fig. 2A). Tal y como se ha comprobado por los estudios microtermométricos, las inclusiones del tipo 1 que contienen CO_2 y otros volátiles, se presentan en todas las muestras, si bien no son muy abundantes.

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos se puede decir que el CO_2 está presente de manera constante en los granos de cuarzo y casiterita de Teba.

3. Evolución hidrotermal del Yacimiento de Teba

Si se tiene en cuenta todas las observaciones llevadas a cabo en las inclusiones fluidas de los cuatro filones estudiados, tanto a temperatura ambiente como en los análisis microtermométricos y de trituración, se pueden distinguir tres etapas principales de circulación de fluidos.

1) La primera está caracterizada por el atrapamiento de soluciones acuoso-carbónicas complejas y acuosas débilmente salinas, a temperaturas de homogeneización comprendidas entre 240 y $320^\circ C$, y presiones de homogeneización inferiores a 150 atmósferas. En esta etapa precoz, es imposible predecir cual es el orden de atrapamiento, ya que las inclusiones de los tipos 1 y 2 suelen distribuirse en grupos o alineaciones, o aparecen aisladas, y además, tienen temperaturas de homogeneización semejantes. En general, la salinidad de las soluciones es baja, y está comprendida entre 3 y 8% en peso equivalente de $NaCl$, la densidad oscila entre $0,75$ y $0,9$ gr/cc, y la molalidad en $NaCl$ entre $0,1$ y $1,5$. Con respecto a los componentes carbónicos y otros volátiles se debe indicar que su concentración es baja y que disminuye paulativamente al descender la temperatura.

Teniendo en cuenta estos resultados, las inclusiones acuosas presentes en esta etapa representan venidas de fluidos acuosos, poco salinos y eminentemente sódicos y circulación de fluidos acuosos, también de baja salinidad, con CO_2 y otros volátiles.

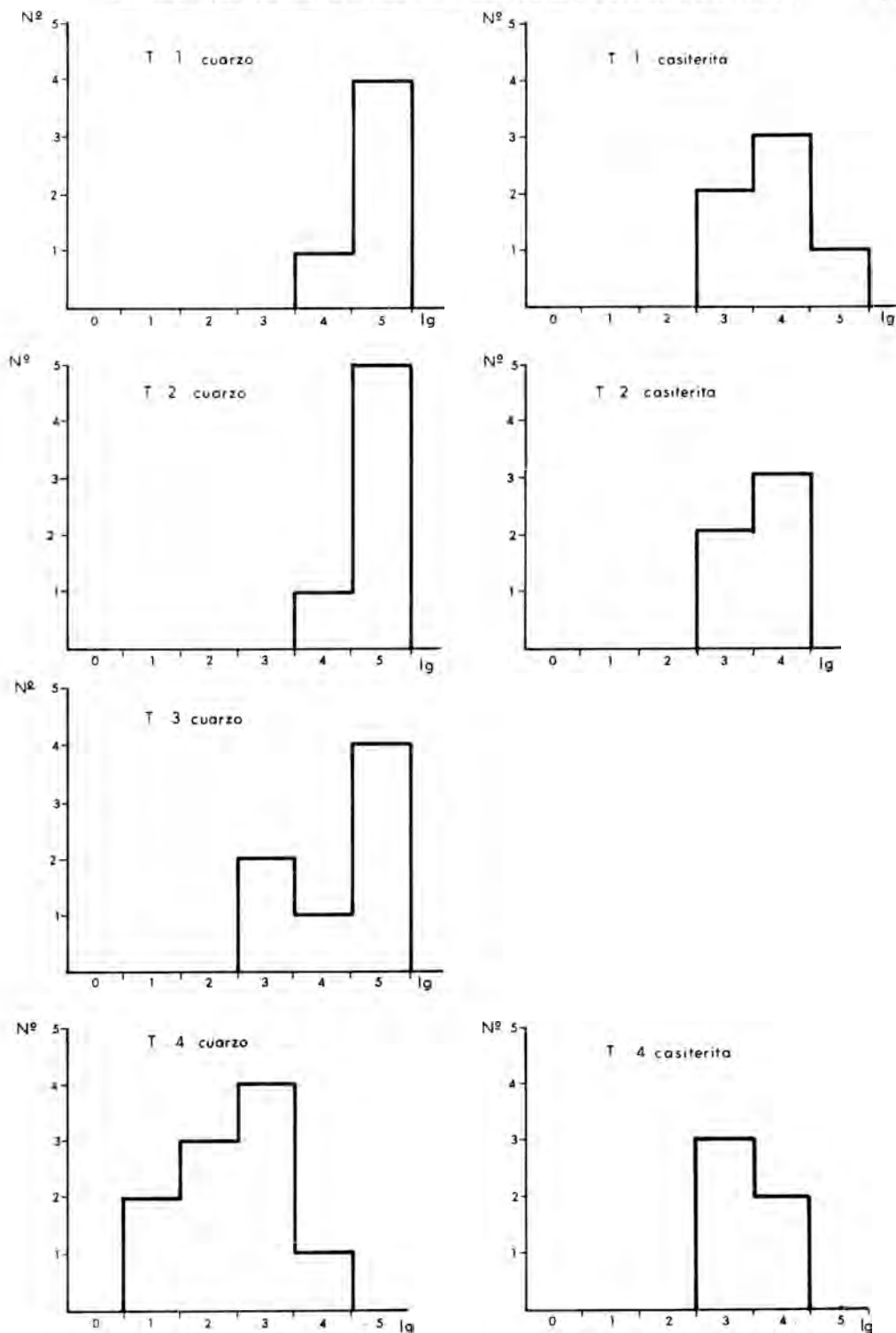


Fig. 5- Histogramas con los resultados de los análisis de trituration efectuados en muestras de cuarzo y casiterita. N: número de ensayos, lg: intensidad de gas carbónico liberado.

Luego, durante esta etapa, hay por lo menos dos episodios de circulación de fluidos de composición diferente, y de la correspondiente precipitación mineral con formación de inclusiones fluidas.

Además, como se piensa que esta etapa es la más precoz del yacimiento, los fluidos se pueden considerar contemporáneos con las primeras fases de precipitación mineral, es decir, con el cuarzo, la moscovita y la casiterita, principalmente.

Teniendo en cuenta los resultados descritos anteriormente, podrían relacionarse los fluidos acuoso-carbónicos complejos con la mineralización estannífera, si bien, al presentarse dos tipos de soluciones, no se puede saber cual de ellas es la responsable del transporte y precipitación del mineral del estaño. El depósito de la mineralización pudo producirse por la mezcla de fluidos acuosos y acuoso-carbónicos complejos, o por cambios en la temperatura, densidad, composición y concentración de estos fluidos, o al reaccionar estos con las rocas encajantes. Además, los resultados obtenidos están de acuerdo con los estudios de inclusiones fluidas llevados a cabo en otros yacimientos de Sn en España (Mangas y Arribas, 1984, 1987 a y b) y en otras partes del mundo (Mangas, 1987), y con los estudios experimentales relativos a la solubilidad de la casiterita (Eadington, 1985, Jackson y Helgeson, 1985; Eugster y Wilson, 1985).

Así, los estudios de inclusiones fluidas llevados a cabo en varios tipos de yacimientos de estaño asociados a granitos hercínicos muestran que, excepto para las fugacidades de S y O que son bajas, hay una gran variación en la temperatura (200-600°C), presión (<2000 bares), salinidad (0,75% en peso equivalente de NaCl) y composición. Esta última varía entre fluidos acuosos ricos en CO₂ y otros volátiles (CH₄, N₂, H₂S), y soluciones acuosas conteniendo NaCl y otros cloruros. Además, los estudios isotópicos (D, ¹⁸O, ³⁴S, ¹³C) muestran que los fluidos acuosos asociados a los yacimientos de estaño son predominantemente magmáticos, meteóricos o vadosos. También, procesos tales como dilución y mezclas de estos flu-

idos son comunes en sistemas filonianos asociados con granitos, pues, en general, celdas convectivas hidrotermales se desarrollan durante el emplazamiento y consolidación magmática.

Con relación al transporte del estaño en soluciones hidrotermales, los resultados experimentales indican que la solubilidad de las casiteritas en fluidos con NaCl incrementa con el aumento de la temperatura, fugacidad de oxígeno y salinidad. Además, los complejos con Cl⁻ y OH⁻ son importantes en el transporte del estaño en soluciones hidrotermales.

2) La segunda etapa está representada por la circulación de soluciones acuosas débilmente salinas (<7% en peso equivalente de NaCl), con molalidades en NaCl inferiores a 1,3 y densidades comprendidas entre 0,8 y 0,9 gr/cc. Estas soluciones fueron atrapadas bajo presiones de homogeneización inferiores a 50 atmósferas, y temperaturas de homogeneización variables entre 240° y 150°C. Teniendo en cuenta la sucesión mineral, esta etapa se puede relacionar con la precipitación de cuarzo, calcopirita, pirita, arsenopirita y scheelita.

3) La tercera etapa se caracterizó por la circulación de fluidos acuosos que llevaban cationes tales como Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺ y Na⁺, tenían una salinidad más alta que en las anteriores etapas (>25% en peso equivalente de NaCl). Las inclusiones representativas de esta etapa sólo se han encontrado en la muestra perteneciente a los filones N90-100E, por lo que la circulación y atrapamiento de estos fluidos no tuvo lugar en todas las fracturas del yacimiento. Por sus características físico-químicas, las soluciones acuosas de esta fase pueden estar asociadas con los procesos tardíos de circulación hidrotermal, donde se pueden producir mezclas de soluciones magmáticas con otras de diferente naturaleza.

Por todo ello, con objeto de conocer las verdaderas condiciones termodinámicas de atrapamiento de los fluidos presentes en las muestras de cuarzo de la mina Teba, sería conveniente realizar el análisis por

espectroscopía Raman de las inclusiones fluidas más representativas de las tres etapas de circulación de fluidos que han sido definidas. También, sería muy interesante efectuar análisis de isótopos de O, S y H, con el fin de conocer la naturaleza de las soluciones mineralizadoras.

4. Conclusiones

El estudio de inclusiones fluidas llevado a cabo en varios filones del yacimiento estannífero de Teba ha permitido definir tres etapas en la evolución hidrotermal del mismo. Cada una de estas presenta diferentes características termobarogeoquímicas y han sido relacionadas con la paragénesis mineral del yacimiento. Así, el estaño fue transportado por fluidos acuosos con bajas concentraciones en CO₂ y otros volátiles, salinidades bajas (<8% en peso equivalente de NaCl), densidades entre 0,75 y 0,90 gr/cc, a temperaturas de homogeneización comprendidas entre 240° y 320°C y presiones de homogeneización inferiores a 150 atmósferas. Teniendo esto en cuenta, el estaño iría en forma de complejos clorurados y carbonatados y los cambios en las condiciones termobarogeoquímicas de estos fluidos hidrotermales causaron la precipitación de la cassiterita.

Los resultados muestran que al descender la temperatura de formación de las inclusiones, las soluciones atrapadas aumentan su densidad, y disminuye su salinidad y contenido en gases carbónicos. No obstante, y en etapas tardías, la salinidad de los fluidos aumenta por el incremento en sales de Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺ y Na⁺.

Bibliografía

- AHMAD, S.N. y ROSE, A.W. (1980): Fluid inclusions in Porphyry and Skarn ore at Santa Rita, New Mexico. *Econ. Geol.* 75, 229-250.
- BOZZO, A.T.; CHEN, H.S.; KASS, J.R. y BARDUHN, A.J. (1973): The properties of the hydrates of chloride and carbon dioxide. IV Intern. Symp. Fresh water from the sea. A. Delyannis y E. Delyannis eds., 3, 437-451.
- COLLINS, P.L.F. (1979): Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.* 74, 1435-1444.
- GRAWFORD, M.L.; FILER, J. y WOOD, C. (1979): Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. *Bull. Miner.*, 102, 562-568.
- EADINGTON, P. J. (1985): The solubility of cassiterite in hydrothermal solutions in relation to some lithological and mineral associations in tin ores. Symp. "Granites-related mineral deposits". Canada. Ed. R.P. Taylor y D.F. Strong. 110-115.
- EUGSTER, H.P. y WILSON, G.A. (1985): Transport and deposition of ore-forming elements in hydrothermal systems associated with granites. Symp. "H.H.P. granites, hydrothermal circulation and ore genesis". England. Ed. *Inst. Min. and Metall.*, 87-99.
- GUMIEL, P. (1981): Essay sur la classification typologiques des principaux gisements de Sn-W d'Extremadure (Espagne). *Cron. Rech. Miner.*, 463-5-26.
- HEYEN, G.; RAMBOZ, C. y DUBESSY, J. (1982): Simulation des équilibres de phases dans le système CO₂-CH₄ en dessous de 50°C et de 100 bar. Application aux inclusiones fluides. *C.R. Acad. Sc. Paris. Ser. II*, 294, 203-205.
- HOLLISTER, L.S. y BURRUS, R.C. (1976): Phase equilibria in fluid inclusions from Khatada Lake metamorphic complex. *Geoch. Cosm. Acta.*, 40, 163-175.
- JACKSON, K.J. y HELGESON, H.C. (1985): Chemical and thermodynamic constraints on the hydrothermal transport and deposition of tin: calculation of the solubility of cassiterite at high pressures and temperatures. *Geoch. Cosm. Acta.*, 49, 1-22.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE L. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Inst. Geol. Min. de España. Madrid
- LEROY, J. (1979): Contribution à l'étalonnage de la pression interne des inclusiones fluides lors de leur décrépiation. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 102, 584-593.
- MANGAS, J. y ARRIBAS, A. (1984): Evolución y características de las fases

- fluidas asociadas al yacimiento estannífero de Golpejas (Salamanca). *1 Congr. Español de Geología*, 2, 551-564.
- MANGAS J. y ARRIBAS, A. (1987 a): Fluid inclusion study in different types of tin deposits associated with the Hercynian granites of Western Spain. *Chemical Geol.*, 61, 193-208.
- MANGAS, J. y ARRIBAS, A. (1987 b): Hydrothermal fluid evolution of the Sn-W mineralization in the Parrilla Ore Deposit (Western Spain). *Journ. Geol. Soc.* 143 (en prensa).
- MANGAS, J. (1987): Estudio de las inclusiones fluidas en los yacimientos españoles de estaño asociados a granitos hercínicos. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. 646 p.
- MARCONET, B. y GAGNY, C. (1984): La mine de "Las Navas": des filons de pegmatite à cassiterite en "cone sheet" elliptiques sur une intrusion granitique a propecter (province de Cáceres, Espagne). *Cron. Rech. Min.* 476, 47-60.
- POTTER, R.W. y BROWN, D.L. (1977): The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 500°C and pressures up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1421-C, 36 p.
- POTTER, R.W.; CLYNNE, M.A. y BROWN, D.L. (1978): Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Econ. Geol.*, 72, 284-285.
- POTY, B.; LEROY, J. y JACHMOWICH, L. (1976): Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaix-meca. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.* 99, 182-187.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, Min. Soc. Amer. 644 p.
- SWANEMBERG, H.E.C. (1979): Phase equilibria in carbonic systems, and their application to freezing studies of fluid inclusions. *Contr. Min. Petro.*, 68, 303-306.
- TALANTSEV, A.S. (1979): Gas-liquid inclusion isochores derived from cryometry and homogenization. *Geoch. Intern.*, 58-65. (traducción ingles del original ruso, *Geokhimiya*, nº 9, 1357-1366).
- TISCHENDORF, G. (1977): Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare element mineralization. MAWAN. Ed., Stemprock M., Burnol L. y Tischendorf G., 2, 41-96.

(Aceptado: 3 Noviembre 1987)

LAS TRAYECTORIAS DE LAS VARIABLES TERMODINAMICAS EN LA SUCESION PARAGENETICA DEL SKARN DE CARRACEDO (PALENCIA, ESPAÑA)

Luis Guillermo CORRETGE, Pilar GONZALEZ MONTERO
y Ofelia SUAREZ

Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 33080 OVIEDO

ABSTRACT.- The skarn considered appears in the contact aureole of a granitic stock that intrudes carboniferous formations of the Palentian Region. The pirometasomatic action related to the granitic stock has caused replacements in the carbonated phases of the wall-rock, as well as a precipitation of metallic ores. Three types of skarn have been distinguished: Type A, mainly formed by widely mineralized siliceous rocks; type B, which is constituted by carbonates, chlorite and ore minerals; and type C, pyroxenic hornfels without a significant metasomatic influence.

The following zonation has been observed: marble, clinopyroxene, clinopyroxene + garnet, garnet, actinolite and calcite + quartz. The reaction buffering the chemical potentials in the system is: $ad + tr = 5di + 2/3mt + Q + H_2O + 1/6 O_2$ ($\mu_{H_2O}/\mu_{O_2} = -1/6$). The replacement of the pyroxene skarn by the tremolite-actinolite skarn takes place under increasing conditions of μ_{O_2}/μ_{H_2O} and ratios $\mu_{H_2O}/\mu_{O_2} \geq 0,60$. The apparition of final association with actinolitic amphibole allows to state that, from temperatures higher than 500°C and pressure $P \geq 1$ Kb, μ_{O_2}/T complex paths can be suggested starting with a descent of temperature under high conditions of oxygen fugacity, between 10^{-10} and 10^{-20} , followed by a later and stronger descending of the oxygen fugacity in relation with the temperature.

Key words: Granit, Skarn, mineral succession, chemical potentials, O_2 fugacity.

RESUMEN.- El skarn estudiado se desarrolla en la aureola de contacto de un stock de carácter granítico, que intruye materiales Carboníferos de la Región Palentina. La acción pirometasomática ligada a la intrusión ocasiona reemplazamientos de las fases carbonatadas del encajante, así como precipitación de minerales metálicos. Se observan tres tipos de skarn que presentan características mineralógicas y texturales diferentes: Tipo A, formado fundamentalmente por rocas cuarzosas muy mineralizadas; tipo B, formado por carbonatos, clorita y opacos, y tipo C, simples corneanas piroxénicas sin gran aporte metasomático. La zonación es muy constante: mármol, clinopiroxeno, clinopiroxeno+granate, granate, actinolita y calcita+cuarzo. La reacción de control de potenciales dentro del sistema es: $ad + tr = 5di + 2/3mt + Q + H_2O + 1/6 O_2$ ($\mu_{H_2O}/\mu_{O_2} = -1/6$). La sustitución de clinopiroxeno por tremolita-actinolita ha de realizarse en condiciones crecientes de μ_{O_2}/μ_{H_2O} y siempre con relación de $\mu_{H_2O}/\mu_{O_2} \geq 0,60$. La aparición de paragénesis terminales con anfíbol actinolítico nos permite afirmar que a partir de umbrales de T superiores a los 500°C y Presión de 1 Kb. pueden proponerse trayectorias fO_2/T complejas comenzando con un descenso de T en condiciones de fugacidad de oxígeno altas, entre 10^{-10} y 10^{-20} , para tener posteriormente una caída más acusada de la fugacidad de oxígeno en relación con la T.

Palabras clave: Granito, skarn, sucesión mineral, potenciales químicos, fugacidad O_2 .

1. Introducción

El objetivo de este trabajo es presentar los aspectos petrogenéticos relacionados con la evolución temporal de los principales parámetros termodinámicos en el skarn y rocas de contacto ligados a la intrusión de Carracedo.

El stock granodiorítico de Carracedo está situado al N. de Cervera de Pisuerga (provincia de Palencia), entre el pantano de Vañes y el pueblo de San Salvador de Cantamuda. Se trata de un stock elíptico con elongación principal N-S, de dimensiones 0,8 Km², 1,3 x 0,6 Km, que ha hecho intrusión durante los procesos de levantamiento post-colisión de la cadena hercínica. Desde el punto de vista petrográfico es fundamentalmente granodiorítico, cuarzo-monzonítico y monzodiorítico. Su composición geoquímica es acorde con las observaciones petrográficas. Según los diagramas de Debon y Le Fort (1983) y De La Roche (1972), constituye una asociación Alcafémica que es muy común en situaciones postcinemáticas según Pitcher, (1982) (Corretgé et al. 1987, in press).

En este trabajo nos centraremos exclusivamente en los efectos pirometasomáticos producidos por el plutón al atravesar y metamorfizar las rocas calcáreas y pelíticas de la Formación Brañosera, de edad Cantabriense (Martínez García, 1981), equivalente al grupo "Cea" de Savage y Boschma (1980), haciendo énfasis en las asociaciones calcosilicatadas y dejando aparte las asociaciones metálicas, fundamentalmente arsenopirita, calco-pirita y magnetita, descritas por Martín Izard et al. (1986).

2. Descripción de los afloramientos

Se han estudiado cinco afloramientos, que se hallan en las inmediaciones del Puente de Polentinos (cola N. del Pantano de Vañes), dentro de la pista de acceso a la mina "Tres Amigos" (Fig.1). De éstos se han elegido tres por presentar metamorfismo de contacto con desarrollo de skarns asociados.

2.1. Afloramiento de "Consuelo Este"

Este afloramiento ha sido, en parte, objeto de explotación minera en la antigüedad. Está ocupado en sus tres cuartas partes por la roca intrusiva, se halla en contacto con una caliza que ha sido completamente skarnificada, y que debió constituir una intercalación entre areniscas, que aparecen en el extremo NW. del afloramiento. Se observa en este punto la existencia de un pequeño dique concordante con la estratificación de las capas de arenisca, y alrededor del cual se desarrolla un endoskarn y un exoskarn. Dentro del cuerpo intrusivo propiamente dicho se observa el endoskarn en capas subverticales de diferentes espesores muy poco potentes, y en la zona más externa el exoskarn.

2.2. Afloramiento de "Consuelo Oeste"

Se trata de una galería hundida de la antigua mina del mismo nombre. Los cuerpos litológicos existentes en el afloramiento presentan una dirección N-S. En el margen W. aparece la roca intrusiva de la misma naturaleza que en el afloramiento anterior, en contacto con ella y hacia el E se encuentra la caliza original, ahora totalmente skarnificada. Siguiendo las mismas direcciones y fuera de la galería aparece la arenisca en contacto con el skarn.

2.3. Afloramiento de "Tres Amigos"

Este afloramiento ha sido también objeto de explotación minera para beneficiar Cu y As. La mina está en la actualidad abandonada y la galería se encuentra hundida. En general la dirección de las estructuras es N-S. Las litologías presentes en este afloramiento son las areniscas en el margen W y el skarn en el margen E, destacando entre ellas una capa profundamente mineralizada. La roca intrusiva aparece hacia el E siendo únicamente visible en pequeños tramos aislados.

3. Petrografía de los skarns

Tanto en la roca intrusiva como en el encajante se observan intensos procesos metasomáticos (González-Montero, 1987), este

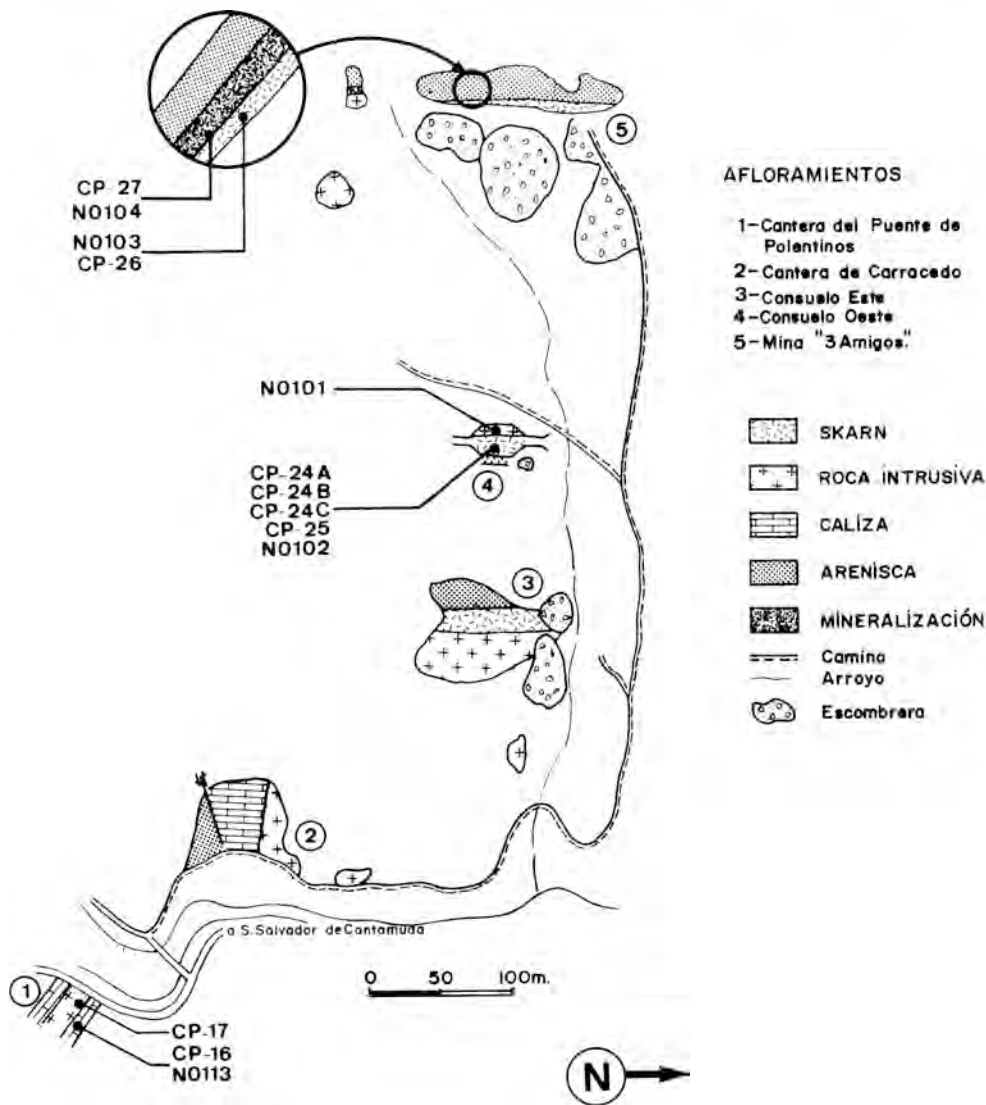


Fig.1- Situación de los afloramientos con metamorfismo de contacto y diversos tipos de skarn (la numeración alfa numérica corresponde a las muestras estudiadas).

efecto metasomático es doble, por una parte en las zonas próximas al contacto la roca intrusiva sufre procesos endomórficos y se desarrolla un verdadero endoskarn en la roca encajante y en el "roof-pendant" aparecen skarns cálcicos zonados de petrografía bastante compleja, que la extensión de este trabajo nos impide desarrollar en detalle. Para tener una perspectiva de los efectos pirometasomáticos y poder comparar los diferentes afloramientos presentamos el

cuadro resumen de la tabla I, en el que vienen esquematizadas las características petrográficas principales.

Conviene llamar la atención acerca de los dos episodios fundamentales de skarnificación en los exoskarns, por un lado aparece un primer episodio con formación de un *skarn masivo* formado por diópsido granular, cuarzo, carbonato intersticial y minerales metálicos, y un nuevo episodio que

TABLA I
Resumen de las asociaciones minerales observadas en los skarns de Carracedo.

EXOSKARN	
(Consuelo Este)	
TIPO DE ROCA	ASOCIACION
(A) CORNEANA PIROXENICA	Cuarzo+clinopiroxeno+clinozoisita.
(B) ANFIBOLITA	Actinolita +ferrichterita+carbonato.
(C) PIROXENITA	Clinopiroxeno 1+ anfíbol+cuarzo+piroxeno II.
(D) ROCA MASIVA MINERALIZADA	Carbonato+cuarzo+clorita+pirita+hematites+mispíquel+pirrotina+cubanita+magnetita.
(Consuelo Oeste)	
(A) SKARN GRANATIFERO	<u>Episodio 1 (skarn masivo):</u> Diópsido granular+cuarzo+opacos+carbonato intersticial. <u>Episodio 2 (skarn de relleno):</u> (a) skarn de granate, (b) entrada de feldespato potásico, (c) diópsido+hedenbergita+carbonato (d) actinolitización+pirita+mispíquel.
(B) SKARN SIN GRANATE	<u>(Roca masiva):</u> Anfíbol+plagioclasa.
(Mina "Tres Amigos")	
(A) BRECHA MINERALIZADA	Cuarzo+metahaloisita+magnetita+calcopirita+pirita+mispíquel+mansfieldita.
(B) TACTITA DE CARBONATO Y CLORITA MINERALIZADA	Carbonato + clorita + pirita + calcopirita + magnetita.
(C) CORNEANA PIROXENICA	Cuarzo+clinopiroxeno+arcillas.
ENDOSKARN	
(Consuelo Este)	
(A) ROCA CON INCIPIENTE METASOMATISMO	Formación de clinopiroxeno en los bordes de la biotita e intersticial.
(B) ROCA CON EFECTOS METASOMATICOS CLAROS	Formación de clinopiroxeno de tipo diópsido-hedenbergita+anfíbol.

denominamos *skarn de relleno*, debido a que la acción metasomática se concentra en las zonas de porosidad (primaria o secundaria) de la roca original, en este episodio la petrografía se vuelve más compleja, con desarrollo de granate, feldespato potásico, dióxido-hedenbergita, actinolita, carbonato y cuarzo.

En algunas ocasiones, especialmente en "Consuelo Oeste" y Mina "Tres Amigos" aparecen rocas en las que los efectos piro-metasomáticos no son tan evidentes y se forman únicamente rocas calcosilicatadas correspondientes a facies metamórficas de contacto de alto grado.

4. Consideraciones petrogenéticas

Así como el episodio de skarn de relleno se desarrolla en un proceso de intercambio de masa de tipo "pervasion metasomatism" (Lindgren, 1933), el skarn masivo ha podido desarrollarse por los procesos de metasomatismo de percolación y de difusión descritos por Korzhinskii (1970) y Fonteilles (1978)

Con el fin de establecer algunas de las relaciones topológicas posibles en el skarn de Carracedo, así como las trayectorias seguidas por las paragénesis metamórficas en el espacio de los potenciales termodinámicos con respecto al tiempo, utilizaremos las composiciones químicas ideales de las fases constituyentes del mismo, así como dos tipos de diagramas de parámetros intensivos. Los diagramas $\log f_{O_2}$ -T (Burt, 1971) y μ_{O_2}/μ_{H_2O} utilizados en este trabajo son

Nota: LEYENDA DE LAS ABREVIATURAS DE MINERALES UTILIZADOS:

Ac: actinolita.	hd:hedenbergita
ad: andradita.	hm: hematites.
an: anortita.	iv: ilvaíta.
cc: calcita	mt: magnetita.
cpx: clinopiroxeno.	ol: olivino.
di: dióxido.	ort: ortosa.
ep: epidota.	pg: plagioclasa.
fa: fayalita.	Q (ó Qz): cuarzo.
fo: forsterita.	sa: salita.
ft: ferrotremolita.	tc: talco.
gr: granate.	tr: tremolita.
grs: grosularia.	wo: wollastonita.

estrictamente comparables cuando los valores de potencial químico del agua se representan con signo negativo. Dicho signo surge como consecuencia de la disminución de μ_{H_2O} en las fases sólidas en los procesos de deshidratación que son favorecidos al incrementarse la temperatura. Nosotros utilizaremos sin embargo los diagramas con los potenciales siempre con valor positivo.

La complejidad química del sistema, puesta de manifiesto por el número de fases presentes, hace aconsejable la utilización de sistemas simplificados a los que iremos sucesivamente añadiendo nuevos componentes presentes en el sistema paragenético del skarn de Carracedo.

En el sistema (Ca - Fe - Mg - Si - H₂O - O₂) (in Salemink, 1985) el olivino, clinopiroxeno y tremolita son soluciones sólidas con respecto al Fe y Mg. Dado que en el skarn de Carracedo el olivino no aparece como fase detectable sólo tendremos en consideración las soluciones sólidas del clinopiroxeno y tremolita respectivamente.

La topología del sistema degenerado en el skarn de Carracedo se sitúa en el área: [talco, ilvaíta] que contiene todas las posibles reacciones en las que no intervienen ni el talco ni la ilvaíta como fases reaccionantes (ver figura 2). Esta consideración es lógica ya que estas fases ni siquiera han sido observadas en los estudios petrográficos.

La transformación $ad + tr = 5di + 2/3mt + Q + H_2O + 1/6 O_2$ [talco-ilvaíta] como puede deducirse de la estequiometría de la reacción y de la figura 2, tiene lugar para una relación de potenciales $\mu_{H_2O}/\mu_{O_2} = -1/6$.

La sustitución del skarn de clinopiroxeno correspondiente al primer episodio de skarnificación, por el skarn de tremolita-actinolita, del segundo, ha de realizarse en condiciones crecientes de μ_{O_2}/μ_{H_2O} y siempre con relación de $\mu_{H_2O}/\mu_{O_2} \geq 0,60$ (Fig. 3), ya que no se ha detectado la presencia de la reacción:

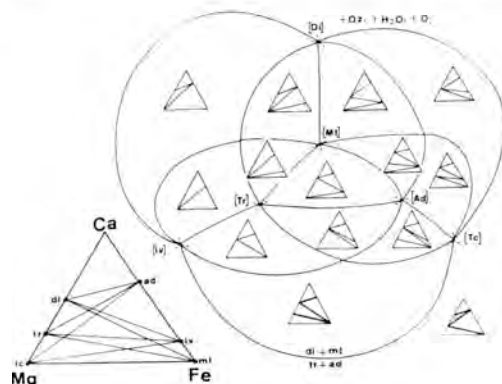
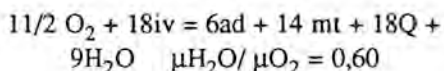


Fig. 2- Sistema degenerado Ca-Fe-Mg-Si-H₂O-O₂ y su topología. (In Salemink, 1985)



bien porque no aparece ilvaíta en el sistema, o bien porque las condiciones $\mu\text{H}_2\text{O} / \mu\text{O}_2$ son demasiado altas para permitir su génesis.

La reacción [talco, ilvaíta] que marca la aparición de diópsido en el sistema nos permite afirmar que las condiciones térmicas del skarn han superado los 500°C para presiones: $P_{\text{tot}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 1\text{Kb}$ (Fig. 4).

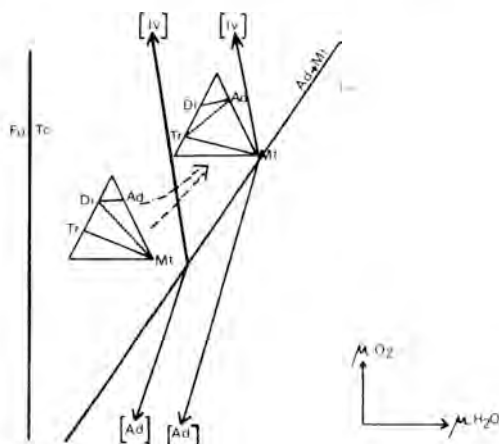


Fig. 3- Relación de potenciales $\mu\text{O}_2 / \mu\text{H}_2\text{O}$ en el sistema Ca-Fe-Mg-Si-H₂O-O₂. (In Salemink, 1985).

Estas consideraciones están de acuerdo con las temperaturas establecidas por Zharikov (in Smirnov, 1982) para los skarns de la facies granatífero - piroxénica. Igualmente podemos afirmar que la fugacidad de oxígeno ha tenido que ser superior a 10^{-20} .

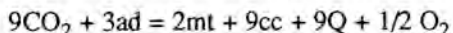
La aparición de paragénesis finales en el skarn de anfíbol actinolítico como fase estable sugiere un recorrido de las condiciones metamórficas como se propone en la figura 4. Es decir, primero hay un descenso de la temperatura en condiciones de fugacidad de oxígeno entre 10^{-10} y 10^{-20} (magnetita estable para las temperaturas consideradas, (Miyashiro 1973)), para tener posteriormente una caída más acusada de la fugacidad de oxígeno, en relación con el descenso de temperatura.

La adición de un nuevo componente como CO₂ introduce la presencia adicional de calcita en el sistema, por tanto el sistema a considerar ahora será: (Ca - Fe - Mg - Si - CO₂ - H₂O - O₂).

En dicho sistema la transición tremolita-diópsido se realiza en el mismo rango de temperatura que en el subsistema anterior. La descomposición de la calcita o la retrogradación de los minerales del skarn que dan como subproducto calcita, se realiza en un rango de temperatura muy amplio, entre 150 y 450°C dependiendo de la fracción molar del CO₂, presente como ya es sabido, en el sistema (Fig. 5).

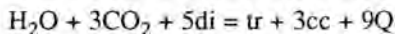
La variación continua de la fracción molar de CO₂ determina el hecho de encontrar el carbonato en circunstancias térmicas diversas. La presencia de bismuto nativo junto a bismutinita (Paniagua, com.pers.) mispíquel y ganga calcárea demuestra que los carbonatos finalizan su cristalización a temperaturas inferiores a 270°C.

En algunos casos sí puede decirse que la desaparición de la andradita, (que se observa claramente en las preparaciones petrográficas) responde a la reacción siguiente:



que se produce en condiciones $\mu\text{CO}_2/\mu\text{H}_2\text{O}=0$.

Igualmente el diópsido se transforma en tremolita mediante la reacción de hidratación:



realizable en condiciones $\mu\text{CO}_2/\mu\text{H}_2\text{O}=-1/3$ es decir, ambas reacciones se realizan en condiciones comparables de $\mu\text{CO}_2/\mu\text{H}_2\text{O}$ y por tanto el camino seguido por las actividades de los elementos móviles no tiene por que describir trayectorias complicadas.

5. Sucesiones zonales en el Skarn de Carracedo

En base a los estudios mineralógicos se pueden establecer en este skarn las

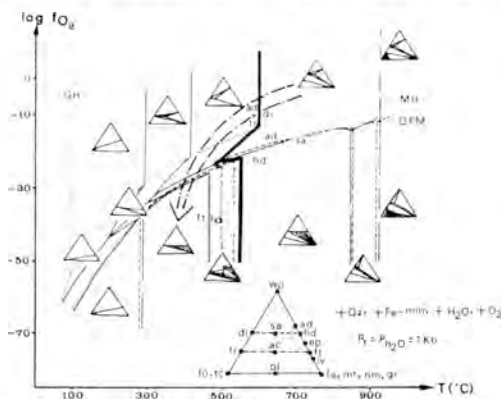


Fig.4- Sistema Ca-Fe-Mg-Si-H₂O-O₂ con Ca-Fe en exceso.(In Saleminck, 1985)

de anfíbol de tipo actinolítico y de carácter fibroso, que está sustituyendo al clinopiroxeno y a los granates ya formados.

- Por último, se desarrollan carbonato y cuarzo como fases finales, con carácter también intersticial, pero con un fuerte efecto corrosivo sobre los demás minerales.

En relación a la zonación, se puede establecer claramente una facies de alta temperatura caracterizada por el par Granate + Clinopiroxeno. (zona del granate), que se desarrolla exclusivamente en el exoskarn.

siguientes sucesiones:

1	2	3	4	5	6
Mármol	Cpx	Cpx+Gr	Gr	Ac	Cc+Q

- La zona 2 es una masa granoblástica de grano fino, cuyo componente principal es el clino-piroxeno en forma de cristales redondeados o poligonales con tamaño próximo a las 100 micras con algo de calcita intersticial y esfena. El clinopiroxeno está en este skarn representado por diópsido.

- Las zonas 3 y 4 están constituidas por una masa monomineral de idioblastos de tamaño bastante grande de granate con abundantes cavidades, que pueden estar tapizadas por las caras de los granates, y rellenas principalmente por calcita y cuarzo intersticiales.

- La zona 5 está caracterizada por la entrada

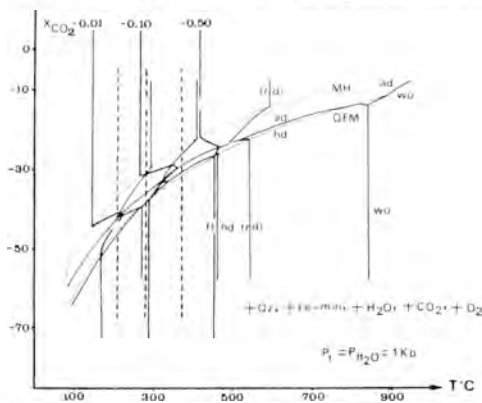


Fig.5- Sistema Ca-Fe-Mg-Si-CO₂-H₂O-O₂ con Ca-Fe en exceso.(In Saleminck, 1985)

Partiendo de las hipótesis de infiltración-difusión de Korzhinskii (1970) se observa como la sucesión paragenética en las fases calcosilicatadas de los skarns de Carracedo siguen pautas similares a los skarns de Turia (Korzhinskii, in Smirnov,1982)

En la figura 6 se puede ver como desde el punto "1" al "3" los procesos observados en el skarn de Carracedo pueden justificarse por los cambios relativos de trayectorias que se inducen en el sistema al entrar o salir del mismo los componentes idealmente móviles. Obsérvese como en este sistema

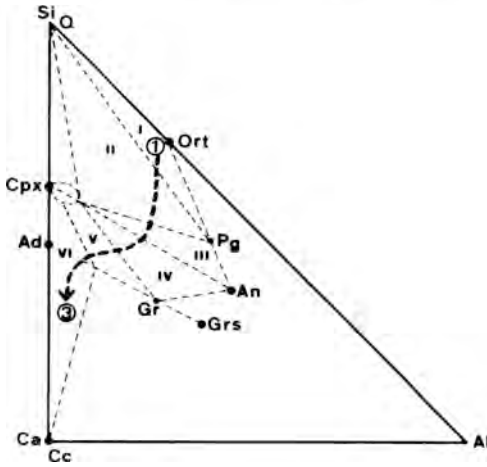


Fig. 6.- Trayectoria de la sucesión paragenética en el sistema simplificado Si-Ca-Al. (In Smirnov, 1982).

simplificado, la sucesión paragenética de zonas es muy semejante a la observada en los estudios mineralógicos y sucesión zonal de los skarns de Carracedo.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado dentro del Proyecto 2736/83 subvencionado por la CAICYT y se ha beneficiado asimismo de una beca de investigación de la Consejería de Industria, Energía y Trabajo de la Junta de Castilla y León, concedida a uno de los firmantes del trabajo (P.G-M.).

Bibliografía

- BURT, D.M. (1971): Some phase equilibria in the system Ca-Fe-Si-C-O-H. *Carnegie Inst. Wash.*, 70, 178-193.
- CORRETGE, L.G.; CIENFUEGOS, I.; CUESTA, A.; GALAN, G.; GONZALEZ MONTERO, P.; RODRIGUEZ PEVIDA, L.S.; SUAREZ, O. & VILLA, L. (1987): Granitoides de la Región Palentina (Cordillera Cantábrica, España). IX reunión de Geología del Oeste Peninsular. Oporto. (in press).
- DEBON, F. & LE FORT, P. (1982): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. A. Soc. Edimburg:Earth Sc.* 73, 135-149.
- FONTEILLES, M. (1978): Les mecanismes

de la metasomatose. *Bull. Min.* 101, 166-194.

GONZALEZ-MONTERO, P. (1987): Los stocks intrusivos de la "Región Palentina": Estudio de las rocas metasomáticas de contacto de Carracedo. Tesis de Licenciatura, Departamento de Petrología y Geoquímica. Fac. de Geología. Oviedo.

KORZHINSKII, D.S. (1970): Theory of metasomatic zonation. Clarendon Press, Oxford. 159 p.

LA ROCHE, H. de (1972): Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-mineralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et leurs dérivés métamorphiques. *Sc. de la Terre.* 17, 31-46.

LINDGREN, W. (1933): Mineral deposits. 9th ed. Mc Graw-Hill, New York.

MARTIN IZARD, A.; PALERO FERNANDEZ, F.J.; REGUILON BRAGADO, R. y VINDEL CATENA, E. (1986): El Skarn de Carracedo (San Salvador de Cantamuda). Un ejemplo de mineralización pirometasomática en el N. de la Provincia de Palencia. *Studia Geológica Salmanticensis*, XXIII, 171-192.

MARTINEZ GARCIA, E. (1981): El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental, NW de España. *Trab. Geol. Univ. Oviedo.* 14, 95-127.

MIYASHIRO, A. (1973): Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin. London.

PITCHER, W.S. (1983): Granite type and tectonic environment. In: K.HSU (Ed.) *Mountain Building Processes*. Academic Press. London. 19-40.

SALEMINK, J. (1985): Skarn and ore formation at Seriphos, Greece, as a consequence of granodiorite intrusion. *Geologica Ultraiectina*, 40.

SAVAGE, J.F. & BOSCHMA, D. (1980): Geological maps of the Southern Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.* 50,2, 75-114.

SMIRNOV, V.I. (1982): Geología de yacimientos minerales. Ed. Mir, Moscú.

ZHARIKOV, V.A. (1986): Skarn types and conditions of their formation and mineralization. *Terra Cognita.* 6,3, 521.

(Aceptado: 15 Octubre 1987)

ESTUDIO DE LOS FILONES DE BARITINA INTRAGRANITICOS DEL SECTOR CENICIENTOS- CADALSO DE LOS VIDRIOS (SISTEMA CENTRAL)

Lorena ORTEGA MENOR, Elena VINDEL CATENA
y Rosario LUNAR HERNANDEZ

Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense. 28040 MADRID

ABSTRACT.- The geological, geochemical and metallogenic features of Cenicientos-Cadalso de los Vidrios baryte mineralization (Sistema Central) are studied in this paper.

The mineralizations are vein types striking N110°E and N70°E, and vertical dip. The hosting rock is a medium-grained porphyritic adamellite with K-felspar as phenocrysts. The mineral association is made up by baryte, which is the main mineral, argentiferous galena, sphalerite, chalcopyrite, pyrite and freibergite as accessories, in quartz gangue. The geochemical features of the hosting rock shows that there are no anomaly of barium.

Finally, a low temperature hydrothermal origin for the mineralization, probably related with the evolution of the hosting granitoids is proposed in this paper.

Key words: Vein ore, baryte, Sistema Central Español.

RESUMEN.- En este trabajo se estudian los caracteres geológicos, geoquímicos y metalogénicos de las mineralizaciones de baritina de Cenicientos-Cadalso de los Vidrios, situadas en el tránsito entre las Sierras de Gredos y Guadarrama.

Se trata de filones de dirección N110E y N70E y buzamiento subvertical que encajan en adamellitas porfídicas de grano medio con megacristales de feldespatos. La paragénesis es del tipo q. Ba-Pb-Zn, con baritina como mineral principal y galena argentífera, esfalerita, calcopirita, pirita y freibergita como accesorios, en ganga de cuarzo. Los caracteres geoquímicos de las rocas encajantes indican que no existen anomalías en bario.

Finalmente, se establece un posible origen de

la mineralización, hidrotermal de baja temperatura, en relación con los granitoides encajantes.

Palabras clave: Yacimientos filonianos, baritina, Sistema Central.

1. Introducción

Las mineralizaciones de Cenicientos-Cadalso de los Vidrios se encuentran situadas en el cuadrante NW de la hoja nº 580 (Méntrida) del M.T.N. a escala 1:50.000, en el límite de la provincia de Madrid con las de Toledo y Avila.

Se trata de varios filones constituidos principalmente por baritina y galena. Forman parte de un conjunto de mineralizaciones filonianas de baritina, con o sin fluorita, que se extienden de E a W desde Navalagamella hasta Sotillo de la Adrada, en el sector centro-occidental del Sistema Central (Fig. 1). Encajan siempre en granitoides, aunque excepcionalmente pueden atravesar materiales metamórficos.

Los antecedentes bibliográficos más antiguos sobre las minas de esta zona, recogidos en la Memoria de la hoja nº 580 del Mapa Geológico Nacional (1950), reflejan una actividad minera de cierta importancia con extracción de galena argentífera. A partir de los años 70 cobra interés la baritina como se recoge en el Plan Na-

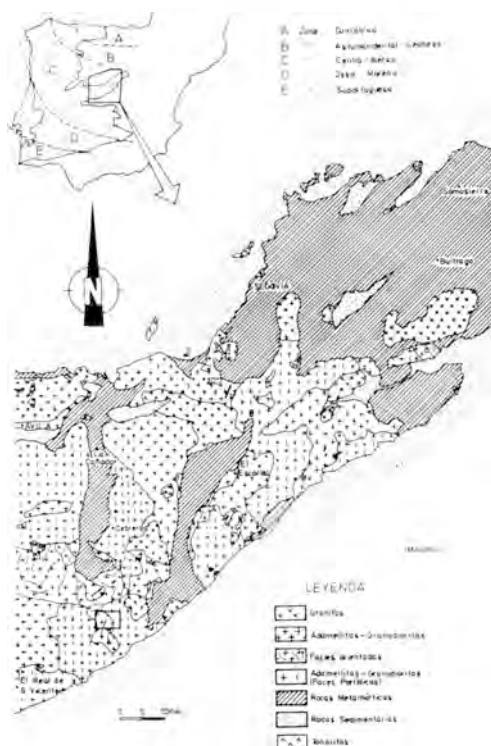


Fig.1.- Situación geológica de las mineralizaciones de Cenicientos-Cadalso de los Vidrios (Aparicio et al., 1983).

cional de Minería (1971) y en Soler (1974). Por último, Locutura y Tornos (1985) sugieren para estas mineralizaciones un posible origen "per descensum" ligado a paleosuelos.

2. Marco Geológico

El área de estudio se encuentra situada en el borde Sur de la zona de tránsito entre las Sierras de Gredos y Guadarrama, dentro de la Zona Centro Ibérica del Macizo Hespérico (Julivert et al, 1974).

Desde un punto de vista tectónico la zona forma parte del Complejo Estructural de Gredos (Capote et al., 1981) delimitado al E por la Falla de Santa María de la Alameda y que se caracteriza por el predominio de rocas plutónicas, generalmente adamellitas y granodioritas, tardi o postcinemáticas respecto a

las fases hercínicas, y que pueden estar foliadas en las proximidades a macizos metamórficos. Estos macizos, menos abundantes que en los sectores orientales del Sistema Central, están constituidos por facies de baja presión.

Los rasgos tectónicos principales corresponden a un sistema de fracturación tardihercínico, desarrollado a escala del Macizo Hespérico (Parga, 1969). Las fracturas más importantes son desgarres de dirección NE-SW que compartimentan el Sistema Central en bloques.

3. Rocas encajantes

La zona de Cenicientos-Cadalso de los Vidrios está constituida principalmente por adamellitas porfídicas de grano medio en las que de forma ocasional intruyen pegmatitas y diques de pórfido, existiendo también algún pequeño afloramiento de naturaleza tonalítica. Este conjunto constituye el medio encajante de las mineralizaciones de bario objeto de este estudio (Fig. 2).

3.1. Adamellitas porfídicas

Son rocas granudas con una matriz de grano medio en la que destacan megacristales de feldespato potásico de hasta 8 cm de longitud. Presentan una cierta foliación definida por biotita, y con menor frecuencia, por enclaves microgranulares y megacristales de feldespato. A veces se observa schlieren por concentración de minerales claros en bandas (Fig. 5a).

Están compuestas por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita como minerales principales y circón y apatito como accesorios. Algunos de estos minerales presentan al microscopio evidencias de deformación.

Existen dos generaciones de feldespato potásico. La primera está constituida por grandes fenocristales idiomorfos que pueden verse a simple vista y que dan a la roca su carácter porfídico (Fig. 5a). El feldespato potásico de segunda generación suele

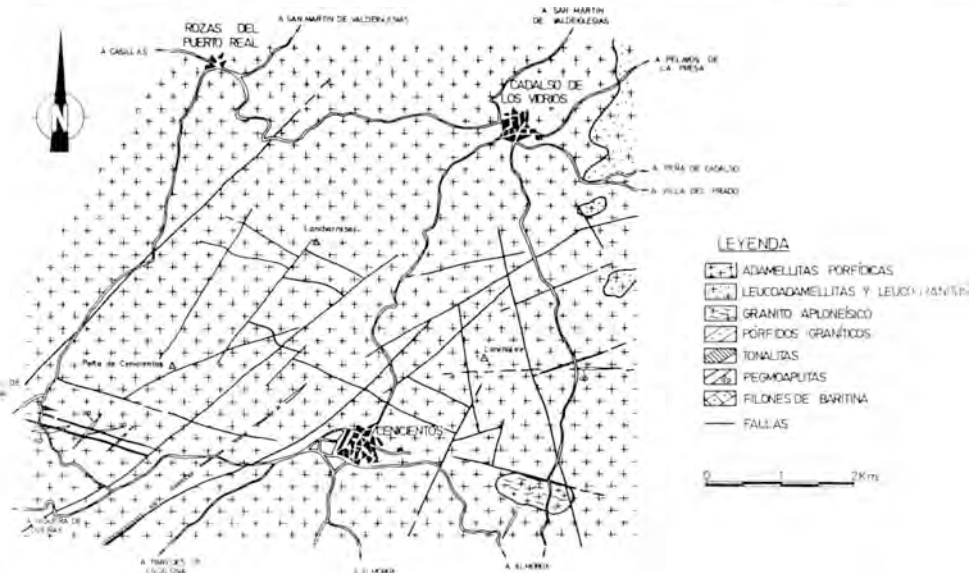


Fig. 2- Esquema geológico-estructural del sector Cenicientos-Cadalso de los Vidrios.

aparecer de forma intersticial y es alotriomorfo. En ambos casos, presenta exsoluciones perfiticas.

La plagioclasa es el mineral más abundante de la matriz. Aparece como cristales idiomorfos o subidiomorfos, zonados. Se altera a sericita en el núcleo.

La biotita es subidiomorfa o alotriomorfa, a veces con extremos desflecados. Suele estar intensamente deformada, con planos de exfoliación curvados (Fig. 5b).

Por último, el cuarzo se presenta como cristales individuales fracturados o en mosaicos con bordes interdigitados. A veces muestra fenómenos de disolución por presión.

Desde un punto de vista geoquímico y siguiendo los criterios de Debon y Le Fort (1983), estas rocas se clasifican como adamellitas peralumínicas (campo II), ricas en cuarzo y feldespatos (Tabla I y Fig. 3). No obstante, se observa un comportamiento anómalo de algunas muestras (n° 3, 5 y 11), debido a la intensa alteración hidrotermal sufrida por estas rocas en las inmediaciones de los filones de baritina.

3.2. Pegmoaplititas

Se trata de rocas de color claro y composición adamellítica en las que coexisten facies aplíticas y pegmatíticas íntimamente ligadas. Se disponen como diques de dirección variable, generalmente NE-SW, y presentan morfología de ensanchamientos y estrechamientos, oscilando las potencias entre 30 cm y 10 cm. Su presencia está siempre asociada a filones de baritina.

Están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita, ésta última poco abundante. Las características microscópicas más sobresalientes son los intercrecimientos micrográficos entre cuarzo y feldespato potásico y la abundancia de moscovita.

Desde un punto de vista geoquímico, estas pegmoaplititas (muestra n° 12) se clasifican como leucoadamellitas peralumínicas, ricas en cuarzo y sobre todo en feldespato y moscovita (Tabla I y Fig. 3). La localización de la muestra en el sector I del diagrama 3b indica que es una roca de dos micas, con moscovita predominante sobre biotita.

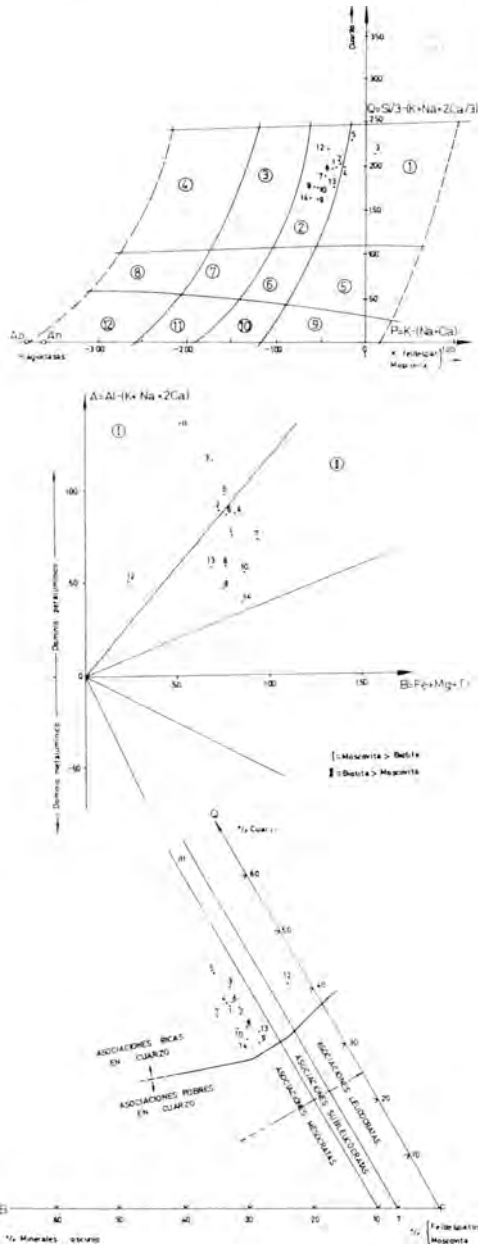


Fig. 3.- Diagramas de Debon y Le Fort (1983) para granitoides del área de estudio. A) Clasificación. B) Minerales característicos. C). Diagrama Q-B-F para asociaciones aluminicas.

3.3. Pórfidos graníticos

Se trata de diques de dirección N40°E y buzamiento subvertical y, como su nombre

indica, son rocas porfídicas en las que destacan megacristales de feldespato, de forma semejante a como se observa en la adamellita en la que encajan. El contacto entre ambos es bastante neto y en el pórfido viene definido por una intensa deformación en la que la biotita bordea y se adapta a los fenocristales de feldespato.

Microscópicamente es una roca porfídica con fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa idiomorfas, cuarzo redondeado y con golfos de corrosión y biotita algo deformada. La matriz, microcristalina, está constituida por cuarzo y sericita.

3.4. Tonalitas

Sólo han sido observadas en un pequeño afloramiento (Fig. 2). Es una roca homogranular, de grano fino, hipidiomorfa y con textura cataclástica. Está compuesta por plagioclasa y cuarzo fundamentalmente, y con óxidos de hierro finamente diseminados. La epidota secundaria es relativamente abundante y se dispone a favor de fracturas y sobre plagioclasa, como producto de alteración hidrotermal por influencia de la mineralización de baritina próxima.

4. Control tectónico de la mineralización

En el área estudiada las direcciones de fracturación principales son N70°E y N110°E y buzamientos subverticales (Fig. 4). Estos dos sistemas de fracturas controlan la mineralización en las zonas de Cadalso de los Vidrios y de Cenicientos respectivamente, y corresponden a una tectónica tardihercínica de carácter frágil con las mismas orientaciones descritas por Ubanell (1981) para toda la zona de tránsito entre Gredos y Guadarrama. Otras direcciones, aunque menos frecuentes, son N55°E (pegmoaplitas) y N40°E (pórfidos).

La cronología de estas fracturas, según se deduce de las relaciones de campo entre los distintos sistemas y de acuerdo con Ubanell (op. cit.), sería la siguiente: 1) Fracturas

TABLA I

Análisis químicos de elementos mayores y menores (% en peso) y parámetros de Debon y Le Fort (1983) para 14 muestras de granitoides de Cenicientos

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	69.0	69.5	70.5	69.0	71.0	69.6	68.5	69.5	69.0	69.0	77.9	76.0	70.0	68.6
Al ₂ O ₃	14.8	15.2	14.7	15.0	14.0	15.5	15.7	14.8	15.0	14.7	11.5	12.7	14.5	14.8
Fe ₂ O _{3t}	3.85	3.40	3.40	3.92	3.82	3.60	4.70	3.75	3.70	4.30	2.58	1.10	3.20	4.20
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	0.95	0.86	0.75	0.92	0.80	0.90	1.00	0.85	0.85	0.95	0.45	0.08	0.85	0.95
CaO	1.64	1.24	0.01	1.24	0.70	1.50	2.00	1.20	1.28	1.26	0.01	0.01	0.68	1.60
Na ₂ O	2.45	2.65	2.44	2.55	2.40	2.65	2.70	3.50	3.65	3.40	0.15	3.65	3.45	3.50
K ₂ O	3.60	3.70	4.28	3.70	3.45	3.58	3.50	3.55	3.85	3.60	3.80	3.70	4.20	3.70
TiO ₂	0.75	0.72	0.71	0.85	0.71	0.78	1.00	0.75	0.64	0.78	0.70	0.60	0.60	0.80
P ₂ O ₅	0.05	0.20	0.20	0.45	0.20	0.05	0.58	0.45	0.05	0.30	0.05	0.05	0.10	0.12
H ₂ O	0.47	0.75	1.80	0.58	1.03	0.65	0.52	0.50	0.60	0.70	0.95	0.69	0.85	0.52
Q	209	208	222	208	235	207	195	183	168	122	347	225	180	170
P	-32	-29	12.8	-25	-16	-36	-48	-59	-58	-55	76	76	-34	-63
A	77	91	118	89	99	88.7	75	59	48	57	139	52	59	41
B	80	72	69	82	76	77	96	77	75	87	52	23	69	86
F	266	275	264	265	244	271	264	295	312	286	156	306	306	299
Q	37.6	37.4	40	37.4	42.3	37.3	35	33	30.3	32.8	62.5	40.6	32.4	30.6
B	14.4	13	12.4	14.7	13.7	13.9	17.3	13.9	13.5	15.7	9.3	4.2	12.4	15.5
F	48	49.6	47.6	52.1	44	48.8	47.7	53.1	56.2	51.5	28.2	55.2	55.2	53.9
K*	0.49	0.47	0.53	0.49	0.48	0.47	0.46	0.40	0.41	0.41	0.94	0.40	0.44	0.41
M*	0.32	0.33	0.30	0.32	0.29	0.33	0.30	0.31	0.31	0.30	0.25	0.11	0.35	0.31

$$K^* = K/(Na+K)$$

$$M^* = Ma/(Fe+Mg)$$

NE-SW (50°). Movimiento sinistral y posteriormente dextral. Pórfidos y aplitas. 2) Fracturas N-S. Distensión general. 3) Fracturas NE-SW (70°) y WNW-ESE(110°). Estrías de falla medidas en uno de los filones de Cenicientos indican un movimiento dextral con una pequeña componente vertical (cabeceo 30° hacia 348°). 4) Distensión. Relleno de baritina.

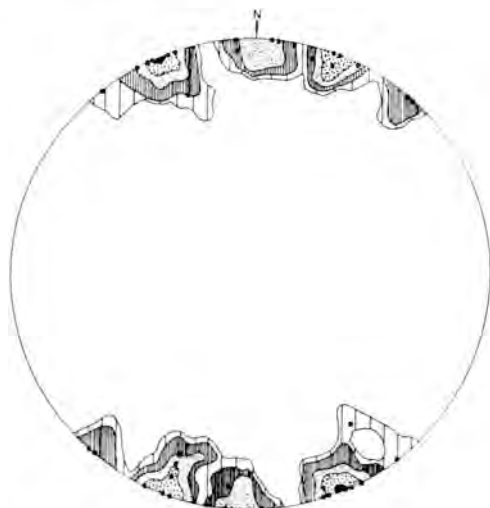


Fig. 4- Proyección equiareal de 28 polos de fracturas en el área de estudio (contornos estructurales a 3, 5, 10, 15 y 20%).

5. La mineralización de barita

Se trata de varios indicios mineros, explotados desde al menos el siglo XVI. Las labores mineras que pueden observarse en la actualidad datan de principios del siglo XX y consisten en galerías y rozas según la dirección filoniana y pozos sobre el filón.

5.1. Morfología y disposición de la mineralización

Se han reconocido en la zona tres filones de grandes dimensiones con baritina y sulfuros (Fig. 5c). Dos de estos filones corresponden a la zona de Cenicientos y rellenan fracturas paralelas separadas entre sí unos 100 m. El tercero se encuentra en Cadalso de los Vidrios. Sus características se resumen en la Tabla II.

TABLA II

Características de los filones del sector Cenicientos-Cadalso de los Vidrios

	Dirección	Buzamiento	Potencia	Longitud	
Cenicientos	Filón Norte	N105-115°E	80°S	0.8 - 1 m	800 m
	Filón Sur			1.5 - 2 m	2 km
Cadalso de los Vidrios	N70°E	Vertical	60 cm	300 m	

Las fracturas mineralizadas presentan una importante zonación transversal en cuanto a la disposición de los distintos minerales. Están constituidas por cuarzo con texturas en peine en los bordes del filón y baritina y minerales metálicos hacia el interior (Fig. 5d). Esta zonación mineralógica y textural se puede interpretar como diversas etapas de apertura y relleno en las fracturas y su evolución puede seguirse en la Fig. 7.

También se ha observado una zonación longitudinal ya que la baritina no aparece en toda la longitud del filón, quedando éste entonces compuesto únicamente por cuarzo.

5.2. Caracteres mineralógicos y texturales

La paragénesis de las mineralizaciones estudiadas es sencilla y corresponde al tipo q. Ba-Pb-Zn (Fig. 6). El mineral principal es la baritina, y en menor proporción galena. Junto a estos aparecen esfalerita, calcopirita y freibergita. Los minerales supergénicos son anglesita y cerusita por transformación de galena, covellina y malaquita a partir de calcopirita y goethita por alteración de pirita. La ganga son cuarzo y carbonatos.

La baritina se presenta con dos morfologías: como baritina brechoide, en cristales alotriomorfos y fracturados (Fig. 5e) o bien como baritina fibrosoradiada, con cristales tabulares formando agregados característicos. (Fig. 5f). Esta última es claramente posterior en el tiempo a la baritina brechoide pues no está afectada por la etapa de brechificación.

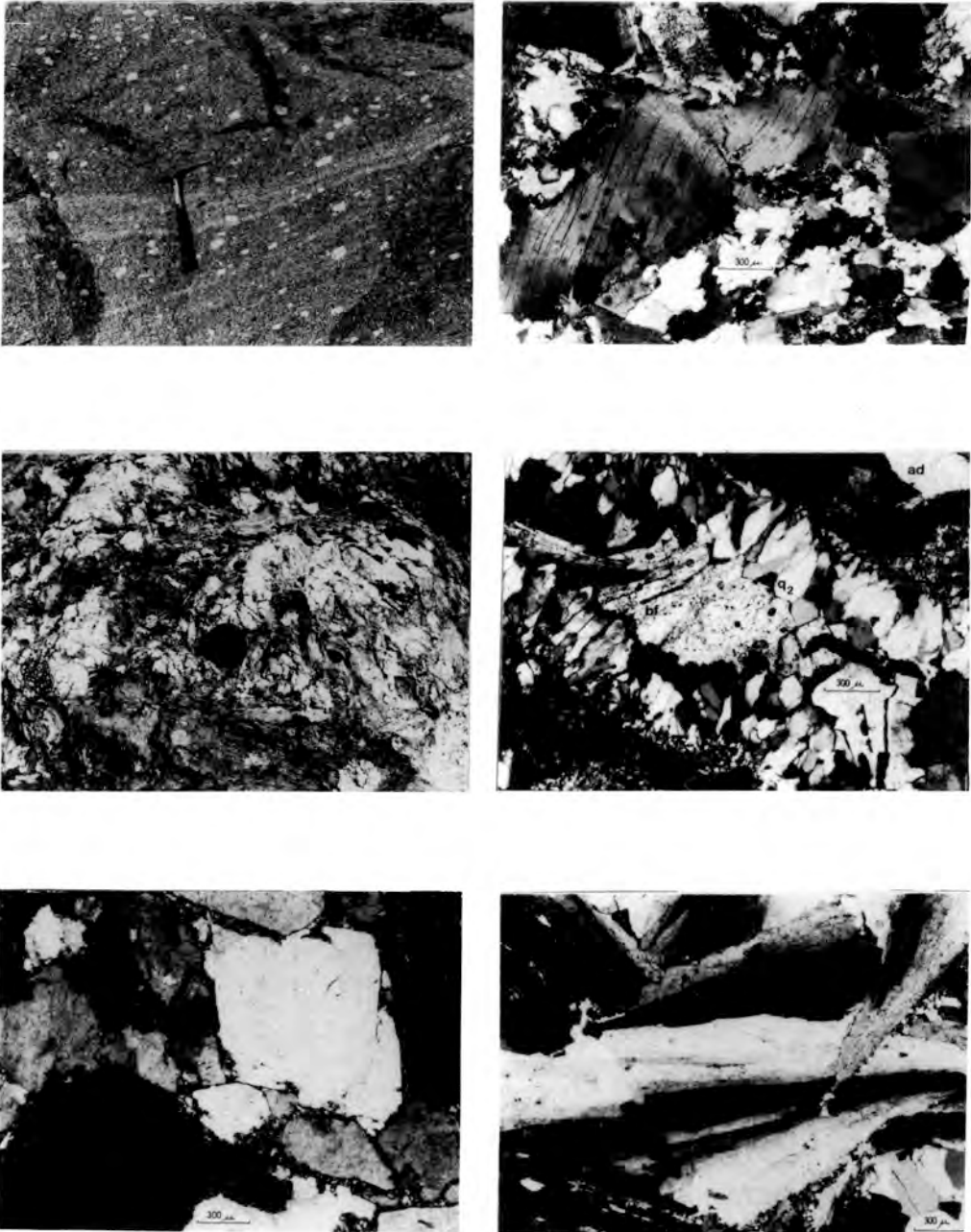


Fig. 5- A) Adamellita porfídica con schlieren. B) Cristal de biotita deformado. L. Tansm. N.C. Adamellita porfídica. C) Aspecto de uno de los filones de Cenicientos. Carretera de Cenicientos a Sotillo de la Adrada, Km 18.5. D) Ejemplo microscópico de zonación transversal, con cuarzo en peine en los bordes y baritina fibrosoradiada en el centro. L. Trans. N.C. E) Baritina brechoide. L. Trans. N.C. F) Baritina fibrosoradiada. L. Trans. N.C.

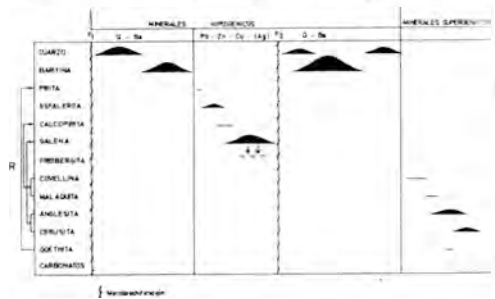


Fig. 6- Diagrama de paragénesis y sucesión mineral.

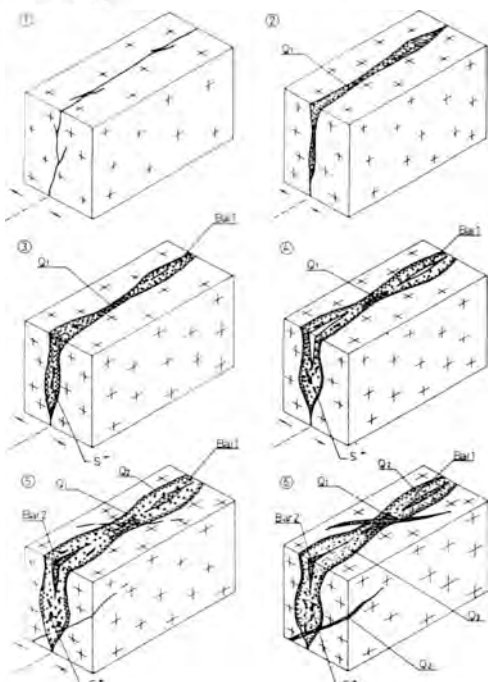


Fig. 7- Esquema de los estadios de evolución filoniana. 1) Apertura del filón. 2) Relleno de cuarzo (Q_1) con texturas en peine. 3) Apertura y depósito de baritina (Bar_1) y sulfuros (S^2). 4) Brechificación de los minerales anteriores. 5) Apertura y depósito de baritina fibrosoradiada (Bar_2) y cuarzo con texturas en peine (Q_2). 6) Cuarzo microcristalino a favor de huecos y fisuras.

La galena se presenta como grandes cristales subidiomorfos o alotriomorfos, aunque también es frecuente encontrar cristales cataclásticos fracturados a favor de planos cristalográficos. El contenido en Ag de esta galena es del 2.33%, según los resultados de su análisis mediante microsonda electrónica, y presenta además exoluciones de freibergita.

Esfalerita, calcopirita y pirita se encuentran en forma de pequeños cristales incluidos en galena.

El cuarzo es el mineral más importante de la ganga y aparece generalmente con texturas en peine, tapizando las paredes de la fractura principal y fracturas menores. También es frecuente encontrar cuarzo microcristalino rellenando huecos.

5.3. Alteraciones hidrotermales

Las alteraciones hidrotermales producidas en las adamellitas encajantes son principalmente sericitización y en menor medida cloritización. En las pegmoaplitas próximas no se han observado fenómenos de alteración hidrotermal.

La alteración sericitica es la más próxima a los filones (Fig. 8) y es especialmente intensa en las salbandas. Se caracteriza por la transformación de los minerales primarios en sericita, con sílice y óxidos de hierro como subproductos de la reacción. Los cambios químicos se pueden resumir como un aumento importante en el contenido de SiO_2 y disminución sobre todo de CaO y Na_2O (muestra n° 11, Tabla I).

En el caso excepcional en que la roca alterada es una tonalita (apartado 3.4.) se observa que la alteración es de tipo propilitico, junto con una alteración sericitica moderada. La transformación hidrotermal se produce en fisuras y límites de grano, con desarrollo de clorita + epidota + zoisita.

5.4. Caracteres geoquímicos

Con objeto de determinar la distribución de los elementos metalogénicos Ba, Sr, Pb, Zn y Cu en las rocas encajantes se ha realizado un desmuestre representativo de la zona de Cenicientos, estudiando la variación de los mismos en los disjuntos tipos de rocas y a diferentes distancias de los filones.

El muestreo se realizó en dos perfiles de distribución perpendiculares a los filones. En un total de 14 muestras, de las que 13 corresponden a adamellitas porfídicas mientras que la n° 12 fué tomada en un dique

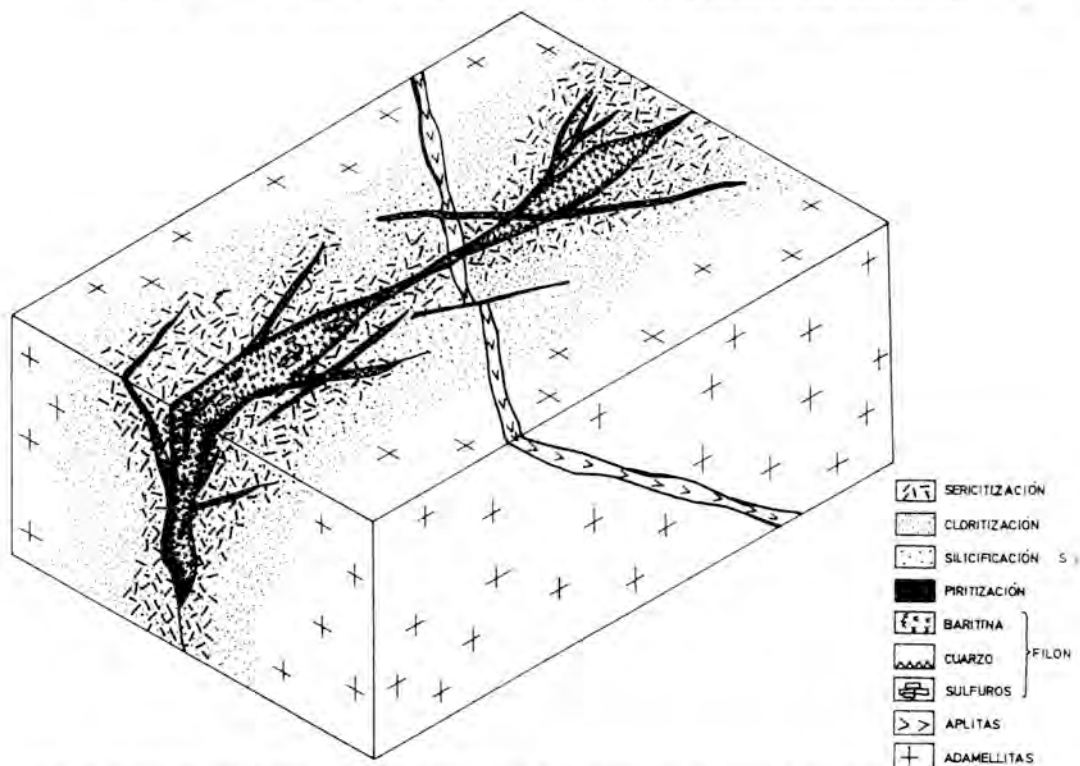


Fig. 8- Esquema de distribución de alteraciones hidrotermales en torno a los filones de barita de Cenicientos.

de pegmoaplita, se analizaron elementos mayores y menores (Tabla I) y traza (Tabla III).

Del resultado de los análisis se deduce que las adamellitas tienen un contenido en Ba similar a los valores medios establecidos por Aparicio et al (1983) y Brandebouger (1984) para las adamellitas del Sistema Central y no sufren grandes variaciones en las proximidades de los filones. En el caso del Sr y del Cu se observan valores algo más bajos que las medias del Sistema Central para el Sr y medias standard para el Cu. El Pb y el Zn están enriquecidos con respecto a los mismos valores medios, rasgo que es común en granitoides mineralizados con baritina.

En cuanto a las pegmoaplitas, presentan bajos contenidos en todos los elementos analizados, si bien la escasez de datos acerca de este tipo de rocas impide su posible comparación con otras áreas del Sistema Central.

6. Aspectos genéticos

Para establecer una hipótesis genética sobre las mineralizaciones de baritina de Cenicientos-Cadalso de los Vidrios hay que tener en cuenta la estrecha asociación espacial entre los filones y los granitoides que constituyen el encajante en casi todas las mineralizaciones de este tipo en el sector medio del Sistema Central.

También es evidente que estos filones son el resultado de una actividad hidrotermal rica en Ba, generalizada en toda esta zona del Sistema Central, que se ha desarrollado a favor de una fracturación regional tardihercínica marcada. La formación de estas fracturas ha proporcionado vías favorables para la circulación de soluciones mineralizadoras, que han depositado baritina y sulfuros en distintas etapas de apertura y relleno filoniano, dando lugar a la existencia de zonalidad transversal.

La fuente y proceso concentrador del Ba son

TABLA III

Análisis químicos de elementos traza (ppm) en 14 muestras de granitoides del área de estudio.

	Ba	Sr	Pb	Zn	Cu	Distancia filones
1	385	110	195	450	20	3 km
2	394	93	10	65	10	40 m
3	546	72	10	55	10	0.3 m
4	528	110	50	170	10	5 m
5	367	72	30	85	44	0.2 m
6	421	93	45	150	10	70 m
7	663	127	30	145	10	2 km
8	340	144	210	465	15	3 km
9	555	90	20	80	15	100 m
10	582	110	300	715	15	0.5 m
11	546	42	110	180	15	5 m
12	143	42	25	55	10	8 m
13	358	72	10	55	10	80 m
14	671	90	85	215	15	2 km
\bar{x}_1	451	146	25	-	--	-
\bar{x}_2	468	132	--	-	--	-
\bar{x}_3	500	450	15	60	30	-
\bar{x}_4	600	285	20	40	10	-

\bar{x}_1 y \bar{x}_2 : Valores medios en adamellititas del S. Central (Aparicio et al., 1983 y Brandebourger, 1984, respectivamente).

\bar{x}_3 y \bar{x}_4 : Valores medios en granodioritas y granitos, respectivamente (Levinson, 1974).

aún problemáticos. Hanor (1966) y Dunham y Hanor (1967) han sugerido que la inclusión de Ba dentro de los fluidos mineralizadores depende de la historia de cristalización del magma. Si se forma una fase vapor antes de la cristalización de minerales portadores de Ba (biotita en el caso del Sistema Central, según Aparicio et al., 1983) existe la posibilidad de que cantidades significativas de este elemento puedan ser incorporadas a la fase vapor, a partir de la cual se formarían los fluidos hidrotermales.

Por lo tanto, y en ausencia de otros posibles niveles concentradores de Ba, la fuente del mismo debe estar en los granitoides encajantes. Estos granitoides tienen composición adamelítica y no muestran un enriquecimiento en bario, lo mismo que ocurre en otras provincias ígneas que constituyen metalotectos de baritina, como

son el W de Estados Unidos (Dunham y Hanor, 1967) y el Macizo Central Francés (Jebrak, 1980). Además es característico que granitoides con mineralizaciones de baritina presenten alto contenido en Pb y Zn (Jebrak, op. cit. y Levinson, 1974) tal y como sucede en la zona estudiada.

Sin embargo, para que se produzca la deposición de la baritina es necesario la mezcla de dos tipos de soluciones, por ejemplo una que lleve el Ba y otra los iones SO_4^{2-} (Blount, 1977). En el caso estudiado podrían haberse mezclado un fluido hidrotermal con bario, individualizado de la cristalización del magma, y un agua oxidante que transporte los iones SO_4^{2-} . Es decir, se podría haber instalado un sistema de células hidrotermales con mezclas de aguas.

La posibilidad de que el bario se haya simplemente lixiviado de las rocas encajantes por alteración hidrotermal no parece probable, puesto que los contenidos en Ba en el inmediato contacto con los filones, rocas muy alteradas, no muestran empobrecimiento en este elemento (Tabla III, muestras 3, 4 y 11).

Por último se plantea la necesidad de realizar estudios de isótopos estables en baritina, que aportarían datos sobre el origen de las aguas que han intervenido en el proceso metalogénico.

Bibliografía

- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRANDELE, J.L.; GARCIA CACHO, L y SANTOS, V. (1983): Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centrooriental del Sistema Central Español. *Est. Geol.* 39, 271-306.
- BLOUNT, C. (1977): Barite solubilities and thermodynamic quantities up to 300°C and 1400 bars. *Am. Min.* 62, 942-957.
- BRANDEBOURGER, E. (1984): Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central, Espagne). *Petrographie et Geochimie*. Tesis Doctoral. Institut National Polytechnique de Lorraine.

- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNADEZ CASALS, M.J. (1981): La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iber.*, 7, 455-469.
- DEBON, F. y LE FORT, P. (1983): Chemical-mineralogical classification of plutonic rocks and associations. Examples from southern Asia belts. *Earth Sci.* 73, 135-149.
- DUNHAM, A.C. y HANOR, J.S. (1967): Controls on barite mineralization in the western United States. *Econ. Geol.* 62, 82-94.
- HANOR, J.S. (1966): The origin of barite. Tesis Doctoral. Harvard Univ.
- JEBRAK, M. (1980): Le filon des Farges (Correze). Metallogenie du Massif Central et des Pyrenees. 26th Int. Geol. Congr. Paris.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L.E. (1974): Memoria Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E/ 1:1.000.000. IGME.
- LEVINSON, A.A. (1974): Introduction to Exploration Geochemistry, 2nd Ed. Applied Publishing Ltd, 924 pp.
- LOCUTURA, J. y TORNOS, F. (1985): Consideraciones sobre la metalogenia del sector medio del Sistema Central Español. *Rev. R. Acad. C. Ex. Fis. Nat.*, T LXXIX, 4, 589-615.
- MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA (1950): Explicación de la Hoja nº 580, Mérida, a escala 1:50.000. IGME.
- PARGA, J.R. (1969): Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. Lab. Geol. Laxe*, 37
- PLAN NACIONAL DE MINERIA (1971): Minería de minerales no metálicos. T. 23. Dirección General de Minas. Min. Industria. 420 pp.
- SOLER CATURLA, V. (1984): Yacimientos españoles de barita y feldespatos. 2º Curso de Rocas Industriales. Fundación Universidad-Empresa.

(Aceptado: 16 Octubre 1987)

GEOQUIMICA Y CARACTER METALIFERO EN U Y Sn DEL GRANITO DE PLASENZUELA (CACERES)

Rosa REGUILON BRAGADO

Departamento de Geología. Area Cristalografía y Mineralogía.
Universidad de Salamanca. 37008 SALAMANCA.

ABSTRACT.- The Plasenzuela granite, province of Cáceres, is constituted by three rocks types, roughly concentric. Type I is represented an outermost rim of a muscovite aplitic-granite. Type II is a medium to coarse-grain, two mica granite where biotite is slightly predominant. Type III is a coarse-grain, to porphyritic two mica granite with cordierite, and occupies the core of the pluton.

The geochemical study shows the alkaline and peraluminous character of these granites and type I and III a silico-potassic trend. The U content of the Plasenzuela granite ranges between 5.2 and 29.1 ppm, with an average of 7 ppm. Sn values between 5 and 202 ppm. Concentrations of both elements are higher than the usual contents for this kind of granites. The highest U and Sn concentrations correspond to the aplitic facies (Type I) in accordance with the definition of "metalliferous granites" by Plant et al. (1980).

Key words: Granite, uranium, tin, metalliferous, geochemistry, Plasenzuela.

RESUMEN.- El Plutón granítico de Plasenzuela (Cáceres) está constituido petrográficamente por tres facies de rocas aproximadamente concéntricas. La Facies I es la más externa y consiste en una estrecha franja de granitos moscovíticos, de carácter aplítico, que rodea al plutón. La Facies II, corresponde a un granito de dos micas, con ligero predominio de la biotita, y tamaño de grano de medio a grueso. La Facies III ocupa el centro del plutón, y está constituida por granitos de dos micas, de grano grueso, frecuentemente de carácter porfiroide con cordierita.

Desde el punto de vista geoquímico, el plutón está constituido por granitos alcalinos, de carácter peraluminico, con carácter silico-potásico en las Facies I y III. El fondo geoquímico en U del granito de Plasenzuela está comprendido entre 5.2 y 29.1 ppm con un contenido medio de 7 ppm.

Para el Sn, el fondo geoquímico está comprendido entre 5 y 202 ppm, siendo el contenido medio 13 ppm. Ambos contenidos medios son superiores a los habituales para este tipo de rocas. Los fondos geoquímicos más altos en U y Sn corresponden a la facies aplítica, la cual, de acuerdo con la definición de Plant et al. (1980), correspondería a un granito metalífero.

Palabras claves : Granito, uranio, estaño, metalífero, geoquímica, Plasenzuela.

1. Introducción

El granito de Plasenzuela está situado al suroeste del granito de Trujillo y al noreste del de Albalá-Montánchez. Presenta una forma elíptica con el eje mayor en dirección N-S y un pequeño estrechamiento en el borde Sur. Los materiales en los que se encuentra emplazado pertenecen al complejo esquisto grauwaquico, dominando en esta zona las pizarras sobre las grauwas, aunque también hay niveles microconglomeráticos intercalados. El granito de Plasenzuela ha producido en dichos materiales una aureola de metamorfismo de contacto relativamente ancha, que en ocasiones sobrepasa los 500 metros y consiste en corneanas pelíticas en las que se desarrollan

frecuentemente porfidoblastos de andalucita (Palero et al., 1985).

2. Petrografía

El granito de Plasenzuela es un granito de dos micas, de color claro y en su mayor parte carácter porfiroide con fenocristales de feldespatos, en el que de acuerdo con Palero et al (1985) se distinguen para su estudio tres facies petrográficas, dispuestas de manera concéntrica (Fig. 1)

Facies I. Es la más externa y constituye una estrecha franja que rodea al batolito. Está formada por leucogranitos moscovíticos de tipo aplítico que contienen diques pegmoaplíticos, posee un alto contenido en turmalina, y en algunas zonas se han observado procesos de albitización.

Facies II. Es la más extensa de las tres, y ocupa casi todo el granito. Está constituida por leucogranitos de grano medio a grueso, a veces con carácter porfiroide. Hay en ella un ligero predominio de la biotita sobre la moscovita.

Facies III. Ocupa la parte central del granito de Plasenzuela y está constituida por granitos porfídicos de dos micas, con tamaño de grano grueso, carácter claramente porfiroide y con frecuencia se ven megacristales de cordierita.

Caracteres mineralógicos

La composición mineralógica encontrada para el granito de Plasenzuela, mediante el estudio microscópico de láminas delgadas es la siguiente; Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, biotita y moscovita como minerales esenciales; andalucita, apatito, casiterita, circón, cordierita, rutilo, sillimanita, turmalina y opacos como accesorios; y clorita, pinnita y sericita como minerales de alteración.

Cuarzo.- Es en general abundante en las tres facies y se presenta en cristales xenomorfos cuyo tamaño va aumentando de la facies I a la III con cristales grandes hipidiomorfos rodeado en ocasiones de microcristales.

Feldespato K.- Se presenta en general en cristales hipidiomorfos y alotriomorfos. Se trata de microclina con texturas peritéticas abundantes y la macla en enrejado. En la facies I es menos abundante que en las otras dos, lo que se debe posiblemente a un proceso de albitización, relativamente frecuente en dicha facies (Fig. 2).

Plagioclasas.- Aparecen generalmente en cristales grandes, idiomorfos o hipidiomorfos, con abundantes maclas polisintéticas y en ocasiones ligeramente zonadas. En general es menos abundante que el feldespato K, excepto en la facies I. A menudo lleva inclusiones de pequeños cristales idiomorfos de moscovita y biotita, si bien a veces la moscovita es producto de alteración de la misma. Se trata de una albita u oligoclasa (10 - 20% de An).

Micas.- Los tipos de micas encontrados son moscovita y biotita, predominando una u otra según la facies, y así, la biotita es más abundante en la facies II que en la III, estando totalmente ausente de la facies I.

Moscovita.- Se presenta en placas limpias de pequeño tamaño y forma idiomorfa, fundamentalmente cuando se trata de moscovita primaria, que generalmente está incluida en los otros minerales posteriores, como cuarzo y feldespatos en las tres facies. Los cristales grandes hipidiomorfos son en general procedentes de la andalucita.

Biotita.- Es de color marrón muy pleocroica, en ocasiones está parcialmente cloritizada y siempre lleva inclusiones de circón y apatito.

Minerales accesorios.- De entre ellos destacan fundamentalmente, la andalucita que aparece en pequeños cristales, restos de otros mayores parcialmente alterados a sericita y moscovita, y presenta un ligero pleocroismo en el centro. En ocasiones se encuentra rodeada de gran número de pequeñas agujas que en L.N. presentan una tonalidad gris con una especie de aureola negra y en N.C. dichas agujas presentan colores vivos de polarización en tonos azulados, verdes, etc., lo que nos ha hecho

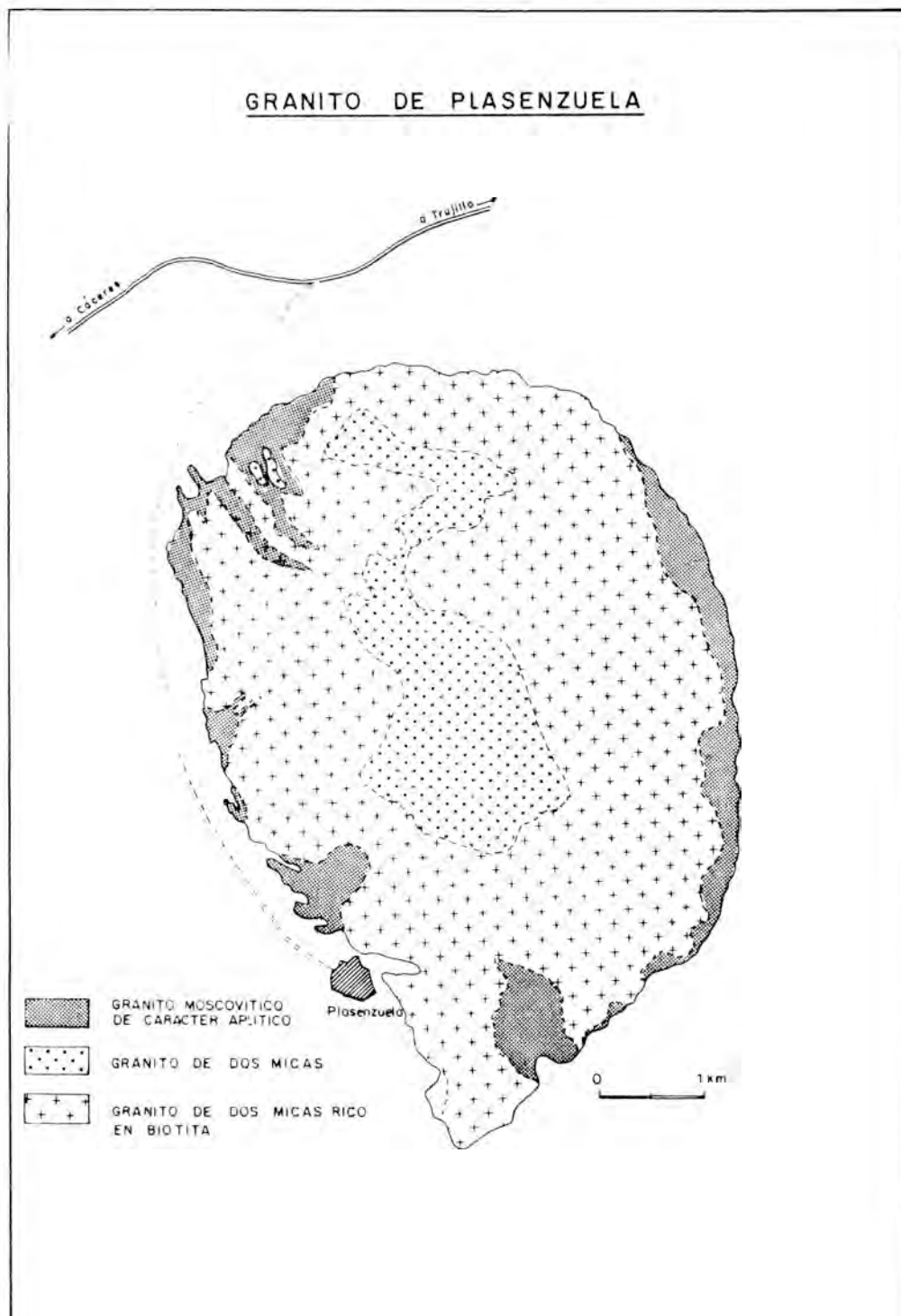


Fig. 1- Esquema geológico mostrando las tres facies petrográficas del granito de Plasenzuela. Palero y otros (1985).

pensar que se trate de sillimanita. (Fig. 3). Se ha visto andalucita en las facies II y III pero no en la I. Igual ocurre con la cordierita, si bien esta es más abundante y los cristales de mayor tamaño en la facies III. Se encuentra totalmente pinnitizada.

El apatito se encuentra en las tres facies, pero en la I es donde más abunda y donde los cristales son de mayor tamaño. La casiterita se ha visto únicamente en la parte sur de la facies I del granito de Plasenzuela, presentándose en pequeños cristales pleocroicos diseminados en el granito (Fig. 4).

Finalmente como mineral accesorio destaca la turmalina, que está presente en las tres

facies. En la facies I, los cristales son de tamaño pequeño, idiomorfos y zonados, mientras que en las otras dos facies, los cristales son de mayor tamaño y están muy fracturados. Es frecuente encontrarla con carácter intersticial y con inclusiones de circón (Fig.5).

3. Geoquímica

Se han recogido para el estudio geoquímico del granito de Plasenzuela un total de 12 muestras, de las que 4 pertenecen a la facies I, de los granitos aplíticos, 6 a la facies II de los granitos de dos micas y 2 a la facies III, de los granitos de dos micas porfídicos.



Fig. 2- Cristal de microclina parcialmente albitizada por los bordes. N.C. x 63.

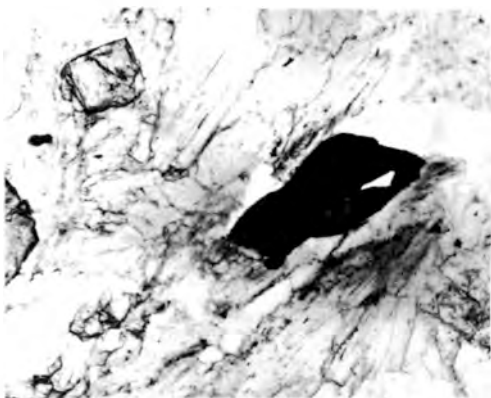


Fig. 4- Cristal de casiterita diseminada en el granito aplítico de Plasenzuela. N.C. x 63.

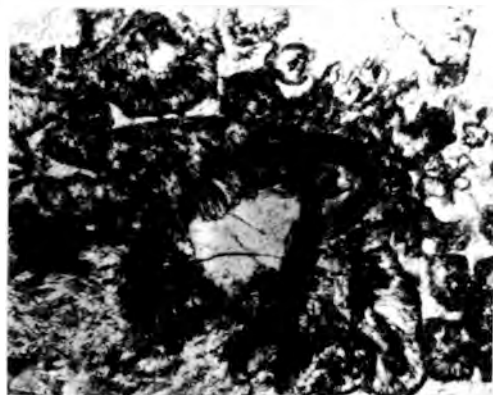


Fig. 3- Cristal de andalucita parcialmente alterada a sericita y rodeada de agujas de sillimanita posiblemente. N.C. x 63.

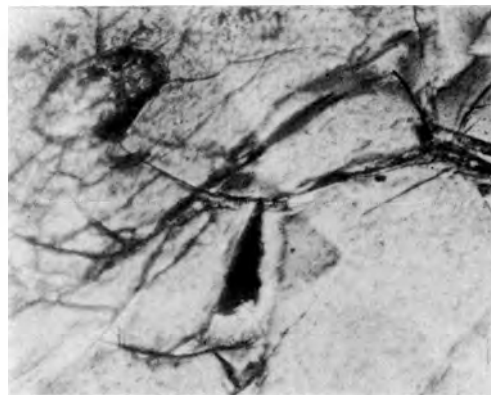


Fig. 5- Turmalina intersticial con inclusiones de circón. N.C. x 63.

En los diagramas geoquímicos de este trabajo se han utilizado los siguientes símbolos para las muestras de las diferentes facies: Facies I = x; Facies II = puntos; y Facies III = círculos.

En cada una de las muestras se han analizado los elementos mayores siguientes: silicio, aluminio, hierro, manganeso, magnesio, calcio, sodio, potasio, titanio y fósforo, y los trazas bario, rubidio, estroncio, ytrio, circonio, niobio, níquel, cobre, cinc, plomo, wolframio, uranio y torio. Los contenidos medios, tanto en elementos mayores como trazas para cada una de las facies se muestran en la Tabla I.

Elementos mayores

A partir del análisis químico realizado, se deduce que el granito de Plasenzuela es en general rico en sílice en las tres facies, y pobre en calcio con contenidos medios en este elemento nunca superiores a 0.60%.

En relación con los elementos alcalinos, los contenidos medios están comprendidos entre 3.43 y 3.5 % para el sodio y 3.93 y 4.02 % para el potasio. Esto nos indica un carácter alcalino para el granito de Plasenzuela, tal y como se observa en el diagrama triangular de la Fig. 6, donde se representa

($\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$) y donde se observa también un ligero predominio del potasio frente al sodio.

En el caso del aluminio, se aprecia también un contenido medio alto para las tres facies, presentando todas las muestras un valor del índice de peraluminosidad mayor de 1.1 que le dan un carácter peraluminico al granito, Shand (1951). Este carácter se confirma mediante la representación gráfica en el diagrama de Debon y Le Fort (1983) donde se ve que todas las muestras caen en el campo I, de los granitos peraluminicos (Fig. 7).

En el diagrama químico mineralógico de La Roche (1964), en el que se representa en abscisas, el parámetro $F = K - (\text{Na} + \text{Ca})$, y en ordenadas por una parte el parámetro $Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}/3)$, y por la otra el parámetro $B = (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti})$, se observa en el primer caso ($F - Q$) una tendencia silico potásica de carácter positivo, en las facies I y III, mientras que la facies II, muestra una tendencia de carácter negativo, con disminución de Q al aumentar F. En el segundo caso, ($F - B$) la tendencia es positiva para las facies I y II, y negativa para las facies III como se puede observar en la Fig. 8.

TABLA I

Contenidos medios de elementos mayores y trazas en las facies del granito de Plasenzuela

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	M.V.	n
F - I	73.05	15.18	1.15	0.06	0.22	0.42	3.50	3.93	0.32	0.70	1.43	4
F - II	73.16	15.20	1.19	0.04	0.25	0.50	3.49	4.02	0.27	0.52	1.36	6
F - III	72.75	15.25	1.44	0.05	0.33	0.55	3.43	3.98	0.22	0.58	1.23	2
	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cu	Zn	Sn	U	Th	
F - I	171	423	54.5	17.5	52.2	23.2	3.75	65	60.7	11.7	6.27	4
F - II	191	261	61.8	17.1	55.6	19.2	2.91	53.5	12.5	5.75	4.87	6
F - III	309	220	123.5	18.0	34.0	17.0	2.50	52	12.5	6.3	4.85	2

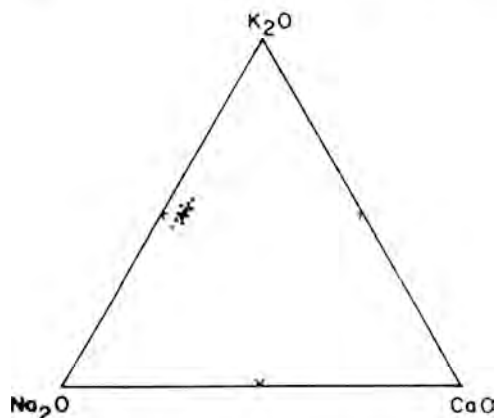


Fig. 6- Diagrama triangular ($Na_2O - K_2O - CaO$) para las muestras del granito de Plasenzuela.

Elementos trazas

De los elementos trazas analizados y que ya han sido nombrados, es importante señalar que los contenidos en Ni, Pb y W son inferiores al límite de detección del equipo utilizado, que en este caso es de 10 ppm para el Ni y de 20 ppm para el Pb y el W, en todas las muestras analizadas.

Los elementos bario, rubidio y estroncio presentan sus contenidos más altos en la facies I el Rb y en las facies II y III el Ba y Sr respectivamente. Si se representan los valores de estos elementos en un dia-

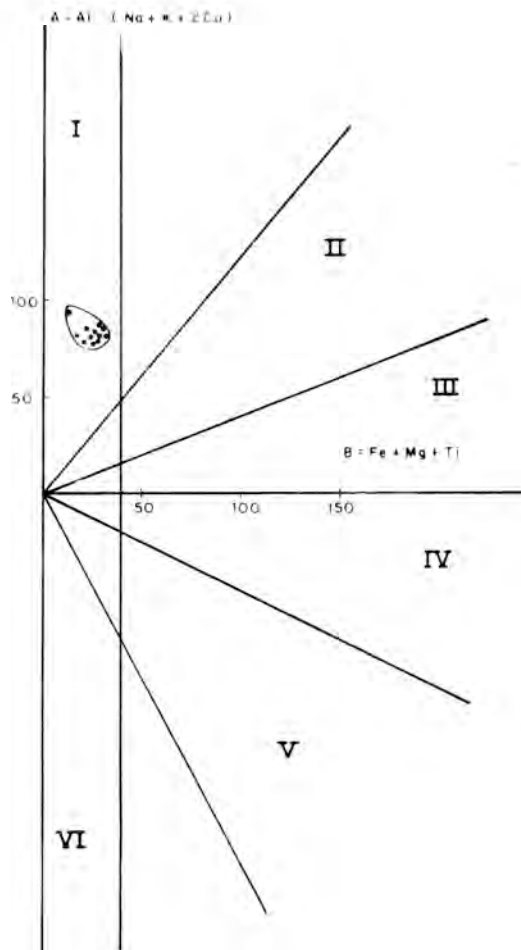


Fig. 7- Diagrama de Debon y Le Fort (1983) para el granito de Plasenzuela.

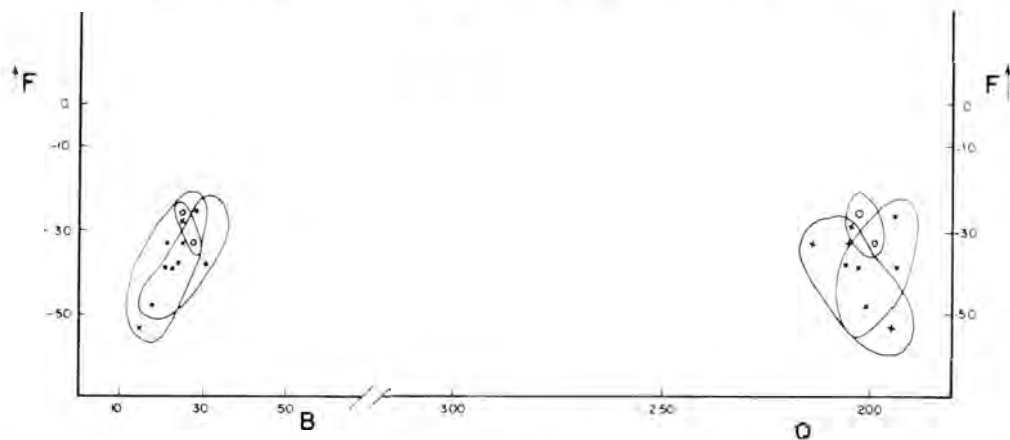


Fig. 8- Diagrama químico-mineralógico de La Roche (1964), para las muestras del granito de Plasenzuela.

grama triangular, vemos que hay un predominio del Ba y el Rb sobre el Sr, y comparando este diagrama con el de diferenciación de El Bouseily y El Sokkary (1975), Fig. 9, se observa que la mayoría de las muestras caen en el campo de los granitos fuertemente diferenciados, sobre todo las muestras correspondientes a la facies I, de los granitos aplíticos. Solamente una muestra perteneciente a la facies II, cae dentro del campo de los denominados por dichos autores granitos anómalos.

En cuanto a los coeficientes de correlación lineal, cuyos valores se muestran en la tabla II vemos que el Rb, presenta buenos coeficientes de correlación lineal con el Na, Mn y P respecto a los elementos mayores, mientras que con los trazas, los coeficientes de correlación son buenos para todos, excepto Ba, Sr, Y y Th. El Ba sin embargo solamente presenta coeficientes de correlación buenos con el Mg y el Na, mientras que el Sr no presenta con ningún elemento mayor coeficientes de correlación buenos. Con respecto a los elementos trazas no hay en general buenos coeficientes de correlación de dichos elementos a excepción del Ba con el Zr.

Respecto a los elementos Y, Zr, Nb, Cu, y Zn, presentan sus contenidos más altos en la facies I de los granitos aplíticos el Nb, el Cu y el Zn, con contenidos medios de 23.3,

3.6 y 65 ppm respectivamente, siendo la facies III, la que presenta los contenidos más bajos. En Y el contenido medio más alto está en la facies III, y en Zr en la facies II de los granitos de dos micas con biotita dominante, con valores de 18 y 55.7 ppm respectivamente.

Distribución de Sn, U y Th

El granito de Plasenzuela presenta el contenido medio en Sn más alto en la facies I, de los granitos aplíticos, que es en la que se ha encontrado la casiterita diseminada, siendo la muestra nº 5 la que posee el contenido más alto con 202 ppm. En la facies II y III, los contenidos medios son muy semejantes, siendo el contenido total en Sn de 28 ppm, que es más alto que el dado por Hamaguchy y Kurodo (1969) para varios granitos mundiales y que está comprendido entre 2.4 y 4.4 ppm.

El Sn presenta buenos coeficientes de correlación lineal con valores próximos a la unidad respecto al Mn, Ca y P en relación con los elementos mayores y con el Rb, Nb, Cu, Zn y U en relación con los elementos trazas.

En cuanto al U y al Th tenemos que los contenidos medios más altos están también en la facies I, de los granitos aplíticos,

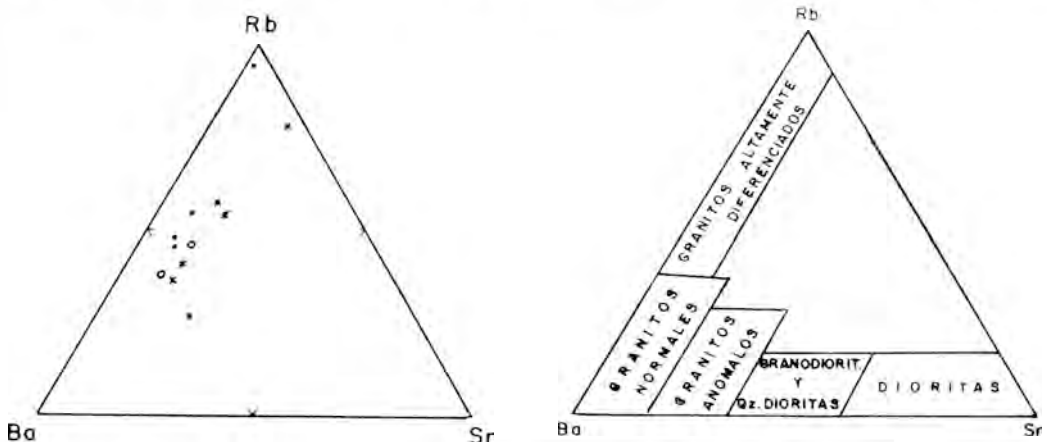


Fig. 9- Diagramas triangulares (Ba-Rb-Sr) del granito de Plasenzuela y de diferenciación de El Bouseily y El Sokkari (1975).

TABLA II

Valores de los coeficientes de correlación lineal de elementos mayores y trazas (granito de Plasenzuela, Cáceres)

Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn O	Mg O	Ca O	Na ₂ O	K ₂ O	Ti O ₂	P ₂ O ₅	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Hf	Cu	Zn	Sr	U	Th	
1	-0.9342	-0.8653	-0.4182	0.0606	0.0505	-0.4961	0.0711	0.2082	-0.9386	0.2187	-0.4634	-0.3413	0.2515	0.3619	0.4059	---	-0.5024	-0.5168	-0.4165	-0.5515	0.1043
	1	-0.1114	0.4560	-0.3188	-0.8016	0.8238	-0.0451	-0.2910	0.4451	-0.3515	0.5102	0.1237	-0.8468	0.4891	0.5586	---	0.4481	0.8058	0.5165	-0.5341	0.0928
		1	-0.4500	0.8677	0.3601	-0.7993	0.4557	0.5526	-0.5069	0.1682	-0.8550	0.2598	0.5064	0.7592	-0.6687	---	-0.5286	-0.4194	-0.5008	-0.5676	0.0209
			1	-0.4519	-0.8687	0.6112	0.4342	0.6549	0.9282	-0.4789	0.9563	-0.1535	-0.1930	-0.6628	0.8402	---	-0.7188	-0.6972	0.9025	0.9894	-0.1477
				1	0.4938	0.8795	0.5713	0.6378	-0.7429	0.9128	-0.8218	0.2965	0.6988	0.9453	-0.8679	---	-0.7534	0.4904	-0.5505	0.5325	0.1564
					1	-0.3027	0.7180	0.5811	-0.971	0.2043	-0.6273	0.4506	0.0640	0.4543	---	-0.3547	-0.5690	-0.9840	-0.8107	0.2660	
						1	0.1244	0.2840	0.9549	-0.8370	0.8427	-0.0168	-0.7056	-0.9810	0.8847	---	0.7510	0.7651	-0.7556	0.8015	-0.2541
							1	0.5646	-0.5225	0.1205	-0.5806	0.2054	0.6358	0.6725	-0.6480	---	-0.8315	-0.5505	-0.2974	-0.5555	0.5515
								1	0.8008	0.7486	-0.7244	0.4620	0.3470	0.6581	-0.6481	---	-0.8831	0.7121	-0.8493	-0.6920	0.1455
									1	-0.6558	0.9552	-0.0822	-0.4892	-0.8130	0.9351	---	-0.8691	-0.7913	0.9840	0.9492	-0.3440
										1	-0.5772	0.4507	0.6643	0.9221	-0.7713	---	-0.7323	-0.6613	-0.6171	-0.6134	0.3132
											1	-0.2046	-0.4585	-0.8568	0.9550	---	0.8659	0.9324	0.8839	0.9667	-0.1872
												1	0.1241	0.3371	-0.1653	---	-0.1206	-0.3320	0.1462	-0.1500	0.2512
													1	0.7820	-0.6438	---	-0.4587	-0.4750	-0.5831	-0.5575	0.2087
														1	-0.9136	---	-0.1800	-0.8188	-0.7042	-0.7773	0.3327
															1	0.8958	-0.8934	0.9264	0.5393	-0.1911	
																1	---	---	---	---	
																	1	0.7820	0.8060	0.8231	0.2229
																		1	-0.8285	0.9224	-0.7773
																			1	0.9049	-0.1940
																				1	-0.2060
																					1

con valores de 11.7 y 6.27 ppm respectivamente. Los contenidos medios más bajos están en la facies II para el U, presentando el Th valores muy semejantes en las dos facies.

El contenido medio total para todas las muestras del granito de Plasenzuela es de 8 ppm en U y de 5.5 ppm en Th siendo la media de la relación Th/U de 0.9. Estos contenidos son en general más altos que los dados por Rogers y Adams (1969) para varios granitos mundiales en el caso del U, y que es de 3.9 ppm, mientras que en el caso del Th, el contenido medio del granito de Plasenzuela es más bajo que el dado por estos mismos autores para los granitos mundiales y que es de 20 ppm.

El granito de Plasenzuela presenta unos rangos en los contenidos de Sn, U y Th que están comprendidos entre 5 y 202 ppm para el Sn, 5.2 y 29.1 ppm para el U y 3 y 10 ppm para el Th.

Diagramas binarios de Sn, U y Th frente a otros elementos

A fin de establecer una relación entre los contenidos en Sn, U y Th, y las características geoquímicas del granito de

Plasenzuela, se han estudiado los diagramas binarios siguientes:

1. *Diagrama de Sn frente a SiO₂ y (Na - Ca)*. Como puede apreciarse en la Fig. 10, las muestras del granito de Plasenzuela presentan frente a la sílice, una tendencia claramente negativa, siendo el valor del coeficiente de correlación lineal de -0.47. Frente a (Na - Ca) la tendencia es sin embargo de carácter positivo.

2. *Diagramas de Sn frente a U y Th*. Se observa en este caso, Fig. 11, que en general la nube de puntos presenta unas tendencias de carácter positivo y negativo respectivamente, con unos valores para los coeficientes de correlación lineal de 0.99 con el U si tenemos en cuenta la muestra número cinco con 202 ppm, y de 0.59 si exceptuamos dicha muestra. En el caso del Th, el coeficiente de correlación lineal es de -0.17.

3. *Diagramas del U y el Th frente a Rb*. Frente al Rb, Fig. 12, las nubes de puntos presentan una tendencia positiva en el caso del uranio, siendo el valor del coeficiente de correlación lineal de 0.98. En el caso del Th, la tendencia aunque no es muy marcada es de carácter negativo, siendo el valor del coeficiente de correlación de -0.19.

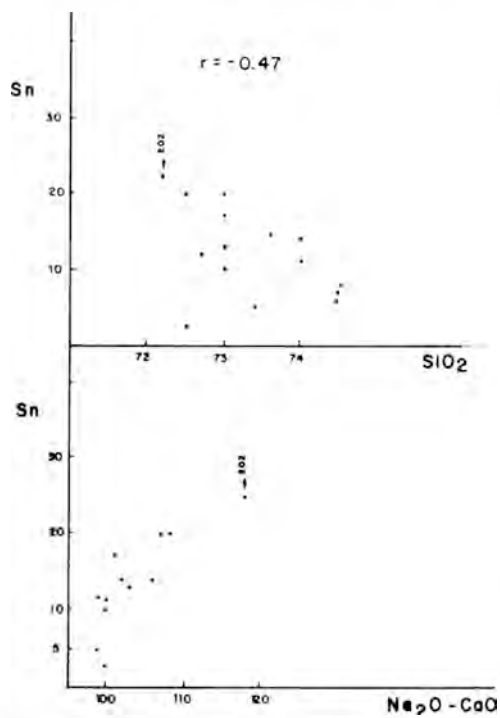


Fig.10- Diagramas binarios Sn/SiO₂ y Sn/(Na₂O-CaO).

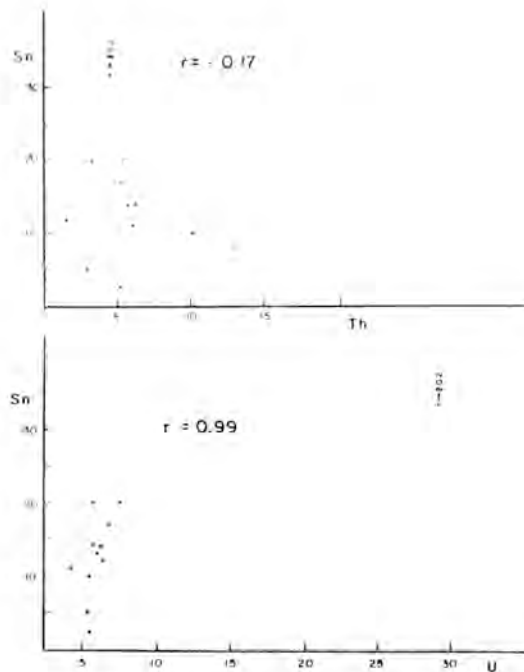


Fig. 11- Diagramas binarios de Sn/Th y Sn/U.

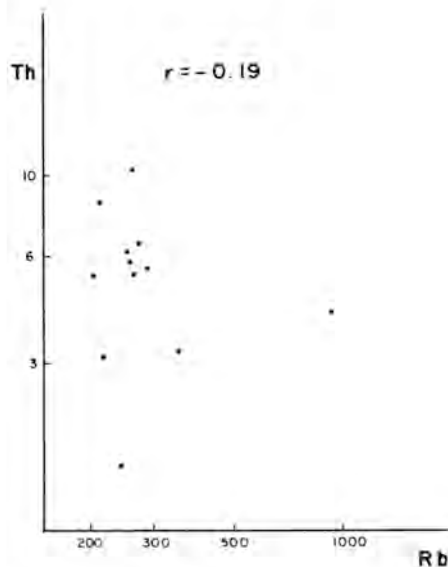
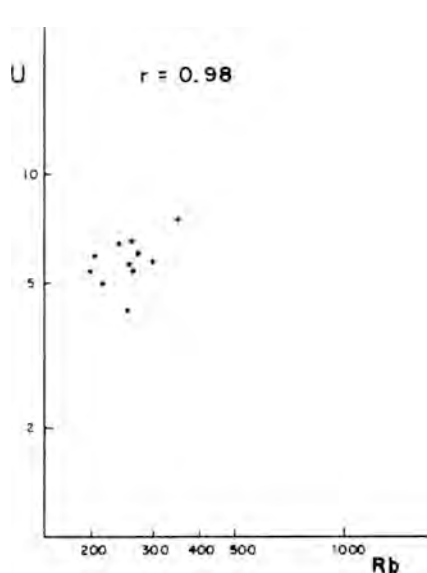


Fig. 12- Diagramas binarios de U/Rb y Th/Rb.

4. *Diagramas del U-Th frente al Sr.* Como puede verse en la Fig. 13, la nube de puntos nos muestra que el U tiene una tendencia ligeramente positiva en la mayoría de las muestras, siendo el valor del coeficiente de correlación lineal de -0.13, debido a dos muestras con valores extremos y de 0.43 si no tenemos en cuenta dichas muestras. En el caso del Th, la tendencia es de carácter negativo con un valor del coeficiente de correlación de -0.52.

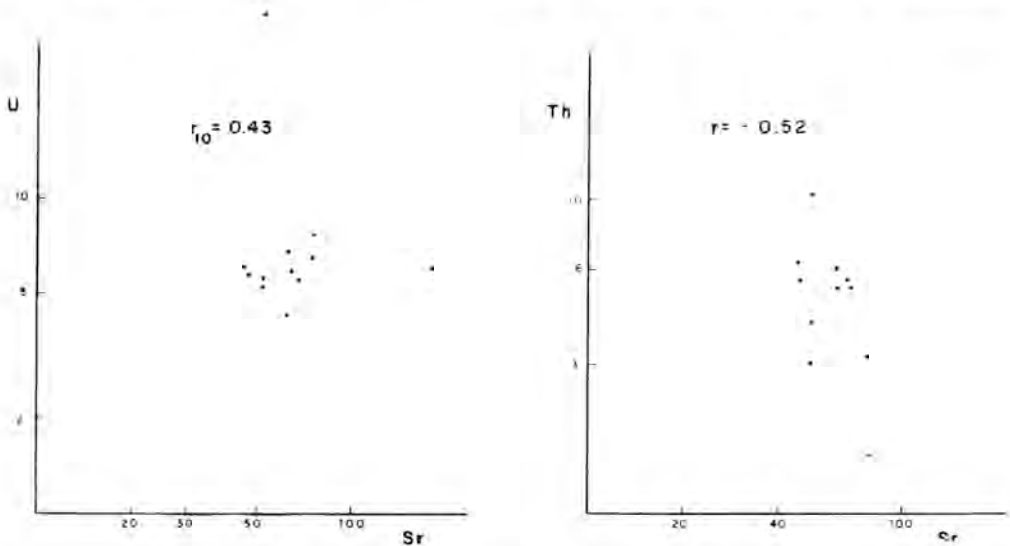


Fig. 13- Diagramas binarios de U/Sr y Th/Sr.

5. *Diagramas U-Th frente a los ferromagnesianos (B) y diagramas Th/U.* La Fig. 14 nos muestra estos tres diagramas y en ellos se muestra que el U presenta frente a B una tendencia de carácter claramente negativo en todas sus muestras, mientras que en el caso del Th, la tendencia aunque no muy marcada es de carácter positivo. Los valores de los coeficientes de correlación son de -0.67 para el (U-B) y de 0.49 para el (Th-B). En el caso del diagrama Th/U, si exceptuamos la muestra número cinco, con un valor extremo en U, se observa en el resto una tendencia negativa aunque muy ligera, siendo el valor del coeficiente de correlación de -0.20.

6. *Diagramas U-Th frente a Zr.* En este caso tal y como puede verse en la Fig. 15 la ten-

dencia del U frente al Zr es claramente negativa, mientras que en el caso del Th es positiva, debido posiblemente a que la mayoría del Th se encuentra en los circones. Los valores de los coeficientes de correlación son de -0.77 para el U-Zr y de 0.33 para el Th-Zr.

4. Interpretación de los resultados

Del estudio macroscópico y microscó-

pico del granito de Plasenzuela se deduce que éste corresponde a un granito de dos micas con cordierita, turmalina, andalucita y algo de sillimanita, y grano grueso, excepto una pequeña franja que bordea el apuntamiento y que tiene carácter aplítico. Es rico en cuarzo, con un predominio del feldespato K sobre las plagioclasas. El feldespato K es fundamentalmente microclina, de grano grueso y las plagioclasas que también son de grano grueso, corresponden en general a albita u oligoclasa (10-20% An). Según la clasificación de la I.U.G.S. (1973) y de acuerdo con sus características mineralógicas, el granito de Plasenzuela se puede encuadrar en el grupo 3b, de los granitos leucocráticos o monzogranitos.

Desde el punto de vista geoquímico, se

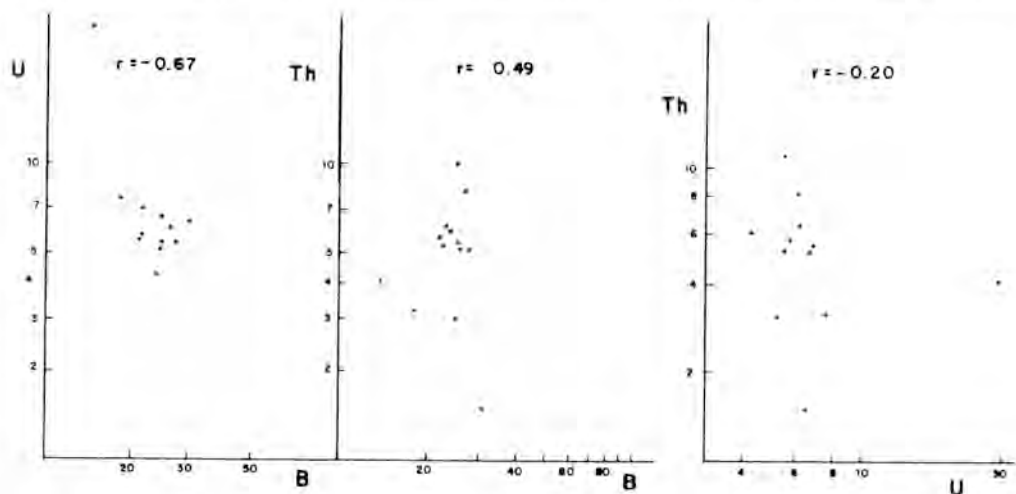


Fig. 14- Diagramas binarios de U/B, Th/B y Th/U.

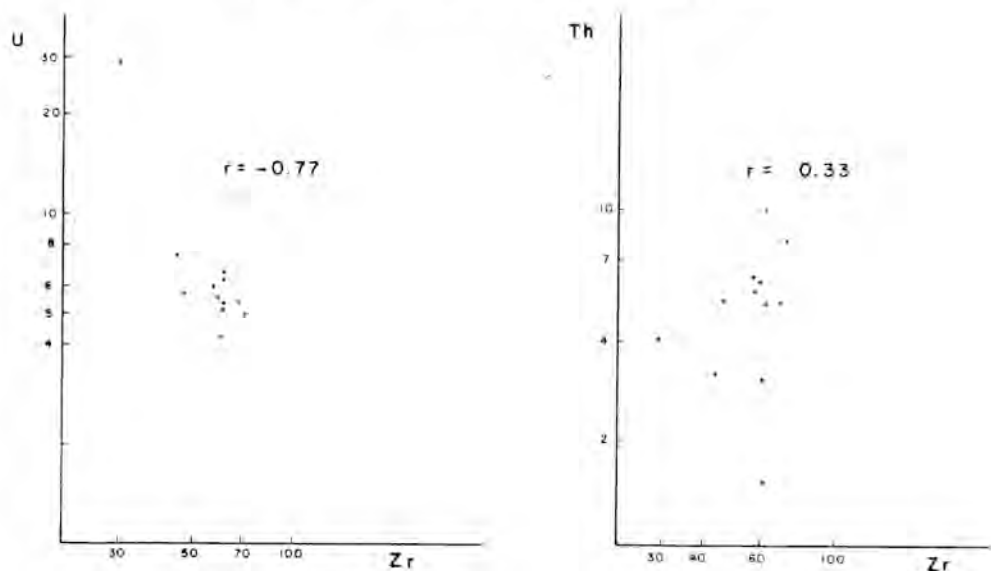


Fig. 15- Diagramas binarios de U/Zr y Th/Zr.

trata de un granito alcalino, con predominio del K_2O sobre el Na_2O y muy pobre en CaO . Es además un granito peraluminico tanto por composición química, como por su índice de peraluminosidad, ya que la relación $Al / Na + K + Ca$ es mayor que 1.1 en todas las muestras. Su carácter aluminico se deduce también del diagrama de Debon y Le Fort (1983), donde el granito de Plasenzuela cae dentro del campo I de los granitos peraluminicos.

En relación con los elementos trazas tenemos que los contenidos más altos en los elementos metálicos U y Sn, se encuentran en la facies I, de los granitos aplíticos, lo que hace que a dicha facies se le incluya dentro de los granitos metalíferos definidos por Plant et al (1980), que posteriormente fue completada por Plant et al (1983) y Simpson et al (1982) al estudiar los granitos Caledónicos de Inglaterra, mediante una serie de características fundamen-

talmente de tipo geoquímico que los diferencian de los denominados por estos mismos autores como granitos mineralizados.

Estas características geoquímicas del granito de Plasenzuela, no son muy completas, ya que nos faltan algunos datos geoquímicos para poder hacerlas coincidir con toda certeza con las clasificaciones habituales de granitos en relación con sus posibilidades metalíferas o de yacimientos, como son las de carácter tectónico o geoquímico de Rogers et al (1978), Chappel y White (1974), Michel y Garson (1976) y Pitcher (1982). Tampoco se tienen muchos datos tectónicos sobre su emplazamiento, del que se conocen solamente los aportados por Corretgé y Martínez (1978).

Bibliografía

- CORRETGE, L.G. y MARTINEZ, F.J. (1978): Problemas sobre estructuras y emplazamiento de los granitoides: aplicación a los batolitos hercínicos del Centro Oeste de la Meseta Ibérica. *Cuad. Sem. Est. Cerám. Sargadelos*, 27, 113-134.
- CHAPPEL, B.V. y WHITE, A.J. (1974): two contrasting granite types. *Pacific. Geology*, 8, 173-174.
- DEBON, F. y LE FORT, P. (1983): A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Society of Edimburg. Earth Sciences*, 73, 135-149.
- EL BOUSELY, A.M. y EL SOKKARY, A.A. (1975): The relation between Rb, Ba and Sr in Granitic rocks. *Chem. Geol.*, 16, 207-219.
- HAMAGUCHI, H. y KURODO, R. (1969): Tin. *In* Wedepohl K.H. ed. Handbook of Geochemistry. Berlin, Springer-Verlag.
- I.U.G.S. (1973) : Clasificación and nomenclature of plutonic rock recommendations. *Geotimes*, 18, 10, 26-30.
- LA ROCHE, H. de (1964): Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique mineralogique quantitative des roches cristallines. *Sciences de la Terre*, Nancy, 9, 337-371.
- MITCHEL, A.H.G. y GARSON, M.S. (1976): Mineralization at plate boundaries. *Minerals Scie. Engineg.* 8, 129-169.
- PALERO, F. J.; GUMIEL, P. y FERNANDEZ CARRASCO, J. (1985): Ensayo de tipología de las mineralizaciones B.G.P.C. de la alta Extremadura. *Bol. Geol. y Min.* T 96-IV, 381-412.
- PLANT, J. BROWN, G.C.; SIMPSON, P.R. and SMITH, R.R. (1980): Signatures of metalliferous granites in the Scottish Caledonides. *Trans. Instit. Min. Metall* (section B Appl. Earth Sci.) 89, B198-210.
- PLANT, J. and WATSON, J.V. (1983): Metalliferous and mineralized Caledonian granites in relation to regional metamorphism and fracture systems in northern Scotland. *Tran. Insti. Min. Metall.* (Sec. B Appl. Earth Sci.) 92, b 33-42.
- PITCHER, W.S. (1982) Granite type and tectonic environment. Chap 1-3. *In* Hsu K.J. (ed) Mountain Building processes. Academic Press. London, 19-44.
- ROGERS, J.J. y ADAMS, J.A. (1969): Uranium and Thorium. *In* Wedepohl K.H. ed. Handbook of Geochemistry. Berlin. Springer-Verlag.
- ROGERS, J.J.; RAGLAND, P.C.; NISHIMORI, J.; GREENBERG, J.K. and HAUCK, S.A. (1978): Varieties of granitic Uranium Deposits and favorable exploration areas in the Eastern United States. *Econ. Geol.* vol. 73, 1539-1555.
- SHAND, S.J. (1951): Eruptives rocks. New York, John Wiley, 488 p.
- SIMPSON, P.R.; PLANT, J.; WATSON, J.W.; GRAN, P. and FOWLER, M. (1982): The role of metalliferous and mineralised uranium granites in the formation of uranium provinces. *In* Uranium exploration techniques: Proceedings of the Symposium Paris, 157-168.

(Aceptado: 12 Noviembre 1987)

MINERALIZACIONES FILONIANAS DE W ASOCIADAS AL PLUTON DE SANTA EUFEMIA (BATOLITO DE LOS PEDROCHES, CORDOBA).

Antonio GARCIA CASCO(*), Emilio PASCUAL MARTINEZ(**),
Purificación FENOLL HACH-ALI(**)
y Pedro HIGUERAS HIGUERAS(***)

(*) Sección de Geología de la Rábida. Palos de la Frontera. 21819 HUELVA

(**) Dpto. Mineralogía-Petrología. Universidad de Granada e Instituto Andaluz de Geología
Mediterránea, C.S.I.C. Universidad de Granada. Fuentenueva s/n. 18002 GRANADA

(***) Minas de Almadén y Arrayanes, S.A. 13400 ALMADEN (Ciudad Real)

ABSTRACT.- The Santa Eufemia pluton belongs to the Hercynian lateorogenic magmatic association of the "Los Pedroches" batholith (Southern branch of the Central Iberian Zone). It consists of porphyritic biotite-cordierite monzogranites and aplitic cordierite leucogranites. Quartz veins with W-As mineralizations and typical muscovitizations and tourmalinizations, with local quartz-muscovite associations (greissen like) are to be found around the periphery of the pluton.

The geochemistry (Sn-W), the periplutonic distribution and the zonation of the veins suggest that the igneous contact between the granites and the metasedimentary rocks might have acted as a physico-chemical barrier, forcing the precipitation of the ores. With regard to the mineralization, the granites are specialised, in Sn, W and associated metals (Rb, Be, Nb, ...) probably obtained primarily from the anatectic region and subsequently enhanced by the magmatic and tardimagmatic evolutionary processes.

Key words: W-veins, monzogranites, leucogranites, Los Pedroches batholith.

RESUMEN.- El plutón de Santa Eufemia, perteneciente a la asociación magmática tardiorogénica hercínica del batolito de Los Pedroches (Zona Centro Ibérica Meridional), está constituido por monzogranitos biotítico-

cordieríticos porfídicos y leucogranitos cordieríticos de tendencia aplítica. Presenta en su periferia filones de cuarzo con W-Sn, con típicas alteraciones a moscovitizaciones y turmalinizaciones, dándose, localmente, asociaciones de cuarzo-moscovita de tipo greissen. La geoquímica (Sn-W), la distribución periplutónica y la zonación de los filones parecen indicar la posibilidad de que el contacto ígneo entre los granitos y los meta-sedimentos ha actuado como barrera fisico-química que condicionó la precipitación de las menas. Desde el punto de vista de la mineralización, los granitos son especializados en (Sn-W) y metales asociados (Rb, Be, Nb,...), considerándose este carácter heredado de la región anatética y posteriormente acentuado mediante los procesos de evolución magmática y tardimagmática.

Palabras clave: W filoniano, monzogranitos, leucogranitos, batolito Los Pedroches.

1. Introducción

El batolito de Los Pedroches (Fig. 1) localizado en la Zona Centro Ibérica Meridional (ZCIM), encaja en su mayor parte en el Carbonífero Inferior (Culm de Los Pedroches) siguiendo un eje sinclinal de fase I

hercínica, si bien es posterior a esta fase, ya que corta a estas estructuras hacia el NW, encajando en materiales del Paleozoico Inferior y Medio y localmente en el Pre-Ordovícico (esquisto grauváquico del domo del Zújar).

Constituye una alineación magmática tardiorogénica hercínica compuesta, y está formado fundamentalmente por granodioritas biotíticas \pm anfibol, monzogranitos biotítico-cordieríticos porfídicos y leucogranitos de tendencia aplítica, siendo esta misma la secuencia de intrusión. Además de estos tipos plutónicos mayoritarios existen facies minoritarias más básicas (Arriola et al., 1983) y un cortejo filoniano complejo.

El plutón de Santa Eufemia pertenece a la asociación aluminica o serie tardiorogénica con características de tipo S (García Casco, 1986; García Casco y Pascual, 1987). Está constituido por dos grupos de facies plutónicas: monzo-granitos biotítico-cordieríticos porfídicos y leucogranitos de tendencia aplítica. Estos tipos de rocas, característicos de gran parte de los plutones graníticos de la ZCIM (e.g. Corretgé, 1983), han sido definidos en conjunto como serie de caracteres mixtos (Capdevila et al., 1983; Corretgé et al., 1977), y suelen llevar asociadas metalizaciones de Sn y W (e.g. Saavedra, 1979; Guijarro Galiano et al., 1983 y 1984). En el caso de Los Pedroches las mineralizaciones de Sn-W se encuentran, así mismo ligadas a la asociación aluminica de monzogranitos y leucogranitos, pudiendo clasificarse (Ovtracht y Tamain, 1973; Schermehorn, 1982) como:

- venas de casiterita/wolframita/arsenopirita/cuarzo
- pegmatitas de wolframita y/o scheelita
- greissen de casiterita
- aluviones de casiterita

El primero de los dos tipos es el más numeroso, siendo el que se presenta asociado al plutón de Santa Eufemia, si bien no ha sido detectada la casiterita excepto como mena muy accesoria en hastiales alterados de tipo greissen.

2. El plutón de Santa Eufemia

El plutón de Santa Eufemia encaja exclusivamente en materiales epizonales metasedimentarios del Carbonífero Inferior (Culm de Los Pedroches). Presenta una forma elíptica alargada según la dirección E-W, con contactos netos y discordantes (Fig. 1b). Las estructuras regionales (S_0/S_1) chocan contra los contactos presentando un patrón estructural característico de plutones discordantes (Castro, 1987), lo cual supone un emplazamiento pasivo, aunque las estructuras han podido adaptarse ligeramente a la intrusión. Los contactos son, en general, tendidos ($30-60^\circ$), por lo que el plutón aflora en su zona de cúpula relativamente erosionada.

Las rocas plutónicas que forman el plutón de Santa Eufemia pueden integrarse en dos grupos:

- Monzogranitos biotítico-cordieríticos porfídicos
- Leucogranitos cordieríticos de tendencia aplítica

Ambos grupos presentan facies de variación tanto textural como mineralógicamente. En la Fig. 2 se representan las proyecciones de las relaciones modales QAP en el diagrama de Streckeisen (1976).

Los monzogranitos biotítico-cordierítico porfídicos constituyen el grupo plutónico predominante, más del 80% de los afloramientos, presentando como facies de variación las facies común o porfídica de grano grueso y las facies intermedias o porfídicas de grano medio (minoritarias). El aspecto de la facies común es el de una roca porfídica de grano grueso a muy grueso con megacristales de feldespato potásico y fenocristales de cuarzo y plagioclasa. La facies porfídica de grano medio es similar a la facies común, excepto en la proporción y tamaño de los fenocristales, con escasos megacristales en feldespato potásico, y en el tamaño de grano de la matriz. Las relaciones espaciales entre ambas facies son transicionales, aunque con un paso rápido. Las facies porfídicas de grano medio suelen asociarse a los leucogranitos, ya sea con

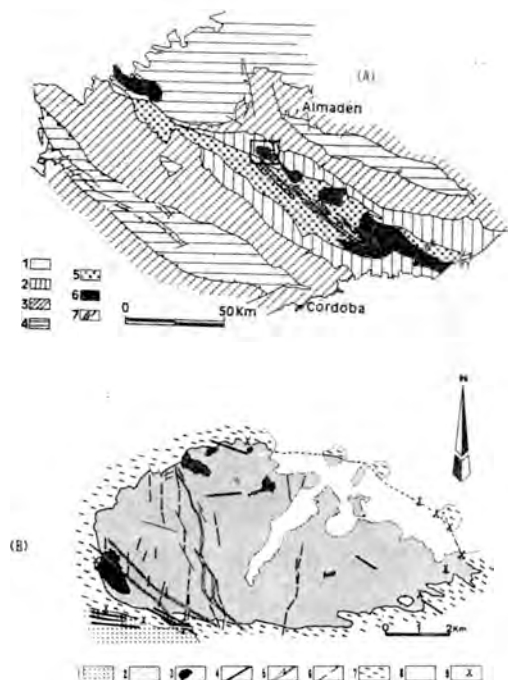


Fig. 1.- (A) Situación geológica del Plutón de Santa Eufemia en el batolito de Los Pedroches (modificado de IGME, 1980): 1) Cobertera Cenozoica. 2) Carbonífero inferior (Culm) de Los Pedroches. 3) Paleozoico Inferior y Medio. 4) Precámbrico. 5) Granodioritas biotíticas±anfíbol. 6) Monzogranitos biotítico-cordierítico porfídicos y leucogranitos. 7) Pórfidos.

B) El Plutón de Santa Eufemia: 1) Granodioritas biotíticas ± anfíbol. 2) Monzogranitos biotítico-cordieríticos porfídicos. 3) Leucogranitos en masas. 4) Diques de leucogranitos. 5) Pórfidos monzograníticos. 6) Diques de cuarzo hidrotermal de baja temperatura metalizados en Cu. 7) Carbonífero inferior (Culm). 8) Plio-Cuaternario. 9) Indicios periplutónicos de W-As.

contactos netos o gradacionales.

Petrográficamente presenta como fases esenciales cuarzo, feldespato potásico (megacristales poikilíticos de ortosa perítica e intercrecidos en la matriz con cuarzo y/o albíta) plagioclasa zonada (An30-An17, con bordes albíticos) y biotita marrón rojiza con abundantes inclusiones de apatito y circón. La cordierita es escasa, de tendencia idiomorfa y alterada a pinnita. Localmente aparece andalucita idiomorfa y agregados de sili-

manita. La moscovita es omnipresente, subordinada respecto de la biotita y con carácter tardimagmático, al igual que la turmalina, topacio, cuarzo y albíta. Se encuentran, además, parches pegmatíticos cuarzo-feldespáticos, con moscovita y turmalina y nódulos de turmalina-cuarzo.

Los leucogranitos cordieríticos de tendencia aplúca constityen pequeñas masas y diques muy abundantes, distribuidos por todo el plutón, aunque de escasa entidad. Las masas son irregulares, con dimensiones variables (1.5 km a 10-20 m de dimensión mayor) con tendencia a una morfología elipsoidal subhorizontal o cónica invertida. Los contactos con los monzogranitos, cuando son claramente intrusivos, son subhorizontales a tendidos, buzando hacia los leucogranitos; otras veces parecen gradacionales a través de las facies porfídicas de grano medio. Los diques de leucogranito encajan en todas las facies plutónicas (incluidas las granodioritas adyacentes) excepto en las masas de leucogranito. De las observaciones de campo se deduce que en gran parte el emplazamiento de las distintas familias de diques y de las masas es penecontemporáneo.

Petrográficamente pueden ser definidos como monzogranitos, según la nomenclatura de Streckeisen (1976), si bien su carácter leucocrático queda perfectamente definido en el diagrama A/B de Debon y Le Fort (1982) (Fig. 3). Como fases esenciales aparecen cuarzo, plagioclasa debilmente o nada zonada

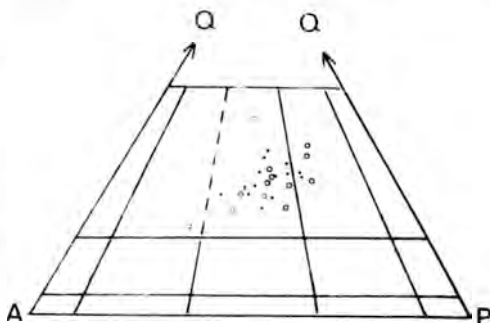


Fig. 2.- Proyección de las relaciones modales QAP de monzogranitos (círculos) y leucogranitos (puntos) en el diagrama de Streckeisen (1976).

(oligoclasa sódica-albita) y feldespato potásico. La biotita es accesoria (<5% modal) marrón rojiza y presenta escasas inclusiones de apatito y circón. Se encuentra, además, cordierita idiomorfa pinitizada y localmente andalucita. Como fases tardimagnéticas aparecen la moscovita, muy abundante, turmalina y topacio.

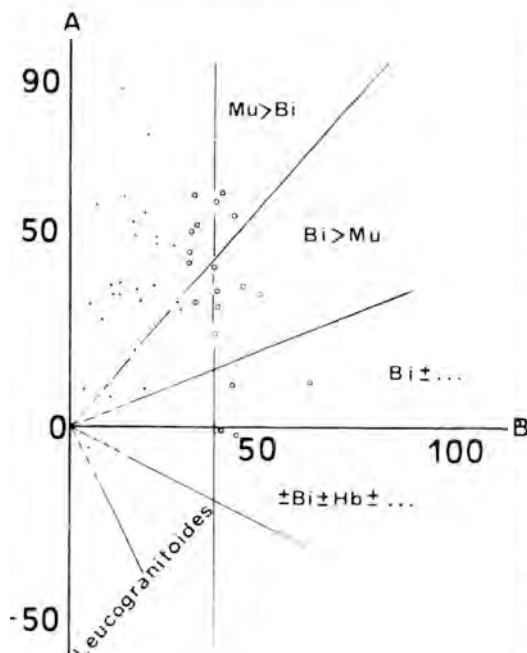


Fig. 3.- Proyección de monzogranitos (círculos) y leucogranitos (puntos) en el diagrama A/B de Debon & Le Fort (1982).

3. Mineralizaciones

Las mineralizaciones filonianas de W-As asociadas al plutón de Santa Eufemia se localizan en diez indicios abandonados y sin interés económico actual en lo que se refiere al beneficio del W. Los filones se encuentran en los bordes del plutón encajados, en la mayoría de los casos, en las facies graníticas y, localmente, en las comeanas internas de contacto, presentando, pues, un carácter periplutónico (Fig. 1b).

Dentro del contexto del batolito de Los Pedroches pueden ser tipificados como venas de casiterita / wolframita / arsenopirita / cuarzo

(Ovtracht y Tamain, 1973), si bien no presentan casiterita en las venas, lo cual está en concordancia con la puntualización de Schmemmerhorn (1982) según la cual hacia el oeste del batolito solo aparece Wolframio.

3.1. Morfología y control de la mineralización:

Las mineralizaciones arman en filones de cuarzo, de escasa aunque variable potencia (5 a 30 cm). La mayor parte de los casos constan de un solo filón principal de dirección N100-120E a N130-150E, subvertical o buzando al SW (90 a 70°), con algunas ramificaciones laterales (N160-170E) de reducida potencia y corrida (Fig. 4a). En otros casos se presentan haces filonianos de variable entidad y número, según una dirección preferencial NW-SE y otras secundarias, en general subverticales o buzando hacia el SW. En el caso más desarrollado (indicio de Encinilla Baja) se forman campos filonianos de dimensiones reducidas (50.000 m²) con numerosos filones de direcciones y buzamientos variables. En la Encinilla Baja (Fig. 5) los filones mineralizados se pueden agrupar en tres familias (Fig. 4b):

-Filones con dirección principal N120-150E y buzamientos variables desde 70° NE a 70°SW.

-Filones con dirección secundaria N40-60E y buzamiento en torno a 80°NW.

-Filones de bajo buzamiento (20-35° W), con dirección variable (en general N-S).

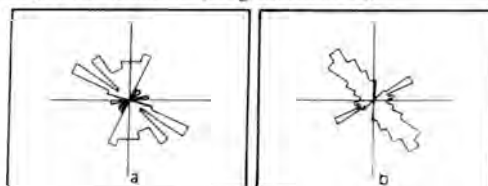


Fig. 4.- a) Roseta de filones de cuarzo asociados a las mineralizaciones de W (NW-SE) y tardios asociados a mineralizaciones de Cu (N-S) en el plutón.

b) Roseta de filones de cuarzo asociados a las mineralizaciones de W en el indicio de Encinilla Baja (no se representan los filones subhorizontales).

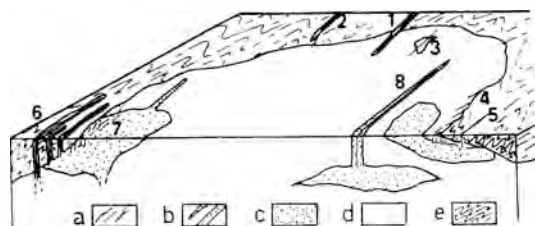


Fig. 5.- Bloque diagrama representativo de los tipos morfológicos de mineralizaciones de W asociadas al plutón de Santa Eufemia. a) Filones de cuarzo-W. b) Diques de leucogranitos. c) Masas de leucogranitos. d) Monzogranitos. e) Corneanas. Filones de cuarzo metalizados encajando en: (1) diques de leucogranitos, (2) diques de leucogranitos y corneanas, (3) masas de leucogranitos, (4) monzogranitos, (5) corneanas, (6) haces de leucogranitos, (7) Campo filoniano metalizado encajando en monzogranitos y leucogranitos (tipo Encinilla Baja) y (8) filones estériles encajando en diques de leucogranitos.

Los dos últimos juegos aparecen en la zona más próxima al contacto, siendo el de bajo buzamiento subparalelo al contacto intrusivo y el que presenta un mayor grado de mineralización. Por otra parte, existe una progresiva disminución de la importancia del campo filoniano de N a S, y un desplazamiento progresivo hacia el SW, siguiendo, a grosso modo, la dirección del contacto granito-encajante, de forma que hacia el SE hay una menor densidad de filones y, por el contrario, se da la máxima potencia media y densidad de las bandas moscovíticas. Esto indicaría que los filones se acuñan lateralmente a distancias crecientes del contacto, dando paso únicamente a bandas de moscovititas. Cuando se observan las relaciones de corte, los filones N40-60E son posteriores a los principales N120-150E.

La roca de caja de los filones es variable de unos indicios a otros (Fig. 5), aunque en la mayoría de los casos suelen ser leucogranitos en masas o diques; cuando lo hacen en las facies monzograníticas o en las corneanas, se observan en las proximidades leucogranitos, lo cual indica una clara relación espacial entre estos y los filones de cuarzo mineralizados. La localización de los filones, mineralizados

o no, se encuentra en la periferia del plutón, siendo los más cercanos a los contactos los que están mineralizados. Esto podría suponer la actuación del contacto entre la facies plutónicas y el encajante metasedimentario como una barrera cuya influencia en la metalización se sugiere más adelante. Por lo tanto, puede concluirse que el control de la mineralización de W-As en plutón de Santa Eufemia lo ejercen:

-Leucogranitos aplíticos en masas o en diques (estos últimos con dirección N100-120E)

-Contactos mayores intrusivos entre las facies plutónicas y el encajante metasedimentario.

-Fracturación N100-120E a N130-150E, subvertical o buzando al SW y localmente al NE.

3.2. Asociación mineral y secuencia de cristalización

El aspecto mesoscópico de la mineralización es de cuarzo masivo de color blanco lechoso con wolframita y arsenopirita masivas en nidos o zonas preferenciales de concentración.

La textura-estructura de la mineralización es la típica de relleno, con una asociación mineralógica muy constante: wolframita ferrífera WO_4Fe 90%, valor medio deducido a partir de ocho determinaciones por DRX según el método de Hsu (1976) y arsenopirita como fases esenciales, schelita, pirita, brookita, marcasita y hematites como accesorios, además de las fases de alteración escorodita y óxidos e hidróxidos de Fe; los minerales de la ganga son cuarzo, mica blanca, turmalina, topacio, albita y fenaquita (Fig. 6).

Aunque el orden de cristalización es difícil de establecer respecto de las fases accesorias, en el Fig. 7 se representa la secuencia deducida. Se considera que el proceso de formación de los filones puede subdividirse en cuatro etapas de cristalización que se encuadran dentro de un único aporte de fluidos, ya que no se encuentran estructuras indicativas de rellenos secuenciales de los filones:

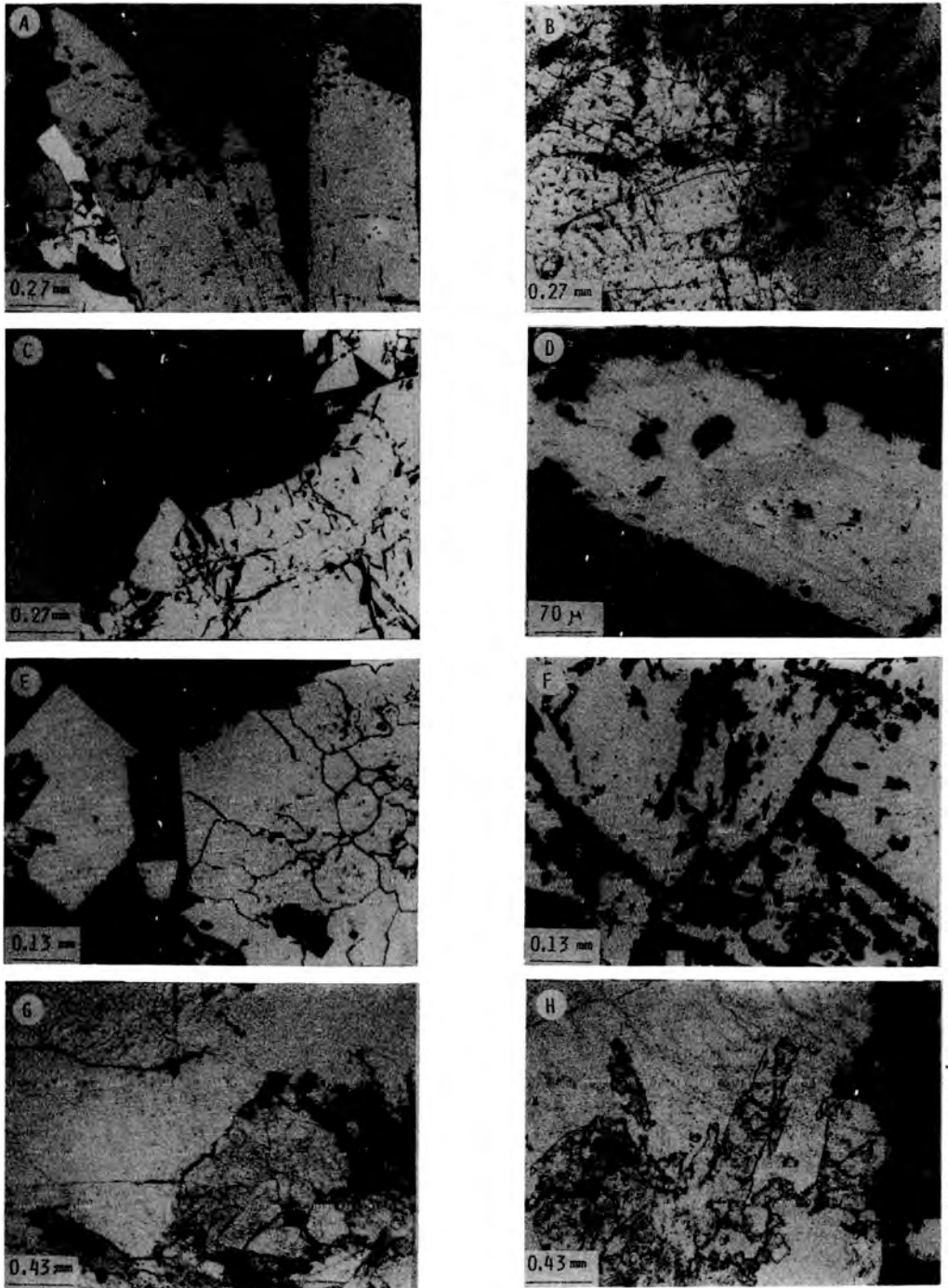


Fig. 6.- A) Cristales tabulares de wolframita idiomorfa intercrecidos con cuarzo y arsenopirita. B) Wolframita alterada parcialmente a scheelita con inclusiones de turmalina idiomorfa. C) Intercrecimiento de arsenopirita masiva y pirita idiomorfa con cuarzo. F) Arsenopirita alterada a scorodita. G) Cristales de topacio idiomorfo y turmalina en cuarzo. (H) Cristales de fenaquita en cuarzo.

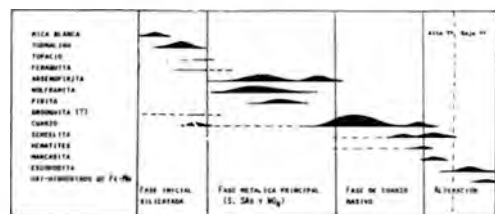


Fig. 7 Secuencia de cristalización de la asociación mineral filoniana.

-Una primera etapa silicatada, en la que cristalizan silicatos de Al y de elementos volátiles (mica blanca, turmalina, topacio y posiblemente fenaquita) que puede ser penecontemporáneo con los procesos de alteración de las rocas de caja (moscovitización y turmalinización fundamentalmente).

-Una segunda etapa metálica, en la que cristalizan los wolframatos, sulfoarseniuros y sulfuros, y posiblemente óxidos (brookita?).

-Una tercera etapa silícea, en la que cristaliza el cuarzo macizo, que puede corresponderse con el proceso de silicificación de las rocas de caja.

-Una cuarta de alteración, donde se producen pseudomorfosis de las menas, pudiendo distinguirse dos etapas, una precoz de alta temperatura en la que se forman schelita, hematites y marcasita, y otra tardía en la que se forman escorodita y oxi-hidróxidos de Fe.

3.3.- Zonación de la mineralización

Si bien no se ha detectado una zonación paragenética en sentido estricto, debido al carácter periplutónico de los filones mineralizados, parece ponerse de manifiesto, de manera muy sutil, una zonación en la horizontal basada en las proporciones relativas de las menas esenciales (arsenopirita/wolframita). Así, los filones intratolíticos y relativamente lejanos de los contactos, son, además de muy escasos, estériles; los que arman dentro de los granitos a cierta distancia de los contactos (50-100 m) parecen contener abundante arsenopirita además de wolframita; los que arman en los contactos, tanto en los granitos como en los metasedimentos, presentan escasa arsenopirita, llegando incluso

en algunos casos a faltar cuando encajan en metasedimentos, siendo la wolframita más abundante; los que arman fuera de los contactos, en diques de leucogranitos que a su vez encajan en las granofioritas de Pedroches, parecen presentar un predominio de wolframita sobre la arsenopirita, como en el caso anterior.

Teniendo en cuenta el carácter relativamente tendido de los contactos podría suponerse una zonación vertical similar a la horizontal, de forma que los filones serían estériles en profundidad, metalizándose hacia la periferia con una asociación arsenopirita > wolframita dentro del plutón y wolframita > arsenopirita fuera del plutón (Fig. 8).

3.4.- Alteraciones de la roca de caja

Las alteraciones que se encuentran asociadas a las mineralizaciones de W se pueden subdividir en dos grupos según que la roca de caja afectada sea de carácter granítico o metasedimentario.

En las rocas graníticas se producen, fundamentalmente, moscovitizaciones, silicificaciones, albitizaciones, sericitizaciones y decoloración y cloritización de biotitas. La primera de ellas es la más desarrollada y común, si bien en algunos casos puntuales el conjunto de estas alteraciones produce asociaciones de cuarzo + mica blanca de tipo greissen, encontrándose trazas de productos de alteración de biotitas (cloritas, anatasa, rutilo), topacio y casiterita.

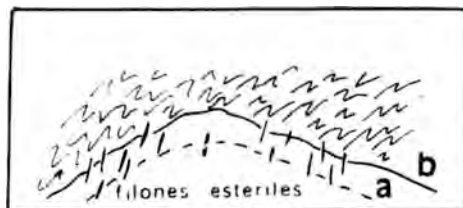


Fig. 8 Corte esquemático deducido de zonación vertical de la mineralización en W-As del plutón de Santa Eufemia. a) Arsenopirita > Wolframita; b) Arsenopirita < Wolframita.

En las rocas de caja metasedimentarias (Culm), las alteraciones más desarrolladas son turmalinizaciones y moscovitizaciones.

3.5.- Geoquímica de las mineralizaciones y zonas de alteración

Se han analizado Sn-W en algunas muestras de hastiales alterados y de filones, y en las Tablas Ia y Ib se dan los valores obtenidos. Gran parte de la muestras pertenecen al indicio de Encinilla Baja, dada su entidad respecto de los otros indicios, y han sido tomadas in situ, en un desmuestre sistemático, y en escombreras. El desmuestre sistemático realizado en la Encinilla Baja (Fig. 9) fué llevado a cabo por MAYASA, mediante la realización de cinco calicatas mecánicas con un total de 422.7 m lineales. En ellas se realizó un desmuestre seriado triple para W, cada 10 m, tomando una muestra de granito encajante debilmente alterado, una muestra de filones comprendidos en esos diez metros y una muestra de salbandas moscovíticas, que en

muchos casos no presentan filones de cuarzo en el centro.

En los filones puede observarse como los valores en W son muy variables. En la Encinilla Baja oscilan entre 10 ppm y 1.4% con una media de 621 ppm. Los valores en Sn son muy bajos, entre 8 y 80 ppm, siendo en gran parte inferiores a las medias de los granitos, lo cual está justificado por la inexistencia de casiterita en los filones.

Las rocas alteradas de los hastiales muestran contenidos bajos de los metales considerados. Las muestras de los granitos relativamente alterados presentan valores muy similares a los de los granitos no alterados. El W oscila entre 10 y 257 ppm, si bien los valores mayores de 100 ppm son escasos. La media en la Encinilla Baja dio 53 ppm. El Sn oscila entre 14 y 68 ppm. En cualquier caso, los valores en Sn son más elevados que los encontrados en los filones aunque deben considerarse como contenidos primarios de los granitos y no concentrados en los

TABLA I

a) Análisis químicos para Sn-W de muestras de indicios y hastiales alterados. b) Medias de valores en W obtenidos en las zanjas realizadas en la Encinilla Baja para filones de cuarzo metalizados, salbandas moscovíticas y granitos de los hastiales, con espaciado de muestreo de 10 m. Entre paréntesis se indica el número de muestras

a

	(A)										(B)				(C)	(D)			
	SOC 1	SOC 2	SOC 3	SOC 4	SOC 5	SOC 6	SOC 7	SOC 8	SOC 9	IND 24	IND 24/2	IND 11	IND A	IND 16	SE-155	SE-159	IND 23	SE-158	IND 11/2
Sn	18	<8	48	68	34	10	<8	26	80	27	10	<8	<8	68	62	45	14	198	22
W (ppm)									68	985	604			58	40	17	25	56	122
W (%)	1.55	1.28	0.19	0.18	0.56	9.68	0.35	0.10				3.37	14.17						

(A) CUARZO + WOLFRAMITA + ARSENOPIRITA ; (B) GRANITOS ALTERADOS DE HASTIALES;

b

(C) CUARZO + MOSCOVITA ("GREISEN") ; (D) TURMALINITAS

	Z-1	Z-2	Z-3	Z-4	Z-5	S-1	\bar{x}
FILONES	343.83(6)	29.88(6)	2500 (1)	21.89(9)	279.8 (10)	2182.78(8)	621.04(42)
SALBANDAS MOSCOVITICAS	97.57(7)	51.0 (3)	145.8(5)	26.50(2)	642.14 (7)	279.63(8)	224.04(32)
GRANITOS DE HASTIALES	22.29(7)	34.43(7)	35.0(6)	20.92(12)	317.50(10)	79.25(8)	53.27(50)

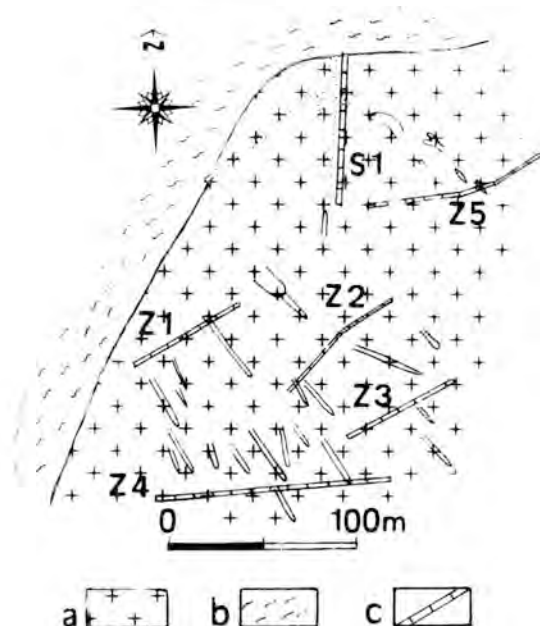


Fig. 9 Esquema de labores mineras en el indio de Encinilla Baja. a) granitos, b) roca de caja (Culm), c) calicatas mecánicas. (Z) Desmuestra en calicatas, (S) desmuestra en socavón.

procesos de alteración. En los casos de alteraciones algo más desarrolladas se puede considerar que el W puede quedar fijado (valores mayores de 100 ppm) por los procesos de alteración, posiblemente en las micas blancas.

Las muestras de moscovitas presentan valores en W entre 10 y 1900 ppm, si bien los valores más comunes oscilan entre 100 y 300 ppm. La media obtenida en la Encinilla Baja es de 225 ppm. Esto parece indicar que se dan procesos metalogenéticos que fijan el W, si bien petrográficamente la wolframita no es muy abundante, lo cual podría justificarse considerando a las micas blancas como portadoras de W.

En las asociaciones de cuarzo + moscovita de tipo greissen se encuentran valores anómalamente altos de Sn (198 ppm) en relación con los granitos, aunque no es así para el caso del W (58 ppm). Esto puede indicar una cierta fijación del Sn en los procesos de alteración más avanzados en los

granitos, que se justifica por la presencia de casiterita accesoria o por la incorporación del Sn en las micas blancas.

En las turmalinitas los contenidos en W son relativamente altos (122 ppm) y en Sn relativamente bajos (22 ppm). En correspondencia con la interpretación anterior para las asociaciones de tipo greissen, puede suponerse una fijación del W en las turmalinitas, con escasa movilidad del Sn.

4.- Discusión de los resultados

Si bien este trabajo no trata los aspectos petrológicos de los granitos que constituyen el plutón de Santa Eufemia, si es importante hacer algunas puntualizaciones al respecto, dada la conexión evolutiva entre las distintas facies graníticas y las metalizaciones.

Puede considerarse como magma parental de las distintas facies graníticas a un magma monzogranítico que, mediante los procesos de diferenciación, produce las facies monzograníticas y a partir de éstas las leucograníticas, no derivando de otros magmas más básicos como el que estaría representado por las granodioritas de Pedroches (García Casco et al, 1987). Este magma monzogranítico, producto de fusión parcial de material cortical por destabilización de biotita (García Casco y Pascual, 1987) se emplazaría en condiciones epizonales, gracias a su carácter subsaturado en H_2O y alta temperatura. Su emplazamiento estaría condicionado posiblemente por la obtención de la saturación en fluidos por ebullición retrógrada, formándose en estas condiciones masas y diques de leucogranitos segregados como fundidos residuales al mismo tiempo que se exsuelve una fase fluida intercrystalina que autometasomatiza debilmente el conjunto, estabilizándose, entre otras fases, la moscovita tardimagmática. En este proceso se remobilizan elementos incompatibles tales como Rb, Li, Be, Cs, Sn, W, Nb, F, encontrándose dispersiones en los diagramas de variación correspondientes (García Casco, 1986), lo cual no es de extrañar dadas las condiciones supercríticas de los fluidos y por lo tanto la alta capacidad de difusión.

La segregación de una fase fluida y su posterior migración para formar venas de cuarzo metalizadas está en conexión con la formación de los fundidos leucograníticos residuales, lo cual justifica la relación espacial entre ambos y el control parcial de la mineralización por estos últimos. Por otra parte, la distribución espacial de los filones periplutónicos y de las salbandas de moscovitas, la zonación de la mineralización y la geoquímica de los hastiales alterados induce a pensar que el encajante metasedimentario ejerce un fuerte control sobre la mineralización de forma que el contacto puede considerarse como una barrera físico química para los fluidos mineralizadores. En este sentido hay que considerar las características mecánicas del encajante, menos favorables para fracturarse dada su mayor plasticidad respecto de los granitos. Esto condiciona el rápido acuífamiento de los filones al pasar de los granitos a los metasedimentos. Además, el hecho de encontrar un predominio de W en los filones encontrados muy cerca de los contactos y en los metasedimentos, induce a pensar que el depósito de los wolframatos puede estar condicionado por reacciones de intercambio entre las soluciones hidrotermales y la roca de caja. Así, el encontrar concentraciones anómalas de W en las turmalinas desarrolladas sobre los metasedimentos, aunque no se puede concluir si son inducidas por los

fluidos, nos lleva a plantear la posibilidad del transporte del W en forma de complejos de Boro. Esto podría explicar el funcionamiento de la barrera geoquímica que ejerce el encajante y la zonación de la mineralización: el boro se liberaría al reaccionar los fluidos con el encajante metasedimentario para formar turmalinitas, desestabilizándose los complejos y forzándose la precipitación del W. El encontrar wolframita también en los filones encajados en los granitos no invalida esta hipótesis ya que las reacciones de intercambio entre los fluidos y las rocas graníticas para formar salbandas moscovíticas, granitos alterados y greissen han podido asimismo inducir la precipitación de las menas.

Tanto la asociación mineral, especialmente la presencia de topacio y fenaquita, como las alteraciones encontradas, indican la alta temperatura de las soluciones hidrotermales, que pueden oscilar entre los 500 y 300° C (e.g. Scherba, 1968; Neiva, 1982).

Por último la comparación de los rangos de variación en las composiciones químicas de los granitos normales o estériles, precursores y especializados dados por Tischendorf (1977) con los obtenidos en el plutón de Santa Eufemia (García Casco, 1986), pone de manifiesto el carácter especializado de los granitoides estudiados (Tabla II). Tanto los

TABLA II

Medias propuestas por Tischendorf (1977) para los granitos especializados (1), precursores (2) y normales (3) según Beus y Sittin (1968), y medias de los granitos del plutón de Santa Eufemia: monzogranitos (4) y leucogranitos (5); entre paréntesis se especifican las desviaciones típicas.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	73.38	72.70	70.84	71.66	74.48
TiO ₂	0.16	0.24	0.34	0.31	0.13
Al ₂ O ₃	13.97	14.06	14.33	15.3	14.4
Fe ₂ O ₃	0.80	0.46	1.33	0.3	0.2
FeO	1.10	1.35	1.76	1.6	0.7
MgO	0.47	0.45	0.81	0.3	0.11
MnO	0.04	0.05	0.06	0.03	0.02
CaO	0.75	1.04	1.89	0.9	0.2
Na ₂ O	3.20	3.22	3.44	3.5	3.7
K ₂ O	4.69	4.84	4.34	5.7	5.7
F	3700 ± 1500	810 ± 200	850	453 (212)	411 (255)
Li	400 ± 200	130 ± 50	80	162 (43)	114 (78)
Rb	550 ± 200	250 ± 50	200	463 (6.)	510 (113)
Ba	13 ± 6	7.5 ± 2	5	10 (3)	16 (10)
Sn	30 ± 15	10 ± 5	5	32 (19)	50 (15)
Y	7 ± 3	3 ± 1.5	2 ± 0.3(+)	14 (9)	15 (14)

monzogranitos como los leucogranitos presentan esquemas de especialización muy claros para elementos como el Sn, W, Be y Rb, si bien no parecen enriquecidos de la misma manera en Li y F. Los monzogranitos podrán considerarse como precursores, en concreto respecto de los elementos mayores. Los leucogranitos presentan siempre carácter especializado. La escasa especialización en Li y F resulta una anomalía respecto de los granitos especializados mundiales, y bien pudiera deberse a procesos petrogenéticos particulares (lixiviado tardimagmático o empobrecimiento primario del magma). De todas formas no se considera que este empobrecimiento sea debido a una falta de especialización, que ha debido de adquirirse como un carácter primario, esto es, heredada de la fuente magmática, aunque los procesos de evolución implicados (fraccionación ortomagmática y tardimagmática) han jugado un papel decisivo en la acentuación del carácter especializado.

Agradecimientos

A Minas de Almadén y Arrayanes S.A. por las facilidades prestadas y a D. Serafín Monterrubio por su inestimable ayuda en el muestreo geoquímico.

Bibliografía

- ARRIOLA, A.; EGUIGUREN, E.; GARROTE, A. (1983): El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa de La Serena (Badajoz). I Reunión del Grupo de Ossa Morena. *Temas Geol. Min.* 19-28. Inst. Geol. Min. España.
- BEUS, A.; SITNIN, A.A. (1968): A geochemical specialization of magmatic complexes as criteria for the exploration of hidden complexes. Proc. XXIII Int. Geol. Congr. Praga, 6, 101-105.
- CAPDEVILLA, R.; CORRETGE, L.G.; FLOOR, P. (1973): Les granitoides varisques de La Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Géol. France.*, 15 (3-4), 209-228.
- CASTRO, A. (1987): On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geol. Rundschau.* 76; 101-124.
- CORRETGE, L.G.; UGIDOS, J.M.; MARTINEZ, F.J. (1977): Les séries granitiques varisques du secteur Centre-Occidentale espagnol. In: La Chaîne varisque d'Europe Moyenne et Occidentale. Col. Internat. C.N.R.S., 243; 453-461.
- DEBON, F.; LE FORT, P. (1982): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Soc. of Edinburg. Earth Sci.*, 73; 135-149.
- GARCIA CASCO, A. (1986): Petrología, geoquímica y mineralizaciones de W asociadas del plutón de Santa Eufemia (Batolito de Los Pedroches, Córdoba). Tesis Lic. Univ. Granada. 303 pp. (Inéd.).
- GARCIA CASCO, A.; PASCUAL, E. (1987): El plutón de Santa Eufemia (batolito de Los Pedroches, Córdoba, España): un granitoide epizonal de tipo S. *Geogaceta*, 2, 56-59.
- GARCIA CASCO, A.; PASCUAL, E.; CASTRO, A. (1987): La asociación magmática del batolito de Los Pedroches: Ensayo de caracterización. *Geogaceta*, 2, 59-61.
- GUIJARRO, J.; MONSEUR, G.; MARTIN, J.; MARTIN RUBI, J. (1983): Estudio de la evolución químico-mineralógica del plutón adamellitico de Trujillo (Cáceres, España). *Bol. Soc. Esp. Min.* 7, 155-168.
- GUIJARRO, J.; MONSEUR, J.; GUTIERREZ, A. (1984): Mineralizaciones estanníferas asociadas a la apófisis adamellitica de Logrosán (Cáceres, España). *I Congreso Español de Geología*. T. II; 479-489.
- HSU, L.C. (1976): The stability relations of the wolframite series. *Am. Mineral.* 61, 944-955.
- NEIVA, A.M.R. (1982): Geochemistry of muscovite and some physico-chemical conditions of the formation of some tungsten deposits in Portugal. In: A.M. Evans (Ed): *Metallization Associated with Acid Magmatism*. 243-259.
- OVTRACHT, A.; TAMAIN, G. (1973): Tectonique, migration des "Centres chauds" et mineralizations dans le sud de la Meseta Ibérique (Espagne). In: Morin, Ph. (Ed), *Les roches plutoniques dans leur rapports area les gites minéraux*. Mason, Paris, 191-211.

- SAAVEDRA, J. (1979): Aspecto geológico del plutonismo geoquímicamente especializado en Extremadura Central (Oeste de España). *Bol. Geol. Min. Esp.* 90 (3), 253-274.
- SCHERMERHORN, L.I.G. (1982): Framework and evolution of Hercynian mineralization in the Iberian Meseta. *Com. Ser. Geol. Portugal.*, 68, 91-110.
- SHCHERBA, G.N. (1968): Greissens. *Int. Geol. Rev.*, 12, 114-150 & 239-255.
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 72, 1-33.
- TISCHENDORF, G. (1977): Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. *In*: M. Stempok, L. Burnol & G. Tischendorf (Eds) *Metallization Associated with Acid Magmatism*, 2, 41-96.

(Aceptado: 10 Noviembre 1987)

LOS INDICIOS DE W Y Mo EN LOS GRANITOIDES DEL AREA DE MARTORELL (PROVINCIA DE BARCELONA)

Jordi TRITLLA y Esteve CARDELLACH

Departamento de Geología. Universidad Autónoma de Barcelona. 08193 BELLATERRA

ABSTRACT.— In the calcic granitoids of Martorell area (15 Km to the W from Barcelona) a quartz-wolframite-scheelite (paragenesis P1) and related sulphides vein system is placed (paragenesis P2: pyrite, chalcopyrite, sphalerite and galena; paragenesis P3: pyrite and marcasite). Veins follow a N-S fracture direction and are up to 25 cm width. Mineralizing fluids give rise to a sericitic or quartz sericitic alteration on the enclosing rocks.

Paragenesis type and geological environment are very similar to other indices previously described in the southern part of Catalanian Coastal Ranges.

Key words: Veins, Scheelite, Hydrothermal alteration, Granites.

RESUMEN.— En los granitoides cálcicos del área de Martorell (Barcelona) encaja un sistema de filones de cuarzo con wolframita, scheelita (paragénesis P1) y sulfuros acompañantes (paragénesis P2: pirita, calcopirita, esfalerita y galena; paragénesis P3: pirita y marcasita). Los filones siguen una dirección de fractura N-S, tienen como máximo una potencia de 25 cm. Los fluidos mineralizantes producen un alteración sobre el encajante de tipo sericitico o cuarzo sericitico.

La paragénesis y el contexto geológico regional es muy parecido a otros indicios descritos previamente en la zona sur de las Cordilleras Costeras Catalanas.

Palabras clave: Filones, Scheelita, Alteración hidrotermal, Granito.

1. Introducción

Los indicios de wolframio descritos en el NE de la Península Ibérica se sitúan dentro de los

siguientes tipos de ambientes: skarns y corneanas calco-silicatadas (Viladevall et al, 1984), niveles estratiformes de scheelita en carbonatos Cámbrico-Ordovícios (Gimeno, 1983; Ayora y Casas, 1986), y filones y diaclasas en granitos tardihercínicos de las Cordilleras Costero Catalanas (Enrique, 1981-1982; Melgarejo y Ayora, 1984).

La mineralización que se describe aquí pertenece al tercer gupo anteriormete citado. Es de tipo filoniano y se halla situada en el área de Martorell (15 Km al W de Barcelona), siendo la primera vez que se pone de manifiesto la presencia de wolframio en esta zona. Se localiza en un afloramiento granítico de unos pocos kilómetros cuadrados de extensión y está constituida por un sistema de filones de unos pocos mm a 25 cm de potencia, de orientación N-S. Desde el punto de vista mineralógico existen tres tipos de filones: I) filones de cuarzo con wolframita, scheelita y sulfuros acompañantes (pirita, calcopirita, galena, esfalerita y marcasita) que encajan en rocas de composición granodiorítica a tonalítica; II) filones de cuarzo con molibdenita preferentemente encajados en granodioritas y relacionados a bandas de episienitización de la roca; III) filones de cuarzo con sulfuros (especialmente pirita y marcasita) emplazados también en una banda fuertemente episienitizada en el seno de las granodioritas.

El proceso formador de los filones de cuarzo con scheelita provoca también una alteración hidrotermal acusada sobre el encajante, de

pocos cm de grosor, constituida por una asociaci3n de cuarzo y moscovita.

En el presente trabajo pretendemos llevar a cabo la descripci3n y caracterizaci3n tipol3gica de los indicios de W citados con el fin de poder establecer una relaci3n con los encontrados en otras 3reas de las Cadenas Costeras Catalanas, particularmente en la zona de Poblet, aparentemente similares.

2. Situaci3n geol3gica

Las Cordilleras Costeras Catalanas se hallan constituidas por un z3calo herc3nico y una cobertera sedimentaria mesozoica.

El z3calo est3 formado por series sedimentarias paleozoicas que abarcan desde materiales de posible edad C3mbrica (macizos de Les Guilleries y del Montseny) hasta carbon3feros en facies "Culm". La mayor parte de esta secuencia muestra un bajo o nulo grado metam3rfico, exceptuando las dos 3reas anteriormente citadas en donde llega hasta facies de las anfibolitas, y una deformaci3n polif3sica generada durante la orogenia herciniana (Julivert et al. 1983, 1986).

Estas series presentan intrusiones gran3ticas tardiherc3nicas (postect3nicas), cuya composici3n var3a desde granodioritas a tonalitas y monzogranitos, existiendo peque1as cantidades de dioritas, gabros y rocas ultram3ficas (Enrique, 1984).

La actividad ne3gena de fracturas normales de direcci3n NE-SO ha provocado la compartimentaci3n actual en bloques, con la formaci3n de fosas rellenas por sedimentos ne3genos (Fig. 1).

La sucesi3n paleozoica en el 3rea de Martorell (Fig. 2) de posible edad ordov3fica, se caracteriza por el bajo grado metam3rfico y por la presencia de una esquistosidad muy penetrativa en relaci3n con los pliegues que presenta la serie. Esta est3 constituida por una serie inferior, mon3tona de pizarras y filitas. A continuaci3n se dispone un potente conjunto de cuarcitas con espor3dicas intercalaciones pel3ticas de orden centim3trico. Por encima de estas se halla un paquete de

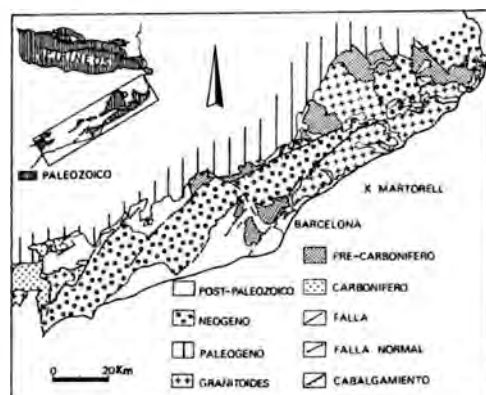


Fig. 1- Situaci3n geogr3fica y geol3gica.

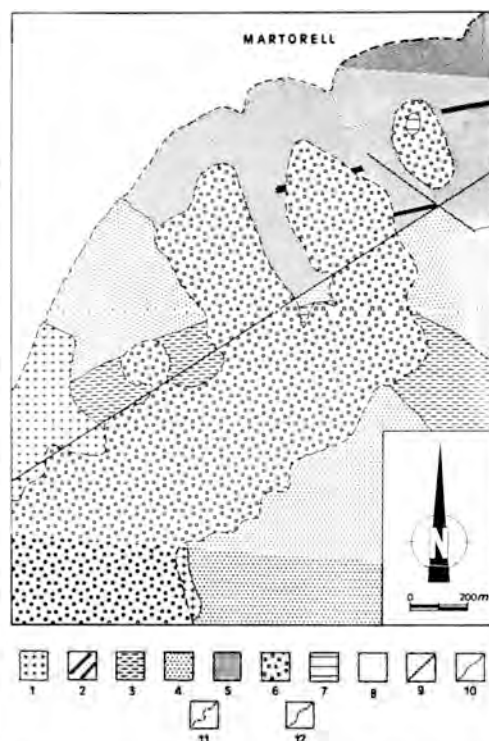


Fig. 2- Mapa geol3gico simplificado de los alrededores de Martorell. Leyenda: 1.- granitoides; 2.- P3rfidos; 3.- Pizarras y filitas. 4.- Cuarcitas; 5.- Alternancia de pelitas y cuarcitas; 6.- Conglomerados, areniscas y lutitas de las facies Buntsandstein; 7.- Dolom3as del Muschelkalk inferior; 8.- Cuaternario; 9.- Falla; 10.- Contacto normal; 11.- Contacto discordante; 12.- Contacto intrusivo.

materiales formado por la alternancia rítmica de niveles centimétricos cuarcíticos de color beige y niveles pelíticos verdosos, en los que ocasionalmente se observan laminaciones similares a "ripples" de corriente. Las superficies de estratificación pueden llegar a estar traspuestas por la esquistosidad por efecto de la deformación, obliterando las características anteriormente citadas.

Esta serie se ve recubierta discordantemente por capas del Triásico basal en facies Buntsandstein (conglomerados y areniscas).

3. Granitoides

La serie paleozoica anteriormente descrita se ve intruida por un pequeño cuerpo granítico de morfología indeterminada dando lugar a una aureola de metamorfismo de contacto que provoca la recristalización de los materiales paleozoicos situados en las proximidades (recristalización de las cuarcitas).

Se ha llevado a cabo la clasificación de estos granitoides en base a su composición modal, proyectando los resultados en el diagrama QAP de Streckeisen (Fig. 3), situándose estos en los campos 3 (granitos), 4 (granodioritas) y 5 (tonalitas) con las siguientes características:

a) Granitos y granodioritas

Presentan color gris claro con textura granuda heterogranular. La mayor parte de la roca se encuentra formada por plagioclasa, en cristales idiomórficos zonados con frecuentes maclas polisintéticas, cuarzo subidiomórfico y feldespato potásico intersticial con proporciones variables de biotita. Como minerales accesorios presentan esporádicos cristales de circón y apatito, ambos en el interior de los cristales de biotita.

Frecuentemente presentan fenómenos de alteración hidrotermal, que se manifiesta por la sericitización de los núcleos de las plagioclasas zonadas y por la sustitución a favor de los planos de exfoliación, de la mica biotita por clorita, óxidos de hierro y rutilo. El grado de alteración de estos minerales varía mucho de una muestra a otra.

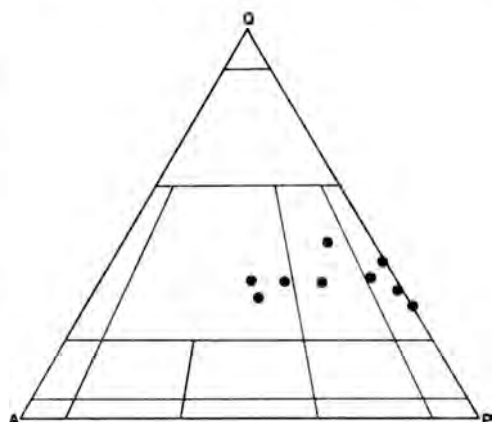


Fig. 3- Diagrama QAP de Streckeisen.

b) Tonalitas

En el afloramiento presentan un límite impreciso con los granitoides anteriores. Son de color gris oscuro a negro. Presentan una textura granuda equigranular y se hallan compuestas esencialmente de plagioclasa, zonada y en maclas polisintéticas, de composición labradorita-bytownita, junto con biotita y cuarzo intersticial. Ocasionalmente presentan feldespato potásico intersticial y hornblenda substituyendo a los cristales de biotita. Como minerales accesorios presentan cristales de circón y de apatito en el interior de la biotita.

La alteración hidrotermal citada anteriormente también se manifiesta en la tonalitas, si bien su efecto es menor en este caso. Las plagioclasas se encuentran ligeramente sericitizadas en el núcleo, y las biotitas se presentan ocasionalmente substituidas en parte por cloritas, óxidos de hierro y rutilo.

4. Descripción de las mineralizaciones

Se han distinguido tres tipos de mineralizaciones:

4.1. Filones de cuarzo mineralizados en W

Los filones de cuarzo mineralizados en wolframio se encuentran emplazados a favor de una familia de diaclasas en los granitoides, de

dirección N-S (Fig. 4) presentando evidencias de movimiento. La potencia de estos filones es muy variable, oscilando desde unos pocos mm a 25 cm.

El cuarzo es el principal relleno filoniano de los mismos. Se presenta de forma masiva en cristales idiomorfos a subdiomorfos con textura granuda, y no se han observado cavidades o drusas. Frecuentemente presentan fenómenos de recristalización a favor de pequeñas fracturas que cortan dichos filones disminuyendo ostensiblemente el tamaño de grano.

A partir de las asociaciones minerales se han podido distinguir tres paragénesis distintas

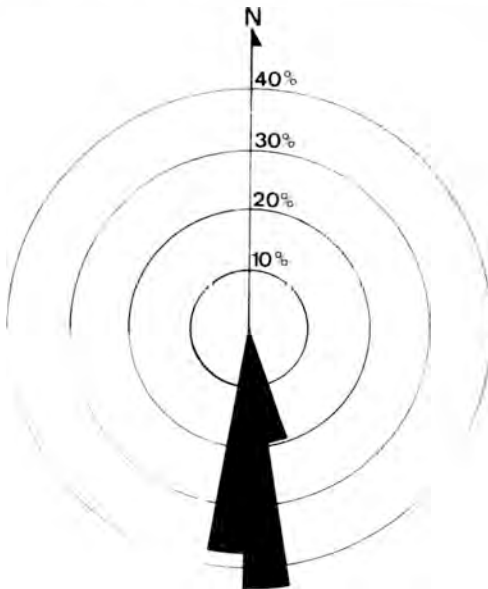


Fig. 4- Diagrama en "rosa de los vientos" de las direcciones de los filones de cuarzo mineralizados en wolframio.

que corresponderían a tres procesos mineralizadores diferentes:

- P-1) Wolframita (W) - Scheelita (Sch)
- P-2) Pirita (Py1) - Calcopirita (Cpy) - Esfalerita (Sp) - Galena (Ga)
- P-3) Pirita (Py2) - Marcasita (Mcs)

La secuencia de depósito está descrita en la Fig. 5,

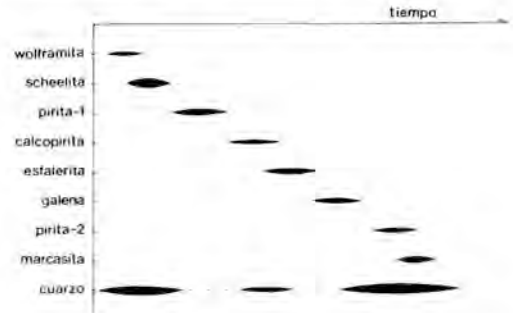


Fig. 5- Secuencia de deposición de los minerales presentes en los filones de cuarzo mineralizados en wolframio.

a) Paragénesis P-1

La paragénesis P-1, de carácter precoz, se caracteriza por la precipitación en sus primeros estadios de wolframita. Esta es poco abundante, y se presenta en cristales idiomorfos a subdiomorfos de color negro, apareciendo al microscopio de reflexión en secciones de cristales tabulares de color gris oscuro, pleocroicas. Normalmente se dispone en las paredes de los filones de cuarzo. La composición de la wolframita se ha determinado por el método de Hsu (1976), basado en la variación de d_{200} en función de la relación Mn/Fe, usando el cuarzo como patrón interno. Así se ha obtenido que la composición de la wolframita es de un 81% de FeWO_4 y un 9% de MnWO_4 .

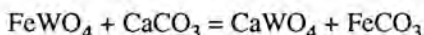
La wolframita se encuentra parcialmente reemplazada por scheelita, la cual se desarrolla a partir de fracturas y planos de exfoliación. Ocasionalmente se encuentran cristales subdiomorfos de wolframita incluidos en cristales de pirita de la paragénesis P-2 (Fig. 1).

Asimismo la scheelita se presenta en forma de cristales idiomorfos a subdiomorfos (de 5 mm de diámetro como máximo). Son translúcidos, de color naranja a amarillo, y se encuentran generalmente dispersos en el seno de los filones de cuarzo. Ocasionalmente en los filones más potentes se dispone en forma de bandas paralelas o subparalelas a las paredes de los filones. Presentan fluorescencia blanco-azulada a los rayos ultravioleta de onda corta, indicando un bajo contenido en molibdeno.

Se pueden encontrar los cristales de scheelita fragmentados por las mismas fracturas que afectan a los cristales de cuarzo, sin que los primeros lleguen a recrystalizar. También se halla en las bandas de alteración de estos filones, en el seno de la roca encajante.

Parece ser que el reemplazamiento de la wolframita por scheelita se observa normalmente en los filones hidrotermales y en los greisens (Ramdhor, 1969). Este proceso representaría un cambio importante en las condiciones y el el quimismo del fluido mineralizante (Fig. 7).

La wolframita empieza a precipitar en condiciones de pH ligeramente ácido. En soluciones alcalinas, y a temperaturas entre 250 y 500°C la wolframita tiene tendencia a descomponerse en presencia de calcita formándose scheelita, la reacción que se produciría sería la siguiente (Higgins, 1985):



El mecanismo seguido para la descomposición de la wolframita hay que buscarlo en la introducción de Ca en los filones, proveniente de la descomposición de las plagioclasas cálcicas presentes en la roca encajante, provocando la precipitación de calcita al reaccionar con el CO₂ presente en el fluido mineralizante. La precipitación de wolframita coincidiría con una fase incipiente de alteración del encajante (poca liberación de Ca). Conforme esta última progresa, la presencia de Ca se hace más importante cuantitativamente dando lugar al reemplazamiento de la wolframita por scheelita, la cual precipita también directamente a partir de las soluciones ricas en Ca, en forma de cristales idiomorfos que no guardan ninguna relación aparente con la wolframita.

La presencia de calcita primaria junto a la scheelita, en las mismas condiciones que esta, nos podría indicar este tipo de proceso.

b) La Paragénesis P-2

La paragénesis P-2, o paragénesis intermedia, se caracteriza por la presencia de sulfuros

y por la irregularidad en cuanto a la distribución dentro de un mismo filón.

El primer mineral en precipitar es la pirita (Py1), siendo el más abundante de los sulfuros. Lo hace en grandes cristales idiomorfos que engloban partículas de cuarzo y raros cristales sub-idiomorfos de wolframita. Se puede encontrar con cierta frecuencia reemplazada por los sulfuros más tardíos (Cpy, Sp, Py2 y Mcs).

La segunda fase es la calcopirita, presentándose siempre en masas irregulares sustituyendo a la Py1, siendo a su vez sustituidas por los otros sulfuros. En la mayor parte de los filones la asociación Py1-Cpy es la única paragénesis de sulfuros presente y, en la mayoría de los casos, se corresponde con aquellos filones de potencia más reducida.

La esfalerita ferrífera es el siguiente mineral por orden de deposición. Esta tiende a reemplazar e incluir a los sulfuros anteriormente mencionados. En algunas muestras se ha constatado la presencia de crecimientos epitaxiales de calcopirita en blenda, indicando la coprecipitación, en parte, de ambas.

La paragénesis finaliza con la deposición de galena. Lo hace en cristales idiomorfos y subidiomorfos, englobando ocasionalmente fragmentos de esfalerita, y puede llegar a corroer los minerales anteriores.

Se ha observado ocasionalmente la presencia de carbonatos (siderita y/o ankerita) en relación con estos sulfuros.

c) Paragénesis P-3

Es una paragénesis tardía, formada por pirita (Py2) y marcasita. Ambas están íntimamente asociadas y se encuentran reemplazando cualquier mineral de la paragénesis P-2.

La Py2 es el primer sulfuro de esta paragénesis en precipitar. Se distingue de la Py1 por su morfología acicular (Fig. 6), creciendo sobre los cristales de pirita de la fase precoz y por estar estrechamente relacionada con la marcasita formando intercrec-

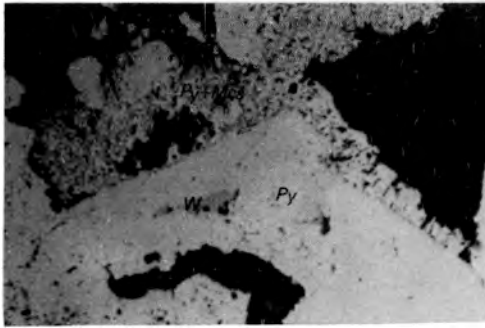


Fig. 6- Cristal de pirita (Py) englobando wolframita. La asociación pirita-marcasita recubre el cristal de pirita precoz. Luz reflejada (x100). Py = pirita; W=wolframita; Py + Mcs = pirita y marcasita (paragénesis P-3).

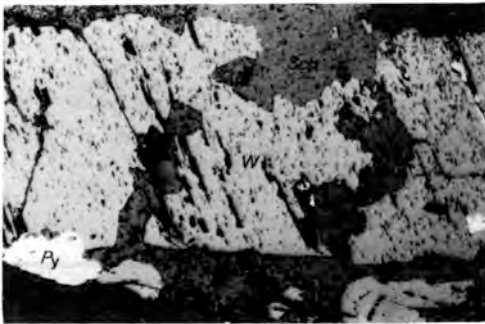


Fig. 7- Wolframita reemplazada por scheelita. Luz reflejada (x100). W = wolframita; Sch = Scheelita; Py = Pirita.



Fig. 8- Pirita y marcasita (P-3) reemplazando a esfalerita de la paragénesis P-2 y a cuarzo. Luz reflejada (x100). Py = pirita; Mcs = marcasita; Sp = esfalerita; Q = cuarzo.

imientos mútuos. Esta paragénesis reemplaza a la P-2 (Fig. 8).

4.2 Filones con Mo

Son muy poco abundantes con respecto a los filones anteriores. La relación temporal con los anteriores no está muy bien definida, si bien parecen posteriores.

La molibdenita se presenta en vetas de pocos mm de potencia acompañada de cuarzo, en relación con pequeñas fracturas que cortan a la granodiorita. A favor de estas se produce la episienitización de la roca encajante, alcanzando la banda de alteración un máximo de 1 cm de grosor.

Se presenta en forma de agregados cristalinos hojosos, muy dúctiles, de típico color gris plomo, amoldándose a la morfología de la superficie de la fractura, cuando se encuentran relacionados con estas, o bien dispersas en el cuarzo, junto a pequeñas cantidades de pirita y calcopirita.

No se ha observado hasta el momento la presencia de scheelita en relación con estos filones.

4.3. Filones con sulfuros

En relación con una zona intensamente episienitizada, en el seno de las granodioritas, se localizan diaclasas que, ocasionalmente, presentan acumulaciones de sulfuros en forma de filones irregulares, encontrándose esta tipología únicamente en el interior de esta banda. Estos filones son posteriores a los de cuarzo mineralizados en W.

Por orden de importancia están constituidos por pirita, marcasita y cuarzo. La pirita se presenta en forma de cristales idiomorfos y subidiomorfos, con un leve pleocroísmo azulado. La marcasita reemplazaría en parte a la pirita, formando también cristales idiomórficos. Ocasionalmente se observan texturas cataclásticas.

5. Inclusiones fluidas

Solo se han estudiado las inclusiones fluidas

presentes en los filones de cuarzo mineralizados en W, ya que en las otras tipologías, éste sólo se presenta esporádicamente.

Las inclusiones fluidas estudiadas se encuentran sólo en los cristales de cuarzo, no habiendo sido observados en la scheelita. Son de muy pequeño tamaño (menores de 20 micras), generalmente bifásicas, a veces trifásicas (presencia de un sólido no identificado en el interior de la inclusión), presentan fenómenos de estrangulación ("necking-down") frecuentes y se sitúan en su gran mayoría, en la periferia de los granos de cuarzo por recristalización de los mismos. Asimismo existe una red de inclusiones fluidas secundarias, muy tupida, que atraviesa totalmente los cristales de cuarzo, y que parece emplazarse a favor de una microfracturación muy intensa del relleno filoniano. Esta microfracturación estaría en relación con las pequeñas fracturas que cortan a estos filones, citadas anteriormente como causantes de la recristalización del cuarzo.

Debido al tamaño así como a su carácter secundario no ha sido posible efectuar mediciones fiables que aportasen datos adicionales al presente trabajo. No obstante, en unas mineralizaciones similares a las aquí descritas (zona de Poblet, Catalánides meridionales), (Melgarejo y Ayora, 1985) se han realizado estudios microtermométricos detallados (Ayora et al. 1986) habiendo hallado temperaturas de homogeneización superiores a los 400°C, así como una relación directa entre los granitoides cálcicos y la presencia de scheelita, con ausencia de la misma en los filones de cuarzo encajados en leucogranitos.

En el área de Martorell parecen darse parecidas condiciones de aparición de la scheelita: estrecha relación con granitoides ricos en Ca (plagioclasas de composición labradorita-bytownita), y una alteración de tipo potásico en relación con los filones mineralizados. Estas características hacen comparables los resultados microtermométricos obtenidos en el área de Poblet con los filones aquí estudiados.

6. Alteraciones ligadas a los filones de cuarzo con W

Presentan típicamente una zona de alteración en las salbandas con un grosor que varía entre 1 y 3 cm. Se pueden diferenciar 2 tipos de asociaciones minerales según el tipo de roca en el que encajan los filones:

6.1. Filones encajados en granodioritas

La zona alterada se caracteriza por la asociación de cuarzo y moscovita. El cuarzo es mayoritario y se presenta en agregados granudos o bien en cristales idiomórficos que ocasionalmente contienen cristales de moscovita, la cual es casi inexistente en la roca original, indicando la posible neoformación y/o recristalización del primero. La moscovita se presenta en haces radiados de cristales o bien pseudomorfizando antiguos cristales de plagioclasas. El tamaño de la moscovita disminuye a partir de la veta, pasando sin solución de continuidad a la sericitización de las plagioclasas.

En general se observa un aporte de potasio característico de un metasomatismo alcalino, descrito en mineralizaciones similares (Higgins, 1985) (Fig. 9).

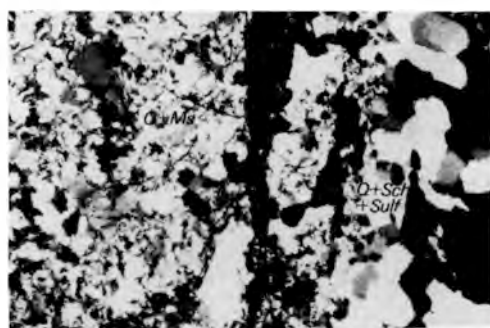


Fig. 9- Detalle de un filón de cuarzo con scheelita y sulfuros en contacto con la granodiorita. Nótese la alteración a cuarzo y moscovita (parte izquierda de la fotografía), ligada a la presencia del filón mineralizado. Q + Ms = cuarzo y moscovita; Q + Sch + Sulf = cuarzo, sulfuros (pirita y calcopirita) y scheelita. Luz transmitida (x25).

6.2. *Filonos encajados en las tonalitas.*

La mineralogía de la zona alterada es esencialmente similar a la descrita en el apartado anterior. En este caso la moscovita es el mineral mayoritario, constituyendo la mayor parte de la zona alterada. Se encuentra bajo la forma de haces y agrupaciones más o menos compactas de cristales que engloban cristales de cuarzo con evidencias de corrosión. La biotita no llega a desestabilizarse, estando presente a todo lo largo de la zona alterada, viéndose englobada por las agrupaciones de moscovita y, a veces, por los cristales de cuarzo.

En algunas muestras se ha constatado la presencia de scheelita en cristales, en el interior de la zona alterada, con o sin relación con pequeños filones de cuarzo o de sulfuros que cortan a la misma.

Las técnicas de tinción en muestras de mano y láminas delgadas, han puesto de manifiesto la adición de pequeñas cantidades de potasio justo en la zona transicional que limita la presencia o ausencia de las plagioclasas, bajo la forma de sericita. La alteración incipiente de las primeras a mica blanca de grano fino no ha resultado teñida, al contrario que en el caso de las granodioritas, pudiéndose tratar de paragonita de grano fino.

Al igual que en el caso de las granodioritas, la zona de contacto del filón con el encajante alterado presenta comunmente albita neoformada, clorita de origen hidrotermal y neoformada, cristales de moscovita y carbonatos.

7. **Alteraciones ligadas a filones con Mo y a los filones con sulfuros**

En ambos casos la alteración es similar, consistiendo en la episienitización de la roca encajante (granodiorita en ambos casos), con el lavado selectivo, pero no total, del cuarzo con un aumento de la cantidad de álcalis en la roca. No se ha observado la sustitución de la plagioclasa por albita (adición de Na) posiblemente debido a la alteración de las primeras anterior a la episienitización de la roca.

La magnitud de la alteración diferencia ambos tipos de filones. En los filones con molibdenita la zona alterada raramente alcanza los 2 cm de grosor, pudiendo coalescer varias de estas bandas, alterando casi completamente la roca.

En los filones con sulfuros la episienitización es más intensa, pudiendo llegar localmente al total lixiviado del cuarzo. Esta alteración se ha desarrollado a favor de un sistema de fracturas a escala centimétrica, en las que se han depositado los sulfuros. Este tipo de alteración es posterior a la relacionada con los filones de W.

8. **Conclusiones**

Se han hallado por vez primera en los Catalánides Centrales filones de cuarzo mineralizados en W similares a los encontrados por Melgarejo y Ayora (1984) en la Sierra de Prades (Catalánides meridionales). Al igual que estos encajan en granodioritas y tonalitas tardihercínicas que intruyen en la serie paleozoica de edad ordovícica, confirmando la presencia de mineralizaciones de tungsteno en este tipo de granitos cálcicos.

La mineralización principal consiste en un sistema de diaclasas de dirección N-S en granitoides, a través del cual ha circulado un(os) fluido(s) hidrotermal(es) que han depositado abundante cuarzo junto con wolframita minoritaria, scheelita y, coincidiendo con diversas aberturas del filón, dos generaciones de sulfuros.

La wolframita, junto con el cuarzo, es la primera fase en cristalizar y se localiza en las paredes de los filones. Poco después se produce la desestabilización de la primera y su reemplazamiento por scheelita (paragénesis P-1). Esta sustitución aboga por un cambio en el pH de la solución y por la entrada importante de Ca en el sistema proveniente de la alteración de la roca encajante.

La presencia de cristales de scheelita idiomórficas, aparentemente sin relación con wolframita preexistente, hace pensar en la

continuidad de la precipitación de W con posterioridad a la desestabilización de esta.

Posteriormente a la deposición de scheelita se produce la precipitación de sulfuros (paragénesis P-2 y P-3). La primera asociación estaría formada por pirita (Py1), calcopirita, esfalerita y galena en este orden de deposición y guardando relaciones de sustitución entre ellos. La segunda paragénesis estaría formada por pirita (Py2) de grano más fino que la anterior, y marcasita que en parte sustituiría a la pirita, superponiéndose ambos a la asociación (P-2).

La alteración de la roca de caja depende de la mineralogía de la misma. En general consiste en la desestabilización de la plagioclasa, la mica biotita y el feldespato potásico (los dos últimos en las granodioritas) junto con la recristalización o neoformación de cuarzo. En el caso de las granodioritas la asociación consiste en cuarzo mayoritario y moscovita, y en las tonalitas de moscovita mayoritaria, cuarzo y biotita que no ha llegado a desestabilizarse, junto con scheelita y sulfuros como accesorios. Esta alteración correspondería al tipo cuarzo-sericitico de Rose (1970).

El cambio en los primeros estadios del quimismo hidrotermal puede ser el responsable del pobre desarrollo de los fenómenos de alteración en contraste con los desarrollados normalmente en estos tipos de filones.

Agradecimientos

Queremos agradecer a C. Ayora, del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Barcelona, los comentarios críticos sobre este trabajo. Asimismo dar nuestro agradecimiento a J. Qués por la preparación de las muestras.

Bibliografía

- AYORA, C. y CASAS, M. (1986): Stratabound As-Au mineralization in pre-Caradocian rocks from Vall de Ribes, Eastern Pyrenees, Spain. *Min. Deposita*, 21, nº 4, 278-287.
- AYORA, C., GUILHAUMOU, N., TOURAY, J.C. y MELGAREJO, J.C. (1987): Scheelite-bearing quartz veins from Poblet (Catalonian Coastal Range): characterization of fluid inclusions and genetic model. *Bull. Mineral.* (En prensa).
- ENRIQUE, P. (1984): The hercynian post-tectonic plutonic in hypabyssal rocks of the Montnegre massif, Catalanian Coastal Ranges (NE Spain) *Newsletter*, 6, 45-55.
- ENRIQUE, P. (1981-81): Presencia de la scheelita a les granodiorites dels Catalans. *Rev. Inv. Geol.*, 35, 123-126.
- GIMENO, D. y VILADEVALL, M. (1983): Las mineralizaciones estratiformes en Fe-Zn-Pb-F-Cu(W) y en Pb del Cambro-Ordovicio del macizo de Les Guilleries (Girona). *Rev. Inv. Geol.*, 36, 121-133.
- HIGGINS, N.C. (1985): Wolframite deposition in a hydrothermal vein system: The Grey River Tungsten Prospect, Newfoundland, Canada. *Economic Geology*, 80, 1297-1327.
- HSU, L.C. (1976): The stability of the wolframite series. *Am. Min.*, 61, 944-955.
- JULIVERT, M. y DURAN, H. (1983): Stratigraphic chart of paleozoic sequence in Catalanian Coastal Ranges (Northeastern Mediterranean, Geotraverse, A2. IGCP Project nº 5) *Newsletter*, 5, 54-57.
- JULIVERT, M., DURAN, H., GARCIA LOPEZ, S., TRUYOLS MASSONI, M. y VILLAS, E. (1986): The paleozoic pre-carboniferous sequence in the Catalanian Coastal Ranges (NE Spain) and its faunas. IGCP Project nº 5. Abstracts, 31-37.
- MELGAREJO, J.C. y AYORA, C. (1984): Mineralización filoniana de tungsteno en rocas graníticas del sector S de las Cordilleras Costeras Catalanas. *Bol. Geol. Miner.*, T. XCV-III, 235-245.
- RAMDHOR, P. (1969): The ore minerals & their intergrowths. Pergamon Press Ltd. Oxford.
- ROSE, A.W. (1970): Zonal relations of wall rock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 65, 920-936.
- VILADEVALL, M., AYORA, C., SAAVEDRA, J. y GARCIA SANCHEZ, A. (1984): Introducción a la metalogénia del tungsteno del sector NE de la Península Ibérica. I Congreso Español de Geología. Segovia.

MINERALIZACIONES ESTRATOLIGADAS DE SCHEELITA EN LA FAJA PIRITICA DEL SUROESTE IBERICO

Reinaldo SAEZ, Gabriel RUIZ DE ALMODOVAR y Emilio PASCUAL
Sección de Geología de La Rábida. Universidad de Sevilla. 21819 LA RABIDA
(HUELVA)

ABSTRACT.- In the Bajo Corumbel region (La Palma del Condado, Huelva), scheelite mineralizations occur related to carboniferous beds belonging to the Iberian Pyrite Belt. They are best located in the same stratigraphic horizon as the calcarenitic rock of the Culm bottom, although the mineralizations appear occasionally in other different stratigraphic positions (PQ y CVS). The mineralizations consists of garnetiferous quartzites and chlorite rich garnetites containing variable amounts of scheelite, arsenopyrite, fluorite, topaz and sulphides. Sn, W y As contents come respectively up to 7000, 11000 y 14000 ppm. There exist also geochemical anomalies in Cu, Zn, Pb, Ag, Bi, V, Co y F. Country rocks have been affected by several deformation phases during the Hercynian Orogeny. A low to very low grade, regional metamorphism is produced related to main deformational event. Mineralized beds not show internal deformation patterns. There is also Sn-W vein mineralizations in the region, which geochemical pattern are similar to scheelite stratabound deposits, and also similar to others vein deposits in the Iberian Massif. Scheelite stratabound deposits, controversial in origin, have been previously described elsewhere in the Iberian Massif. In the case of Bajo Corumbel ones, a metasomatic genesis is proposed, related to the same hydrothermal fluids which originated the associated vein deposits according to the following evidences: mineralogical and geochemical evidence, textural and spatio-temporal relationships and close relation with hydrothermal alteration.

Key words: Iberian Pyrite Belt, garnetiferous quartzite, stratabound scheelite, Sn-W mineralizations, metasomatism, Spain.

RESUMEN.- En la región del Bajo Corumbel

(La Palma del Condado, Huelva), afloran mineralizaciones de scheelita ligadas a estratos carboníferos de la Faja Pirítica (Zona Surportuguesa). Las mineralizaciones se localizan, preferentemente, en un nivel estratigráfico equivalente al de las calcarenitas de la base del Culm, aunque también se han encontrado en otras posiciones de la serie estratigráfica (PQ y CVS). Consisten en cuarcitas granatíferas y gra-natitas, con mayor o menor proporción de clorita, y cantidades variables de scheelita, arsenopirita, fluorita, topacio y sulfuros. Los contenidos en Sn, W y As alcanzan, respectivamente, 7,000, 11,000 y 14,000 ppm. Además, presentan anomalías en Cu, Zn, Pb, Ag, Bi, V, Co y F. Las rocas encajantes sufrieron una deformación hercínica polifásica, con metamorfismo de grado bajo a muy bajo. Lo cual contrasta con la inexistencia de deformación interna en los niveles mineralizados. En la región también afloran mineralizaciones filonianas de Sn-W, con un patrón geoquímico similar, y con características equivalentes a otras del mismo tipo existentes en la Cadena Hercínica. El origen de las mineralizaciones estratoligadas es muy controvertido. Para el caso de las mineralizaciones del Bajo Corumbel se propone una génesis metasomática, por transformación de las calcarenitas u otras litologías similares, y en relación con los mismos fluidos hidrotermales que dieron lugar a las mineralizaciones filonianas. A tal conclusión se llega en función de los siguientes criterios: naturaleza geoquímica mineralógica, relaciones texturales y espacio-temporales con las rocas encajantes, y asociación con alteraciones hidrotermales.

Palabras clave: Faja Pirítica, cuarcitas granatíferas, scheelita estratoligada, mineralizaciones de Sn-W, metasomatismo, Huelva.

Palabras clave: Faja Pirítica, cuarcitas granatíferas, scheelita estratoligada, mineralizaciones de Sn-W, metasomatismo, Huelva.

1. Introducción

El objeto de este trabajo es dar a conocer los primeros datos sobre las mineralizaciones estratoligadas de scheelita que afloran en la región del Bajo Corumbel, al Norte de La Palma del Condado, Huelva. Tales mineralizaciones representan una novedad dentro del contexto geológico de la Faja Pirítica del Suroeste ibérico, que está caracterizada desde el punto de vista metalogénico por la existencia de importantes yacimientos de sulfuros masivos vulcanogénicos.

2. Contexto Geológico

Las mineralizaciones se localizan dentro de

la Zona Surportuguesa, del Macizo Ibérico, y muy próximas de su límite Sur con los materiales neógenos y cuaternarios de la Cuenca del Gaudalquivir (Fig. 1).

En el área de estudio afloran los tres grandes grupos litoestratigráficos definidos en la Faja Pirítica (Schermerhorn, 1971), y que son de muro a techo: Grupo Pizarroso Cuarcítico (PQ), Complejo Vulcano Sedimentario (CVS) y Grupo Culm (Figs. 1 y 2). El PQ consiste en una alternancia de pizarras, grauwacas y cuarcitas cuyo techo ha sido datado en diversos puntos de la región como Devónico superior. El CVS, constituido por vulcanitas de composición diversa intercaladas en una secuencia sedimentaria de origen detrítico, está caracterizado en el área de estudio por la escasez de productos volcánicos en sentido estricto (lavas, tobas, etc), o los relacionados con la actividad fumaroliana (jaspes manganésíferos, sulfuros vulcano-

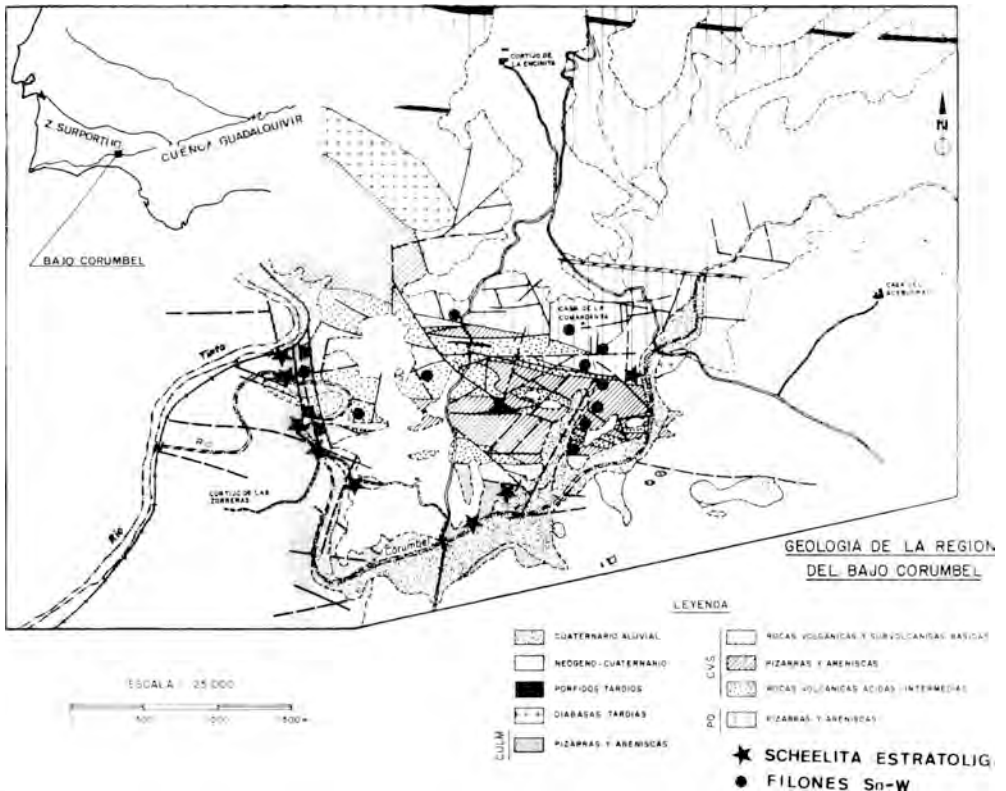


Fig. 1.- Mapa geológico de la región, con la localización de los principales afloramientos de las mineralizaciones estratoligadas de scheelita, y de los filones de Sn-W asociados.

sedimentarios, etc.), abundando, por el contrario, las rocas de origen epiclástico, así como pizarras y otros sedimentos. El Culm que aflora en la región es esencialmente lutítico con intercalaciones areniscosas, y calcarenitas hacia su muro (Fig. 2; Sáez, 1987). Estos materiales fueron deformados en la orogenia hercínica, la cual dió lugar a pliegues similares vergentes al Sur, de dirección axial N100E, a los que se asocian una esquistosidad de flujo y un metamorfismo de grado bajo a muy bajo. También es de destacar una intensa fracturación tardihercínica en relación con bandas de cizalla cuya dirección dominante es N30E. En parte, estas fracturas tardías están ocupadas por filones de cuarzo con mineralizaciones de Sn-W (Sáez et al., 1985; Sáez, 1987). Los filones con Sn-W encajan en cualquier material de la secuencia estratigráfica comprendida entre la parte superior del PQ y la base del Culm (Figs. 1 y 2).

3. Descripción de las mineralizaciones

Las mineralizaciones se localizan preferentemente en la base del Culm, en correlación lateral con niveles estériles de calcarenitas. De forma puntual, también se han encontrado indicios en relación con niveles del CVS y del techo del PQ (Fig. 2).

Su morfología es de bancos discontinuos de escasa potencia (por lo general de 5 a 10 cm, aunque localmente aparecen niveles de hasta 120 cm). En su geometría externa reflejan el plegamiento regional, el cual se interpreta como anterior a la constitución de la mineralización dado que la fábrica interna de la roca no muestra signos de deformación.

Desde el punto de vista petrográfico, se pueden clasificar como cuarcitas granatíferas y granatitas con más o menos clorita, y que contienen como minerales accesorios o accidentales: scheelita, fluorita, topacio, arsenopirita y sulfuros de metales base.

Los granates pertenecen al menos a dos etapas de cristalización estática. La fase precoz da lugar a granates subidiomorfos incluidos en cuarzo o en los núcleos de los granates posteriores. Estos granates precoces fosilizan a la esquistosidad regional y suelen presentar numerosas inclusiones, que a veces adoptan disposiciones radiales. En la fase más tardía, se forman granates idiomorfos y también agregados xenomorfos, cuya composición, aunque no ha sido determinada con precisión, debe corresponder con un granate rico en espesartita, en función de los datos de DRX y del alto contenido en manganeso de la roca total (MnO: 6.8%). Estos granates son anisótropos, están zonados y maclados, y presentan como rasgos texturales significativos: la existencia de granates en atolón cuyos núcleos están ocupados por clorita magnésica y/o cuarzo, y varias coronas de crecimiento separadas por cuarzo. Estas texturas se interpretan como debidas a procesos de disolución selectiva, por lo que se trataría de granates multizonados en los que la composición espesartítica se correspondería con la de los restos no disueltos. La scheelita se pone de manifiesto, sobre todo, con luz

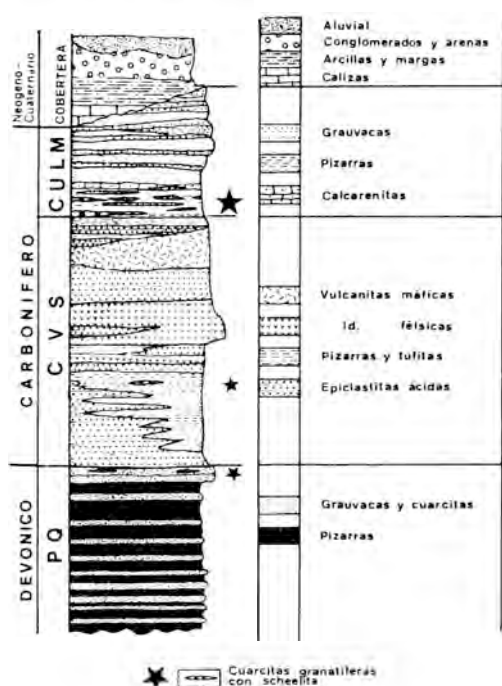


Fig. 2.- Columna estratigráfica de los materiales que afloran en el área de estudio y localización de los niveles mineralizados.

ultravioleta. Al microscopio, se observan cristales xenomorfos de pequeño tamaño incluidos en cuarzo y ocupando intersticios; o en cristales subidiomorfos intercrecidos con arsenopirita y sulfuros.

4. Datos químicos

En la Tabla I se recogen los análisis de elementos minoritarios para 10 muestras de cuarcitas granatíferas con más o menos scheelita (1-10) y para 2 muestras de calcarenitas (11-12). Son de destacar los altos contenidos relativos en Sn, W y As, que llegan respectivamente a valores de 7.000, 11.000 y 14.000 ppm. El Sn se debe encontrar preferentemente en la estructura de algunos silicatos, sobre todo en granates (Taylor, 1979), ya que no se ha observado con seguridad la presencia de casiterita u otros minerales estanníferos.

Los niveles mineralizados también presentan anomalías geoquímicas en un número amplio y diverso de elementos como Cu, Zn, Pb, Ag, Bi, V, Co y F. Este último elemento, aunque no ha sido analizado, está puesto de manifiesto por la relativa abundancia de fluorita y topacio en algunas de las muestras estudiadas. Por otra parte, las calcarenitas, por sí mismas, no presentan anomalías positivas en los elementos traza que caracterizan a las cuarcitas granatíferas (Tabla I).

5. Discusión

Las mineralizaciones de scheelita objeto de este estudio se asemejan a otras que han sido descritas en diversos sectores de la cadena hercínica, y que han sido denominadas como asociación prehercínica de silicatos cálcicos-scheelita (Arribas, 1978), cuarcitas con silicatos cálcicos y scheelita (Derré et al, 1982), y yacimientos estratiformes de scheelita (Gumiel, 1984).

El origen de tales mineralizaciones es muy

controvertido, planteándose en ellas uno de los eternos problemas de la Metalogénia: singénesis o epigénesis.

Así, algunos autores abogan por un modelo singenético (Leduc y Glaçon, 1975; Noronha, 1976; Arribas, 1978; Arribas Rosado, 1983), y otros son partidarios de un modelo epigenético (Ferreira, 1979, Farinha Ramos y Viegas, 1980; Derré et al, 1982 y 1986).

Para las mineralizaciones del Bajo Corumbel existen varios hechos que apuntan con claridad a un modelo epigenético:

Relación espacial con alteraciones hidrotermales y filones de cuarzo con Sn-W: las mineralizaciones estratoligadas de scheelita están restringidas a un área caracterizada por una importante fracturación tardihercínica, una intensa alteración hidrotermal (sericitización, silicificación, turmalinización, etc.), y por la presencia de mineralizaciones filonianas de Sn-W, que cumplen el esquema general de las asociadas a magmatismo ácido (Sáez et al., 1985; Sáez, 1987). Dentro del modelo epigenético, las cuarcitas granatíferas o granatitas podrían constituir, en sí mismas, un tipo más de alteración hidrotermal, tal como ha sido descrito para determinados yacimientos asociados a magmatismo ácido (White et al, 1981).

Las relaciones texturales entre los componentes minerales indican una cristalización estática en varias fases y según una secuencia que está resumida en la Tabla II. La inexistencia de deformación y de orientación tectónica de los minerales, unido a la fosilización de la esquistosidad principal por los granates, indican que la constitución de las mineralizaciones tuvo lugar con posterioridad al plegamiento y metamorfismo hercínicos. El hecho de que los niveles mineralizados reflejen el plegamiento regional se interpreta como debido a una transformación metasomática, con estricto control litológico, que respeta la geometría externa de rocas previamente deformadas. La transición gradual, textural y mineralógica, entre las cuarcitas granatíferas con scheelita y las calcarenitas, está bien es-

TABLA I
Análisis de minoritarios en rocas del bajo Columbrel

muestra	Sn	W	As	Cu	Zn	Pb	Ag	Bi	V	Co
1	907	3031	13277	900	107	37	-	-	-	
2	700	370	1050	692	4180	20	4.8	-	78	27
3	150	22	7500	317	721	116	-	-	114	-
4	30	700	284	752	425	606	30.2	134	56	43
5	1000	8300	5690	2260	1340	20	8.6	-	137	17
6	1500	11000	14000	783	1480	340	5.6	75	52	62
7	1500	1200	12000	1250	540	20	30.0	145	128	-
8	7000	450	2690	524	1150	2750	105.0	378	43	124
9	700	20	623	830	492	20	-	-	37	20
10	50	90	5090	2150	635	20	-	-	110	12
11	10	2	-	221	203	20	-	-	21	13
12	10	8	-	250	321	80	-	-	35	37

1 - 10: Cuarzitas granatíferas; 11 - 12: Calcarenitas.
(Concentración en ppm).

TABLA II
Secuencia paragenética en las mineralizaciones del Bajo Columbrel

SECUENCIA MINERALOGENETICA

	FASE DE METAMORFISMO TERMICO	FASE HIDROTHERMAL	FASE SUPERGENICA
CUARZO	—————	—————	
CLORITA	—————	—————	
GRANATE	—————	—————	
ACTINOLITA	—————		
MOSCOVITA	—————	—————	
FLUORITA		—————	
TOPACIO		—————	
ARSENOPIRITA		—————	
SCHEELITA		—————	
PIRITA		—————	
PIRROTINA		—————	
ESFALERITA		—————	
GALENA		—————	
CALCOPIRITA		—————	
ESCORODITA			—————
JAROSITA			—————
PSILOMELANA			—————
GOETHITA			—————
FARMACOSIDERITA			—————

tablecida (Fig. 3). Esa evolución entre ambos tipos de litologías se interpreta como debida a una transformación ocasionada por metamorfismo térmico, y por metasomatismo en relación con fluidos hidrotermales (Figs. 2 y 3).

La naturaleza geoquímica de las mineralizaciones, con anomalías positivas en diversos elementos, se explica mejor invocando procesos geoquímicos complejos, que acompañarían a las reacciones metasomáticas. Otro hecho a tener en cuenta es la inexistencia de anomalías positivas en Sb y Hg, elementos que suelen ir asociados a la scheelita en los yacimientos de origen sinsedimentario diagenético (Höll et al, 1972; Maucher, 1976; Höll, 1977; Arribas y Gumiel, 1984).

La posición en la serie estratigráfica es, preferentemente, en la base del Culm, por encima de las últimas manifestaciones volcánicas, lo cual hace difícil una posible relación de singénesis con el volcanismo, y diferencia a estas mineralizaciones de otras para las que se propone un origen exalativo-volcánico (Höll, 1977; Plimer, 1980). Aún admitiendo que los estadios subsecuentes de la actividad volcánica pudiesen prolongarse durante tiempo suficiente una vez extinguida ésta, solamente existen mineralizaciones estratoligadas donde aparecen evidencias de una actividad hidrotermal tardía. La presencia de mineralizaciones en determinados niveles del CVS y del PQ hacen pensar en la existencia de un control litológico y no estratigráfico.

6. Conclusiones

Las mineralizaciones estratoligadas de scheelita del Bajo Corumbel, se originaron por procesos metasomáticos relacionados con los mismos fluidos hidrotermales que dieron lugar a las mineralizaciones filonianas de Sn-W, y en el que las calcarenitas de la base del Culm, y otras litologías similares, juegan el papel de "trampa" geoquímica para el W y el resto de elementos asociados.

La presencia de este tipo de mineralizaciones no debe ser un hecho aislado en el contexto de la Faja Pirítica. La posible determinación

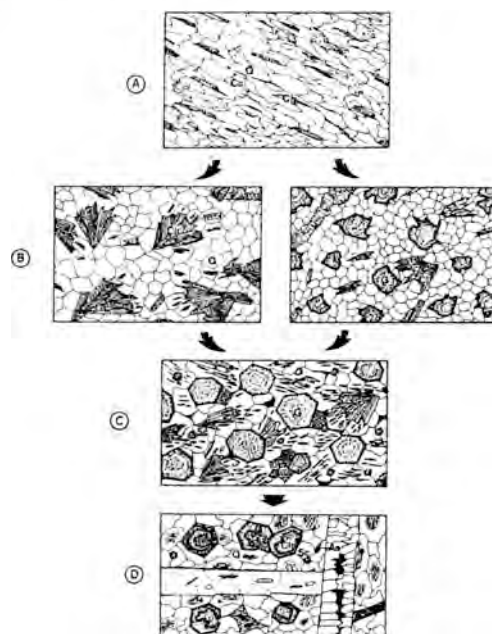


Fig. 3.- Evolución textural y mineralógica de los niveles con scheelita. A) Calcarenita cuarzosa con textura de metamorfismo regional; B) Cuarzitas de metamorfismo térmico; C) y D) Cuarzitas granatíferas con scheelita, relacionadas con dos fases hidrotermales. Q: cuarzo; Cc:carbonato; Clr:clorita; G:granates; Sc: scheelita; F:fluorita; As:arsenopirita.

de nuevos indicios debe ir dirigida a aquellas áreas que presenten signos de una actividad magmática e hidrotermal tardihercínica.

Bibliografía

- ARRIBAS, A. (1978): Mineral paragenesis in the Variscan metallogeny of Spain. *Studia Geológica*, 14, 223-260.
- ARRIBAS, A. y GUMIEL, P. (1984): First occurrence of a stratabound Sb-W-Hg deposit in the Spanish Hercynian Massif. In: Wauschkun et al (eds.) *Syngenesi and Epigenesis in the formation of Mineral Deposits*. Springer Verlag, Berlin, 468-481.
- ARRIBAS ROSADO, A. (1983): Geología y metalogía del yacimiento "Virgen de la Encina", Ponferrada (León). *Tecniterrae*, 56, 36-74.

- DERRE, C., LECOLLE, M. y ROGER, G. (1982): Les quartzites é silicates calciques et scheelite: Préconcentrations familiaires ou piégées pour un tungstène étranger lié et l'hydrothermalisme périgranitique? Exemple du Nord-Est Transmontain (Portugal). *Mineral. Deposita*, 17, 363-385.
- DERRE, C., LECOLLE, M. y ROGER, G. (1986): Les quartzites et silicates calciques et scheelite: Préconcentrations familiaires ou pièges pour un tungstène étranger lié é l'hydrothermalisme périgranitique? Exemple du Nord-Est Transmontain (Portugal). Short note. *Mineral. Deposita*, 21, 164-168.
- FARINHA RAMOS, J.M. y VIEGAS, L.F.S. (1980): Algumas notas sobre prospeção de mineralizações scheeliticas no Norte de Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 66, 151-165.
- FERREIRA, P.A.F. (1979): Rochas calcosilicatadas portuguesas e mineralizações scheeliticas. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 65, 131-135.
- GUMIEL, P. (1984): Tipología de los yacimientos de estaño y wolframio del Macizo Ibérico. I Congr. Esp. Geol. Segovia, V, 183-216.
- HÖLL, R. (1977): Early Paleozoic Deposits of the Sb-W-Hg Formation in the Eastern Alps and their Genetic Interpretation. In: Klemm y Schneider (eds.) Time and Strata-Bound Ore Deposits. Springer-Verlag, Berlin, 169-198.
- HÖLL, R., MAUCHER, A. y WESTENBERGER, H. (1972): Syndimentary-Diagenetic ore fabrics in the strata- and time-bound scheelite deposits of Kleinartal and Felbertal in the Eastern Alps. *Mineral. Deposita*, 7, 217-226.
- LEDUC, L., GLAÇON, J. (1975): La scheelite liée aux strates dans le district tungstifère de Ponferrada (León, Espagne). C. R. Acad. Sc. Paris, serie D, 280, 2625-2628.
- MAUCHER, A. (1976): The strata-bound cinnabar-stibnite-scheelite deposits. In Wolf (ed.) Handbook of Strata-bound and Strati-form Ore Deposits. Elsevier, Amsterdam, VII, 477-503.
- NORONHA, F. (1976): Niveaux à Scheelite dans la zone tungstifère de Borralha. Leur importance métallogénique. *Pub. Mus. Lab. Fac. Cienc. Porto*, 87, 7-15.
- PLIMER, I.R. (1980): Exalative Sn and W deposits associated with mafic volcanism as precursors to Sn and W associated with granites. *Mineral. Deposita*, 15, 275-289.
- SAEZ, R. (1987): Geología y Mineralizaciones de Sn-W del curso bajo del rio Corumbel (La Palma del Condado, Huelva). Tesis de Licenciatura, Univ. Sevilla. 210p.
- SAEZ, R., PASCUAL, E., RUIZ DE ALMODOVAR, G. y RODRIGUEZ GORDILLO, J. (1985): Mineralizaciones de Sn-W en la Palma del Condado (Huelva). Nota previa. *Cuad. Geol. Univ. Porto*. (en prensa).
- SCHERMERHORN, H. (1971): An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Geol. Min. Esp.*, 82, 239-368.
- TAYLOR, R.G. (1979): Geology of tin deposits. Elsevier, Amsterdam, 543.
- WHITE, W.H., BOOKTROM, A.A., KAMI-LLI, R.J., GANSTER, N.W., SMITH, R.P., RANTA, D.E. y STEININGER, R.C. (1981): Character and origin of Climax-type molybdenum deposits. In: Skinner (ed.) 75th Anniversary Vol., *Economic Geology*, 270-316.

RELACIONES DE ASOCIACION Y ZONALIDAD QUIMICA Y MINERALOGICA EN LOS SULFUROS DE LA FAJA PIRITICA DEL SUROESTE DE LA PENINSULA IBERICA

José María GARCIA DE MIGUEL

Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Ríos Rosas, 21. 28008 MADRID

ABSTRACT.- The information about relationship between mineral species and chemical elements in the Iberian Piritic Belt are reviewed. Additional data are supplied by means of a study, at a detailed level, in the deposit of Sotiel and another, at a regional level, carried on over 18 deposits along the metallogenic province.

Key words: Geochemistry, massive sulfides, pyrite, sphalerite, galena, zinc, lead, copper, zoning.

RESUMEN.- Se analiza la información existente referente a zonalidad y relaciones de asociación entre minerales y elementos en la Faja Pirítica. Mediante dos estudios, uno a nivel local sobre el yacimiento de Sotiel y otro regional sobre 18 yacimientos de la provincia metalogénica, se aporta nueva información en orden a esclarecer estas cuestiones.

Palabras clave: Geoquímica, sulfuros masivos, pirita, esfalerita, galena, calcopirita, cinc, plomo cobre, zonalidad.

1. Introducción

Las relaciones de asociación entre elementos económicamente útiles, entre los minerales en que se encuentran, y la disposición que adoptan dentro de las zonas mineralizadas en la Faja Pirítica, a pesar de su importancia económica (dado el volumen de inversión aunque en las circunstancias presentes su rentabilidad sea baja) y científica, no constituyen en la actualidad cuestiones

plenamente esclarecidas. Algunos autores que se han ocupado de la geología y metalogenia de la provincia, han venido aportando datos e hipótesis, que si bien son importantes, resultan incompletas y a veces incluso discrepan unas de otras, lo que es un indicio de la complejidad del problema. Esta complejidad se deriva entre otras causas de la deformación tectónica que afecta a los yacimientos, la removilización diferencial de los sulfuros una vez depositados, que tiende a modificar la disposición original y la ausencia de análisis químicos sistemáticos en muchos yacimientos (en los yacimientos que se encuentran en explotación, sin embargo, las compañías mineras tienden a ir obteniendo y poniendo a disposición de los investigadores y equipos geológicos, cada vez, más información en este sentido). El estudio que aquí se presenta pretende aportar datos procedentes de dos fuentes:

El análisis mineralógico textural de numerosos yacimientos de la Faja Pirítica realizado para el I.G.M.E. (1985) por el Dpto. de Mineralogía de la Escuela de Minas de Madrid. En este trabajo se desmuyeron sistemáticamente los yacimientos, se elaboraron planos de situación de muestras con expresión de contenidos en los distintos sulfuros, (que se encuentran en el informe original, IGME, 1985, pero por brevedad no se reproducen en este artículo) y se efectuó un estudio estadístico de la asociación entre las diferentes especies minerales.

Un estudio químico y mineralógico de las distribución de elementos y asociación entre elementos y minerales en el yacimiento de Sotiel.

La elección del yacimiento de Sotiel, se debió a la existencia de numerosos análisis químicos realizados sobre sus menas, junto con el hecho de tratarse de una explotación en actividad, donde a una gran variedad de especies, se agrega la circunstancia de encontrarse representados todos los tipos de mineral. En Sotiel aparecen tres masas aproximadamente paralelas, de las cuales, la central es la más potente, presentando unas zonas ricas en cobre y otras en plomo-cinc.

2. Antecedentes

A pesar de su importancia económica y potencial minero, contrasta el volumen de artículos y publicaciones dedicados a otros aspectos geológicos, con la escasez bibliográfica, estrictamente, sobre la mineralogía de la Faja Pirítica. Es en este tipo de trabajos donde es posible encontrar algunas referencias a las relaciones paragenéticas y de asociación entre las diferentes especies que componen sus menas (García de Miguel, 1974; García de Miguel et al., 1986; García Salinas, 1974, 1965; Sierra López, 1984; Sierra, Arribas y Gumiel, 1985; Vazquez Guzman, 1976; etc., además de los que más adelante se citan). La asociación entre esfalerita y galena en el denominado mineral complejo, es patente en muchos yacimientos, habiendo sido ya destacada por los mismos mineros, observada por nosotros en Sotiel (1973) y señalada por diversos autores (García Palomero, 1977, 1980; Soler, 1980; Sierra López, 1984, etc.). Menos evidente es la relación existente entre la calcopirita de los stockwork y ciertos minerales de bismuto destacada por Routhier en 1980, (índice, según los autores, de temperaturas relativamente elevadas), y de los minerales de antimonio con zonas distales de los centros exhalativos, acompañando a menas piríticas pobres. En varias ocasiones ha sido señalada asimismo, la asociación de casiterita con esfalerita.

Gaspar (1978), en un estudio sobre la

mineralogía de Aljustrel, encuentra relaciones entre tetraedrita, esfalerita y bournonita; entre este último mineral y galena; tenanita, calcopirita y boulangerita; cobaltina y calcopirita; tetraedrita y boulangerita; meneg-hinita y galena. Al mismo tiempo, destaca la correlación positiva existente entre Bi-Se-Cu, Ag-Pb, Cd-Zn y Sb-Hg.

La distribución de los diferentes minerales dentro de cada yacimiento es asimismo complicada. Es bien conocida la existencia, en un mismo depósito, de masas particularmente ricas en cobre, como masa Corvo en contraste con masa Neves (Neves Corvo). Existen yacimientos particularmente ricos en mineral complejo, como por ejemplo, Sierrecilla. Sin embargo, lo más frecuente es la presencia de masas fundamentalmente piríticas, presentando zonas más ó menos enriquecidas en calcopirita y/o galena-esfalerita.

No se observa una zonalidad regional respecto a la mayor o menor riqueza de los yacimientos en los metales no féreos. Tampoco existe acuerdo sobre la disposición de estos metales dentro de un mismo yacimiento. Por analogía con otros depósitos de sulfuros complejos a nivel mundial, se podría esperar, en principio, la presencia de un enriquecimiento en cobre en la base y centro de las masas, mientras que el mineral rico en Pb-Zn aparecería a techo y marginalmente. Este modelo, bien establecido en el mundo, se encuentra en los yacimientos precámbricos de Canadá y en los miocenos del Japón, además de en otras regiones. Para la Faja Pirítica, sin embargo, y como más adelante se expone, las opiniones de algunos autores discrepan de este esquema.

Pocos depósitos han sido cuidadosamente estudiados desde el punto de vista geoquímico, muchas veces debido a la ausencia de análisis sistemáticos. Entre los escasos yacimientos analizados desde este ángulo, aparece el de Aznalcollar, estudiado por Sierra Lopez, Astudillo y Lunar (1984) quienes establecen "la falta de zonalidad típica...", y ponen de manifiesto la "estrecha

asociación Pb-Zn en contraposición al cobre". Otro de los depósitos sobre el que se han realizado trabajos de este tipo es de de Río Tinto, estudiado por García Palomero (1977), quien establece la existencia de una zonalidad lateral en el stockwork coincidente, según afirma, con el denominado "halo de cinc" por Simmons (1973), observado en los yacimientos de Millembach (Noranda), y al que atribuye un origen térmico. La secuencia vertical, según García Palomero, correspondería a un proceso hidrotermal típico entre 100 y 450°C y coincidiría con las tres etapas de mineralización, tipo stockwork descritas por Smirnov (1971), con temperaturas oscilantes entre 100 y 400°C. Las masas de sulfuros suprayacente, glosando al autor, serían cobrizas en las proximidades de los centros exhalativos, y más ricas en plococinc al alejarse de ellos.

Marginalmente aparecerían carbonatos, arsenopirita y barita, y aún más allá, jaspes y óxidos. Este esquema es coincidente, afirma, con él señalado por Simmons (1973) y Ridler (1973) en otras zonas del mundo. Señala además, el autor, que esta disposición es indicativa de la anterioridad del stockwork (origen de los metales) con respecto a la deposición de sulfuros sedimentarios, interpretando, que una vez comenzada la formación de los minerales masivos, termina casi totalmente la actividad hidrotermal. "Solamente las chimeneas piríticas siguieron activas durante la sedimentación de los primeros sulfuros; de esta forma se originaron lentejones de piritita con un alto contenido en calcopirita" (García Palomero, 1980, p. 235).

Estudiando las características de los yacimientos de la Faja Pirítica a nivel regional, Soler (1980), se hace eco del conocimiento empírico de los mineros de la región, quienes manifiestan, como el "mineral complejo" suele presentarse, más bien, en las zonas marginales de los criaderos. Según sus observaciones y con la cautela debida a las dificultades más arriba reseñadas, sitúa el mineral enriquecido en Pb-Zn, en la base y márgenes de las masas (S. Platón, Concepción, Tinto, y Santa Rosa). El cobre, en su opición, parece situarse

preferentemente hacia techo y en las clorititas superiores (Concepción, donde Vázquez Guzman, 1976, encuentra sin embargo, el mayor enriquecimiento a muro) y también en los stockwork que aparecen bajo los yacimientos enraizados (San Miguel, Río Tinto). De ello, deduce una sucesión formada por deposición de piritita-esfalerita-galena, seguida de piritita pobre en metales, para terminar con mineral cobrizo. La calcopirita de base, señala también Soler, constituye la exhalación postuma, que colmata las chimeneas de aporte, y se asocia a una cloritita idéntica a la que aparece a techo de los yacimientos.

Para Routhier et al. (1980) los yacimientos de la Faja Pirítica se ajustan a los modelos canadiense y japonés, si bien con ciertas salvedades. En efecto, estos autores señalan para la zona Ibérica, una imperfecta disociación entre cobre y plomo-cinc, así como la presencia de excepciones, citando, como ejemplo a Fernández Alvarez (1975) quien observa, en Monte Romero, un núcleo cobrizo rodeado por mineral rico en Pb-Zn-Cu. A este respecto, Strauss (1981) describe, en La Zarza, la existencia de una zona basal enriquecida en los tres metales.

Gaspar y Conde (1978) encuentran en Aljustrel una nítida separación entre las zonas ricas en calcopirita a muro y las ricas en esfalerita, a techo, mientras que para Leca (1983), en Sao Domingo y en otras masas, una ley alta en cobre en la piritita, excluye generalmente contenidos altos en Pb-Zn; el cobre es más abundante a muro de las masas, donde se encuentra normalmente como stockwork y también en los extremos de las mismas, relegando el Pb-Zn a las zonas intermedias.

3. Estudio mineraloquímico de Sotiel

El estudio mineralógico y textural, se ha realizado sobre 157 muestras de sondeos, seleccionadas de forma que el yacimiento se encontrara representado lo más exactamente posible. Estas muestras han sido examinadas al microscopio de reflexión y analizadas químicamente por los elementos S, Fe, Cu,

Para analizar las relaciones entre las especies minerales, se ha establecido una comparación entre la frecuencia aleatoria con que estas especies deberían presentarse en una misma preparación y la frecuencia con que realmente aparecen asociadas. Además, se ha diferenciado, si un determinado mineral se presenta como accesorio o como fundamental. Los resultados se muestran en la Tabla II. Todas las parejas estudiadas, salvo la formada por calcop. fund.-bourn., aparecen asociadas en las preparaciones con una frecuencia mayor, que la que sería de esperar si no

muestran más desdibujadas aún, observándose una tendencia a disponerse a techo y en las zonas periféricas, aunque a veces se superponen con el mineral cobrizo, u ocupan partes centrales y aún, zonas a muro.

En las figuras 1 y 2 aparecen las leyes de dos de los sondeos más significativos que atraviesan la mineralización en función de los metros de testigo, y en las figuras 3 y 4 los cocientes entre leyes.

4. Asociación de minerales a nivel regional y zonalidad

TABLA II
Estadístico D que señala la desviación de la frecuencia de asociación de especies minerales con respecto a la frecuencia aleatoria. Su cálculo se efectúa restando la frecuencia aleatoria de la real y dividiendo por esta última.

Relación	Coefficiente D
tetraedr-bournonita	0.2
galena-esfalerita	0.04
galena-meneghinita	0.19
calcop. acc.-tetraedrita	0.04
calcop. fund.-tetraedrita	-0.05
tetraedrita-galena	0.08
calcop.-bournonita	0.07
calcop.-pirrotina	0.06

estuvieran relacionadas. Sin embargo, dado que la población de muestras es pequeña y que las desviaciones también lo son, no cabe deducir, sin más, una relación paragenética, sino que estos resultados deben ser comparados y confirmados con los demás que aquí se presentan.

La distribución espacial del mineral complejo y cobrizo en la mina de Sotiel, al igual que ocurre en otros muchos criaderos de la provincia metalogénica, no aparece netamente definida. Sin embargo, parece existir un enriquecimiento en cobre, próximo al muro de la masa central, acentuándose hacia levante (Com. pers. del equipo geológico de Sotiel). Las zonas ricas en complejo se

muestran más desdibujadas aún, observándose una tendencia a disponerse a techo y en las zonas periféricas, aunque a veces se superponen con el mineral cobrizo, u ocupan partes centrales y aún, zonas a muro.

En las figuras 1 y 2 aparecen las leyes de dos de los sondeos más significativos que atraviesan la mineralización en función de los metros de testigo, y en las figuras 3 y 4 los cocientes entre leyes.

Se ha realizado una estimación visual de las proporciones de las distintas especies sobre más de 750 preparaciones pulidas, confeccionadas con muestras de distintos yacimientos. En la Tabla III aparecen los yacimientos desmuestreados, y las especies minerales que se han identificado. Entre ellos, los de Aznalcollar, y Rio Tinto han sido estudiados muy superficialmente y con escasas preparaciones pulidas, debido a la existencia previa de trabajos mineralógicos, que previsiblemente harían redundante el que nosotros pudiéramos realizar. Por la misma razón no se ha incluido el de Sotiel en este estudio regional, objeto de nuestro anterior trabajo cuyos resultados se han descrito en el apartado precedente. Los datos estadísticos sobre las estimaciones visuales se muestran en las Tablas IV y V. De la observación de estas tablas, se confirma a nivel regional, la dependencia existente entre galena y esfalerita, y la independencia de la calcopirita, ambas señaladas por diversos autores en distintos depósitos. La correlación entre tetraedrita y mineral complejo, viene decisivamente influenciada por el yacimiento de Sierrecilla, único en el que la sulfosal es realmente abundante. La esfalerita es, asimismo, el sulfuro más abundante después de la pirita, seguida de calcopirita.

A pesar de la inexactitud derivada del hecho de utilizar la estimación visual como fuente de información y de que, el desmuestre, aún siendo lo más representativo posible, no puede ser considerado como un desmuestre estadístico, estos resultados coinciden con



Fig. 1- Distribución del Cu, Pb y Zn a lo largo del sondeo 3.43 que atraviesa la mineralización de Sotiel.

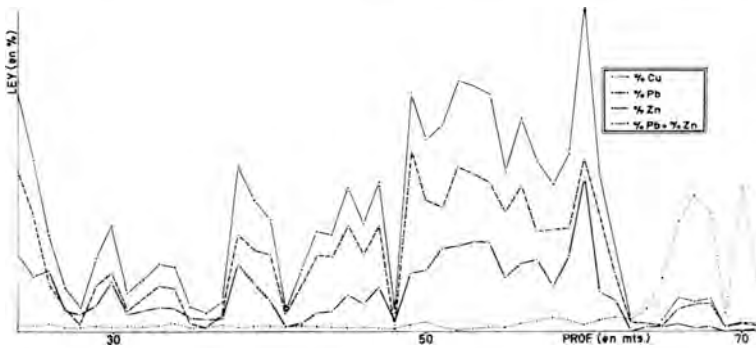


Fig. 2- Distribución del Cu, Pb y Zn a lo largo del sondeo 3.32 otro de los sondeos más representativos que corta las masas mineralizadas en Sotiel hacia su zona central.

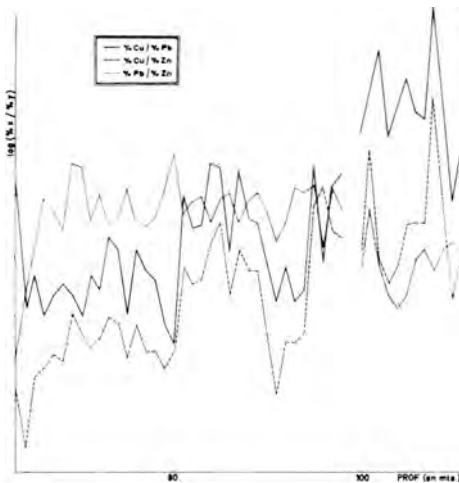


Fig. 3- Mineralización de Sotiel. Cocientes entre los elementos más importantes a lo largo del sondeo 3.43. (ordenadas en escala logarítmica).

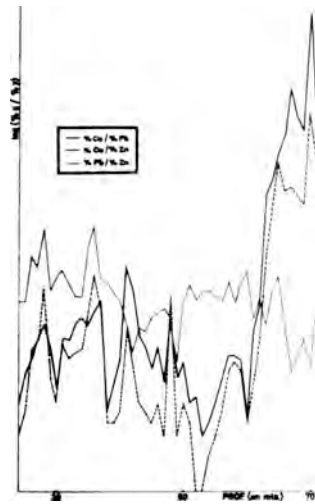


Fig. 4- Mineralización de Sotiel. Cocientes entre de los elementos más importantes a lo largo del sondeo 3.32. (ordenadas en escala logarítmica).

TABLA III

Especies identificadas en los distintos yacimientos

F: Especie fundamental; A: Especie accesoria	5. C. de Buitrón	12. Herrerías
E.I.(1): Esp. indet. Pb,Bi,Cu(Sb)	6. La Zarza	13. Aznalcollar
*Cobre gris sin determ. variedad	7. C. de Guardas	14. San Miguel
P: Identificación dudosa	8. San Telmo	15. Cueva de la Mora
1. Concepción	9. Rio Tinto	16. Monte Romero
2. Neves Corvo	10. Tharsis	17. Peña de Hierro
3. Sierrecilla	11. Aljustrel	18. Esperanza
4. San Platón		

YACIEMENTOS	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Sulfuros																		
Pirita	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
Pirrotina	A	A			F	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
Marcasita			A		A	A			A	A	A	A	A				A	
Calcopirita	F	F	F	F	F	F	A	F	F	F	F	F	F	F	A	F	F	F
Mackinavita																		A
Estannina		A			A	A			A	A	A							
Bornita	A	A			A				A	A	A	A		A	A			
Covellina	A	A	A	A	A				A	A	A		A					
Esfalerita	F	F	F	F	F	F			F	F	F	F	F	F	A	F	F	F
Galena	F	A	F	F	F	A	A	F	F	F	F	F	F	F	A	F	F	F
Calcosina	A	A				A			A	A	A		A					
Roquesita		A																
Min. de bismuto																		
Bismutina									A									
Witichenita									A									
Aikinita				A														
E.I.(1)																		
		A																
Min. de antimonio																		
Gudmundita					A					A								
Bourbonita					A	A				A	A		A					
Boulanger.							?											
Zinkenita							?											
Meneghinita					A	A				A	A		?				?	
Tetraedrita	A	A	F			A			A	A		A		A				
Sulfosales																		
Cobre gris*										A		A				A	A	A
Tenanita				A				A										
Colusita			A															
Sulfarseniuros																		
Arsenopir.	A	A		A	A	A			A	A	A	A				A	A	
Cobaltina										A								
Enargita																		
													?					
Nativos																		
Oro													?					
Bismuto																		
										A		A						
Oxidos																		
Casiterita	A	A			A	A				A	A	A						
Hematites	A			A					A	A	A							A
Magnetita	F			A	A	A	F			A	A	A				F	A	
Hidroxi.Fe					A	A	A			A		A		A				

TABLA IV

Porcentajes medios y desviación típica de las cuatro especies fundamentales

	Aritméticos	Geométricos	D.Típica
esfalerita	9.25	1.177	15.23
galena	2.120	0.021	5.12
calcopirita	4.07	0.861	11.4
tetraedrita	0.88	0.007	2.63

TABLA V

Matriz de implicación entre las especies fundamentales en la Faja Piritica.

	esfalerita	galena	calcopirita	tetraedrita
esfalerita	1	0.773	-0.03	0.591
galena	-	1	0.019	0.606
calcopirita	-	-	1	-0.063
tetraedrita	-	-	-	1

los obtenidos en Sotiel a partir de análisis químicos y con las ideas que distintos investigadores tienen sobre la región.

Además, se ha efectuado el análisis estadístico referente a la frecuencia de aparición conjunta de cada dos especies, similarmente al ya descrito para Sotiel. La única diferencia reside en que, en este caso, se ha utilizado el test de la χ^2 como estadístico. Los resultados aparecen en la Tabla VI.

Los resultados de este análisis, no hacen sino confirmar la estrecha relación entre esfalerita y galena, que si bien no es universal, existe en gran parte de los yacimientos. Asimismo, se manifiesta una cierta dependencia entre las variedades ricas en antimonio de los cobres grises y la mena compleja en algunos de los depósitos, mientras que las arsenicales

tienden a asociarse con los tipos cobrizos. Se observa, también la independencia de la mineralización de calcopirita, con la excepción del yacimiento de La Zarza, donde coinciden los minerales ricos en metales base hacia muro de la masa.

La zonalidad se ha establecido en base a las preparaciones pulidas. No es un método ideal, ya que la información que proporcionan es puntual y, por consiguiente, poco precisa (muestras contiguas pueden pertenecer a tipos mineralógicos diferentes, pero cuando hemos podido contrastar con datos químicos, hemos apreciado que la correspondencia es, normalmente, bastante satisfactoria. En algunos yacimientos, la disposición de los metales aparece como aleatoria, sin embargo, en otros ha sido posible establecer algunos rasgos zonales.

TABLA VI

Relaciones de dependencia entre cada dos especies en la Faja Pirítica

sp:esfalerita;ga:galena; cp:calcopirita; th:cobre gris mg:meneghinita; st:estannita;

* Los números de los yacimientos son los mismos que los de la Tabla III;

además: s=stockwork; m=Moinho; f=Feitais.+ existe dependencia; x no existe dependencia

YACIM	1	2	3	4	5	6	8	9s	9m	10	11m	11f	12	TOTAL
sp-ga	+	+	+	+	x	+	+	x	x	+	x	x	x	7/13
sp-cp	x	x	x	x	x	+	x	x	x	x	x	x	x	1/13
sp-th	x	x	+	x			x	+	x	x	x	x	x	2/11
sp-mg				x	x					x	x			0/4
sp-st	x							x	x	x				0/4
ga-cp	x	x	x	x	x	+	x	x	x	x	x	x	x	1/10
ga-th	+	+	+	x			x	x	x	+	x	x	x	4/11
ga-mg				x	x					x	x			0/5
ga-st	x							x	x	x				0/4
cp-th	+	+	x	x			+	x	x	x	x	x	x	3/11
cp-mg				x	x					x	x			0/4
cp-st		x						x	x	x				0/4
th-mg				x						x	x			0/3
th-st								x	x	x				0/3
mg-st										x				0/1

Estos son:

Concepción: Se apunta un enriquecimiento en calcopirita en la zona central, a techo minero (zona norte) y en esfalerita-galena a muro minero y hacia el oeste del criadero. Además, se observa como la magnetita es más frecuente y abundante hacia el muro de la zona oriental.

Neves Corvo: La calcopirita tiende a ser más abundante a muro y en menor cuantía a techo del yacimiento. En masa, "Corvo", la más rica en cobre, aparece una zonalidad lateral con enriquecimiento hacia levante. En cuanto al mineral rico en plomo-cinc, únicamente se observa una cierta zonalidad lateral en masa "Corvo", acompañada de otra transversa mucho menos marcada, con enriquecimientos a techo y muro. En "Graça", solo se ha demostrado un sondeo, presentando una zona más rica, interior a la masa y más próxima a muro.

Sierrecilla: Solo parece existir zonalidad para la calcopirita, siendo más abundante en las partes centrales hacia el muro.

Castillo de las Guardas: La magnetita se presenta más abundante en la parte occidental, diferenciándose netamente de la masa pirítica. La única calcopirita aparece en la zona de transición entre uno y otro mineral.

San Telmo: Enriquecimiento en calcopirita hacia el hastial sur, en la zona central. A levante se encuentra un área de mineral complejo.

Herrerías: Parece existir una tendencia a enriquecerse la periferia en plomo-cinc, mientras que la calcopirita es más frecuente hacia el hastial norte del criadero.

Los rasgos zonales señalados no pueden ser significativos, sin embargo, sino a la luz de una detallada cartografía geológica que establezca la polaridad y existencia de repliegues. Esta cartografía en la mayor parte de los casos está por hacerse.

A modo de conclusión, se confirma a nivel regional una notable independencia entre la

mineralización con Pb-Zn y la cobriza. Se manifiesta, además una estrecha asociación entre los minerales de antimonio y la mena rica en esfalerita-galena, mientras que la variedad arsenical del cobre gris se asocia con la mena cobriza, al igual que lo hacen los minerales de bismuto. El estaño parece mostrar, al igual que la plata, una ligera tendencia a asociarse con el mineral complejo. Magnetita y arsenopirita no muestran preferencia por un determinado tipo de mineral.

No se puede establecer un modelo genético únicamente a partir de los datos de asociación químico-mineralógica expuestos en este trabajo, sin embargo, esta información junto con el estudio mineralógico realizado, que será objeto de un próximo artículo, permiten establecer un modelo genético similar, a grandes rasgos, al propuesto para los yacimientos de Kuroko por Eldridge et al. (1983). Los datos aquí presentados son coherentes con este modelo, según el cual, la mineralización rica en Pb-Zn sería originada, en su mayor parte, por deposición sedimentaria en el fondo del mar, mientras que la cobriza, hidrotermal, se formaría por la percolación de fluidos calientes a través del montículo de sulfuros sin consolidar, mediante la sustitución de los minerales sedimentarios preexistentes, fenómeno del que existen numerosas evidencias texturales. De esta forma, los minerales de plomo y cinc serían desplazados lejos de las zonas de emisión, mientras que la calcopirita aparecería en sus proximidades. La irregularidad zonal de muchos de los yacimientos de la Faja Pirítica, podría deberse a las mismas causas que producen las abundantes estructuras de resedimentación observadas.

Agradecimientos

A la Empresa Nacional Minas de Almagrera, SA, a los miembros de su equipo geológico José Canto y Americo Santos y al Instituto Geológico y Minero de España, por su colaboración.

Bibliografía

FERNANDEZ ALVAREZ, G. (1975): Los yacimientos de sulfuros polimetálicos del

- S.O. Ibérico y sus métodos de Prospección. *Studia Geologica*. IX.
- ELDRIDGE, C.S., BARTON, P.B., OHMOTO, H. (1983): Mineral Textures and Their Bearing on Formation of the Kuroko Orebodies. In: The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. B.J. Skinner, ed. *Ec. Geol. Monograph*. 5.
- GARCIA DE MIGUEL, J.M. (1974): Mina Lancha. Un ejemplo de aplicación de la Petrología estructural a la Investigación Minera. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica.
- GARCIA DE MIGUEL, J.M., CHAMORRO, R. (1986): Geología y Mineralogía del yacimiento de Sierrecilla (Puebla de Guzmán, Huelva, España). *Bol. Inst. Geol. y Min.* T. XCVII-IV. Año 1986, p. 128-138.
- GARCIA PALOMERO, F. (1980): Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genética de los yacimientos del "Anticlinal de Rio Tinto". *Inst. Est. Onuvenses*, Huelva, 262 pp.
- GARCIA PALOMERO, F. (1977): Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genética de los yacimientos del "Anticlinal de Rio Tinto". Universidad de Salamanca.
- GARCIA SALINAS, P. (1964): Introducción al estudio metalogénico de la mina "La Ratera" de Huelva. *Not. y Com. del IGME*. nº 75.
- GARCIA SALINAS, P. (1965): Estudio de la paragénesis de los sulfuros complejos de Huelva con vistas a su posible beneficio. Fund. Juan March. Madrid.
- GASPAR, O. y CONDE, L. (1978): A Caracterizacão dos Sulfuretos de Aljustrel com Vista ao seu Aproveitamento Integral. Orden dos Engenheiros, Congreso, Nov. 78 Tema 3, Comunicacão 12.
- IGME, (1985): Estudio Mineralógico y Textural de las Menas del Suroeste. Informe inédito. Madrid.
- LECA, X. et al. (1983): Cadre géologique del minéralisations de Neves Corvo, Baixo Alentejo, Portugal, Men. BRGM. R. 121.
- RIDLER, R. H. (1973): Exhalite concept a new tool for exploration. *Northern Miner.*
- ROUTHIER, M.P. y AYE, F. et al., (1980): La ceinture sud-ibérique a amas sulfurés dans sa partie spagnole médiane. *Mem. BRGM*. Nº 94, 265 pp.
- SIERRA, J., ASTUDILLO, J., LUNAR, R., (1984): Estudio geoquímico del yacimiento de Aznalcollar (cinturón pirítico hispano-portugues). I Congr. Esp. de Geol., T II. Segovia.
- SIERRA, J. (1984): Geología, Mineralogía y Metalogenia del yacimiento de Aznalcollar. II parte. Paragénesis y sucesión mineral. *Bol. Inst. Geol. y Min.* T. XCV.
- SIERRA, J. (1985): Naturaleza y distribución de las menas que constituyen el yacimiento de Aznalcollar, provincia de Sevilla (España). *Bol. Inst. Geol. y Min.* T. XCVI-V.
- SIERRA, J., ARRIBAS, A., GUMIEL, (1985): Geología, Mineralogía y Metalogenia del yacimiento de Aznalcollar. Parte III. Metalogenia *Bol. Int. Geol. y Min.* T. XCVI-I.
- SIMMONS, B. D. et al. (nov. 1973): Geology of the Millenbach massive sulphide deposit, Noranda, Quebec. *Canadian Min. and Met. Bull.*
- SMIRNOV, V.I., (1971): Temperature Conditions of the origen of Strata-Bound pyritic Volcanogenic Ore Deposits. *Soc. Min. Geol. Japan*. Spec. Issue 3.
- SOLER, E., (1980): Spilites et métallogénie. La province pyrito-cuprifère de Huelva (SW Espagne). *Sciences de la Terre*. vol 39, pp. 1-461, Université Nancy, France.
- STRAUSS, G.K., ROGER, G., LECOLLE, M. and LOPERA, E. (1981): Geochemical and geologic study of the volcano-

sedimentary sulfide orebody of La Zarza, Huelva Province, Spain. *Econ. Geol.* vol. 76, nº 7.

VAZQUEZ GUZMAN, F. (1976): Metalogenia de la mina Concepción (Almonaster la Real, Huelva, España). Su aplicación

a la prospección de sulfuros masivos en el S.O. de la Península Ibérica. *Comunicacoes dos Servicos Geologicos de Portugal*. T. 60. Lisboa.

(Aceptado: 13 Noviembre 1987)

**PRIMERA CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO
MINERALOGICO, TEXTURAL Y LITOGEOQUIMICO
DE LA MINERALIZACION DE BARITINA PRESENTE EN LA
FACIES BUNTSANDSTEIN DE MARTORELL
(CADENAS COSTERAS CATALANAS, BARCELONA).**

Domingo GIMENO TORRENTE(*), José Luis FERNANDEZ TURIEL(**),
y Maria Eulalia DURAN BARRACHINA(*)

(*) Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica
Universidad de Barcelona, Gran Vía 585. 08007 BARCELONA

(**) Instituto de Geología "Jaime Almera" (CSIC). Martí i Franquès s/n.
08028 BARCELONA

ABSTRACT.- There are a number of barite mineralizations in the Buntsandstein facies of Catalanian Coastal Ranges. The studied mineralization was found south to Martorell village, and it shows high Ba (10-15%) contents, clear stratabound character and great continuity over several Km². and some dozens of meters of lithostratigraphical log. Barite mineralization occurs as cement within conglomerate, sandstone and also (locally) lutite, and shows different typologies (sparse disseminations, nodulae, massive cementation, etc.). Detailed study of textures (petrographic and S.E.M. with microanalysis) and lithogeochemical research confirm the monotonous character of metallization (only barite) and show a complex diagenetic succession (leaching of quartz clasts, genesis of several cements poorly preserved because of final substitution by barite). Present interpretation of data suggests genesis of barite as an early diagenetic process, perhaps an early chemical internal sedimentation (sensu Samama, 1976).

Key words: Barite, Buntsandstein, early diagenesis, leaching, cement.

RESUMEN.- La mineralización de baritina de Martorell destaca entre otras similares de las Cadenas Costeras Catalanas por su gran continuidad, su claro carácter estratiforme y, dentro de éste su elevada ley (valores de un 10-15% en Ba en grandes extensiones). La minerali-

zación consiste en una cementación de los conglomerados, areniscas y, más localmente, las lutitas de la facies Buntsandstein que se manifiesta en diferentes tipologías (diseminaciones, nódulos, cementaciones masivas, etc.). El estudio detallado de las texturas (microscopio óptico y microscopio electrónico de barrido dotado de microanalizador) y la litogeoquímica confirman la monotonía de la metalización (sólo baritina) y su génesis durante un proceso diagenético que implica una importante corrosión de los clastos (especialmente los silíceos) asociada a una sucesión de cementaciones cuyos productos aparecen pobremente representados por sustitución final por parte de la baritina. Los datos disponibles parecen sugerir que el proceso diagenético fue precoz y se desarrolló en un ambiente superficial.

Palabras clave: Baritina, Buntsandstein, diagénesis precoz, corrosión, cemento.

1. Introducción

En los últimos años han sido descritos y estudiados numerosos indicios de mineralizaciones de baritina en las facies Buntsandstein de las Cadenas Costeras Catalanas (Font & Viladevall, 1980; Font, 1983,

Ferrer et al. 1985, etc.). Podemos indicar brevemente que los conocimientos actuales (Font et al. 1985) sobre su naturaleza, edad y génesis indican que se trata fundamentalmente de mineralizaciones en forma de cementación del nivel basal de la facies Buntsandstein (conglomerados y areniscas conglomeráticas), y de filones emplazados tanto en estos materiales como en el zócalo hercínico; la edad de estas mineralizaciones sería cuanto menos Anisiense (posterior en todo caso al "Complejo Lutítico-Carbonatado-Evaporítico Superior" de Marzo, 1980), y se acepta para ellas un origen diagenético "per descensum" a partir de mezcla de una salmuera sulfatada y un fluido cargado de Ba, con la salvedad de unos pocos casos en los que la aparición de paragénesis complejas propias de temperaturas de formación más elevadas (Co, Ni, Bi, etc.) hace que se invoque un modelo genético mixto de tipo "Chaillac" (sensu Ziserman, 1980) con la intervención de un sistema hidrotermal.

En esta nota se ofrece una primera aportación al conocimiento de estas mineralizaciones en el macizo de Garraf (Cadena Litoral Catalana), en concreto en el sector de Martorell. Estas mineralizaciones ya han sido citadas por Font y Viladevall (1980), y se ha escogido este sector concreto para su estudio ya que en él la mineralización de baritina es extraordinariamente rica y ofrece unas características de litofacies y petrografía no citadas hasta el momento, que pueden proporcionar abundante información sobre su génesis.

Las mineralizaciones están emplazadas en la orla de materiales triásicos del macizo de Garraf, situado una decena de Km al oeste de la ciudad de Barcelona. La zona estudiada está limitada al norte por la fractura meridional de la Depresión del Penedés, al sur por la Depresión tectónica del Barcelonés-Delta del río Llobregat, al este por la fractura del Llobregat y al oeste por el afloramiento de materiales carbonáticos meso-zoicos que constituyen la mayor parte del macizo de Garraf. Se trata por lo tanto en un sentido geográfico del sector central de la Cadena Litoral Catalana y en sentido geológico del sector interno del Dominio Central de los

Catalánides (Anadon, et al. 1982) (véase fig. nº 1). En conjunto, esta zona queda recogida en las hojas 420 y 448 de la cartografía geológica a escala 1:50.000 del I.G.M.E.

Todo el sector estudiado está afectado por dos familias de fracturas de edad alpina, lo que ha creado una estructura de tipo germánico: la más importante, de dirección aproximada NE-SO, paralela a la fractura meridional de la fosa del Vallés-Pendés, y una perpendicular a la anterior (NO-SE), que provoca menos distorsiones que la anterior en la continuidad de los afloramientos triásicos. Hay que señalar igualmente que entre la orla de materiales triásicos y el límite este de la zona estudiada aflora una segunda orla de materiales paleozoicos de edades y litologías muy variadas. (véase fig. nº 1).

El Buntsandstein del Macizo de Garraf ha sido estudiado en detalle recientemente por Marzo (1980) dentro del contexto de los Catalánides, y un resumen del estado actual de los concimientos puede ser hallado en Marzo y Calvet (1985). Se trata de conglomerados, areniscas conglomeráticas, areniscas y lutitas depositadas por corrientes de tipo fluvial que indican la existencia de un medio deposicional constituido por llanuras aluviales con facies más proximales (groseras) y distales (finas), que pasa a techo a una llanura fangosa sometida a intensa evaporación (Complejo Lutítico-Carbonatado-Evaporítico Superior, que representa el tránsito hacia las facies carbonáticas de la facies Muschelkalk Inferior). (véase el esquema lito-estratigráfico de la Fig. 3).

En conjunto, hay que interpretar la sedimentación de los materiales del Buntsandstein en un ambiente continental árido relativamente próximo a la costa, con un importante paleorelieve en continuo desmantelamiento. En este contexto las diferencias de potencia, la superposición de las litofacies y su carácter marcadamente heterócrono han sido interpretadas como el producto de una cuenca de sedimentación en expansión gradual gracias a la acción repetida de una tectónica distensiva sinsedimentaria del tipo "back faulting" (Marzo, 1980). Obviamente en ese momento la Depresión

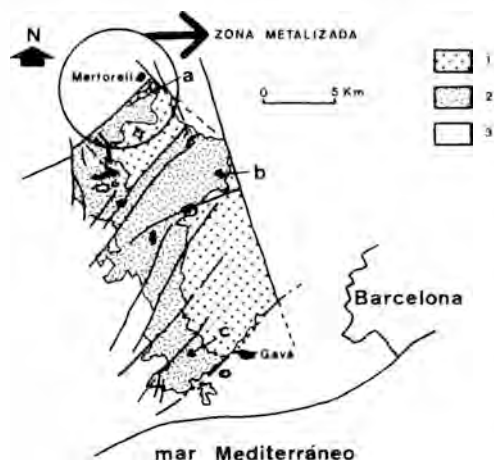


Fig. 1- Situación general de los sectores estudiados. Las letras corresponden a las columnas litogeoquímicas (véase tabla I): a) Martorell, b) Serie del Noviciado, c) Serie de la carretera de Begues.

tectónica del Vallés no se había formado aún y no actuaba como tal.

El trabajo realizado en una primera fase consistió en una prospección exhaustiva "a martillo" de las mineralizaciones de la facies Buntsandstein de los sectores septentrionales (hasta la altura de Pallejà-Corbera) (Fernández Turiel, 1981) y meridional (hasta la altura de Torrelles de Llobregat (Gimeno, 1981), habiéndose realizado únicamente controles en zonas localizadas del sector central, en el que existen importantes mineralizaciones de galena-cerusita-baritina en las facies carbonáticas del Muschelkak Inferior. La elección de estos sectores se basó en la existencia de mineralizaciones conocidas (Pb-Ba-Cu-F-Zn) en Martorell; P-Fe en Gavà-Begues; Cu-(Pb) en Sant Climent de Llobregat, etc.) en los materiales paleozoicos en proximidad de la facies Buntsandstein, a fin de comprobar la posible existencia de fenómenos de herencia en relación al Triásico. El estudio incluyó cartografía geológica (1:10.000), levantamiento de columnas litoestratigráficas y muestreo de éstas para un estudio petrográfico y geoquímico.

El resultado de esta primera fase del trabajo fue variado: negativo en el sector meridional

y muy positivo en lo que se refiere a la confirmación de la importancia de la mineralización en el sector de Martorell, motivo por el que concentramos nuestros esfuerzos en el estudio detallado del sector septentrional y su comparación en relación en el contexto regional, especialmente por lo que se refiere a la evolución textural de las facies detríticas afectadas por la mineralización durante los procesos diagenéticos.

2. Mineralización de baritina del Sector de Martorell-Gelida

La mineralización de baritina consiste fundamentalmente en una cementación ampliamente extendida en todos los términos detríticos comprendidos entre el conglomerado y la arenisca muy fina presentes en la columna litológica de la facies Buntsandstein existentes en un amplio sector entre Martorell y Gelida (véase localización más precisa en la Fig. nº 2 y 3). Localmente se pueden hallar también impregnaciones en niveles lutíticos muy finos.

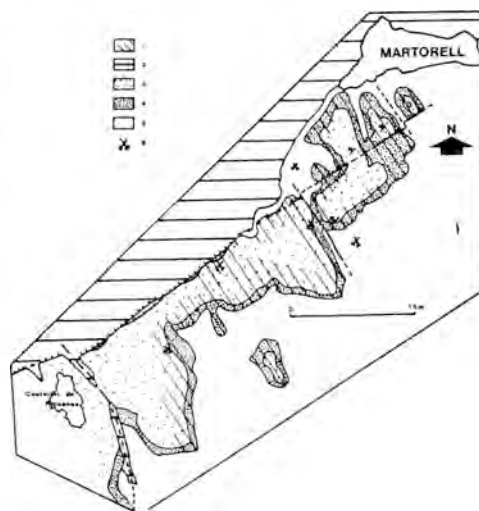


Fig. 2- Situación de la mineralización en el sector de Martorell. 1) Mineralización de baritina. 2) Materiales post-Buntsandstein. 3) Facies detríticas finas y Complejo Lutítico-Evaporítico-Carbonatado Superior del Buntsandstein. 5) Paleozoico indiferenciado. 6) Antiguas labores mineras.

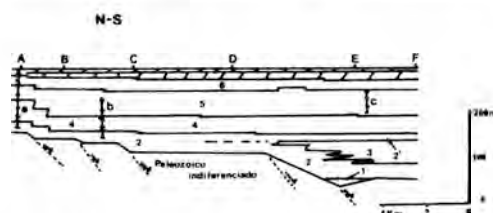


Fig. 3- Esquema litoestratigráfico de los materiales de las facies Buntsandstein en el dominio de Garraf: 1) Brechas basales. 2) Conglomerados de Garraf. 2') Nivel Conglomerático Superior. 3) Conglomerados y Areniscas de Bruguers. 4) Areniscas de Erampunyà. 5) Areniscas y Lutitas de La Creu de L'Aragall. 6) Complejo Lutítico-Carbonatado-Evaporítico Superior. a/, b/ y c/ son las columnas litogeoquímicas estudiadas. Localidades: a) Martorell. B) Castellví. C) Corbera. D) Santa María de Cervelló. E) Torrelletes. F) Bruguers. Según Marzo (1980), ligeramente modificado.

La mineralización de baritina aparece principalmente distribuida en la parte media-alta de los materiales de las facies Buntsandstein. En el sector de Martorell es muy frecuente la existencia de una importante superficie rubefactada entre el Paleozoico y los conglomerados de base, y tanto ésta como los primeros 5-15 metros de los conglomerados no aparecen sensiblemente metalizados en algunos de los sectores estudiados hasta el momento (véase la tabla nº 1).

Por lo que se refiere al techo de la columna, el Complejo Lutítico - Carbonatado - Evaporítico Superior presenta concentraciones mucho más locales en algunos niveles de margas y carbonatos (véase la tabla nº 1), y en éstos pueden observarse clastos de dimensiones pluricentimétricas de las areniscas infrayacentes mineralizadas en baritina, lo que hace que por el momento sólo podamos asegurar la existencia de removilizaciones detríticas.

El sector estudiado ha tenido una discreta historia minera: en la zona estudiada existen antiguas labores correspondientes a "La Martorellense", mina de Pb en la que se extrajo baritina como ganga; no obstante esta mineralización está enclavada en materiales paleozoicos y actualmente no conocemos

TABLA I

Contenidos en diferentes elementos de las muestras de roca total obtenidas en las columnas litológicas A, B y C.

muestra	Pb	Zn	Cu	Ba	Pb	F	Sr
A1	9.0	5.3	3.0	51	49	124	-
A2	9.0	3.2	4.0	-	17	103	-
A3	9.0	3.0	5.0	790	8	83	800
A4	29.0	6.0	3.0	54	13	83	-
A5	9.0	3.0	3.0	209	28	72	-
A6	-	2.0	3.0	-	5	80	-
A7	-	3.2	2.5	-	25	186	22
A8	9.0	4.0	4.0	-	26	73	18
A9	2.0	2.0	4.0	74	15	91	-
A10	-	2.0	4.0	7.75 %	3	73	1824
A11	-	3.2	2.5	7.40 %	2	-	1625
A12	9.0	1.2	3.0	6.60 %	1	55	490
A13	9.0	2.0	1.0	14.85 %	1	25	208
A14	9.0	10.2	2.5	20.50 %	1358	74	229
A15	-	0.3	1.5	11.10 %	-	35	169
A16	19.0	10.2	3.0	8.30 %	952	64	264
A17	28.0	20.2	8.0	603	1164	153	307
A18	9.0	10.2	5.0	30.05 %	1356	91	252
A19	60.0	9.0	9.5	93	1153	93	590
A20	38.4	59.9	24.0	475	773	120	219
A21	49.4	12.2	6.5	67	767	108	745
A22	19.0	10.2	5.0	26.50 %	1395	143	280
A23	60.0	12.1	8.5	74	654	83	388
B1	39.2	6.0	8.4	754	1558	-	-
B2	49.4	4.0	4.0	-	9	-	-
B3	29.0	3.0	3.0	-	10	-	-
B4	19.0	2.2	3.0	-	3	-	-
B5	90.2	15.2	3.0	609	28	-	-
B6	19.0	2.5	3.0	-	18	-	-
B7	9.0	2.5	3.0	-	32	-	-
B8	9.0	3.0	2.5	153	7	-	-
B9	16.9	2.5	3.0	587	134	-	-
B10	6.0	2.5	3.0	203	33	-	-
B11	19.0	5.0	4.0	430	135	-	-
B12	19.0	3.5	5.0	388	1780	-	-
B13	19.0	3.7	4.0	274	237	-	-
B14	19.0	7.0	5.0	57	296	-	-
B15	19.0	5.0	5.0	145	1024	-	-
B16	49.5	11.0	4.0	-	377	-	-
C1	4.2	0.1	1.2	-	10	-	-
C2	4.2	-	0.8	-	38	-	-
C3	4.2	-	0.4	-	98	-	-
C4	19.7	0.1	0.4	-	115	-	-
C5	24.7	-	-	-	3	-	-
C6	9.5	0.1	0.4	-	4	-	-
C7	25.9	-	0.4	-	27	-	-
C8	14.5	0.2	0.4	-	19	-	-
C9	9.5	0.2	1.6	-	-	-	-
C10	9.5	-	0.4	-	12	-	-
C11	29.9	0.2	0.4	-	19	-	-
C12	14.5	-	0.4	-	18	-	-
C13	19.8	0.1	0.4	-	24	-	-
C14	4.5	0.1	0.4	-	8	-	-
C15	4.5	0.1	0.4	-	10	-	-
C16	4.5	0.1	0.4	-	7	-	-
C17	4.5	-	0.4	-	3	-	-
C18	4.5	-	0.4	-	6	-	-
C19	4.5	0.1	0.4	-	28	-	-
C20	4.5	0.2	0.8	-	198	-	-
C21	9.5	0.1	0.6	-	111	-	-
C22	4.5	0.6	0.4	-	55	-	-

(Véase localización en las Fig. 1 y 2).

Todos los datos están expresados en ppm.

ningún tipo de relación con la mineralización existente en la facies Bunt-sandstein, a pesar de la proximidad geográfica entre ambas.

Por otra parte se han hallado diferentes explotaciones de reducidas dimensiones desparramadas en los niveles de areniscas finas muy blancas (Buntsandstein), intensamente cementadas por baritina. Por el tipo de explotación y las características de ésta cabe deducir que se trata de labores

antiguas que probablemente debían aprovechar la baritina extraída para emplearla como pigmento en la fabricación de pinturas. A este respecto cabe señalar que la abundante presencia de baritina puede conferir un color blancuzco característico a algunos niveles, pero hay otros con un contenido en Ba por encima del 10% con un marcado color rojo; obviamente esto depende únicamente del contenido relativo en óxidos de Fe. De hecho, los niveles inferiores y superiores a los extraídos en estas explotaciones presentan contenidos análogos a los de las areniscas blancas. La mayor parte de estas explotaciones han sido localizadas en el Torrent de les Deveses, junto a la carretera Gelida-Martorell.

La tipología de la mineralización en una escala macroscópica es muy variada, y tanto en la descripción de litofacies que sigue como en la petrografía no pretendemos ser exhaustivos en esta nota, sino señalar las principales características.

Ya ha sido sucintamente descrita la distribución de la mineralización en la columna litoestratigráfica; dentro de ésta se observa un claro incremento en potencia y diversidad de facies de E a O. Los conglomerados están constituidos fundamentalmente en este sector por clastos de cuarzo (85-95% del total en muchos casos), aunque también contienen fragmentos de pizarras, filitas, cuarcitas y rocas volcánicas del Paleozoico, así como clastos de areniscas y lutitas de los niveles inferiores del Buntsandstein. En conjunto el volumen de todos estos otros materiales puede ser localmente importante, especialmente por lo que se refiere a los intraclastos lutíticos.

La mineralización de baritina consiste en un cemento ampliamente extendido: en los conglomerados más masivos y pobres en la fracción arena puede ocupar gran parte de la matriz, obliterando toda la porosidad en forma de cristales poiquilíticos de dimensiones pluricentrimétricas de baritina blanca y/o rosa a lo largo de parches de varios metros cúbicos de extensión. Por el contrario, en los tránsitos hacia areniscas conglomeráticas y facies menos masivas

puede reconocerse que el cemento ocupa preferentemente algunos sectores, como "medias lunas" dentro de un paleocanal (la mitad de un paleocanal partiendo de una cicatriz erosiva lateral y la basal hacia el centro) o bien el relleno del techo de alguno de estos canales, donde los cristales de baritina pueden presentar también localmente asociación con un crecimiento simultáneo y/o posterior de siderita y/o óxidos de Fe desarrollado antigra-vitativamente. En alguna de estas litofacies se conserva porosidad que al menos en parte debió existir en el sedimento original.

Esta última matización es necesaria ya que los clastos de cuarzo de los conglomerados (y los de las areniscas, como veremos en la descripción de las láminas delgadas) aparecen extraordinariamente "limpios" y muestran hendiduras y grietas en su superficie; han sufrido corrosión, especialmente en los sectores metalizados, lo que ha incrementado notablemente en algunos casos la porosidad original.

Por lo que se refiere a las areniscas, podemos señalar que hemos hallado cuarzoarenitas, subarcosas, arcosas y areniscas líticas, lo que indica en principio una variabilidad de aportes que no aparece macroscópicamente reflejada en los conglomerados, a diferencia de otras zonas (por ej., sector de Bruguers, más al sur) en las que la diversidad se manifiesta igualmente en los clastos mayores. En ellas podemos distinguir macroscópicamente varias litofacies mineralizadas: diseminada, en parches, nodular, masiva laminar y masiva isótropa.

La litofacies diseminada consiste en cementaciones difusas y poco intensas de baritina distribuidas aleatoriamente en el seno de la roca. En general se trata de una mineralización difícil de reconocer a simple vista, a pesar de que llega a alcanzar valores del orden de 3-5% en Ba.

La diseminación en parches ha sido descrita anteriormente para los conglomerados, relacionada con cicatrices sedimentarias (bordes de paleo-canales, costras o techo de éstos, etc) (foto nº 4).

La litofacies nodular es extremadamente característica de la mineralización de Martorell-Gelida, y consiste en nódulos esférico-discoideales, de 5 a 20 cm de diámetro, cementados por cristales de baritina de hasta 3 mm; los nódulos resaltan ampliamente al erosionarse los materiales. Alcanzan valores de hasta un 10% en Ba y aparecen inmersos en mineralizaciones dise-minadas. Sus relaciones con las estructuras sedimentarias son claras. Presentan una neta alineación con los sets de láminas, tanto si se trata de laminación planar como si forman parte de una estratificación cruzada (foto nº 4). No obstante se puede señalar que muestran preferencia por las acumulaciones en niveles planares que representan, por ej., niveles de colmatación de un paleocanal. Los nódulos constituyen claramente una cementación que se superpone a la laminación sedimentaria, sin distorsionarla excesivamente. Los nódulos pueden llegar a proliferar extraordinariamente dentro de un nivel planar, hasta llegar a estar en contacto y soldarse.

La litofacies masiva laminar consiste en niveles de areniscas en general de granulometría muy fina, uniforme e intensamente cementadas en baritina. Alcanzan potencias de hasta 0.5-1 m. Mientras que la litofacies masiva isótropa es similar a la ya descrita para los conglomerados, y consiste en niveles de varios metros de potencia de arenisca fina uniforme e intensamente cementada en baritina. Existen tránsitos graduales de estas litofacies a las nodulares con nódulos soldados entre sí, y de éstas a las que presentan nódulos aislados y diseminaciones.

El análisis microscópico de las areniscas denota, además de las composiciones antes citadas, que se trata de rocas que han sufrido intensas modificaciones diagenéticas, y que éstas se han desarrollado selectivamente en el sector mineralizado en baritina. El estudio de los sectores meridionales, no mineralizados, permite afirmar que se trata en la mayoría de los casos de rocas con escasa porosidad original, textura del tipo grain-supported, notable ausencia de evidencias de compactación del tipo presión-disolución, y con desarrollo de cementos arcillosos, ferruginosos y silíceos, pero siempre

volumétricamente poco importantes y reducidos a porosidad interparticular.

El estudio de la zona mineralizada demuestra que por el contrario una buena parte de la roca está ocupada por un cemento barítico poiquilítico, con cristales de dimensiones milimétricas y/o centimétricas. Los clastos aparecen aislados, sin puntos de contacto entre sí, y muestran corrosiones importantes, en especial en el caso de los cuarzos, cuyos límites se caracterizan por una gran sinuosidad y la existencia de enormes golfos de corrosión; los feldspatos (potásicos) que se pueden observar aparecen moderadamente alterados y con corrosiones, pero en todo caso menores que las de los cuarzos. En resumen, podemos señalar que una buena parte de la porosidad rellenada por los diferentes cementos presentes, se ha producido a expensas de la corrosión y/o disolución total de clastos de silicatos, especialmente de cuarzo.

El estudio de las superficies de los clastos corroídos de cuarzo al microscopio electrónico confirma la información obtenida mediante el estudio de las láminas delgadas y muestra que las corrosiones afectan a toda la superficie del clasto, sin mostrar especial preferencia por ninguna superficie del cristal. En este sentido, podemos comparar las texturas con algunas otras estudiadas recientemente (véase por ej. Burley y Kantorowicz, 1986) y concluir que se trata de un estadio de corrosión avanzado, en el que apenas se conservan pequeños sectores relictos de la antigua superficie del clasto (fig. nº 8) y que la corrosión se ha desarrollado cuanto menos en dos episodios, el primero de los cuales ofrece como producto final un relieve caracterizado por profundas incisiones hemiesféricas más o menos arracimadas en grupos de 3-10 individuos sobre cavidades canaliformes algo mayores y el segundo de los cuales ha generado pequeñas corrosiones puntuales o hemiesféricas de un orden de magnitud menor que las anteriores, que se superponen al relieve irregular producido por la anterior corrosión (fig. 8 y 9). Es probable que ambos episodios de corrosión se hayan desarrollado sin solución de continuidad en el tiempo.



Fig. 4- Litofacies de la mineralización en las Areniscas de Erampunya: diseminada, nodular y en parches en el set de láminas inferior, y masiva y nodular relicta en el superior.

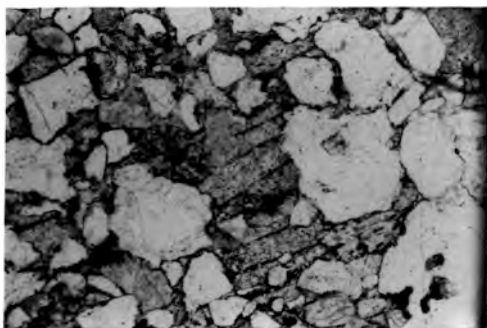


Fig. 5- Típica cementación poiquilítica de baritina (gris oscuro y punteado), cementando clastos (principalmente de cuarzo) intensamente corroídos. Nótese la existencia de una pátina oscura de óxidos de Ti y Fe que rodea a los cuarzos, posterior a la corrosión y previa a la cementación de baritina. Nícoles paralelos.

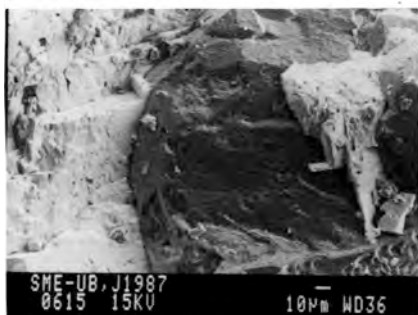


Fig. 6- Clasto de cuarzo (gris oscuro) cementado por baritina poiquilítica (blanco). Microscopio electrónico de barrido.

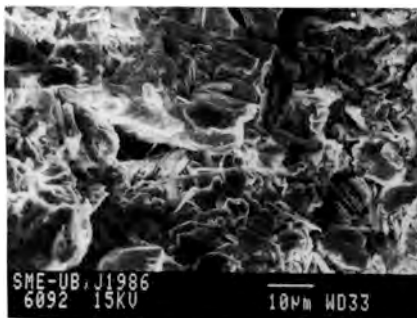


Fig. 7- Cementación arcillosa (atribuida a illitas ferríferas: Si, Al, K, Fe en el microanálisis) previa al precipitado del cemento barítico. Microscopio electrónico de barrido.

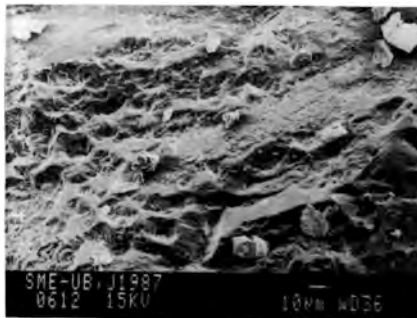


Fig. 8- Superficie de un clasto de cuarzo sometido a intensa corrosión. Nótese la existencia de un relicto de la antigua superficie del clasto (sector central inferior de la fotografía) preservado de la corrosión. Microscopio electrónico de barrido.

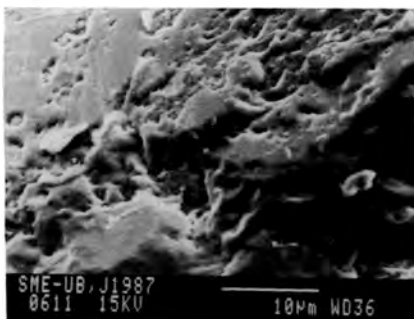


Fig. 9- Detalle de un sector de la fig. n. 8. Nótese la existencia de dos episodios de corrosión, el segundo de los cuales da cavidades de tamaño menor que se instalan sobre el relieve irregular heredado del primero.

Por lo que se refiere a los fragmentos líticos, presentan la corrosión citada en mayor o menor grado, excepto en el caso de toda una serie de clastos redondeados, de carácter equigranular microcristalino, colores grises a gris verdoso con nícoles paralelos y diferentes gamas de gris con nícoles cruzados. No obstante, con los nícoles cruzados se puede reconocer la existencia de microcristales de tipo radiado-fascicular, de mayor relieve que los que los rodean y colores de interferencia grises y amarillos; el tránsito hacia los cristales que los envuelven es gradual y sugiere la existencia de recristalización.

Estos clastos han sido hallados únicamente en el sector mineralizado en baritina, y presentan otras características texturales (además de la ausencia de corrosión) que los distinguen de los demás, como por ejemplo interpenetraciones con clastos de cuarzo. Ya hemos señalado que este tipo de textura que indica presión-disolución no ha sido hallada en contactos entre clastos de cuarzo. Podemos añadir además que se produjo con anterioridad a la corrosión de los clastos silíceos ya que se observa que estos líticos han sido los que se han deformado sobre los bordes redondeados de los clastos de cuarzo (lo que indica una mayor plasticidad y/o inestabilidad mineralógica en el momento de producirse la compactación) y que las zonas de los clastos de cuarzo en contacto con estos líticos se han preservado de la corrosión, mientras que el resto de la superficie de los mismos clastos de cuarzo ha sido corroída.

El estudio combinado al microscopio petrográfico y electrónico (con microanalizador incorporado) permite reconocer sucesiones diagenéticas de este tipo:

1.- Ligera compactación de la roca, interpenetraciones incipientes de clastos de cuarzo con los líticos antes citados, pero ausencia de compactación suficiente para dar interpenetraciones entre los clastos de cuarzo.

2.- Intensa corrosión de los clastos, especialmente de los silíceos, excepción hecha de los líticos antes citados. Esto puede implicar la existencia de un medio básico

(aprox. pH 10). Este proceso conlleva la creación de una importante porosidad que de alguna manera se preserva hasta el depósito del cemento volumétricamente más importante, la baritina.

3.- Depósito muy local de cementos silíceos sintaxiales sobre clastos de cuarzo previamente corroídos.

4.- Formación de delgadas costras de óxidos de Ti, y más localmente de Fe (verificadas por el microanálisis) sobre los clastos corroídos.

5.- Cementación poliminerálica. Incluye cementación silícea, cementación arcillosa, aparentemente constituida por illitas férríferas (Al, K y Fe corroborado con el microanálisis) macrocristalinas, etc.

6.- Corrosión-reemplazamiento de cementos bastante importante; las illitas muestran localmente tránsitos hacia la baritina.

7.- Cementación barítica principal, que constituye el 70-90% del cemento presente en la roca. Se puede reconocer la existencia de una primera cementación pelicular de baritina (rim) que precede a la cementación poiquilítica principal de baritina. No obstante, el estudio con el microscopio electrónico muestra que han existido episodios de corrosión local de la baritina poiquilítica intercalados durante el proceso de cementación.

Esta secuencia diagenética no es la única existente; por ejemplo, en el sector más occidental en estudio (Torrent de les Deveses) existe una importante cementación de siderita en un contexto sedimentario que sugiere la implantación local de medios lacustres. Por lo que se refiere a la naturaleza de los líticos no afectados por la corrosión, y a algunos cementos existentes en la fase 5 de la secuencia, los microanálisis (presencia de S y Ca) y las evidencias texturales nos hacen pensar en la actualidad en la posibilidad de la existencia de un precursor sulfatado cálcico para la baritina. Todos estos aspectos son objeto de estudio detallado en la actualidad.

3. Litogeoquímica

En la tabla I se adjuntan los resultados obtenidos en el apartado de la litogeoquímica, que corresponden a tres columnas estratigráficas obtenidas de norte a sur:

a) en el sector de Martorell (colina a cota 206, extremo NE de la metalización).

b) en las proximidades de Pallejà (zona del Noviciado).

c) en la cantera situada unos 400 m al NE de la colina de El Padró, junto a la carretera Gavá-Begues.

Una consulta a las figuras 1 y 3 remitirá inmediatamente al lector a la situación y ubicación estratigráfica; resaltaremos aquí que las dos primeras se realizaron en tramos similares (mineralizado y no mineralizado) de la columna estratigráfica, y que la más meridional se escogió tanto por sus analogías con zonas mineralizadas en Martorell (mayor cementación que otros niveles inferiores) como por su proximidad al "Complejo Lutítico - Carbonatado - Evaporítico Superior". Se analizó en cada una de ellas el contenido en Pb, Zn, Cu, Mn y Ba, y en la zona metalizada F y Sr.

De los datos obtenidos podemos señalar los contenidos extremadamente bajos en todos los elementos estudiados, excepción hecha del Ba en Martorell, lo que confirma la monotonía de la paragénesis observada. Por lo que se refiere al F, los bajos contenidos en Martorell concuerdan con la inexistencia de fluorita en las láminas delgadas estudiadas. El Sr, por su parte, presenta un buen paralelismo con los contenidos en Ba, por lo que es razonable suponer que aparece en discretas cantidades en el interior de las baritinas, sin que se pueda excluir la existencia local de cementos de celestina o barito-celestina.

Los altísimos contenidos en Ba en Martorell, los exiguos fondos en la serie del Noviciado y su práctica inexistencia en la serie de la cantera del sector de Begues está de acuerdo con las observaciones petrográficas; la práctica totalidad del Ba aparece en forma de cemento que viene a ocupar la porosidad de disolución creada durante la diagénesis del sedimento.

Por lo que se refiere a la importancia cuantitativa de la mineralización hay que señalar los elevados contenidos en Ba, comparables a secciones ricas de yacimientos que han sido objeto de explotación, como Chail-lac (véase Ziserman, 1980), la continuidad vertical de la mineralización (del orden del 7-10% en Ba a lo largo de 35 m en la serie realizada en Martorell, que no es ciertamente de las más potentes) y su extensión comparable a yacimientos explotados hasta la presente década (por ej., la mina de Largentière está comprendida en un rectángulo de 1500 x 3000 m; Foglierini et al. 1980).

4. Discusión, modelo genético y conclusiones

Los datos geoquímicos y cartográficos indican que se trata de una concentración metálica de gran importancia, perfectamente comparable a otras mineralizaciones del Triásico europeo.

Algunas de las características morfológicas de la metalización (impregnaciones generalizadas, asociación con cicatrices sedimentarias en la base de paleocanales, cementaciones generalizadas "en barra" a techo de niveles, etc.) sugieren que ésta ha sufrido un control bastante estricto de tipo paleohidrológico, es decir una canalización de fluidos mineralizantes a partir de la porosidad original del sedimento. Esto encaja bien con un modelo de mineralización diagenética muy tardía similar a los propuestos anteriormente (Font et al. 1985).

Sin embargo, la existencia de clastos de areniscas del Buntsandstein con cementaciones de baritina en los primeros niveles del Complejo Lutítico-Carbonatado-Evaporítico Superior en el sector de Martorell indica claramente que la mineralización de baritina tuvo un origen diagenético temprano, o dicho con otras palabras, que la mineralización ya estaba formada cuando dicho complejo comenzó a depositarse, lo cual implica a la luz de las dataciones admitidas actualmente (Marzo y Calvet, 1985) una edad Scythiense para la mineralización de Martorell. Este hecho implica igualmente que las importantes

corrosiones y los diferentes episodios de cementación, aún no totalmente esclarecidos como se ha visto, se produjeron en unas condiciones bastantes superficiales, lo cual excluye una diagénesis profunda para el proceso de corrosión de los clastos. De hecho, difícilmente podríamos explicar la delicada preservación de las estructuras sedimentarias (laminaciones, etc.) durante el desarrollo de procesos de corrosión tan intensos y volumétricamente tan importantes si el efecto de la presión litostática hubiera sido considerable.

Por ello propusimos (Duran et al. 1986) un modelo diagenético temprano en un ambiente muy superficial para la génesis de la concentración de baritina del tipo "sedimentación química interna precoz" (sensu Samama, 1976) a partir de un proceso del tipo "barrera sulfatada" (sensu Lagny, 1980). De cualquier modo, este modelo sólo estará definitivamente probado a la conclusión de diferentes estudios (estudio de algunos cementos y de los líticos no corroídos con el empleo de microsonda electrónica, estudios paleogeográficos detallados, etc.) actualmente en realización.

Agradecimientos

El germen de este trabajo está en las investigaciones realizadas por dos de nosotros (D.G. y J.L.F) en 1981 bajo la dirección del Dr. Manuel Viladevall. Queremos expresarle de la manera más cordial y efusiva nuestro agradecimiento por su continuado estímulo y aliento. Deseamos agradecer igualmente a los Dres. X. Font, M. Inglés, M. Marzo, F. Ortí, J.J. Pueyo y R. Vaquer su ayuda, enseñanzas y consejo en diferentes fases de realización del trabajo. Gracias igualmente a los miembros del Servei de Microscòpia Electrònica de la Universitat de Barcelona por todas sus atenciones durante la realización del trabajo, y a A. Samper por su ayuda en el proceso de elaboración de las láminas delgadas para el estudio petrográfico.

Bibliografía

ANADON, P.; COLOMBO, F.; ESTE-

- BAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P. & SOLE SUGRANES, LL. (1979): Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hispánica*. Homenaje a Lluís Solé i Sabarís, 14, 242-270.
- BURLEY, S.D. & KANTOROWICZ, J.D. (1986): Thin section and S.E.M. textural criteria for the recognition of cement-dissolution porosity in sandstones. *Sedimentology*, 33, 587-604.
- DURAN, M.E.; FERNANDEZ TURIEL, J.L.; GIMENO, D. y UTRILLA, R. (1986): Cementaciones de baritina en la facies Buntsandstein del sector de Martorell-Gelida (Cadenas Costeras Catalanas, Barcelona). In: Ll. Cabrera (ed.): XI Congreso Español de Sedimentología. Barcelona 15-18 Sept. 1986, Resúmenes de las Comunicaciones, 96.
- FERNANDEZ TURIEL, J.L. (1981): Estudio de la mineralización de baritina en la facies Buntsandstein de la Cordillera Litoral al W del Llobregat y al N de la transversal de Corbera de Llobregat. Informe inéd. Depto. Prospección Geol. y Geofis. Univ. de Barcelona. 43 pp. + 1 mapa geol. 1:10.000.
- FERRER, F.; FONT, X. & VILADEVALL, V. (1985): Tipología de las mineralizaciones de baritina de las Cadenas Costeras Catalanas. (El ejemplo del sector del Congost, Barcelona). *Rev. d'Inv. Geol.*, 40, 103-113.
- FONT, X. (1983): Estudio de las mineralizaciones del macizo del Montseny-Guilleries y su aplicación en la prospección geoquímica de redes de drenaje. Tesis doctoral inéd. Dpto. Prospección Geol. y Geofis. Univ. Barcelona. 534 pp.
- FONT, X.; ANDREU, A.; MELGAREJO, J.C. y VILADEVALL, M. (1985): Metalogenia en el Triásico de los Catalánides. In: M. Marzo & F. Calvet (eds.), op. cit., 95-104.
- FONT, X. & VILADEVALL, M. (1980): Las mineralizaciones de baritina del Triásico (Buntsandstein) de la Cadena Litoral y Prelitoral Catalana. I Symposium sobre Diagénesis de sedimentos y rocas sedimentarias. Barcelona 15-18 Diciembre 1980. 37.

- GIMENO, D. (1981): Estudio de algunos aspectos del comportamiento como metalotecto de las series sedimentarias del Triásico (facies Buntsandstein y Muschelkalk inferior) en el sector de Begues (Garraf oriental). Informe Inéd. Dpto. Prospección Geol. y Geofis. Univ. de Barcelona, 36 pp. + 1 mapa geol. 1:10.000.
- LAGNY, PH. (1980): Les gisements stratiformes associés aux évaporites. Position dans le temps et place dans l'espace des bassins sédimentaires évaporitiques. *Bull. Cent. Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine*, 4 (1): 445-478.
- MARZO, M. (1980): El Buntsandstein de los Catalánides: Estratigrafía y procesos de sedimentación. Tesis doctoral inéd., Dpto. Estratigrafía, Univ. de Barcelona, 317 pp.
- MARZO, M. & CALVET, F. (1985): Guía de la excursión al Triásico de los Catalánides. II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España, La Seo d'Urgell, 23-25 Septiembre 1985, 175 pp.
- SAMAMA, J.C. (1976): Comparative review of the genesis of the copper-lead sandstone-type deposits. In: K.H. Wolf (ed.) *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*. 6, 1-20.
- ZISERMAN, A. (1980): Les gisements de Chaillac (Indre): la barytine des Red-outièrés, la fluorite du Rossignol. Association d'une gîte stratiforme de couverture et d'un gîte filonien du socle. 26 C.G.I., *Gisements Français*, E3, 47 pp.

(Aceptado: 25 Noviembre 1987)

FILONES DE Pb-Ba EN EL PALEOZOICO DEL AREA DE MARTORELL (BARCELONA)

Jordi TRITLLA y Esteve CARDELLACH

Departamento de Geología. Universidad Autónoma de Barcelona
08193 BELLATERRA (Barcelona)

ABSTRACT.- The Ba-Pb veins of Martorell area are enclosed within quartzites of paleozoic age and late-hercynian granites. Above them the lower Triassic (Buntsandstein) lies unconformably. Vein are composed by barite, galena, chalcopirite and traces of sphalerite and eritrine. The structure of the veins is breccia type in the upper parts, disappearing at depth. Mineralizations appear to be related to the pretriassic paleosurface (basement-cover type).

Key words: veins, barite, galena, pretriassic paleosurface.

RESUMEN.- Las mineralizaciones filonianas de Ba-Pb de Martorell están encajadas en los materiales paleozoicos cuarcíticos y en los granitoides tardihercínicos. Por encima de ellos y discordantemente, se dispone el Trias basal (facies Buntsandstein). Los filones están compuestos de baritina, galena, calcopirita y trazas de esfalerita y eritrina. En las partes superiores tienen aspecto brechoide, que desaparece en profundidad. Se trata de mineralizaciones relacionadas con la paleosuperficie pretriásica, del tipo zócalo-cobertura.

Palabras clave: filones, baritina, galena, paleosuperficie pretriásica.

1. Introducción

La presencia de mineralizaciones filonianas de Ba(F)-Pb(Zn) en las Cordilleras Costeras Catalanas relacionadas con la paleosuperficie pretriásica ha sido descrita por varios autores,

tanto en el sector N (Guilleries, Font, 1983) como en el S (Melgarejo, 1983). El rasgo común de todas ellas es el de estar encajadas en materiales paleozoicos, los cuales se hallan a su vez cubiertos discordantemente por el Triásico. La presencia de baritina, celestina, fluorita (Canals, 1985), como cemento en los conglomerados basales del Buntsandstein es también una característica de este tipo de ambiente.

En el presente trabajo se describen por primera vez una serie de filones mineralizados en Ba(Pb), situados en el área de Martorell (15 Km al W de Barcelona), los cuales presentan unas características muy similares a los mencionados anteriormente en otras áreas de los Catalánides.

2. Situación geológica

Las Cordilleras Costeras Catalanas se hallan constituídas por un zócalo hercínico y una cobertera sedimentaria mesozoica.

El zócalo está formado por series sedimentarias paleozoicas que abarcan desde materiales de posible edad Cámbrica (macizos de Les Guilleries y del Montseny) hasta Carboníferos en facies "Culm". La mayor parte de esta secuencia muestra un bajo o nulo grado metamórfico (exceptuando las dos áreas anteriormente citadas en donde el metamorfismo llega hasta facies de las anfibolitas) y una deformación polifásica generada durante

la orogenia hercíniana (Julivert et al 1983, 1986). Estas series presentan intrusiones graníticas tardihercínicas (Enrique, 1984).

La actividad neógena de fracturas normales de dirección NE-SO ha provocado la compartimentación actual en bloques con la formación de fosas rellenas por sedimentos neógenos (Fig. 1).

La sucesión paleozoica en el área de Martorell de posible edad ordovícica, está constituida por una serie inferior, monótona, de pizarras y filitas. A continuación se dispone un potente paquete de cuarcitas con esporádicas intercalaciones pelíticas de orden centimétrico. Por encima de estas se halla un conjunto de materiales formado por la alternancia rítmica de niveles centimétricos cuarcíticos de color beige y niveles pelíticos verdosos. En general el grado metamórfico es bajo y presenta una esquistosidad muy penetrativa de plano axial.

La serie paleozoica ha sido intruída por un pequeño cuerpo granítico (granitos, granodioritas y tonalitas) de morfología indetermi-

nada, dando lugar a una aureola de metamorfismo de contacto, con la consiguiente recristalización de los materiales próximos a este (Fig. 2).

Todos estos materiales han sido peneplanizados y rubefactados durante una etapa de erosión de edad pretriásica, sobre la que se deposita discordantemente la base de la macro-secuencia triásica (facies Buntsandstein).

3. Las Facies Buntsandstein en Martorell: Las diseminaciones de barita.

En la superficie de erosión desarrollada sobre los materiales hercínicos se dispone la base de la macrosecuencia triásica. La zona en estudio se localiza en el conjunto de afloramientos al borde oriental del macizo del Garraf, caracterizándose por el predominio de los materiales conglomeráticos y arenosos sobre los lutíticos, y por las rápidas variaciones de potencia en dirección NNW-SSE (Anadón et al, 1979).

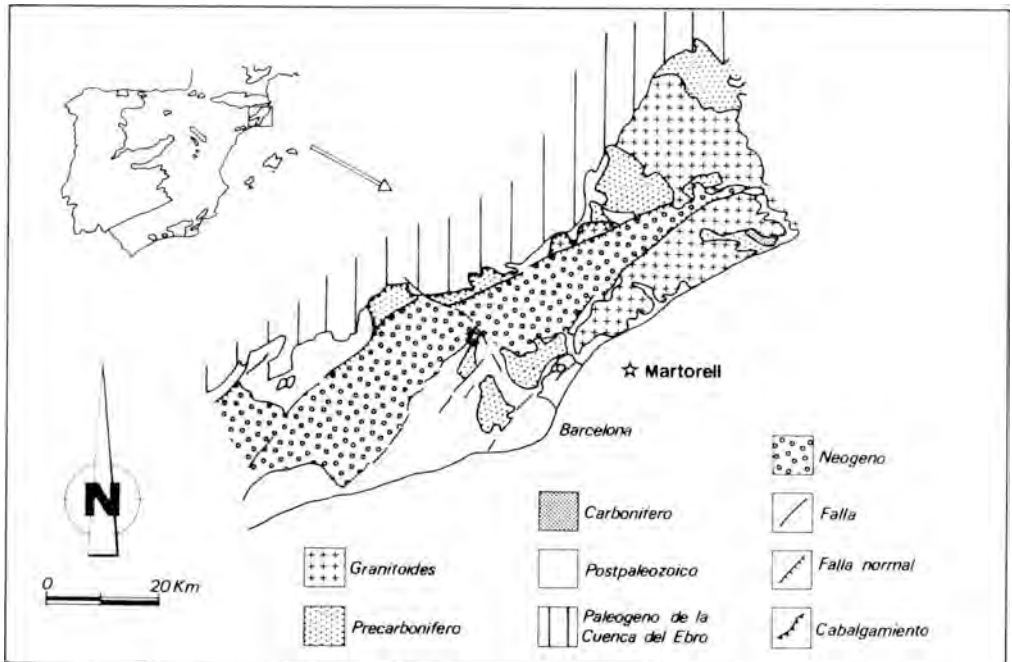


Fig. 1- Situación geográfica y geológica.

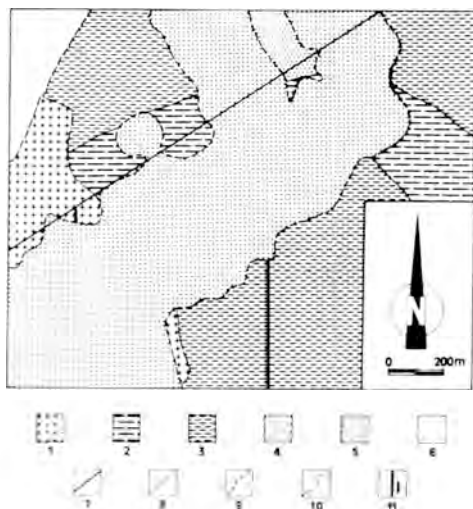


Fig. 2- Mapa geológico de los alrededores de Martorell. Leyenda: 1.- Granitos; 2.- Pizarras y filitas; 3.- Cuarcitas; 4.- Alternancia de pelitas y cuarcitas; 5.- Conglomerados, areniscas y lutitas de las facies Buntsandstein; 6.- Cuaternario; 7.- Falla; 8.- Contacto normal; 9.- Contacto discordante; 10.- Contacto intrusivo; 11.- Trazado de los filones con galena y baritina.

La serie detrítica se halla constituida por dos grupos de unidades:

a) Grupo basal.- Formado por dos unidades: los Conglomerados de Garraf y los Conglomerados y Areniscas de Bruguers. Por encima de los últimos se sitúa una segunda barra conglomerática denominada Nivel Conglomerático Superior, y que sería correlacionable con el paquete que en Martorell descansa directamente sobre el zócalo (Fig. 3). La potencia del grupo basal en Martorell es pequeña debido a la falta de las dos unidades basales.

b) Grupo superior.- En esta zona está formado por tres unidades: areniscas d'Eramprunya, areniscas y lutitas de la Creu de L'Aragall y el complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior. El techo de la serie coincide con los niveles carbonatados del Muschelkalk inferior.



Fig. 3- Columna del Buntsandstein basal con la distribución "de visu" de baritina. Granulometría: P.- pelitas; f.- areniscas de grano fino; g.- areniscas de grano grueso; c.- conglomerados.

A lo largo de las Cordilleras Costeras Catalanas se ha observado una estrecha relación entre la presencia de filones mineralizados en Pb - Ba - F - Zn en el zócalo paleozoico y la existencia de baritina, fluorita y celestina en diseminaciones en el interior de las facies Buntsandstein, en forma de cemento, rellenando cavidades o fisuras y reemplazando elementos detríticos (Melgarejo, 1983; Font et al en Marzo, 1985; Canals, 1985). No obstante, la presencia de diseminaciones en estas facies no implica la existencia de filones en el zócalo.

La baritina se concentra en los niveles basales de la facies Buntsandstein y, en el caso de Martorell, la mayor abundancia de la misma se da en relación con niveles de conglomerados y microconglomerados, en donde la porosidad es mayor.

En la figura 4 la baritina se encuentra en forma de cristales idiomórficos, presentán-

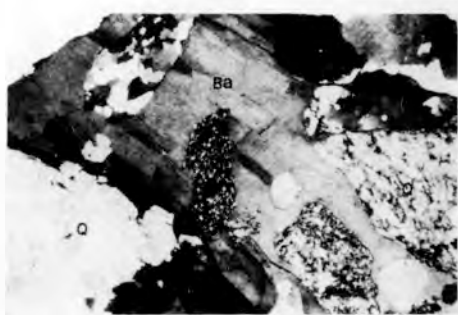


Fig. 4.- Cemento poiquilítico de baritina entre cantos de cuarzo. Ba: baritina; Q: cuarzo; Nicoles cruzados (x 25).

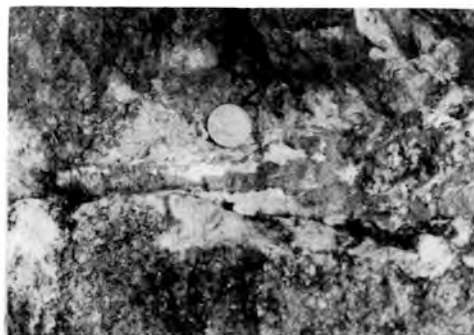


Fig. 6.- Detalle del bandeado de calcopirita-galena-baritina de un pequeño filón encajante en los granitos.



Fig. 5.- Banda milonítica desarrollada en galena, afectando a una estructura brechoide anterior. M: milonita.



Fig. 7.- Detalle de la alteración del granito en el contacto con un filón con calcopirita-galena-baritina.

dose como cemento poiquilítico en el interior de un nivel conglomerático, en donde los cantos están constituidos por cuarzo filoniano y, también, por cuarzo posiblemente de origen metamórfico. Asimismo se presenta en forma de pequeños filones (de hasta 15 cm de potencia) cortando a la estratificación de dichas facies.

4. Mineralizaciones filonianas de galena y barita.

Encajando en los materiales paleozoicos y en los granitoides tardihercínicos se halla una serie de filones mineralizados en galena y baritina junto a otros sulfuros acompañantes (pirita, calcopirita) e indicios de cobalto (eritrina).

El presente trabajo se basa esencialmente en el estudio de dos de ellos, paralelos entre sí, de dirección N-S y potencia variable. El primero se encuentra encajado en cuarcitas, y el segundo en granitoides.

El filón principal de 750 m de corrida y unos 250 m de profundidad (antigua mina "La Martorellense"), se caracteriza por la presencia, en las partes superiores, de óxidos e hidróxidos de hierro (limonitas y goethitas), junto con pequeñas masas de baritina y cristales aislados de marcasita muy alterada. La potencia filoniana en esta cota es de aproximadamente 0.5 m.

Al ganar profundidad la anterior paragénesis se ve sustituida por una constituida por pirita y galena como sulfuros predominantes,

acompañadas de siderita, ankerita, calcita, dolomita ferrífera y, ocasionalmente baritina. La morfología es brechoide, disponiéndose la piritita en fracturas en el interior de cantos angulosos de cuarzo. Estos están cementados por dolomita ferrífera y/o siderita y ankerita (ambas muy minoritarias), siendo la calcita la fase más tardía. La galena se dispone en contacto con las paredes del filón, mientras que la baritina ocupa la parte central del mismo.

En la parte inferior del filón, desaparece el aspecto brechoide. En esta zona la mineralización consiste en un bandeado de baritina y galena con calcopirita minoritaria.

El segundo filón estudiado, de aproximadamente 1.5 m de potencia, encaja en una fractura que corta a los granitoides. La mineralización se dispone cementado una brecha intrafiloniana formada por bloques de granito muy alterado, angulosos, irregulares y de tamaño variable. Este filón presenta con frecuencia un bandeado simple consistente en una primera deposición de calcopirita en las paredes del mismo, seguida por la formación de cristales idiomórficos centimétricos de galena, sobre los cuales crece la baritina en forma de agregados en "libro" (Fig. 5). Esta textura se ve obliterada en algunos puntos por un nuevo movimiento de la fractura, provocando la brechificación, rotura o deformación de los minerales filonianos. Este es el caso de la galena, en la que se observan estructuras miloníticas (Fig. 6).

Los fluidos mineralizantes han producido una fuerte alteración del encajante granítico consistente en la desestabilización de las plagioclasas, feldespatos potásico y biotita y la formación de un agregado de moscovita, sericita y cuarzo junto con carbonatos (dolomita ferrífera y/o ankerita). La potencia de la zona alterada llega a los 40 cm.

El modelo metalogénico de este tipo de mineralizaciones descrito por Touray y Ziserman en Samama (1980) para el distrito de Chaillac (Francia), y aplicado por Melgarejo (1983) en el área de Poblet (S de los Catalánides), es aplicable en el sector estudiado dada la semejanza existente entre las

dos zonas. En Poblet (mina Atrévada) la fractura mineralizada llega a atravesar la base de la facies Buntsandstein por lo que debe descartarse un origen de los fluidos mineralizantes relacionados con el magmatismo tardihercínico. Similarmente, en Martorell, aunque las fracturas no llegan a afectar al Triásico basal, la presencia de baritina en el mismo y la similitud mineralógica hacen pensar en un origen del Ba y Pb a partir de soluciones hidrotermales de origen meteórico, por lavado selectivo de estos elementos en los materiales a través de los que ha circulado, y una mezcla de aquellas con aguas sulfatadas descendentes que procederían de la superficie (ambiente de sebkha; Barbier, 1976), comportándose las facies Buntsandstein, ya depositadas, como un paleoacuífero. La baritina, en forma de cemento poiquilítico en los conglomerados, se formaría por el aporte de Ba a través de surgencias termales durante la diagénesis de estos.

5. Conclusiones

Los filones mineralizados de galena-baritina del área de Martorell se localizan a favor de fracturas, de dirección N-S y encajan en la serie paleozoica (nivel de cuarcitas y en los granitoides tardi-hercínicos).

Los filones están constituidos por baritina y galena como sulfuro mayoritario, acompañados por calcopirita, piritita, marcasita y blenda (muy escasa) junto con carbonatos (calcita, dolomita ferrífera, ankerita, siderita) como ganga.

La mineralización encajada en los granitos se encuentra en pequeños filones cementando una brecha intrafiloniana, constituida por un bandeado simple de calcopirita (minoritaria) + galena + baritina (carbonatos). La textura puede estar obliterada por movimientos posteriores.

La alteración es prácticamente inapreciable en las salbandas del filón que encaja en las cuarcitas. En el granito se traduce en la desestabilización de la biotita, el feldespato potásico y la plagioclasa y la formación de un agregado de moscovita, sericita y cuarzo acompañado por pequeños filones de carbonatos.

Asimismo se han localizado diseminaciones de baritina en los conglomerados basales de la facies Buntsandstein. Esta se sitúa en los tramos que presentan mayor porosidad (conglomerados y microconglomerados) en forma de cementos poiquilíticos o bien en forma filoniana, rellenando pequeñas fracturas o diaclasas, presentando una potencia máxima de 15 cm.

Tanto la baritina ligada a la facies Buntsandstein como los filones de zócalo se podrían interpretar genéticamente como formadas en ambientes de sebkhas costeros, por la mezcla de capas freáticas de origen marino, sulfatadas, y aguas termales ricas en Ba y Pb, procedentes del lavado selectivo de los materiales que han atravesado (granitos, etc), que habrían circulado a favor de las fracturas que afectan al zócalo paleozoico. La deposición se produciría en estas fracturas y/o en zonas permeables de las rocas detríticas no consolidadas (poros, espacios entre granos o cantos, diaclasas, pequeñas fracturas,...), actuando como paleo-acuíferos (Barbier, 1976; Touray y Ziserman, 1980; Melgarejo y Ayora, 1984).

Las mineralizaciones de Pb-Ba de Martorell pertenecen al grupo (común en los Catalánides) de filones de zócalo-cobertera.

Bibliografía

- ANADON, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P. y SOLE SUGRAÑES, LI. (1979): Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta. Geol. Hisp., T. 14*, 242-270.
- BARBIER, J. (1976): Sur la signification paleogeographique de certaines mineralisations filoniennes a fluorine-barytine. *Mem. h. Ser. Soc. Geol. France, n° 7*, 85-94.
- CANALS, A. (1985): Les mineralitzacions filonianes l'Argentera i el seu context geològic. Tesis de Licenciatura. Dep. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Barcelona.
- ENRIQUE, P. (1984): The hercynian post-tectonic plutonic in hypabyssal rocks of the Montnegre massif, Catalonian Coastal Ranges (NE Spain) *Newsletter*, 6, 45-55.
- JULIVERT, M. y DURAN H. (1983): Stratigraphic chart of paleozoic sequence in Catalonian Coastal Ranges (North-eastern Mediterranean, Geotraverse A2, IGCP project n° 5). *Newsletter* 5, 54-47.
- JULIVERT, M.; DURAN, H.; GARCIA LOPEZ, S.; TRUYOLS MASSONI, M y VILLAS, E. (1986): The paleozoic precarboniferous sequence in the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain) and its faunas. IGCP project n° 5. Abstracts, 31-37.
- MARZO, M. (1980): El Buntsandstein de los Catalánides. Estratigrafía y procesos de sedimentación. Tesis Doctoral. Dept. de Estratigrafía y Geología Histórica. Univ. de Barcelona.
- MARZO, M. (1985): El Buntsandstein de los Catalánides. Guía de la excursión Triásico de los Catalánides. II Col. de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España. La Seu d'Urgell. Publ. Inst. Est. Ilerdienses.
- MELGAREJO, J.C. (1983): Estudi metalogénic del sector de Poblet. Tesis de Licenciatura. Fac. Geol. Uni. de Barcelona.
- MELGAREJO, J.C. y AYORA, C. (1985): La mina Arevida. Cadenas Costeras Catalanas: un ejemplo de filón Triásico de zócalo-cobertera. *Rev. Inv. Geol.*, 40, 87-102.
- TOURAY, J.C. y ZISERMAN, A. (1980): Sur le genese des gisements (F-Ba-Fe-Mn) de Chaillac. In J. Samama (Ed.), Les paleosurfaces et leur metallogenesis. *Mem. BRGM*, 104, 377-380.

(Aceptado: 25 Noviembre 1987)

NOTA SOBRE LA PRESENCIA DE MINERALIZACIONES DE BARITA AL SUR DE LLERENA (BADAJOZ, ESPAÑA)

Adolfo MIRAS, M^a Jesús HERNANDEZ y Emilio GALAN

Departamento de Geología. Universidad de Sevilla. Apdo. 553. 41071 SEVILLA.

ABSTRACT.- Barite mineralizations occur within Lower Cambrian detrital-carbonatic materials in the Zafra-Monesterio sector (Ossa-Morena zone, Iberian Massif), mainly associated to shales containing siliceous limestones layers. Four types of mineralization can be differentiated: 1) disseminate barite in carbonatic rocks, 2) centimetric concretions, 3) stratiform bodies of up 50 m long and <2 m thick, and 4) veins which are filling post-Hercynian fractures. According to the geological setting, and morphological, mineralogical and chemical characteristics a sedimentary and/or diagenetic origin may be supposed for stratiform barite deposits. Barite recrystallization took place during Hercynian deformation. Later barite was remobilized and concentrated in post-Hercynian fractures. Stratiform mineralizations described above can be considered of a commercial interest because occurrences are very abundant in this area, and grades are many times richer than 90% of BaSO₄ with only silica as the major impurity.

Key words: Stratiform and vein barite, Iberian Massif, Spain.

RESUMEN.- Las mineralizaciones estratiformes de barita aparecen asociadas a un conjunto de materiales detrítico-carbonatados de edad Cámbrico inferior en el denominado Dominio de Zafra-Monesterio (Zona de Ossa-Morena), encajando en pizarras con niveles de calizas con sílex, que presentan frecuentes cambios laterales de facies. Se pueden distinguir varios tipos de mineralizaciones: 1) barita diseminada en las rocas carbonatadas, 2) barita en concrecciones centimétricas, 3) barita en niveles estratiformes de hasta 50 m de longitud y espesores inferiores a 2 m, y 4)

baritas con morfología filoniana que rellenan fracturas posthercínicas. Atendiendo a las características del entorno geológico y a las consideraciones morfológicas, mineralógicas y químicas, es posible asignar a estas mineralizaciones un origen sedimentario y/o diagenético, con recrystalizaciones durante las etapas de deformación hercínica (tipos 1, 2 y 3). Posteriormente la barita ha sido removilizada y depositada en fracturas posthercínicas (tipo 4). Las mineralizaciones estratiformes descritas pueden ser de interés económico, ya que en la zona aparecen frecuentes indicios de este tipo que alcanzan leyes superiores al 90%, con sílice como impurezas más significativa.

Palabras clave: Barita estratiforme, barita filoniana, zona Ossa-Morena, España.

1. Introducción

Al Sur de Llerena existen numerosos indicios de barita con características similares en cuanto a asociaciones minerales, texturas, rocas encajantes, y ausencia de relación directa con actividades magmáticas. Algunos de ellos han sido explotados, o lo son en la actualidad, pero de forma esporádica y poco racional. Las mineralizaciones estratiformes no son en general explotadas por su geometría irregular y por su alto contenido en sílice.

Otros depósitos estratiformes de este área, situados a unos 15 Km al oeste de Llerena, han sido citados por Moro (1980) y Moro y Arribas (1981) como de origen vulcano-sedi-

mentario por comparación con los yacimientos que estudian en Vide de Alba, San Blas y otros de la provincia de Zamora.

En este trabajo se presentan algunas características de los indicios situados a unos 2 Km al Sur de Llerena, intentando establecer su génesis y posible interés económico.

2. Encuadre geológico

El sector de Llerena se sitúa en el borde noroccidental del denominado Dominio de Zafra-Monesterio (Eguiluz et al., 1983) (Zona de Ossa-Morena) (fig. 1).

Los materiales aflorantes son fundamentalmente detrítico-carbonatados de edad Cám-

brico inferior (Perejón, 1984) que han sufrido una intensa deformación hercínica con un metamorfismo regional asociado de grado muy bajo.

La secuencia estratigráfica observada en la zona (fig. 2) se encuentra invertida, y parece coincidir a grandes rasgos con la de la Formación Santo Domingo (Liñán, 1978), diferenciándose tres de los miembros del corte tipo (Sierra de Córdoba) que de muro a techo son:

I.- Calizas detríticas recristalizadas, calizas grises, areniscas y lutitas violáceas o amarillentas. A veces se observan estructuras sedimentarias (laminaciones cruzadas, grano-

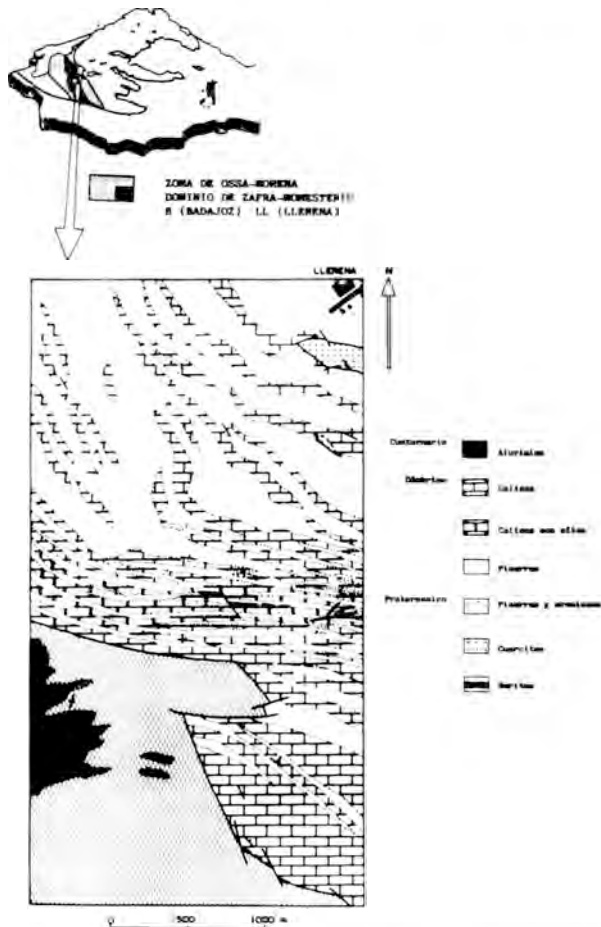


Fig. 1- Situación y esquema geológico del área estudiada.

selección, etc). Su potencia varía lateralmente, aunque se puede estimar que oscila entre 100 y 120 m.

II.- Calizas con sílex, que en zonas cercanas al sector estudiado (Perejón, 1984), presentan texturas que definen un ambiente supra o intertidal. Su potencia es muy variable; se puede estimar en un máximo de 60 m. En este tramo se encuentran las mineralizaciones de barita estudiadas.

III.- Alternancia de calizas detríticas, de colores grises y amarillentos, con lutitas y algunos niveles de areniscas. También pueden apreciarse laminaciones. Su potencia es difícil de estimar por los frecuentes contactos mecánicos que presenta.

Además de esta secuencia, al sur del sector estudiado aparecen pizarras, filitas y metaarenitas en una sucesión monótona de colores oscuros, generalmente limitada por contactos mecánicos, que parecen corresponderse a los de la Formación Loma del Aire, atribuida al Proterozoico superior (Garrote, en prensa).

Toda la zona ha sufrido una evolución dinámica compleja, en la que se reconoce una serie de etapas de deformación que se manifiestan de modo constante en las rocas de la región.

A escala cartográfica, se observa una fuerte estructuración de los materiales según las direcciones hercínicas predominantes N130°

y N160°E, con algunas inflexiones de dirección N110°E, siendo frecuentes los pliegues cilíndricos de plano axial vertical de escala métrica a kilométrica.

Los sistemas de fracturas observados, responden generalmente a un comportamiento rígido de este área durante las últimas fases de la orogenia hercínica, siendo las direcciones predominantes N130° y N80°E.

A escala microscópica se observan texturas granoblásticas en las rocas carbonatadas, con recristalización de calcita ligeramente elongada, y texturas blastopelíticas esquistosas o blastopsamíticas en los niveles detríticos con orientación de sericita y cuarzo.

Se ha reconocido con claridad una fase metamórfica y sinesquistosa como primaria (S₁), otra u otras fases que, según el tipo de roca, se manifiestan de distinta manera y cuya sistematización resulta difícil. Se trata de: a) Micropliegues de geometría angular, a los que a veces se asocia esquistosidad, b) esquistosidad de fractura espaciada, desligada de pliegues reconocibles en lámina delgada, c) esquistosidad de crenulación espaciada, visible sólo en algunos niveles pelíticos, d) fracturaciones, brechificaciones, etc., y otras manifestaciones de una o más fases tardías.

El metamorfismo regional sufrido por estos materiales es de grado bajo, tal y como se deduce de la asociación mineralógica cuarzo-mica incolora, y del índice de cristalinidad de Kubler (aprox. 2.1; Kubler, 1968) determinado sobre las micas de varias muestras de filitas, en las condiciones habituales de trabajo.

3. Mineralizaciones de barita

Los numerosos indicios de barita de este sector presentan una morfología muy diversa. A partir del estudio detallado de estas mineralizaciones se han podido distinguir los siguientes tipos:

1) *Barita masiva*.- Se presenta en capas de hasta 2 m de espesor, su aspecto es compacto, sacaroideo, bastante monótono y de



Fig. 2- Secuencia estratigráfica.

color blanco o ligeramente gris (el índice de blancura puede llegar hasta el 90%).

Al microscopio presenta una textura equigranular, en mosaico, con los cristales ligeramente elongados y con cuarzo, moscovita y restos de siderita como accesorios.

2) *Barita laminar*.- Son niveles poco potentes (varios centímetros) que aparecen en los contactos entre la barita masiva y las rocas cuarzo-pelíticas encajantes constituyendo un paso gradual entre ellas. Están formados por lechos alternantes de barita, cuarzo y moscovita, que aparentemente conforman una textura rítmica diagenética a la que se le han superpuesto estructuras de deformación originadas tras el depósito de los sedimentos.

3) *Concreciones y diseminaciones en las rocas encajantes*.- Existen concreciones de barita que pueden aparecer tanto en las calizas (nódulos y formas irregulares) (fig. 3) como en las rocas cuarzo-pelíticas (lenticular). Alcanzan espesores de hasta 50 cm.

Además, se han observado algunos niveles muy poco abundantes y de potencia variable, constituidos por calcita recrystalizada de grano fino con niveles discretos cuarcíticos con barita. En el seno de la roca carbonatada se observan cristales de cuarzo, barita y moscovita como fases diseminadas.

La existencia de romboedros de dolomita podría indicar una cristalización diagenética. La



Fig. 3- Nódulo de barita en calizas BA (barita), CA (caliza).

corrosión de estos romboedros por barita, pone de manifiesto la existencia de una etapa de recrystalización diagenética tardía de dicho mineral.

4) *Filonas de barita*.- Se trata de mineralizaciones epigenéticas de barita, de morfología filoniana y con espesores variables desde unos centímetros hasta 2.5 metros. Estos rellenos se alojan en fracturas posthercínicas N130°E, N80°E y N50°E, en el mismo tramo estratigráfico en el que se encuentra el resto de las mineralizaciones estratiformes descritas. Sus contactos con los encajantes suelen ser netos, aunque a veces se observan zonas de brechificación.

Es aspecto de la barita es muy distinto al de las anteriores, ya que suele presentarse en agregados de grandes cristales tabulares centimétricos con abundantes óxidos de hierro.

Al microscopio se observan cristales desorientados de barita con frecuentes inclusiones idiomorfas de siderita parcialmente oxidada, y restos de la roca de caja cuarzo-pelítica que frecuentemente está enriquecida en pirita (fig. 4). La barita está tectonizada y en ocasiones existe calcita rellenando las fisuras

En la Tabla I se presentan algunos análisis químicos de barita de los tipos fundamentales representados en el área, y de las rocas de

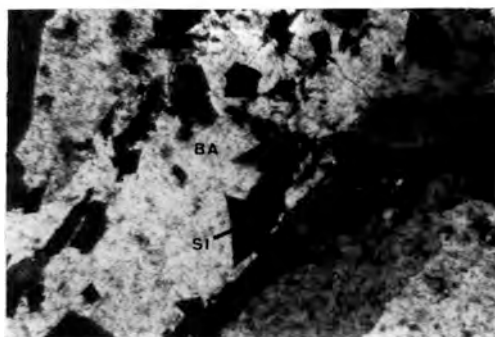


Fig. 4- Cristales de barita filoniana con restos de encajante y siderita (Px4 4x). BA (barita), SI (siderita), RC (roca de caja cuarzo-pelítica)

TABLA I

Análisis químicos (promedios) de algunos tipos de barita y rocas encajantes

a) Baritas

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SrO	BaO	SO ₃	Pf.	TOTAL	SO ₄ Ba (%)	ρ g/cc
BA masiva	2,48	0,03	0,02	0,12	-	2,39	61,10	32,08	1,30	99,52	93,55	4,23
BA laminar	70,73	14,42	0,76	0,02	0,27	0,33	6,61	3,47	2,65	99,26	10,12	2,77
BA filoniana	0,38	0,02	0,59	0,16	-	1,04	63,50	33,34	0,53	99,56	97,23	4,27

b) Rocas encajantes

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SrO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Pf.	TOTAL	CO ₃ Ca (%)
Caliza detrítica	2,26	0,69	1,06	52,48	0,89	0,06	0,03	0,30	0,22	42,74	100,73	94,68
Caliza	22,12	1,31	1,56	36,45	0,56	0,03	0,31	0,24	0,40	36,12	99,10	68,85
Caliza detrítica	33,30	0,35	0,31	35,46	0,09	0,16	0,72	0,16	0,12	28,34	99,01	62,03
Pizarra	71,69	12,58	3,8P	0,10	0,52	-	0,05	0,24	6,16	4,94	100,16	-
Pizarra	67,42	4,29	7,38	3,06	2,93	0,08	0,22	1,36	3,72	10,28	100,74	-

ρ = peso específico

Pf= pérdida por calcinación

caja. Las determinaciones químicas se han realizado por espectrofotometría de emisión (Na, K) y gravimetría (SiO₂), tras fusión alcalina. Los sulfatos se determinaron por gravimetría precipitando con Cl₂Ba. El Ba de las baritas se analizó precipitándolo con cromato amónico en solución de ácido acético, a partir del correspondiente fundido, según el método de Scott (1939) ligeramente modificado.

Como se puede observar las rocas de caja presentan a veces contenidos apreciables de Ba. La barita filoniana es en general más rica en SO₄Ba que la estratiforme, contiene sin embargo notables impurezas de Fe₂O₃ que le confieren tonalidades amarillentas y escaso índice de blancura (50-60%). Es de notar también el mayor porcentaje en Sr de la barita estratiforme frente a la filoniana.

4. Discusión

La congruencia en el sentido de Amstutz (1962), entre los niveles de barita y las capas pelíticas y carbonatadas portadoras de la mineralización, puede utilizarse como un criterio morfológico no excluyente para establecer la idea de un origen sedimentario.

Por otra parte, la existencia de barita como fase diseminada en las rocas carbonatadas, la ausencia de rocas ígneas cercanas a la mineralización, así como la falta de alteración de la roca encajante, apoyan también esta hipótesis.

Además no hay evidencias de concentraciones anómalas en metales, excepto localmente en Fe, y por el contrario son significativos los valores en Sr, elemento geoquímicamente asociado al Ba en ambientes sedimentogénicos.

Hay que hacer notar también la importancia que parece haber tenido la diagénesis en la concentración de barita, formando las concreciones nodulares y lenticulares por removilización de barita preexistente (Howard, 1987).

Los procesos de deformación han jugado un importante papel en lo que se refiere a la disposición actual de las mineralizaciones.

Por último, parece razonable admitir que los filones de barita que rellenan las fracturas posthercénicas se han formado por la removilización de barita sedimentaria. De hecho, no existe alteración hidrotermal de la roca de caja, y las rocas ígneas, posible fuente de bario, están ausentes de este área.

5. Conclusiones

Las baritas estudiadas al sur de Llerena son de probable origen sedimentario y/o diagénético. También hay barita filoniana, originada por la removilización de la anterior y depositada en fracturas posthercénicas.

Los mineralotectos claramente diferenciados para la prospección de estas mineralizaciones son: a) el tramo de calizas con sílex del Cámbrico inferior aflorante en este área, para la barita estratiforme, y b) las fracturas posthercénicas N130°E y N80°E que afectan al referido tramo, para la barita filoniana.

Desde el punto de vista económico esta zona parece de gran interés dado el gran volumen de barita (especialmente estratiforme) y su calidad. A la vista de este estudio, puede ser más rentable la explotación de barita estratiforme masiva que la filoniana dada su pureza química, blancura próxima al 90%, ausencia de elementos pesados, y volumen, frente a la filoniana. Por las características antes citadas, estas baritas se pueden utilizar en lodos de sondeos y pinturas (barita estratiforme) y en la industria química (barita filoniana), dado los bajos contenidos en sílice y carbonatos de esta última.

Agradecimientos

A D. Antonio Romero por su inestimable ayuda en el campo, al Dr. D. Juan Olmedo

por la realización de las fotografías al microscopio y al Dr. D. Gabriel Ruiz de Almodóvar por su colaboración en el estudio de láminas delgadas.

Bibliografía

- AMSTUTZ, G.C. (1962): L' origine des gîtes minéraux concordants dans les roches sédimentaires. *Chron. Min. Rech. Min.*, 308, 115-121.
- EGUILUZ, L.; GARROTE, A. y FERNANDEZ CARRASCO, J. (1983): Memoria del Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hoja nº 897, Monasterio. IGME. Madrid.
- GARROTE, A. (in press): Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Guadalcanal. IGME. Madrid.
- HOWARD, K.W. (1987): Compositional zoning in the Fancy Hill stratiform barite deposit, Ouachita Mountains, Arkansas, and evidence for the lack of associated massive sulfides. *Econ. Geol.* 82, 1377-1385.
- KUBLER, B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l' illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. *Bull. Centre Rech. Pau. S.N.P.A.*, 2, 385-397.
- LIÑAN, E. (1978): Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 212 p.
- MORO, C. (1980): Los yacimientos de barita asociados al sinclínorio de Alcañices-Carbajales de Alba y sus métodos de prospección. Tesis Doct. Universidad de Salamanca, 415p.
- MORO, C. y ARRIBAS, A. (1981): Los yacimientos españoles de barita estratiformes y su significado metalogénico en el contexto mundial. *Tecniterrae*, S-264, 18-45.
- PEREJON, A. (1984): Bioestratigrafía de los arqueociatos en España. In: Precámbrico y Paleozoico del Macizo Ibérico. *Cuad. Geol. Ibérica.*, 9, 213-265.
- SCOTT, W.W. (1939): Standard Methods of Chemical Analysis. N.H. Furman, ed. Fifth edition, vol. 1. Van Nostrand Co, Inc., 1333p.

(Aceptado 20: Noviembre 1987)

LAS MINERALIZACIONES ESTRATOIDES DE Zn-Pb EN LA CALIZA URBANA DEL PARAJE DE PEÑA DEL AGUILA, CALZADA DE CALATRAVA (CIUDAD REAL)

Fernando PALERO FERNANDEZ(*) y Agustín MARTIN-IZARD(**)

(*) Departamento de Geología. Minas de Almadén. 13400 ALMADEN (Ciudad Real)

(**) Departamento de Geología, Universidad de Salamanca. 37008 SALAMANCA

ABSTRACT.— The Urbana limestone, a fossil rich lenticular carbonate unit of Upper Ordovician age, forms part of the paleozoic sedimentary sequence of the Iberian Massif, outcropping in the provinces of Ciudad Real and Jaen. Several stratabound Zn-Pb mineralizations hosted by the Urbana limestone, along the large Puertollano syncline, have been mentioned previously, although data on their genesis is scarce.

The subject of this study is the genesis of the sphalerite mineralizations presents in the small mining works of the Peña del Aguila zone, specifically on the end of a smaller E-W syncline formed during the first deformation phase of the hercynian orogeny. The mineral paragenesis is very simple, constituted mainly by sphalerite with minor amounts of galene and chalcopyrite. The gangue minerals are carbonates and quartz.

A comparative petrological and litho-geochemical study of mineralized and barren areas of the Urbana limestone shows that, most probable origin for these mineralizations is a remobilization and recrystallizations during the diagenesis of the sediments. A similar origin has been interpreted for the stratabound ores in Centenillo mine.

Key Words: Mineralization, strata-bound, limestone, lead, zinc, paleozoic, syncline, Puertollano

RESUMEN.— Incluida en la serie paleozoica que aflora en el sur de la provincia de Ciudad Real y norte de la de Jaén, se encuentra una formación carbonatada muy fosilífera, de edad

Ordovícico Superior, conocida con el nombre de Caliza Urbana. En el sinclinal de Puertollano y en la zona de la antigua mina de El Centenillo, han sido citados en ella varios indicios de Zn-Pb, de tipo estratoide.

En el paraje de Peña del Aguila, localizado en el sector oriental del sinclinal, existen unas pequeñas labores mineras apenas conocidas, que son las que se estudian en el presente trabajo, y que han beneficiado una mineralización diseminada, constituida esencialmente por esfalerita. Estos indicios se sitúan en el cierre de un sinclinal, de dirección aproximada E-O, formado durante la primera fase hercínica, que es la que afecta a la zona. La paragénesis de esta mineralización es muy sencilla y está formada mayoritariamente por esfalerita con cantidades menores de galena y calcopirita. Los minerales de la ganga son carbonatos y cuarzo.

Se ha realizado un estudio petrológico y litogeoquímico de la Caliza Urbana, en el que se han comparado las zonas metalizadas con las estériles. En base a los datos obtenidos se propone un modelo genético, relacionando la mineralización con la formación carbonatada, según el cual, durante la diagénesis de la roca se produjo una recrystalización y concentración de los sulfuros en el techo de la caliza por la movilización de un posible contenido en metales de las rocas de caja. Posteriormente, se pudo producir otra removilización aprovechando zonas de fractura.

Palabras clave: Mineralización, estratoide, caliza, plomo, cinc, paleozoico, sinclinal, Puertollano.

1. Introducción

El distrito minero de Sierra Morena Oriental ha sido famoso desde antiguo por sus ricas y abundantes mineralizaciones de Pb-Zn. Cabe destacar las grandes minas de Linares, Los Guindos, El Centenillo, San Quintín, etc. En su mayor parte son yacimientos de mineral de plomo y se reagrupan en tres subdistritos conocidos con los nombres de Linares, La Carolina y valle de Alcudia. Las principales minas han explotado cuerpos de geometría filoniana y siempre se ha considerado a todos los indicios de esta región como de este tipo. En los últimos años, a causa del agotamiento de las últimas minas en producción y la ausencia de nuevos hallazgos, fueron varias las empresas que cambiaron las guías de prospección e iniciaron una exploración basada en criterios distintos hasta los entonces usados. Resultado de ello fue que, en las revisiones de indicios, se localizaron algunos con la mineralización en venas y venillas, las cuales estaban muy controladas por determinadas formaciones sedimentarias. A este respecto Ríos y Claverías (1979) pusieron de manifiesto varios indicios de este tipo limitados por las formaciones Caliza Urbana y Cuarcita Castellar (Cuarcita de Criadero), en el sinclinal de Puertollano y en la Sierra de la Carolina. Jacquin y Pineda (1980), como resultado de una campaña de sondeos realizada en los alrededores de El Centenillo, encontraron una mineralización de barita y esfalerita de tipo diagenético y tardidiagenético en la Caliza Urbana.

También estos autores se plantearon de nuevo la hipótesis propuesta por Charpentier (1976) para explicar la existencia de grandes cristales de esfalerita en el techo de los Bancos Mixtos, encajantes del filón Los Guindos, en los cuales, la actividad hidrotermal relacionada con el filón podría haber removilizado el cinc contenido en los niveles volcánoclasticos intercalados en la Caliza Urbana suprayacente, que llegan a contener 0,98% de este metal en la citada mina. En el presente trabajo se estudian unos indicios poco conocidos, localizados en el paraje de Peña del Aguila, los cuales parecían ínti-

mamente relacionados con la formación Caliza Urbana. Esta zona constituye un lugar ideal para el estudio de este tipo de yacimientos pues, en un sector relativamente pequeño, aparecen mineralizaciones diseminadas de esfalerita en la citada formación carbonatada, similares a los descritos por Jacquin y Pineda (1980), y filones dentro y fuera de ellas como los mencionados por Ríos y Claverías (1979).

Geológicamente, el área estudiada se localiza en la prolongación oriental del sinclinal de Puertollano, estructura constituida por materiales del Ordo-vícico y Silúrico. Desde el punto de vista minero, se encuentra entre el subdistrito de La Carolina y el de el valle de Alcudia. Los accesos se realizan por la carretera de Calzada de Calatrava a la aldea de Huertezuelas, la cual atraviesa la zona entre los Kilómetros 10 y 15.

2. Geología

La geología regional de esta parte de la meseta ibérica se caracteriza por una sucesión de grandes anticlinales y sinclinales, de dirección aproximada ONO-ESE, que forman el borde sur-oriental de la zona centroibérica (Julivert et al., 1972). Fig. 1. El sinclinal de Puertollano es una de esas macroestructuras, la cual está limitada al norte por el anticlinal de Calatrava, y al sur por el de Alcudia. Concretamente, Peña del Aguila se sitúa en el núcleo del sinclinal, en su parte oriental. En este lugar el pliegue comienza a adquirir gran amplitud al unirse con el sinclinal de Calzada, debido al cierre periclinal del anticlinal de Calatrava.

2.1. La Serie Sedimentaria

Los materiales que forman los pliegues hercínicos son de naturaleza esencialmente detrítica y tienen edades comprendidas entre el Precámbrico terminal y el Carbonífero inferior "Dinantiense". En la zona estudiada, las rocas que afloran abarcan edades del Ordovícico Medio al Silúrico. Tomando como base la subdivisión establecida por Tamain (1967 y 1972) para el paleozoico de Sierra Morena Oriental, se ha confeccionado el mapa ge-

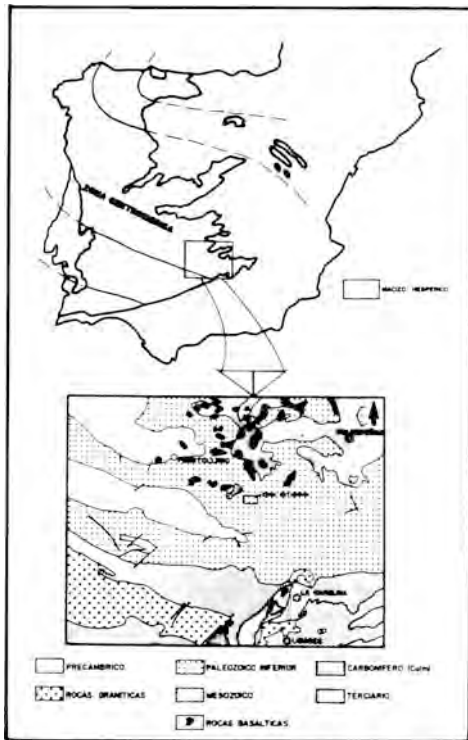


Fig. 1.- Marco geológico regional de la zona estudiada.

ológico de la zona estudiada (Fig. 2). En la cartografía realizada se han distinguido las siguientes formaciones:

- Esquistos de Río. Son pizarras ampelíticas con intercalaciones areniscosas. En algún caso se encuentran bancos cuarcíticos intercalados entre las pizarras. Hacia el techo, los Esquistos de Río se van haciendo cada vez más arenosos, mostrando un tránsito gradual a la formación suprayacente. La edad de estas pizarras es Llandeilense.
- Cuarcitas Inferiores. Es una alternancia de paquetes decimétricos de areniscas, cuarcitas y pizarras. Con frecuencia, los niveles arenosos tienen geometría lenticular, presentando laminación cruzada de bajo ángulo producida por megaripples. El espesor en la zona de Peña del Aguila es de unos 200 m. Están datados como Llandeilense Superior.

- Esquistos Botella. Son pizarras negras de aspecto similar a los Esquistos de Río, pero con escasas intercalaciones arenosas. Su edad es Llandeilense terminal y su potencia en el área es del orden de 75 m.

- Cuarcitas Botella. Están formadas por una alternancia de paquetes decimétricos de areniscas y cuarcitas, con escasas intercalaciones pizarrosas. Cerca de la base aparecen varios niveles cuarcíticos de potencia métrica que suelen dar resaltes en el terreno, y que son denominados Cuarcitas Cantera en la región de Almadén. Presentan frecuentes estructuras sedimentarias entre las que destacan megaripples y laminación cruzada de bajo ángulo, producida por ripples de oscilación simétricos y asimétricos. Su potencia es del orden de 275 m. y su edad Llandeilense-Caradociense.

- Esquistos Cantera. Son pizarras negras arenosas y areniscas finas micáceas. Muchas veces presentan un aspecto masivo característico, dando afloramientos donde solo es visible la esquistosidad. Su edad es Caradociense y tienen una potencia de 100 metros.

- Bancos Mixtos. Los forman un conjunto alternante de areniscas y pizarras arenosas con laminación cruzada. Tamain (1972) cita en la zona del Centenillo un nivel calcoarenoso lumaquéllico en el techo que permite datarlos como Caradociense - Asghillense. La potencia estimada en el área estudiada es de unos 250 m.

- Caliza Urbana. Sobre los bancos mixtos se encuentra la formación carbonatada objeto del presente trabajo. En la zona de Peña del Aguila presenta potencia variable, al igual que ocurre en toda Sierra Morena, pasando de un máximo de 25 m en la parte NO a estar ausente. Su edad es Asghillense y está bien establecida por medio de conodontos (Fuganti y Serpagli, 1968). Más adelante se comentarán con más detalle sus afloramientos en la zona estudiada.

- Esquistos Chavera. Son pizarras negras muy homogéneas, sin apenas niveles arenosos. Presentan un contacto muy neto

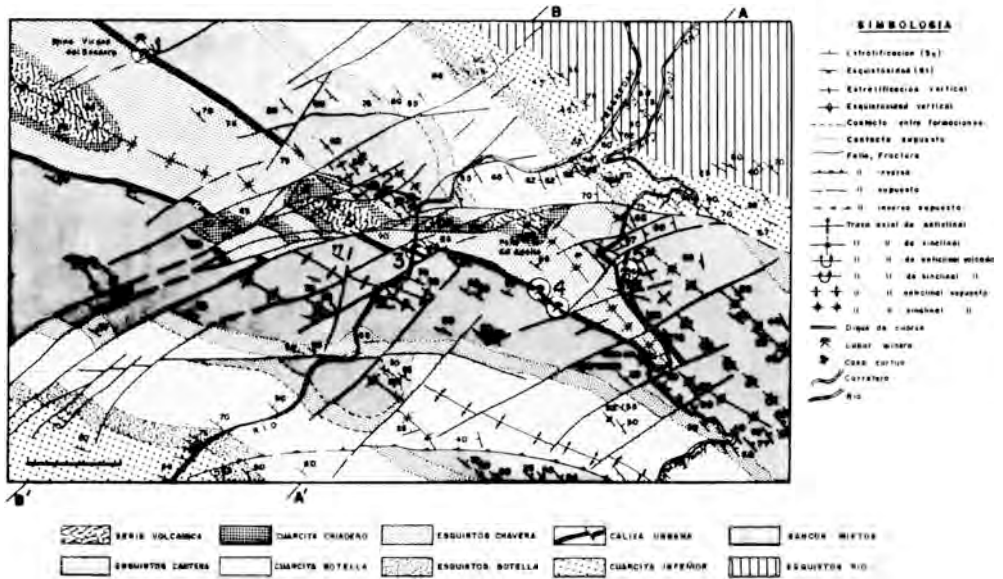


Fig. 2 .- Esquema geológico de la zona de "Peña del Aguila". Calzada de Calatrava. (Ciudad Real).

con la Caliza Urbana y, también con los Bancos Mixtos, cuando esa falta. La única estructura sedimentaria que se aprecia es una laminación paralela muy fina. Su edad es Asghilliense y su potencia es de unos 125 m.

- Cuarzita del Criadero. Es equivalente a la Cuarzita Castellar de la Sierra de la Carolina. en el sector cartografiado se presenta como una sucesión de varios niveles cuarcíticos blancos, con una potencia total de unos 75 m. Su edad es Silúrico Inferior.

- Serie Volcanoclastica. Sobre la Cuarzita del Criadero, formando los núcleos del sinclinal, aparecen rocas volcánicas de tipo piroclástico muy similares a la "roca fraileasca" de Almadén. En muestra de mano, presentan un aspecto tobáceo, con cantos de rocas volcánicas muy alterados y, esporádicamente, de pizarras. Localmente hay pequeños niveles arenosos, mezcla de ele-

mentos detríticos y volcánicos. En los afloramientos se observa una estratificación grosera que indica su claro origen volcanoclástico. Al microscopio se aprecia una alteración consistente en una intensa carbonatación de todos los elementos. A pesar de ello se reconocen texturas de flujo propias de estas rocas. Esta fuerte alteración impide establecer con exactitud la naturaleza de este volcanismo, aunque es lógico pensar en uno de tipo intermedio. (Lam. 1: 4).

Estas rocas son, por su aspecto, composición y posición en la serie estratigráfica, equivalentes a los depósitos de este tipo que aparecen en el sinclinal de Almadén. Amor y Ortega (en prensa) encontraron estas rocas en el sinclinal de Valdeazogues, estructura que sirve de unión entre el sinclinal de Almadén y el de Puertollano. S. Lorenzo (com. oral) también localizó afloramientos de estas rocas más al Este en los alrededores de Brazatortas, ya en el sinclinal de Puertollano. En

conclusión parece ser que la actividad volcánica silúrica no es un hecho limitado al Sector de Almadén, sino que tuvo una gran extensión regional. La descripción por primera vez de estas rocas en un lugar tan alejado de esta localidad, es un hecho que tiene una gran importancia metalogénica, pues como bien es sabido las mineralizaciones mercuríferas de Almadén guardan una estrecha relación genética con ese volcanismo.

2.2. Tectónica

En el área de Peña del Aguila solo se aprecia una fase de deformación que corresponde a la primera hercínica. Da lugar a los pliegues que han sido cartografiados y a la esquistosidad (S1) que se reconoce en toda la zona. Los pliegues son isopacos, por lo general poco apretados y presentan una ligera vergencia al Sur. Geométricamente son cilíndricos o casi cilíndricos y se encuentran de todas las escalas, desde métricos a hectométricos. El eje es subhorizontal y el plano axial vertical o buzando fuertemente al Norte. La dirección de la traza axial es ONO-ESE con ligeras variaciones al E-O y NO-SE. En conjunto, la zona está formada por un sinclinal de

primer orden y varios sinclinales y anticlinales de 2º orden, fallados y desplazados por fracturas de componente cizallante que complican la geología del sector (Fig. 2 y 3). El mecanismo de plegamiento es por flexo-deslizamiento casi puro (buckling) como muestra la ausencia casi total de pliegues de tipo "similar".

La esquistosidad es de flujo, más desarrollada en las pizarras que en las areniscas, mientras que en los tramos cuarcíticos no se llega a formar. Representa a los planos axiales de los pliegues y da lineaciones subhorizontales con los planos de estratificación, que son paralelos al eje de los pliegues. Posteriormente a esta fase de deformación se originan algunas fallas inversas que cortan a los flancos de los pliegues. Tienen una dirección aproximada E-O y un fuerte buzamiento. La más importante se localiza al sur de la zona cartografiada (Fig. 2). Aparte de éstas, se distinguen dos sistemas de fracturación más modernos. El primero son fallas normales de dirección E-O, con poco salto. El segundo corresponde a un importante cizallamiento senestro que da lugar a un corredor de deformación, esencialmente frágil en la zona central de la cartografía (Fig. 2). Las fallas de

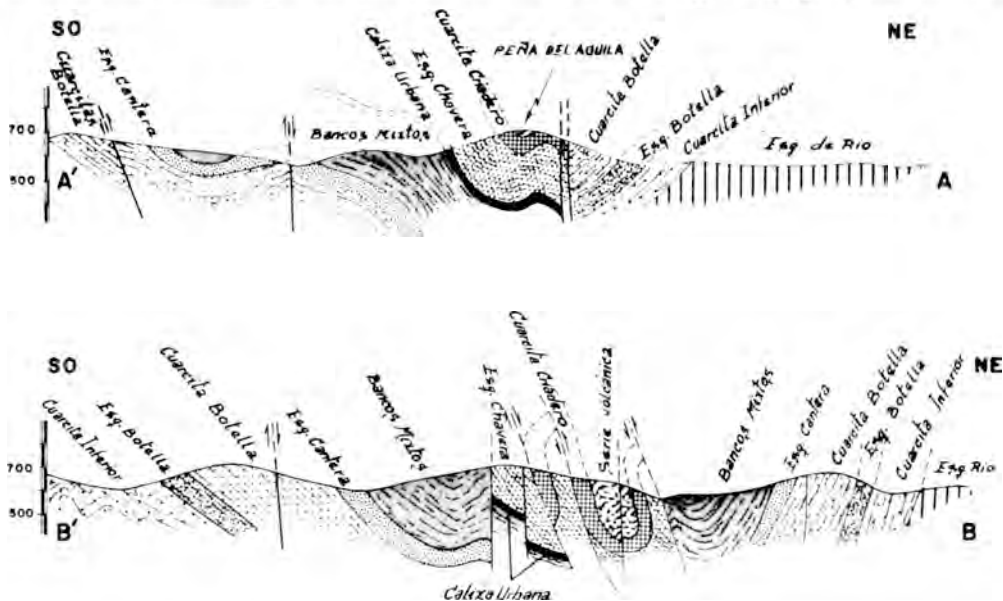


Fig. 3 .- Cortes geológicos.

este sistema son de dirección NE-SO pero sufren un arqueamiento a posiciones E-O en la parte oriental.

El corredor de deformación origina un desplazamiento de la traza del sinclinal principal del orden de 1500 m. Dentro de él hay numerosas fallas que juegan también con salto vertical y que dejan aislados bloques de Cuarcita de Criadero entre las otras formaciones. Hay que hacer notar que, dentro de la zona afectada por esta deformación, se aprecian unas estructuras más aplastadas apareciendo pliegues con flancos invertidos y fallas inversas, las cuales pueden ser rejuego de otras más antiguas E-O. Estos efectos serían consecuencia de una compresión regional N-S causante del cizallamiento y del reaplastamiento de las estructuras preexistentes. Dicha deformación puede ser equivalente a la 3ª fase hercínica descrita por Amor y Ortega (en prensa); Mira, Ortega y Pevida (en prensa) y Ortega (1986) en otras zonas de la región.

3. Metalogenia

3.1 La Caliza Urbana en la zona de Peña del Aguila

La Caliza Urbana presenta en el sector estudiado potencias variables de 0 a 25 m. En los afloramientos reconocidos (Figs. 2,4 y 5) se diferencian dos tramos. El inferior es arenoso y está formado por una alternancia de paquetes finos de lumaquelas de braquiópodos, con calcarenitas, areniscas calcáreas y pizarras margosas. Estas últimas, de acuerdo con las ideas de Carre (en Tamain, 1972), podrían corresponder a un nivel volcánico-cinerítico. El superior es esencialmente carbonatado y está formado por paquetes gruesos de lumaquelas de crinoideos y calizas algo arenosas. (Lam.1: 1 y 2). El tramo inferior sería equivalente a la "lumaquela de techo" de los Bancos Mixtos definidos por Tamain (1972) en la zona de El Centenillo.

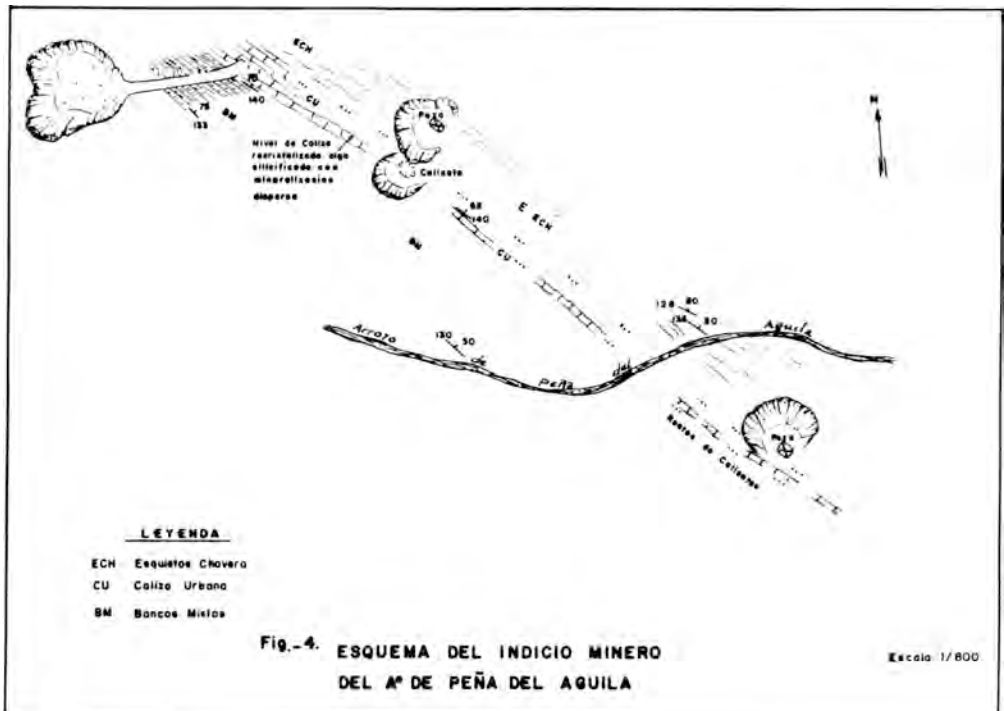


Fig. 4.- Esquema del indicio minero del Arroyo de Peña del Aguila.

Por nuestra parte, consideramos que pertenece a la formación Caliza Urbana, porque cuando el aquí definido tramo superior está ausente, también faltan los niveles lumaquéllicos del tramo inferior. El estudio microscópico del tramo inferior indica que, efectivamente, está constituido por calcarenitas y areniscas calcáreas con abundantes fósiles, entre los que destacan los braquiópodos. El carbonato es calcita dado que todo él tiñe con "rojo de alizarina" y el análisis por energía dispersiva da como catión el calcio. La potencia de este tramo, variable como el resto de la formación, alcanza los tres metros en los puntos donde se han levantado las columnas estratigráficas, llegando a los 10 m. donde adquiere mayor desarrollo.

Por lo que se refiere al tramo superior, al microscopio se muestra como una alternancia de niveles de lumaquelas, de crinoideos en su mayor parte, con intercalaciones de calcarenitas fosilíferas, y presencia de materia carbonosa y hematites, procedente de la oxidación de pirita, ya que la pseudomorfiza, lo que indicaría un medio reductor de depósito. También aquí, y con la excepción del paquete terminal, el carbonato es cálcico. La potencia de este tramo es de 3 metros en los puntos donde se han levantado las columnas, pudiendo alcanzar los 15 m. Estos dos tramos son equivalentes a los descritos por Funganti y Serpagli (1968) en la zona del Centenillo. Según estos autores, la depósito de la Caliza Urbana se produjo en aguas poco profundas con abundante fauna en un medio reductor.

3.2 *Los indicios mineros*

En la zona de Peña del Aguila se distinguen claramente dos tipologías distintas de yacimientos: mineralizaciones diseminadas en la Caliza Urbana y mineralizaciones filonianas de esfalerita-galena.

Ambos tipos son morfológicamente distintos pero permiten pensar en relaciones genéticas entre ellos. Del primer tipo se han localizado tres indicios (Figs. 2, 3, 4 y 5)

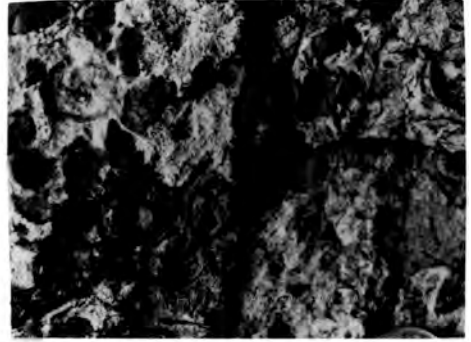
conocidos con los nombres de Socavón del Río Fresnedas (3), Socavón del Ay^o de Peña del Aguila (4) y Pozo de los Aparceros (5). En estos indicios la mineralización se encuentra diseminada en el paquete terminal de la Caliza Urbana que, en estos casos, muestra características diferentes respecto al resto de la formación (Fig. 4). La potencia de este nivel varía de 0.5 a 1 metro y se encuentra en contacto directo con los Esquistos Chavera suprayacentes. Es frecuente que presente unas fracturas abiertas normales a la estratificación, posiblemente originadas durante el plegamiento por "buckling" de la formación. En estas fracturas, que están rellenas de cuarzo y ocasionalmente carbonato, no ha sido vista la mineralización. (Lam. 1: 3). La paragénesis está constituida fundamentalmente por esfalerita, menores cantidades de galena y algo de calcopirita. Son frecuentes los fenómenos de reemplazamiento de la galena por la esfalerita. A su vez, la ganga es, en su mayor parte, carbonato y cuarzo.

Este último aparece totalmente recrystalizado en niveles subparalelos a la estratificación, por lo que podrían representar antiguos lechos sedimentarios arenosos. Son muy frecuentes los reemplazamientos de los minerales metálicos, especialmente la galena, por el cuarzo aunque también se observan, ocasionalmente, corrosiones del cuarzo por la esfalerita lo que indicaría una cierta simultaneidad en la depósito de estos dos minerales.

Por lo que respecta al carbonato, este es una dolomita según muestran los análisis de Ca y Mg efectuados por energía dispersiva. Crece en cristales romboédricos curvos que corroen tanto al cuarzo como a sulfuros, especialmente a la esfalerita a la que substituyen parcialmente. Por ello, esta dolomitización de la roca es posterior a la recrystalización del cuarzo y a la formación de los sulfuros, pudiéndose tratar, por sus características, de una dolomitización de tipo epidiagenético (Fairbridge, 1967). En conclusión, los sulfuros, al estar parcialmente reemplazados por el cuarzo y la dolomita, tienen un carácter precoz en la roca, siendo los minerales más antiguos de los que se reconocen. (Lam. 1:



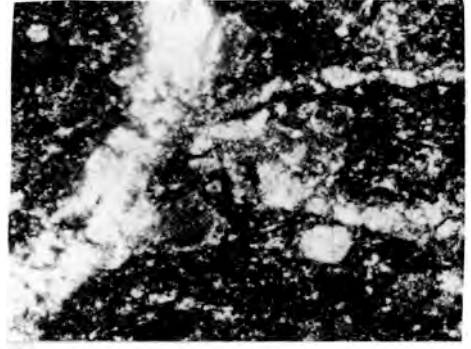
1



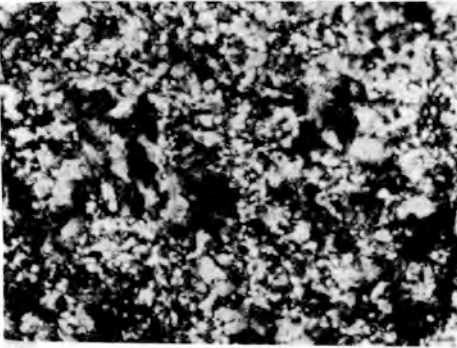
2



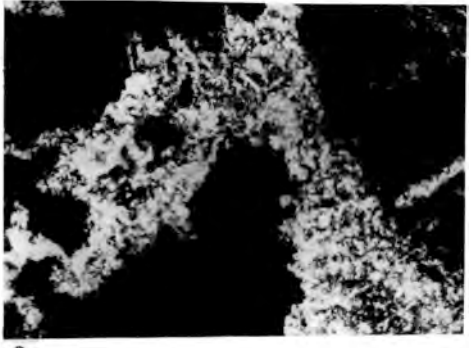
3



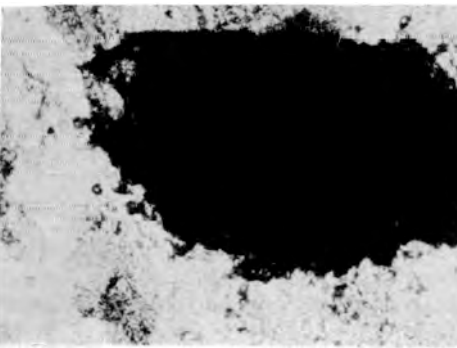
4



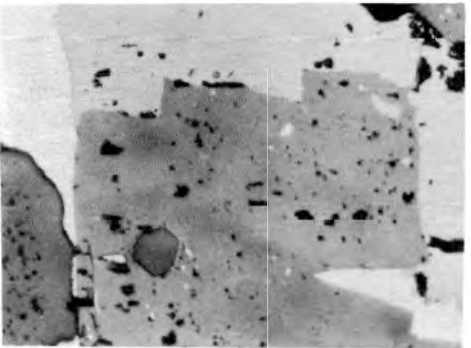
5



6



7



8

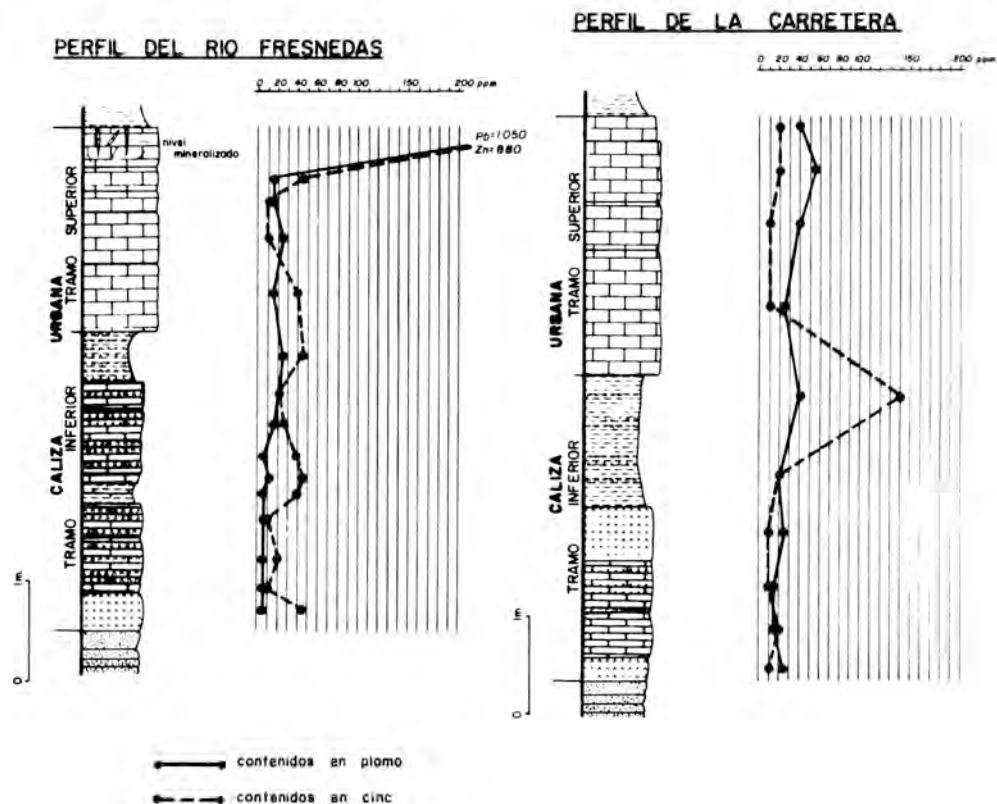


Fig. 5.- Representación grafica de los contenidos en plomo y cinc de la Caliza Urbana.

5, 7 y 8). Las mineralizaciones filonianas que se han estudiado son los indicios mina Virgen del Socorro y la mina de Navalhiguera (Fig. 2, nº 1 y 2). En el primer caso los filones encajan dentro de la Caliza Urbana, mientras que en el segundo lo hacen fuera. En la mina Virgen del Socorro, los cuerpos mineralizados están en relación

con una fractura de dirección NE-SO que corta a la formación carbonatada. Son filones distensivos de cuarzo con poca corrida y con potencia variable desde unos cm. hasta 1 m.

En Navalhiguera la mineralización aparece en una brecha tectónica en relación con una falla inversa producida por el reaplastamien

LAMINA 1. 1.- Aspecto que ofrecen los niveles de lumaquela de la Caliza Urbana en sección normal a la estratificación. 2.- En los planos de estratificación de la lumaquela se observa la abundancia de restos fósiles que contienen estos paquetes. 3.- Socavón del Rio. A la izquierda se sitúa el paquete superior de la Caliza Urbana; en la parte central, y sobre el que está realizado el socavón el tramo dolomitizado, que está en contacto con los Esquistos Chavera de la derecha. 4.- Al microscopio, las rocas de la serie volcánica están fuertemente carbonatizadas y parcialmente fracturadas, y están rellenas por cuarzo y carbonatos. (NC x25). 5.- Aspecto que ofrecen al microscopio los niveles dolomitizados y mineralizados, constituidos por dolomita con niveles de cuarzo y los sulfuros. (NC x65). 6.- Fractura mineralizada de Navalhiguera. Destaca la fuerte silicificación de los fragmentos de roca y el relleno de la brecha por los sulfuros y cuarzo junto con algo de carbonato. (NC x25). 7.- Cristal de esfalerita perteneciente al tramo dolomitizado de la Caliza Urbana, totalmente corroído por los bordes por el cuarzo y la dolomita. (NC x65). 8.- Cristal de galena (1), reemplazado por cuarzo (2), esfalerita (3), y dolomita (4). A su vez, la dolomita también corroe al sulfuro de Zn y al cuarzo (Sección pulida LN x200).

to del corredor de deformación por cizalla. (Lam. 1: 6). En ambas minas, la mineralización está constituida fundamentalmente por esfalerita y galena con algo de pirita y calcopirita. Este último mineral aparece ocasionalmente des-mezclado en el sulfuro de cinc. La ganga es mayoritariamente cuarzo que cementa, junto con la metalización, brechas en las que los fragmentos de rocas, en su mayor parte de esquistos, están fuertemente silicificados. También rellena fracturas abiertas con crecimientos de cuarzo en peine en las salbandas y con los sulfuros en la zona central.

Es de destacar que las rocas de caja, generalmente algo hematíticas, han sufrido fenómenos de reducción con pérdida de los óxidos de Fe y limitada alteración, principalmente seritización de micas y feldspatos, en las zonas de contacto con los filones mineralizados. La peculiar situación en la que se encuentran estas mineralizaciones (Fig. 2), en zonas tectonizadas del área estudiada que afectan a la Caliza Urbana o al contacto Bancos Mixtos-Esquistos Chavera, induce a pensar que tales mineralizaciones se producen por removilizaciones de los minerales metálicos diseminados en las rocas carbonatadas a través de brechas y fracturas. Este fenómeno puede ser el mismo que el descrito por Charpentier (1976) en la mina Los Guindos, comentado anteriormente.

3.3 Litología de la Caliza Urbana

Con el fin de comprobar si, efectivamente, en la Caliza Urbana existía algún nivel con contenidos anómalos de Pb-Zn, se ha efectuado un muestreo sistemático de la columna estratigráfica con toma de roca de cada uno de los diferentes niveles. Se han estudiado dos perfiles en los que la caliza tenía afloramiento continuo, situados uno en cada flanco del sinclinal y suficientemente distantes entre sí como para que los desmuestres fueran representativos. De los resultados analíticos se pueden extraer las siguientes tres conclusiones (Fig. 5). 1.) En conjunto, el fondo geoquímico de los niveles desmuestreados se sitúan dentro de los valores normales para rocas carbonatadas. 2.) En los niveles margopizarrosos intercalados en las

calizas, se observa un apreciable aumento de los valores de Pb y Zn, que localmente es elevado. 3.) Los altos contenidos del nivel mineralizado contrastan con los valores relativamente bajos del resto del muestreo, lo que indica que el mineral se limita al paquete terminal del tramo superior.

3.4 Evolución Metalogénica de las mineralizaciones diseminadas en la Caliza Urbana

Desde un punto de vista metalogénico, las mineralizaciones diseminadas en el techo de la Caliza Urbana habrían sufrido el siguiente proceso evolutivo:

1. Sedimentación de la serie carbonatada con sus diferentes tramos.
2. Intercalados en la caliza se encuentran niveles margopizarrosos que podrían corresponder a una roca volcánica, en los cuales el contenido geoquímico de cinc-plomo aumenta respecto al fondo general.
3. Sobre la formación carbonatada se depositaron los Esquistos Chavera, los cuales tienen un contenido elevado en magnesio (2.39% de MgO. En Tamain, 1972, vol. I, pag. 195).
4. Es probable que durante el enterramiento y diagénesis se produjera una primera dolomitización del techo de los carbonatos, pudiendo haber sido la fuente del magnesio los Esquistos Chavera.
5. El nivel dolomitizado del techo de la Caliza Urbana debió de servir de trampa de cinc y del plomo movilizado durante el enterramiento y diagénesis de la roca.
6. Posteriormente a la formación de los sulfuros, aunque con cierta simultaneidad con la depósito de la esfalerita, recrystalizarían los cuarzos, los cuales reemplazan parcialmente a aquellos.
7. Finalmente se produciría una intensa dolomitización, relativamente tardía, que borraría las estructuras anteriores de la roca y reemplazaría parcialmente al cuarzo y sulfuros.

4. Conclusiones

Las mineralizaciones diseminadas en la Caliza Urbana tienen un carácter muy temprano y están limitadas al paquete terminal de la

serie carbonatada. El origen de los metales podría estar en los niveles margopizarrosos, cuyos contenidos en Pb y Zn son más elevados que en el resto de las rocas de la formación, lo que está de acuerdo con lo expresado con Charpentier (1976) y lógico en un ambiente de depósito reductor (Fuganti y Serpagli, 1968). El proceso de concentración del cinc y el plomo estaría en relación con la diagénesis y dolomitización del paquete terminal. Posteriormente en las zonas de fractura que afectan a la Caliza Urbana se desarrollan filones de esfalerita-galena, posiblemente formados por removilización de la mineralización diseminada, existiendo una estrecha relación entre estos indicios y la formación carbonatada. Este hecho es muy evidente en la mina Virgen del Socorro, donde los filones mineralizados se esterilizan al salir de la Caliza Urbana.

5. Bibliografía

- AMOR, J. M., ORTEGA, E. (en prensa): Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2ª serie. Plan MAGNA. Hoja 809 Tirteafuera. Memoria explicativa. I.G.M.E.
- CHARPENTIER, J. L. (1976): Geologie et métallogénie de la Sierra Carolina (Jaén, Spagne). Thèse 3ème cycle. Université Paris sud.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1967): Phases of diagenesis and anthigenesis. In Larsen and Chilingar Eds. Diagenesis in sediments. Developments in Sedimentology. Elsevier. Amsterdam, London, New York 19-90.
- FUGANTI, A.; SERPAGLI, E. (1968). Geological remarks in Urbana Limestone and evidence for its upper Ordovician age by means of conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain). *Boll. Soc. Geol. Ital.* 87, 511-521.
- JACQUIN, J. P., PINEDA, A. (1980). Sobre la metalogenia del subdistrito de la Carolina (Sierra Morena Oriental, España). Una nueva interpretación posible. Reflexiones sobre su investigación. *Studia Geológica Salmanticensis* XVI, 59-70.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; MARTINEZ, F.; NABAIS CONDE, L.E. (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E: 1:1.000.000 Memoria explicativa, I.G.M.E. 1-113.
- MIRA, M.; ORTEGA, E.; PEVIDA, L. (en prensa). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2ª serie. Plan MAGNA, Hoja 833, Hinojosa del Duque. y 834 San Benito. Memoria explicativa I.G.M.E.
- ORTEGA, E. (1986). Geology and metallogeny of the Almadén area, Centro-Iberian Zone, Spain. Second remote sensing European Work-Shop. Bruxelles.
- RIOS ARAGÓES, S.; CLAVERIAS MUÑOZ, P. (1979). Nota acerca de la existencia de indicios estratoligados de Zn-Pb en el ordoviciense superior del extremo SE. de la Meseta Hercínica Española. *Bol. Geol. y Min.* 90, 1,1-6.
- TAMAIN, G. (1967). El Centenillo. Zone de referce pour l'etude de l'ordovicien de la Sierra Morena Orientale. *C.R. Acad. S. C. Paris* 265, 389-392.
- TAMAIN, G. (1972). Recherches géologiques et minières dans Sierra Morena Orientale, Spagne. These du 3ème cycle. Université d'Orsay. Paris.

(Aceptado 28 Noviembre 1987)

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO MINERALOGICO Y TEXTURAL DE ROCAS SILICEO-FOSFATADAS PALEOZOICAS: EL EJEMPLO DEL SARRABUS (SUDESTE DE LA ISLA DE CERDEÑA, ITALIA)

Domingo GIMENO TORRENTE

Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica.
Universidad de Barcelona. Gran Via 585. 08007 BARCELONA.

ABSTRACT.- We have recognized two phosphatic mineralizations in the Upper Ordovician-Upper Silurian materials of Sarrabus region (Southeastern Sardinia, Italy): stratiform and vein-filling types. Most of mineralization belong to the former type and is formed by nodulae (very simple from a mineralogical point of view: quartz and apatite) within black siliceous rocks (lidites). Sedimentological features of these mineralization show clearly a syngenetic-early diagenetic origin; stratiform mineralizations and lidite are interpreted as a chemical product coming from submarine hydrothermal vents. Vein mineralization are more rare, and was found related to the stratiform one, in clear association with hydrothermal alteration. This fact has been interpreted as evidence of palaeovents. Mineral composition is characterized by a predominance of variscite and ferrous variscite, but we can found also other phosphatic products (apatite, precipitates of colophane, etc.) and silicates. Both types of mineralization have been studied with SEM because their micro-cryptocrystalline character. Lastly both types of mineralization have been related within a Sedex-type model of genesis.

Key words: Sardinia, Ordovician, Silurian, apatite nodulae, vein, variscite, SEM, Sedex.

RESUMEN.- Las mineralizaciones fosfáticas contenidas en los materiales del Ordovícico Superior-Silúrico Superior de la región del Sarrabus (Sudeste de la isla de Cerdeña, Italia) pueden ser clasificadas dentro de dos tipos: mineralizaciones estratiformes y filonianas. La mayoría de las mineralizaciones corresponden al primer tipo, y se caracterizan por aparecer en forma de nódulos de una minera-

logía sencilla (cuarzo y apatito) en el seno de liditas. La mineralización es claramente estratiforme y las evidencias de tipo sedimentológico nos indican un origen singenético-diagenético temprano; estas mineralizaciones y la roca que las contiene son interpretadas como un precipitado químico producido a partir de efluentes hidrotermales submarinos. Las mineralizaciones filonianas son mucho menos abundantes, y aparecen siempre en relación con las anteriores, asociadas a alteraciones hidrotermales y en las zonas que han sido interpretadas como correspondientes a los antiguos efluentes hidrotermales. Su mineralogía se caracteriza por el predominio de la variscita y la variscita ferrífera, pero es relativamente variada e incluye otros productos fosfáticos (apatito, colofana, etc.) y silicatos. Debido a su carácter micro-cristalino, ambos tipos de mineralización han sido estudiados con el microscopio electrónico de barrido. Finalmente se exponen los motivos por los que se interpreta la mineralización filoniana en relación genética con la anterior y se atribuye a ambas un origen sedimentario-exhalativo (Sedex).

Palabras clave: Cerdeña, Ordovícico, Silúrico, nódulos de apatito, filones, variscita, microscopio electrónico, Sedex.

1. Introducción

Durante los últimos cinco años hemos estudiado varias cuencas siliciclásticas del Paleozoico inferior y medio en diferentes sectores del Mediterráneo Nordoccidental (Cadenas Costeras Catalanas, sur de la isla de Cerdeña en Italia). Este estudio pretende

hallar las guías de prospección de yacimientos de tipo sedimentario- exhalativo (sedex), muy frecuentes en dicho contexto geológico, mediante criterios de tipo sedimentológico, paleogeográfico, de paleovolcanismo y yacimentológicos.

Dentro de este último tipo de criterios, este trabajo pretende exponer algunos de los datos obtenidos (paragénesis, texturas, tipologías singenéticas y epigenéticas de la mineralización) en el estudio de mineralizaciones fosfatadas, tomando como ejemplo las existentes en el Sarrabus (Sudeste de la isla de Cerdeña, Italia) (Fig. 1).

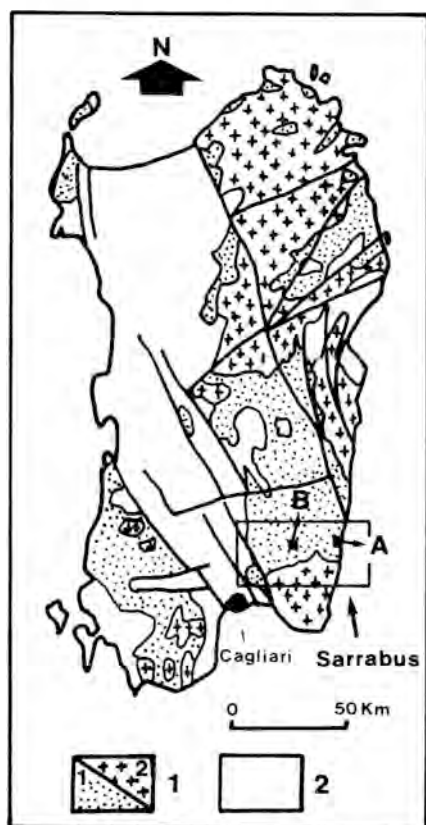


Fig. 1- Situación de la región del Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia) de donde proceden los ejemplos estudiados en este trabajo. 1.1/Rocas sedimentarias y volcánicas paleozoicas. 1.2./Granitoides hercínicos. 2./ Materiales posthercínicos. Localidades citadas en el texto: A/Genn'Arela B/ Serra Is Carradoris.

La elección de esta región del Sarrabus se debe a que en ella aflora completamente (sin recubrimiento por parte de materiales más modernos o suelo vegetal) una serie continua ordovícico-devónica que no ha sido afectada por los efectos del orógeno hercínico, salvo por lo que se refiere a la intrusión de granitoides postectónicos. La sucesión litoestratigráfica presente en el Sudeste de Cerdeña es además extraordinariamente similar a otras presentes en otros sectores del orógeno hercínico europeo, y en especial a las que hemos estudiado en los Catalánides, y existen numerosas mineralizaciones (Ag, Ba, F, Pb, Zn, W, Sb, P, etc.) de tipo sedex, algunas de las cuales como las de plata y antimonio han sido objeto de importante actividad minera en el pasado. Hemos decidido exponer el caso de las mineralizaciones fosfatadas ya que tanto los nódulos de apatito como los filones con variscita son muy característicos y aparecen muy frecuentemente en series litoestratigráficas similares.

2. Mineralizaciones fosfatadas en El Sarrabus: Antecedentes y situación geológica

La primera noticia que tenemos de la existencia de minerales fosfáticos en el Sarrabus procede de Pelloux (1912). Este autor nos narra que G.B. Traverso, personaje singular de la minería sarda de la segunda mitad del siglo pasado y redescubridor (entre otras) de la mayoría de las minas de plata del Sarrabus, halló variscita en la localidad de Genn'Arela, junto al mar Tirreno durante la realización de una pista de tierra para el transporte de minerales. Pelloux (1912) nos ofreció igualmente un primer análisis químico del mineral, que resultó ser variscita ferrífera, y una descripción petrográfica bastante acertada de la mineralización.

Fruto de este descubrimiento de Traverso se conservan aún algunos bloques conteniendo filoncillos de variscita de varios cm. de espesor en el Museo de Mineralogía de la Universidad de Cagliari. El yacimiento de Traverso fue rápidamente agotado, y con posterioridad no habían sido hallados nuevos indicios de fosfatos a pesar de una búsqueda

bastante continuada por parte de coleccionistas (muy abundantes en Cerdeña, dada su rica tradición minera) e investigadores universitarios, especialmente a lo largo de los años 60 e inicios de los 70. Las diferentes tentativas realizadas para volver a localizar el afloramiento hallado por Traverso por parte de estos últimos ha dado resultados negativos, por lo que se han limitado a describir sucintamente algunas de las características mineralógicas de las muestras halladas a principios de siglo (Sitzia 1966; Marchesini y De Michele 1967; Conti-Vecchi 1971).

Sin embargo, la variscita no es la única mineralización fosfática existente en el Sarrabus. Durante el desarrollo de una cartografía geológica detallada sobre más de 200 km² hemos podido comprobar que en esta región son extraordinariamente frecuentes los afloramientos de minerales fosfáticos; en concreto hemos hallado unos 200 afloramientos con nódulos de apatito en el seno de liditas, así como 5 de variscita filoniana en estrecha relación con los afloramientos estratiformes de apatito (Gimeno 1985, 1986a, 1987; Sistu, 1985), lo cual demuestra que por una parte el P es un elemento abundante en el Sarrabus, y que la variscita no es una rareza mineralógica aislada, tal como había sido considerada hasta la actualidad.

Los materiales ordovícicos y silúricos existentes en el Sarrabus consisten principalmente en materiales siliciclásticos mayoritariamente pelíticos (pizarras y grauwackas) con importantes intercalaciones volcánicas submarinas, principalmente ácidas pero también básicas (sectores de Serra S'Illixi, Cuili Rocca Arriceli, etc.), cuya edad y nivel de erosión varía desde el sector occidental al oriental: niveles más someros (domos erosionados) y antiguos en el oeste y más modernos y profundos (predominio de facies subvolcánicas) en el este (Gimeno 1986b).

Dentro de este contexto geológico, las liditas que contienen los nódulos de apatito aparecen invariablemente ubicadas en los sectores proximales de fracturas sinsedimentarias

distensivas, por lo que constituyen de hecho una de las litofacies proximales típicas (Gimeno 1985).

Las lidita aparecen en dos tipos de litofacies: radicadas y deslizadas (Gimeno 1986 b). En las litofacies radicadas se observa que las liditas tienen una zona de raíz claramente delimitada por la existencia de una alteración hidrotermal bajo ellas, en las que se encuentra frecuentemente un stockwork silíceo y/o pórfidos ácidos y/o brechas de lidita producidas por procesos de fluidificación de origen hidrotermal; las mismas litofacies claramente sedimentarias de las liditas muestran características especiales en la zona de raíz (pliegues sinsedimentarios muy aplastados, intensa recristalización, etc). Esta zona de raíz se halla emplazada en una fractura sinsedimentaria, que actuó drenando los fluidos hidrotermales hacia el fondo marino, de modo que cuando éstos se expandieron sobre dicho fondo formaron una exhalita (sensu Bernard et al. 1982) típica: la lidita.

Por lo que se refiere a las litofacies deslizadas, se generan a partir de las anteriores por deslizamiento a lo largo de pequeños taludes, frecuentemente asociados a la existencia de las fracturas sinsedimentarias, y aparecen asociadas a litofacies detríticas características (depósitos formados por procesos de debris-flow, deslizamientos, etc). Uno y otro tipo de liditas pueden presentar mineralizaciones de nódulos de apatito, mientras que la variscita se halla únicamente en unos pocos afloramientos de liditas radicadas, en la base de éstas y asociada a la zona de alteración hidrotermal (Gimeno 1985, 1986a) (Fig. 2). En el afloramiento de Traverso la situación es algo diferente, ya que la existencia de carbonatos hace que la mineralización estratiforme de P no se manifieste en forma de nódulos de apatito en el seno de exhalitas silíceas, sino en el seno de las calizas en forma de un lentejón fosfático amorfo de color amarillo terroso, ya localizado por Marchesini y De Michele (1967); pero la mineralización filoniana de variscita que hemos podido reconocer aparece igualmente controlada por la fractura sinsedimentaria fácilmente reconocible tanto por

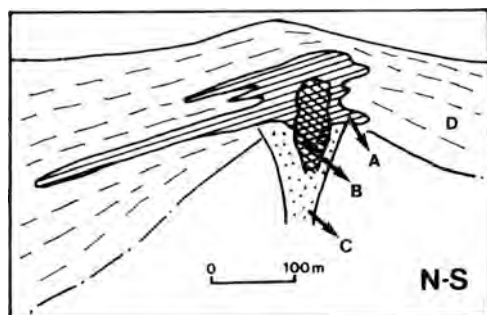


Fig. 2- Disposición relativa de las mineralizaciones fosfáticas. A/Liditas fosfáticas con nódulos de apatito (mineralización estratiforme). B/Mineralizaciones filonianas (sector inferior) y pátinas y encostramientos en stockwork (sector superior). C/Stockwork silíceo y zona de alteración hidrotermal. D/Materiales silici-clásticos. Esquema inspirado en el afloramiento de Serra Is Carradoris, Sarrius Central.

las litofacies carbonáticas asociadas como por la existencia de un pórfido ácido emplazado en ella.

3. Mineralizaciones estratiformes

Como ya ha sido indicado, las mineralizaciones estratiformes consisten en nódulos microcristalinos compuestos por intercrecimientos de cristales de cuarzo y apatito. Los nódulos destacan claramente en los afloramientos por su color gris-blanco que resalta sobre el color oscuro, en general negro, de la lidita. Aparte de esta diferencia, tanto los nódulos como la lidita encajante son extraordinariamente resistentes a la erosión.

Esta clara diferencia por el color no implica que la lidita no contenga apatito fuera de los nódulos. Por el contrario, al observar las liditas al microscopio se observa rápidamente que el apatito es un mineral accesorio frecuente en la roca. La diferencia fundamental entre la lidita y el nódulo fosfático es el contenido en apatito: éste crece enormemente en el nódulo, llegando a ser muy superior en algunas zonas al contenido en cuarzo. El tránsito entre la lidita y el nódulo no es gradual, sino abrupto, y en realidad se puede comprobar al microscopio

que la línea de contacto entre el nódulo y la lidita, caracterizada por un enorme aumento de la cantidad de apatito hacia el interior de nódulo, es muy nítida. Es esta variación en el contenido en apatito (y la consiguiente disminución relativa en materia carbonácea, opacos, etc.) la que se manifiesta

macroscópicamente en los afloramientos con una clara diferencia de color. Localmente se puede observar también la presencia de colofana marrón en pequeñas cavidades irregulares, tanto en el seno de los nódulos como en la lidita que los contiene. Como queda aquí expuesto, la asociación paragenética en el caso de las mineralizaciones fosfáticas estratiformes es muy simple.

La morfología del nódulo puede ser muy variable; en la mayor parte de los casos es discoidal más o menos aplastada, pero en algunos casos se observan tránsitos desde una morfología más o menos esférica a las discoidales. Estos procesos de deformación se produjeron durante el proceso de litificación del sedimento; esta litificación corresponde a un proceso diagenético muy precoz y dentro de éste los nódulos de apatito sufrieron una litificación preferencial aún más precoz. En este sentido, las evidencias de tipo sedimentológico son abundantes y concluyentes: los nódulos están siempre contenidos en el seno de un nivel individual de lidita no deformado, mientras que en ellos la deformación citada llega a progresar hasta el "boudinage" y posterior fracturación de los nódulos en condiciones rígidas; en el seno de la masa lidítica existen niveles constituidos por intraclastos de lidita cuyos clastos ya contienen fragmentos de nódulos de apatito, etc. Por otra parte, tanto los nódulos como la lidita encajante contienen pequeñas estructuras esféricas de origen orgánico (así como más raramente fragmentos de microfósiles: graptolites, orthoceras, etc.) perfectamente conservados y sin evidencias de compactación, lo que constituye otra evidencia de tipo indirecto que confirma la existencia de una litificación precoz.

Las dimensiones de los nódulos fosfáticos oscilan entre unos pocos centímetros de diámetro en el caso de los esféricos y 0.5-4

cm. de espesor y una o dos decenas de cm. de diámetro ecuatorial en el caso de los discoidales; en algunos casos la deformación sufrida por estos nódulos progresó hasta una total laminación, con la consiguiente disminución de espesor e incremento de las dimensiones ecuatoriales.

Por lo que se refiere a las características texturales de la mineralización, el estudio petrográfico de ésta no ofrece mucha más información de la que ya hemos indicado, si exceptuamos la existencia de pequeñas fracturas de origen diagenético precoz (aparecen ya en los clastos de lidita) rellenas fundamentalmente de cuarzo y, en menor medida, algunos sulfuros de Fe. Estas fracturas tienen un espesor milimétrico y atraviesan tanto la lidita como los nódulos fosfáticos; los cristales de cuarzo tienen un tamaño sensiblemente mayor a los de la lidita y los nódulos.

Sin embargo, el empleo del microscopio electrónico de barrido con un microanalizador incorporado nos ha permitido tanto confirmar (microanálisis por dispersión de energías de rayos-X) la mineralogía presente como descubrir que los nódulos (Fig. 3) están constituidos por cristales idiomorfos de apatito y cuarzo. Los cristales de cuarzo autigénico, de tamaño sensiblemente mayor, engloban a cristales de apatito; aunque esta textura pueda haberse producido simplemente por cocrystalización de ambos minerales, hay que señalar que la sucesión apatito-cuarzo coincide con la observada en el afloramiento (litificación más precoz en el caso de los nódulos de apatito que en la lidita encajante). Por lo que se refiere a las fracturas milimétricas de origen diagenético, se observa igualmente un notable incremento en el tamaño cristalino del cuarzo en el seno de estas, llegándose a reconocer cavidades geólicas en el seno de las fracturas rellenas por crecimientos de sílice (actualmente cuarzo) botroidal, así como una notable recristalización del cuarzo de la lidita y/o los nódulos en la proximidad de las fracturillas, lo que da como resultado que la lidita adquiera en sus proximidades una textura general de tipo esponjoso ("spongy", Folk &

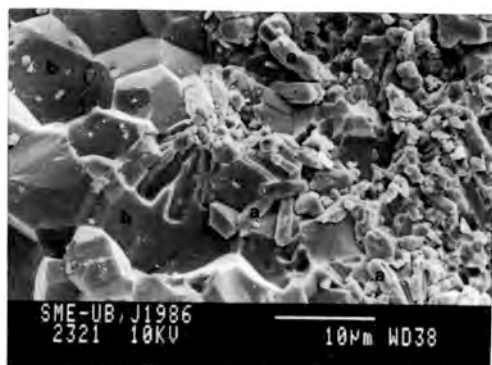


Fig. 3- Cristales de apatito (a) englobados por cristales de cuarzo autigénico (b). Mineralización estratiforme: nódulo fosfático en el seno de la lidita, microscopio electrónico de barrido.

Weaver 1952) con el consiguiente enmascamiento de los cuarzos autigénicos.

4. Mineralizaciones fosfáticas emplazadas en fracturas

Ya indicamos anteriormente que las mineralizaciones epigenéticas aparecen estrictamente relacionadas con exhalitas silíceas (liditas) radicadas, es decir, en algunos lugares correspondientes al antiguo efluente hidrotermal instalado sobre el fondo marino. A diferencia de la mineralización fosfática estratiforme, la mineralización epigenética no parece haberse emplazado nunca directamente sobre el fondo marino, ocupando preferentemente la zona de tránsito hacia él. Esta zona de tránsito está registrada litológicamente por una variación en la sedimentación desde rocas siliciclásticas de origen detrítico a las liditas, que constituyen un precipitado químico.

La mineralización se concentra preferentemente en las rocas siliciclásticas (muy silicificadas y alteradas hidrotermalmente) y en el primer metro de los niveles de lidita. En esta zona los filones llegan a tener una potencia de unos 20 cm., mientras que por encima de ella son muy frecuentes las pátinas milimétricas de variscita en unos 10 o 15 metros dentro de los niveles de lidita, pero con una dispersión lateral de a lo sumo 5 metros.

Este dato es importante para la comprensión de la génesis de las mineralizaciones epigenéticas, ya que los niveles de lidita con nódulos de apatito pueden extenderse lateralmente a lo largo de varios centenares de metros a partir de la zona de raíz sin que existan fuera de ésta mineralizaciones epigenéticas comparables. La zona de pátinas milimétricas de variscita en el seno de las liditas tiene un carácter de stockwork lineal (ya que lineal es la zona de raíz, emplazada en fracturas sinsedimentarias), y muchas de las pequeñas fracturas mineralizadas tienen un origen sedimentario-diagnético temprano, estando incluso en algunos casos fosilizadas por el nivel centimétrico de lidita inmediatamente superior. La zona de tránsito entre los filones mayores (verticales) y las pátinas y encontramientos se produce rápidamente, en un tramo vertical de 1-1.5 m., y se caracteriza por presentar filones de variscita de 1-5 cm. de espesor y porque en parte éstos pasan de una disposición vertical a inclinada e incluso localmente interestratificada entre los materiales sedimentarios. Toda esta descripción corresponde al magnífico afloramiento de Serra is Carradoris, en el Sarrabus Central, pero las diferentes litofacies han sido halladas en mayor o menor proporción en el resto de los yacimientos.

La mineralización consiste principalmente en variscita, y destaca mucho en los afloramientos por su vistoso color verde manzana. El mineral presenta un tamaño de grano muy fino, lo que le da una apariencia masiva en el afloramiento. Como es obvio, desde un punto de vista macroscópico las mejores observaciones proceden del estudio de los filones mayores. En éstos se observa claramente que ha existido una importante alteración hidrotermal previa a la precipitación de la variscita, presente tanto en las salbandas de los filones como en los clastos incluidos en éstos y cementados por la variscita (sericitización, silicificación, fosfatización) y un importante proceso de silicificación posterior a los minerales fosfáticos, que se manifiesta por la existencia de filones de cuarzo microcristalino de espesor centimétrico-decimétrico, que cortan netamente la

mineralización y se acuñan rápidamente hacia la superficie. Este tipo de filones son frecuentes en las zonas de raíz de las liditas estudiadas.

A pesar del amplio predominio de la variscita, ésta no constituye el único mineral fosfático presente. Aunque las sucesiones paragenéticas pueden ser bastante complejas en el detalle, podemos señalar como una tendencia general el hecho de que el primer precipitado fosfático en el interior de los filones suele ser una fina pátina (a lo sumo unos pocos mm. de espesor) de un mineral parduzco que al microscopio se puede identificar como colofana. Este precipitado reposa directamente sobre las salbandas sometidas a diferentes procesos de alteración hidrotermal (corrosiones, silicificaciones, fosfatizaciones, etc.) e incluso en algunos casos sobre un precipitado silíceo, o bien en bandas alternantes cuarzo-colofana.

A continuación del precipitado de colofana solemos hallar el depósito principal de variscita. El tránsito entre ambos puede ser abrupto, o más o menos gradual, con la aparición de agregados fibroso-radiales de tipo esferulítico de variscita en el seno de la colofana; esta variscita, y en ocasiones también el primer precipitado continuo (de espesor milimétrico o menor) de variscita existente tras el nivel de colofana pueden contener pequeños cristales de apatito, muy similares a los que hallamos en las mineralizaciones estratiformes en el seno de las liditas (véase Fig. 4).

Por lo que se refiere a la mineralización de variscita, se trata de un producto microcristalino de tipo fibroso-radial, muy masivo, en el seno del cual se pueden hallar estructuras de tipo geódico (Figs. 5, 8 y 9), algunas de las cuales han sido totalmente obliteradas y únicamente se pueden reconocer por la existencia de agregados fibroso-radiales convergentes de un tamaño ligeramente mayor. El estudio petrográfico no ofrece mucha más información, con la excepción de pequeñas variaciones de coloración de la variscita, correspondientes presumiblemente a bandas de crecimiento (quizás con ligeras

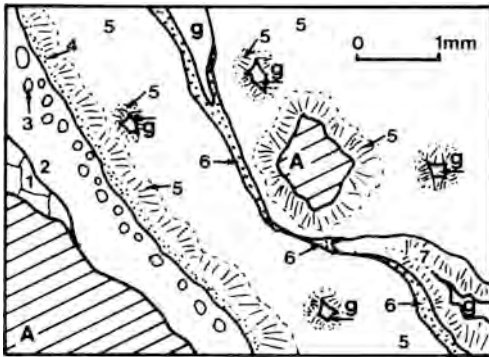


Fig. 4- Mineralización filoniana. A: salbandas y clastos alterados hidrotermales. 1: cuarzo. 2: colofana. 3: esfervulitos de variscita con inclusiones de apatito. 4: variscita con inclusiones de apatito. 5: variscita, localmente variscita ferrífera. 6: colofana. 7: variscita. g: cavidades geódicas.

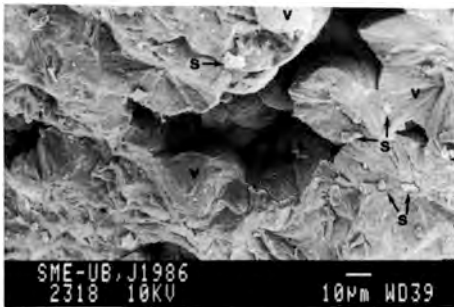


Fig. 5- Detalle de una cavidad geódica en el seno de variscita fibroso-radiada (v). Nótese la existencia de pequeños cristallitos en el seno de la variscita y en la superficie de la cavidad geódica correspondiente a silicatos (s). Mineralización filoniana de variscita, microscopio electrónico de barrido.

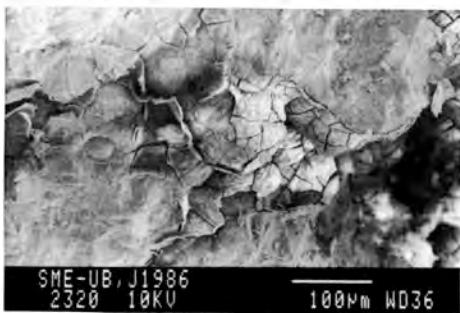


Fig. 6- Vista general de una masa de variscita fibroso-radiada parcialmente recubierta por una pátina externa de variscita ferrífera agrietada. Mineralización filoniana de variscita, microscopio electrónico de barrido.

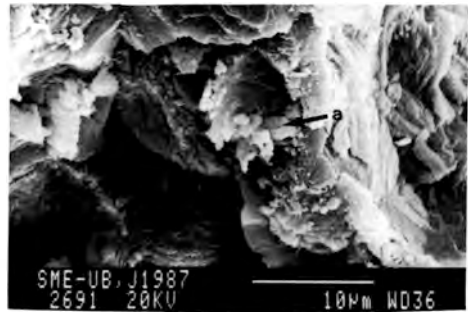


Fig. 7- Detalle de la pátina externa agrietada (variscita ferrífera) de un esfervulito de variscita. Los cristales más claros dispuestos sobre la pátina de variscita ferrífera corresponden a silicatos (Si, Al, Fe). Mineralización filoniana de variscita, microscopio de barrido (Para explicación véase el texto).

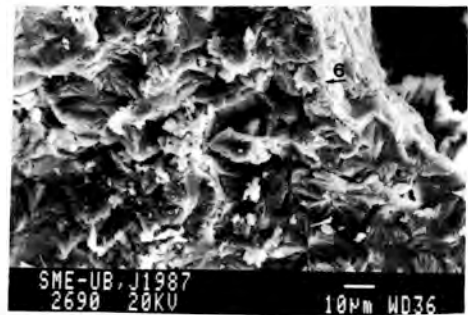


Fig. 8- Vista general de la mineralización de variscita. Nótese la existencia de una gran cavidad geódica (sector superior decha.), abundante porosidad (geodas menores) y numerosos cristales de silicatos en el seno de la variscita. El sector "6" corresponde a la Fig. 9. Mineralización filoniana de variscita, microscopio electrónico de barrido.

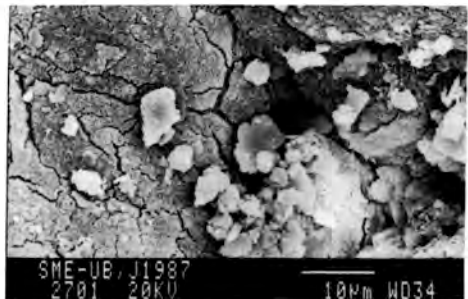


Fig. 9- Agregados fibroso-radiales de variscita. Nótese la existencia de fosfatos de Al con elevados contenidos en Pb ("a"). Mineralización filoniana de variscita, microscopio electrónico de barrido.

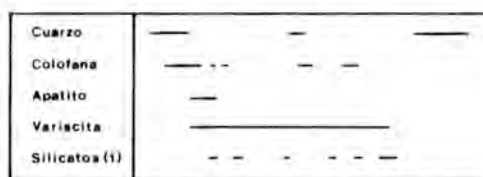


Fig. 10- Sucesión mineralógica presente en la mineralización filoniana. (1: véase explicación en el texto).

variaciones composicionales) por su carácter concéntrico respecto a los agregados fibroso-radiales, y a la constatación de que en el seno de la variscita existen nuevos precipitados de colofana similares (si bien de menor importancia) a los ya descritos (Figs. 4 y 10).

Por lo que se refiere a la mineralogía de la variscita, desde el trabajo de Pelloux (1912) ya teníamos noticia de que en el yacimiento de Genn'Areia se trataba de variscita ferrífera, datos confirmados por Marchesini y De Michele (1967) y ya con difractogramas de R-X por Conti-Vecchi (1971). Los difractogramas que hemos obtenido a partir de variscita de los diferentes afloramientos localizados a lo largo del Sarrabus confirman la presencia de variscita ferrífera.

Sin embargo, el microscopio electrónico de barrido (y el microanalizador asociado) ha proporcionado nuevos datos, tanto por lo que se refiere a las características texturales de las mineralizaciones como por lo que respecta a su composición química. Por una parte, las micropruebas han permitido descubrir que, contrariamente a lo que parecían indicar los difractogramas, la variscita es mucho más abundante que la variscita férrica. En algunas cavidades geódicas se observa una zonación característica, desde el interior al exterior de la masa de variscita, siendo éste férrico mientras que por el contrario la mayor parte de la masa fibroso-radiada de variscita no presenta contenidos significativos en Fe; esta observación guarda buena correlación con las zonaciones de variscita ya descritas en el estudio petrográfico. En algunos casos el empleo del microscopio electrónico permite observar que la pátina más superficial y férrica de variscita aparece

agrietada en las geodas, indicando una retracción que quizás corresponda a un proceso de deshidratación (Figs. 6 y 7).

El microscopio electrónico permite también distinguir la existencia de pequeños cristales de silicatos que quedaban fuera de nuestras posibilidades de observación en el estudio petrográfico. Estos cristales aparecen tanto sobre la variscita en las cavidades geódicas como en el seno de ésta (Figs. 5, 7 y 8), indicando una cristalización simultánea con ella (Fig. 10). Aunque aún no conocemos la mineralogía detallada de estos cristales, el empleo del microanalizador incorporado al microscopio electrónico ha permitido hacernos una idea sobre su composición. Se trata de diferentes silicatos: el microanálisis permite reconocer asociaciones del tipo Si-Al, Si-Al-Fe, Si-Al-Fe-K y Si-Al-Ca que corresponden muy probablemente en su mayoría a filosilicatos. El análisis semicuantitativo permite reconocer igualmente importantes variaciones en los contenidos relativos de los diferentes elementos, y muy en especial por lo que se refiere a Si y Al.

El empleo de esta técnica analítica nos ha permitido igualmente constatar la existencia de otros metales en el seno de los fosfatos. Dentro de éstos lo más destacable es la existencia de fosfatos con elevados contenidos en Pb y Si en el seno de la variscita fibroso-radial (Figs. 8 y 9) y la existencia de elevados contenidos en Cu en algunos de los clastos intensamente alterados que aparecen en el filón cementados por la variscita. En nuestra opinión hay que relacionar la existencia de estos metales con la presencia de mineralizaciones de origen hidrotermal de galena, calcopirita, etc. que aparecen esporádicamente en diseminaciones en el seno de los stockworks silíceos en las zonas de raíz de las liditas.

5. Discusión y conclusiones

El estudio realizado ha permitido reconocer la existencia de dos mineralizaciones fosfáticas en los materiales de edad Ordovícico Superior-Silúrico Superior del Sudeste de la isla de Cerdeña.

El primer tipo de mineralizaciones consiste en nódulos de cuarzo-apatito en el seno de liditas, descritas por primera vez en la zona en estudio. Se trata de una mineralización muy extensamente representada, heterócrona entre sí a lo largo de la región estudiada, ya que aparece en diferentes niveles a lo largo de la columna estratigráfica, y tiene un carácter singenético-digenético muy precoz. Este último hecho nos viene indicado por las características sedimentológicas de las liditas mineralizadas, las morfología del yacimiento, las relaciones con las rocas encajantes y la misma existencia de otras mineralizaciones (Ba, Ag, F, etc; Gimeno 1985) en la región estudiada relacionadas con las citadas liditas; estas liditas son interpretadas como exhalitas y la mineralización estratiforme atribuida a un tipo sedimentario-exhalativo (sedex). Una interpretación genética similar ya fue dada por Bidaut (1953) para los materiales fosfáticos dinantienses de los Pirineos.

Esta mineralización se caracteriza por una paragénesis muy simple (unicamente apatito, y sólo muy localmente productos de tipo colofana). Sin embargo, la existencia de otras mineralizaciones de tipo sedex asociadas a las liditas y expresadas mineralógicamente en forma de sulfuros (esfalerita, pirita, etc.) en los mismos afloramientos de liditas o en otros muy próximos hace que, en nuestra opinión, no sea correcto considerar separadamente unas mineralizaciones estratiformes de las otras; los estudios litogeoquímicos en curso probablemente servirán para clarificar este aspecto.

Por lo que se refiere a hipótesis genéticas alternativas, es frecuente considerar las mineralizaciones fosfáticas estratiformes en relación con procesos oceánicos importantes de tipo "upwelling". Así han hecho recientemente Coles & Snyder (1985) en el caso de la mineralización de Toquima Range, U.S.A., muy similar a las existentes en el Sarrabus.

Sin embargo, en el caso estudiado en la isla de Cerdeña hay que excluir totalmente la existencia de enmascaramientos tectónicos sobre las texturas originales de la minera-

lización similares a las descritas por estos autores; y por otra parte las reducidas dimensiones de los afloramientos fosfáticos, su falta de continuidad y su emplazamiento paleotopográfico (pequeños horsts aislados) y la recurrencia de la mineralización en diferentes niveles a lo largo de un amplio lapso de tiempo es difícil de explicar en relación con procesos de "upwelling", ya que éstos requieren unas condiciones paleoclimáticas y paleogeográficas muy concretas, cuya persistencia (y/o existencia puntual repetidas veces) a lo largo del lapso de tiempo Ordovícico Superior-Silúrico Superior puede razonablemente ser rechazada con los datos disponibles en la actualidad. Por otra parte, el contexto litológico (casi total ausencia de carbonatos) y la inexistencia de reconcentraciones de tipo detrítico son otros factores que ayudan a descartar un modelo de tipo "upwelling".

El segundo tipo de mineralizaciones consiste en mineralizaciones fosfáticas en filones. Estas mineralizaciones únicamente habían sido halladas en el sector de Genn'Arela (Sarrabus oriental, junto al Mar Tirreno; Pelloux 1912). Nuestro estudio demuestra que aún siendo marcadamente más escasas que las mineralizaciones estratiformes, no constituyen una mera rareza mineralógica, y aparecen con una relativa frecuencia en el sector estudiado.

El estudio mineralógico demuestra que la mineralización presenta una paragénesis relativamente compleja, con un marcado predominio de la variscita y la variscita ferrífera, pero con presencia de apatito, diferentes silicatos, otras variedades de fosfatos ricas en otros metales, y precipitados de colofana. Además, todo parece indicar que estudios más prolongados y detallados permitirán descubrir una mayor riqueza mineralógica.

El proceso genético de la mineralización filoniana es más controvertido, al existir menos evidencias (especialmente evidencias de tipo cronológico con respecto a la roca encajante) que en el caso anterior. La existencia de formación de variscita por procesos supergénicos es conocida desde

antiguo; Lacroix (1927, t.4, pp.481-482) describió un proceso de variscitización, análogo a algunos procesos de lateritización. Sin embargo, este proceso de variscitización se produce en condiciones ciertamente muy particulares: a partir de fosfatos amorfos de tipo guano, de origen orgánico y preferentemente fecal, en islotes aislados ubicados en zonas tropicales. Por otra parte, Arribas et al., (1971) han descrito mineralizaciones similares en el Macizo Ibérico (sector de Palazuelo de las Cuevas, Zamora), relacionándolas genéticamente con la existencia de una importante superficie de alteración de edad Terciaria.

En nuestra opinión la mineralización existente en el Sarrabus no ha tenido un origen supergénico, ya que no existe una superficie de alteración similar a la citada por Arribas et al. (1971) y por otra parte, el proceso de variscitización descrito por Lacroix (1927) se produce a expensas de un material inestable que da lugar fácilmente a otro, es decir, un material cuyas características son justo las contrarias de la lidita fosfática una vez litificada. Además, si el origen de la mineralización fuera de tipo supergénico, no se entendería su restricción a unos pocos afloramientos de liditas fosfáticas, y dentro de éstas su disposición estricta en el sector de zona de raíz, en estrecha relación con la zona de alteración hidrotermal.

Por el contrario, se conoce desde antiguo la existencia de fosfatos aluminicos de origen hidrotermal (De Launay, 1913). En nuestra opinión, el único proceso hidrotermal que sin duda ha existido en los afloramientos estudiados es el que generó las exhalitas, y con ellas las mineralizaciones fosfáticas estratiformes asociadas. Por todo ello creemos que ambas mineralizaciones (estratiforme y filoniana) son el producto de un único episodio metalogénico, sinsedimentario y de tipo Sedex, y que representan el equivalente fosfático de otras mineralizaciones Sedex (stockwork y estratiforme asociado en el caso de sulfuros masivos, etc.) ampliamente conocidas. Dado que este tipo de mineralizaciones, y muy en especial las estratiformes, aparecen ampliamente representadas en diferentes sectores del orógeno

hercínico, su estudio y comparación con las existentes en el sudesde de la isla a de Cerdeña parece muy prometedor. Los estudios que hemos realizado hasta este momento en las Cadenas Costeras Catalanas confirman plenamente el modelo expuesto en este trabajo.

Agradecimientos

Durante la realización del trabajo en Italia el autor ha disfrutado de becas de la CIRIT de la Generalitat de Cataluña y del Gobierno Italiano; nuestro agradecimiento a estos organismos y al Instituto di Giacimenti Minerari dell'Università di Cagliari por la magnífica acogida durante los dos años de trabajo en Italia. Gracias al Prof. C. Marini y al Dr. G. Sistu (Cagliari) sin cuya generosa ayuda y amistad este trabajo no se habría podido llevar a cabo; el Dr. J. L. Fernandez Turiel (CSIC) ha suministrado abundante información en diversas fases de redacción del trabajo. Mi reconocimiento a A. Samper, que preparó las láminas para el estudio petrográfico, y a S. Chinchón (J. Almera, Barcelona), por su ayuda con los difractogramas. Finalmente, gracias a los miembros del Servei de Microscopia Electrónica de la Universitat de Barcelona, por todas sus atenciones durante la realización del trabajo.

Bibliografía

- ARRIBAS, A.; GALAN, E.; MARTIN-POZAS, J.M.; NICOLAU, J y SALVADOR, P. (1971): Estudio mineralógico de la variscita de Palazuelo de las Cuevas, Zamora (España). *Studia Geologica*, 2, 115-132.
- BERNARD, A.J.; DAGALLIER, G. y SOLER, E. (1982): The exhalative sediments linked to the volcanic exhalative massive sulphide deposits: a case study of european occurrences. In: G.C. AMSTUTZ et al. (eds.) *Ore Genesis. The State of the Art*. Springer, Berlin, 553-564.
- BIDAUT, H. (1953): Note préliminaire sur un mode de formation possible des phosphates dinantiens des Pyrenées. XIX C.G.I., 11, 185-190.
- COLES, K.S. y SNYDER, W.S. (1985): Significance of lower and middle Paleozoic

- phosphatic chert in the Toquima Range, Central Nevada. *Geology*, 13, 573-576.
- CONTI-VECCHI, G. (1971): La variscite di Villaputzu (Sardegna Centro-orientale). *Rend. Sem. Fac. Sc. Cagliari*, 41, 7-13.
- DE LAUNAY, L. (1913): *Traité de Métallogénie, Gîtes Minéraux et Métallifères*. v.I. Lib. Polytech. Ch. Béranger. Paris et Liège. 858 p.
- FOLK, R.L. y WEAVER, C.E. (1952): A study of the texture and composition of chert. *Am. Jour. Sci.*, 250, 498-510.
- GIMENO, D. (1985): Un modelo en el paleozoico sardo y su aplicación a la investigación geológica y minera en Cataluña. *Rev. Inv. Geol.*, 41, 5-15.
- GIMENO, D. (1986a): Phosphate ores (apatite, variscite) of sedex-type in Palaeozoic siliciclastic shelf. An example from Sarrabus region (SE Sardinia, Italy). In: IGCP n° 233 (ed.) *Int. Conf. Iberian Terranes and their Regional Correlation*. Oviedo. 95.
- GIMENO, D. (1986b): Evolution of a siliciclastic basin during late ordovician-silurian times: an examples from Sarrabus region, SE Sardinia, Italy. In: EGCP n° 233 (ed.) *Int. Conf. Iberian Terranes and their Regional Correlation*, Oviedo, 96.
- GIMENO, D. (1986c): Génesis de pliegues sinsedeimentarios en léditas paleozoicas. Tipos radicados y tipos deslizados. In: L.I. Cabrera (ed.) *XI Congreso Español de Sedimentología*, Res. Com., Barcelona, 91.
- GIMENO, D. (1987): Exhalites related to hydrothermal vents; some palaeozoic examples. *Terra Cognita*, 7 (2-3), 191.
- LACROIX, A. (1927): *Minéralogie de la France et de ses colonies*, v. IV, Paris, 479-486.
- MARCHESINI, A. y DE MICHELE, V. (1967): Su un affioramento fosfatico nel Sarrabus (Sardegna) (Nota preliminare). *Atti Soc. It. Str. Sc. Mus. Ciccio St. Nat. Milano.*, 106(2), 167-170.
- PELLOUX, A. (1912): Variscite del Sarrabus (Sardegna). *Ann. Mus. Civico St. Nat. Genova*. Serie III, 5 (45), 470-472..
- SISTU, G. (1985): *Geologia e mineralizzazioni del settore Serra SIlìxi-Rocca Arricelli (Sarrabus Occidentale)*. Tesis di Laurea, Univ. Cagliari. 123 pp.
- SITZIA, R. (1966): Spettri I.R. di alcuni fosfati naturali. *Rend. Sem. Fac. Sc. Cagliari.*, 36, 1-11.

(Aceptado: 23 Noviembre 1987)

Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía

Volumen 11, Parte 1, 1988

INDICE DE AUTORES:

	pág.
ARRIBAS, A.	67
CARDELLACH, E.	125, 167
CORRETGE, L.G.	81
CRESPO, V.	3
DURAN, M.E.	155
FENOLL, P.	113
FERNANDEZ, J.L.	155
GALAN, E.	173
GARCIA DE MIGUEL, J.M.	143
GARCIA, A.	113
GIMENO, D.	155, 191
GONZALEZ, P.	81
GUTIERREZ,	35
HERNANDEZ, M.J.	173
HIGUERAS, P.	113
LOPEZ, J.A.	61
LOREDO, J.	47
LUNAR, R.	27, 61, 89
MANGAS, J.	67
MARTIN, A.	179
MARTINEZ, I.	27, 61
MAYOR, N.	27
MIRAS, A.	173
ORTEGA, L.	89
OYARZUN, R.	17, 27, 55
PALERO, F.	179
PANIAGUA, A.	35
PASCUAL, E.	113, 135
REGUILON, R.	101
RODRIGUEZ, L.S.	35
RUIZ DE ALMODOVAR, G.	135
SAEZ, R.	135
SIERRA, J.	61
SUAREZ, O.	81
TRITLLA, J.	125, 167
VINDEL, E.	27, 61, 89

Sociedad Española de Mineralogía

C/ Alenza, 1 (D-201), 28003-MADRID. ☎ (91) 441.71.38

Ficha de Inscripción

Cuotas vigentes para el año 1988

Socio ordinario	2.500 Ptas
Socio Colectivo (Empresas, Departamentos, etc)	15.000 Ptas
Socio Protector	7.500 Ptas
Socio Vitalicio	50.000 Ptas

(reducción a estudiantes del 50%; adjuntar documento acreditativo).

DATOS PERSONALES

Nombre.....Apellidos.....
Fecha y lugar de nacimiento.....
Domicilio.....Código postal y Provincia.....
Teléfono.....Profesión.....
Dirección del centro de trabajo.....
.....Código postal y Provincia.....
Tipo de socio: ordinario ; colectivo ; protector ; vitalicio . (marcar con una X)
Interesado en los siguientes temas: Cristalografía ; Mineralogía ; Petrología ; Geoquímica ;
Yacimientos ; Inclusiones Fluidas ; Coleccionismo ; Otros

Para facilitar el pago de cuotas se requiere cumplimentar la siguiente ficha (en caso contrario, transferencia bancaria o cheque a nombre de la Sociedad Española de Mineralogía):

✂-----
BANCO.....
AGENCIA.....
DOMICILIO.....

Muy Sr. mio:

Le ruego atienda el cobro de las cuotas anuales de la Sociedad Española de Mineralogía, con cargo a la c/c que poseo en ese banco.

FIRMA

Sr. D.....
Domicilio.....
Nº c/c.....

✂-----
Sociedad Española de Mineralogía
Muy Sr. mio:
Le ruego pase el cobro de las cuotas anuales de la Sociedad Española de Mineralogía, con cargo a mi c/c del
BANCO.....
AGENCIA.....
DOMICILIO.....

Agradeciéndole la atención le saluda atentamente

FIRMA

Nombre.....
Domicilio.....
Nº c/c.....

NORMAS PARA LOS AUTORES

1. Presentación de originales

Los originales de los artículos que se deseen publicar en este Boletín deberán enviarse por duplicado (también las ilustraciones) a la Directora de la publicación, protegidas las ilustraciones con cartón duro. Los trabajos presentados durante las sesiones científicas que organiza la Sociedad se entregarán durante el transcurso de las mismas. Estos trabajos deberán ser inéditos y estar relacionados con las áreas de Mineralogía-Cristalografía y Petrología-Geoquímica. Solo se publicarán los trabajos informados favorablemente por dos especialistas propuestos por el Comité Editorial. Los artículos deberán ser redactados en castellano o inglés.

2. Título y Autores

El título, con mayúsculas, debe reflejar con precisión y brevedad el contenido del trabajo. Debajo del título deben figurar el autor o autores, con nombre (minúsculas) y apellidos (mayúsculas), en el orden en que deseen aparecer y a continuación el centro de trabajo, distrito postal y localidad.

3. Resumen y Palabras clave

El texto debe ir precedido de dos resúmenes (en inglés y castellano) con una extensión máxima de 150-200 palabras que refleje con concisión y claridad los resultados del trabajo. A continuación de cada resumen se añadirán una lista de hasta 8 palabras clave.

4. Texto

El texto del manuscrito deberá ser definitivo para evitar correcciones importantes o extensas. Se presentará mecanografiado, a doble espacio, en tamaño DIN A-4, dejando amplios márgenes para facilitar las correcciones. El manuscrito deberá ser redactado con claridad y en lo posible con brevedad, de manera que la extensión total no exceda de las 15 páginas mecanografiadas, incluyendo referencias, tablas y figuras. El nombre de los apartados y subapartados deberá ir numerado y resaltado utilizando mayúsculas o cursivas. Para facilitar los trabajos de impresión, la redacción de esta revista aconseja que los autores envíen una copia del texto registrada en disquete (de 5 1/4" salvada en Wordstar SCII para los compatibles PC o de 3.5" en McWrite o Microsoft Words de Macintosh).

5. Referencias bibliográficas

Los autores citados en el texto figurarán con minúsculas, sin iniciales del nombre, seguido de la fecha de publicación entre paréntesis. Al final del artículo se ordenarán alfabéticamente las referencias bibliográficas citadas, figurando el apellido, en mayúsculas, seguido de las iniciales del nombre del autor o autores. A continuación, y entre paréntesis, el año de publicación, título del artículo, nombre de la revista (cursiva o subrayado), volumen y páginas, según los modelos siguientes:

ARRIBAS, A. (1978): Mineral paragenesis in the Variscan metallogeny of Spain. *Studia Geologica*, 14, 223-260.

FONTBOTE, L. y AMSTUTZ, G.C. (1981): Observations on ore rhythmites of the Trzbionka Mine, Upper Silesian-Cracow region, Poland. In: Amstutz et al. (eds.) *Ore Genesis. The State of the Art*. Springer, Berlin. 83-91.

BROWNLOW, A.H. (1979): *Geochemistry*. Prentice Hall, Inc. N. Jersey. 190 p.

6. Ilustraciones (gráficas, fotografías y tablas)

El número de fotografías, gráficos, dibujos y tablas, deberá reducirse al mínimo necesario para la comprensión del texto. En el dorso de la foto o en un extremo del gráfico o tabla deberán anotarse con lápiz, el nombre de los autores y el número de orden de las mismas. Las fotografías deberán ser nítidas, bien contrastadas y en blanco y negro (los gastos de reproducción e impresión de fotolitos en color correrán por cuenta de los autores). Las letras o símbolos insertados en ellas deberán ser lo suficientemente legibles después de reducidas las fotos al tamaño de caja (1 o 2 columnas). Si se desea agruparlas en una lámina debe procurarse que el contraste de las mismas sea similar. Los dibujos o gráficos han de ser originales, preferiblemente delineados sobre papel blanco o vegetal con tinta china negra. Las tablas citadas en el texto deberán ser mecanografiadas en una hoja por cada tabla, con un tamaño de letra adecuado a su reducción. Debe tenerse en cuenta que el tamaño máximo de los originales será de 28 x 37 cm. si han de ser reducidos a dos columnas (página entera de 13 x 20 cm) o bien de 13,5 x 37 cm si se desean reducir a una columna de dimensión máxima 6,5 x 20 cm. Debe de adjuntarse, por tanto, una fotocopia reducida al tamaño definitivo sugerido para su impresión en la que las letras o símbolos sean legibles. En una hoja(s) aparte se detallará la leyenda que irá en el pie de las tablas o ilustraciones, la cual deberá ser lo más breve posible.

7. Corrección de pruebas

Si el trabajo es informado favorablemente para su publicación, los autores recibirán la prueba de imprenta para su corrección. Estas pruebas deberán ser devueltas, sin dilación (plazo máximo de 10 días).

8. Separatas

Los autores recibirán gratuitamente 25 separatas de su trabajo. En el caso de que desearan un número mayor lo deben de hacer constar al devolver las pruebas, haciéndose cargo del costo de las mismas.

Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía

Volumen 11, Parte 1, 1988

CONTENIDO

- Vicente CRESPO
Panorama Actual de la Investigación
Minera del Oro (Junio 1987) 3
- Roberto OYARZUN
Aspectos geológicos y geoquímicos de los
yacimientos epitermales de Oro y Plata... 17
- Jesús MARTINEZ, Roberto OYARZUN,
Nicolás MAYOR, Rosario LUNAR y Elena
VINDEL
Mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama.
Aplicaciones del modelo epitermal... 27
- Andrés PANIAGUA, Luis Santiago RODRIGUEZ
y Juan Luis GUTIERREZ
Mineralizaciones As-Sb-Au asociadas a
rocas ígneas filonianas del NE. de León:
Las Minas de Burón..... 35
- Jorge LOREDO y Jesús GARCIA
El yacimiento aurífero de Carlés (Asturias). 47
- Roberto OYARZUN
Aspectos químicos y mineralógicos del
método de lixiviación en pila (head
leaching) de oro y plata..... 55
- Josefina SIERRA, Elena VINDEL, Rosario
LUNAR, José Angel LOPEZ y Jesús
MARTINEZ
Estudio de inclusiones fluidas en la
mineralización de Ag de La Bodera (Sistema
Central Español)..... 61
- José MANGAS y Antonio ARRIBAS
Estudio de las inclusiones fluidas en el
yacimiento estannífero de Teba (Cáceres).. 67
- Luis Guillermo CORRETGE, M^a Pilar
GONZALEZ y Ofelia SUAREZ
Las trayectorias de las variables termodinámicas
en la sucesión paragenética del skarn de Carracedo
(Palencia, España)..... 81
- Lorena ORTEGA, Elena VINDEL y Rosario
LUNAR
Estudio de los filones de barita intragraníticos
del Sector Cencientos-Cadalso de los Vidrios
(Sistema Central)..... 89
- Rosa REGUILON
Geoquímica y caracter metalífero en U y Sn
del granito de Plasenzuela (Cáceres)..... 101
- Antonio GARCIA CASCO, Emilio PASCUAL,
Purificación FENOLL y Pablo HIGUERAS
Mineralizaciones filonianas de W asociadas
al plutón de Santa Eufemia (Batolito de los
Pedroches, Córdoba)..... 113
- Jordi TRITLLA y Esteve CARDELLACH
Los indicios de W y Mo en los granitoides
del área de Martorell (Provincia de Barcelona)
..... 125
- Reinaldo SAEZ, Gabriel RUIZ DE ALMODOVAR
y Emilio PASCUAL
Mineralizaciones estratoligadas de scheelita
en la Faja Pirítica del Suroeste Ibérico..... 135
- José María GARCIA DE MIGUEL
Relaciones de asociación y zonalidad química
y mineralógica en los sulfuros de la Faja
Pirítica del Suroeste de la Península Ibérica
..... 143
- Domingo GIMENO, José Luis FERNANDEZ
y M^a Eulalia DURAN
Primera contribución al conocimiento mineralógico,
textural y litogeoquímico de la mineralización
de barita presente en la facies Bundtsandstein
de Martorell (Cadenas Costeras Catalanas)
..... 155
- Jordi TRITLLA y Esteve CARDELLACH
Filones de Pb-Ba en el Paleozoico del área
de Martorell (Barcelona)..... 167
- Adolfo MIRAS, María José HERNANDEZ y
Emilio GALAN
Nota sobre la Presencia de mineralizaciones
de barita al Sur de Llerena (Badajoz,
España)..... 173
- Fernando PALERO y Agustín MARTIN
Las mineralizaciones estratoides de Zn-Pb
en la Caliza Urbana del paraje de Peña del
Aguila, Calzada de Calatrava (Ciudad Real)
..... 179
- Domingo GIMENO
Contribución al conocimiento mineralógico
y textural de rocas silíceo-fosfatadas
paleozoicas: el ejemplo del Serrabus
(Sud-este de la Isla de Cerdeña, Italia)..... 191