

ORIGEN, TRANSPORTE Y DEPOSICION DEL URANIO EN LOS YACIMIENTOS EN PIZARRAS DE LA PROVINCIA DE SALAMANCA

A. Arribas (*)

RESUMEN

Las numerosas mineralizaciones de uranio existentes en el complejo esquisto grauwáquico (CEG) de la Península Ibérica, pertenecientes a la paragénesis *carbonatos, pechblenda (coffinita), adularia y sulfuros de Fe*, tienen, además de una considerable importancia económica, un gran interés metalogénico, ya que su origen no ha podido ser explicado todavía de forma convincente. Así, desde 1959, estas mineralizaciones se han venido atribuyendo sucesivamente a una deposición del U en zonas fracturadas y brechificadas del basamento hercínico como consecuencia de uno de estos procesos:

- *magmáticos*, por transporte del U en fluidos hidrotermales relacionados con la evolución y emplazamiento de los granitos hercínicos.
- *supergénicos*, por liberación del U de los granitos durante los procesos de meteorización y erosión que dieron lugar a la penillanura pliocena.
- *de segregación*, por lixiviación del U de las rocas plutónicas como consecuencia de movimientos tectónicos tardihercínicos y/o alpinos.
- *de difusión*, por redistribución del U contenido en los metasedimentos fértiles del CEG por difusión térmica o flujo hidrotermal.

En este trabajo, basándose en los estudios de campo y laboratorio llevados a cabo últimamente en mina FE, la más importante de las que existen en España de esta clase, se discuten las hipótesis anteriores y se exponen los principales caracteres metalogénicos del yacimiento. Entre éstos, los más significativos son: el alto contenido geoquímico en U, de 30 a 200 ppm, de las pizarras ampelíticas, que son predominantes en la zona; la naturaleza y los procesos de alteración, cloritización y hematización, de las rocas encajantes; la paragénesis de baja temperatura; las peculiares texturas geopetales de los minerales filonianos tardíos; la edad radiométrica de la pechblenda, 37 a 57 m. a.; el rango de temperatura y salinidad de las inclusiones fluidas de los carbonatos de la ganga, variable entre 230° y menos de 70°C y 0 y 25% equiv. NaCl respectivamente; y el carácter superficial de los procesos tectónicos que dieron lugar a la fracturación hidráulica y a las brechas que contienen la mineralización. Finalmente, se compara ésta con la de otros yacimientos españoles y extranjeros, y se atribuye su origen a una reconcentración del U de las filitas ampelíticas como consecuencia del bombeo sísmico provocado en los materiales del CEG por los contragolpes de la orogenia alpina.

De acuerdo con esta idea, las tensiones tangenciales que se desarrollaron en el basamento hercínico durante la primera mitad del Terciario habrían dado lugar a episódicas removilizaciones del U de los metasedimentos fértiles, el cual, al producirse el colapso de las zonas de dilatación, habría sido expulsado hacia la superficie por los fluidos hidrotermales de carácter geotérmico que depositaron el U y los minerales acompañantes en las brechas y fracturas asociadas con las fallas de desgarre.

PALABRAS CLAVE: Uranio, yacimientos, metalogenia, hercínico, pizarras, Salamanca.

ABSTRACT

The numerous U deposits occurring in the schist-graywacke complex (CEG) of the Iberian Peninsula, characterized by the mineral association *carbonates, pitchblende (coffinite), adularia and Fe sulphides*, have both a considerable economic importance and a high metallo-

(*) Departamento de Geología. Universidad de Salamanca (España).

genic interest as their origin has not been convincingly explained yet. In fact, since 1959, these mineralizations have been successively attributed to the concentration of U in fractured and brecciated zones of the schists due to one of these processes: *magmatic*, by transportation of U in hydrothermal fluids related to the evolution and emplacement of the Hercynian granites; *supergenic*, by the release of U from the Hercynian granites during the weathering and erosion processes which gave place to the Pliocene peneplain; *segregation*, by leaching of U from plutonic rocks under the effects of late- and/or post-Hercynian tectonic movements; and *diffusion*, by concentration of U from fertile metasediments by thermal diffusion or hydrothermal flow.

In this paper, taking into account field and laboratory studies carried out recently in the FE mine, so far the most important Spanish U deposit of this kind, the above mentioned hypothesis are discussed and the main metallogenic features of the orebody are given. Among these, the most significant are: the high geochemical U content, 30 to 200 ppm, of the CEG carbonaceous slates prevalent in the area; the nature and alteration processes, chloritization and hematitization, of the host rocks; the radiometric age of the pitchblende 37 to 57 m. y.; the low temperature mineral association; the peculiar gravitational textures of the ore minerals; the temperature and salinity of the fluid inclusions of the carbonates, ranging from 230° to less than 70° C, and from 0 to 25% NaCl equiv, respectively; and the shallow tectonic activity giving place to the hydraulic fracturing and fault breccias controlling the ore deposition. Finally, the FE orebody is compared with similar U deposits in Spain and elsewhere, and the origin of the mineralization is attributed to seismic pumping of U contained in the CEG carbonaceous slates.

According to this model, the strains developed in the Hercynian basement around shear zones resulting from the Alpine tectonic activity, during Lower to Middle Tertiary times, would have given rise to episodic remobilizations of the U by hydrothermal fluids. Consequently, when the dilatant zones collapsed, these U bearing solutions, geothermal in character, were expelled towards the surface depositing the U and accompanying minerals in fractures and breccias associated to the wrench faults.

KEY WORDS: Uranium, hercynian, metallogeny, slates, Salamanca.

Introducción

Las numerosas mineralizaciones filonianas de uranio existentes en el Complejo esquisto-grauváquico (C.E.G.) de la Península Ibérica —entre ellas las de Saelices, Alameda de Gardón, Villar de la Yegua y Villavieja de Yeltes, en la provincia de Salamanca; Ceclavín, Acehuche y Albalá, en la de Cáceres; Don Benito, en la de Badajoz; y Nisa, Azere y Nuestra Señora das Fontes, en Portugal— tienen, además de una considerable importancia económica, un gran interés metalogénico.

Así, desde 1959, en que se encontraron los primeros indicios con minerales primarios de uranio, los yacimientos de las pizarras de Salamanca se han venido atribuyendo a alguno de estos procesos:

- **MAGMÁTICOS:** por depósito del uranio a partir de fluidos hidrotermales relacionados con el emplazamiento de los granitos hercínicos (Arribas, 1960, 1962 y 1970).
- **SUPERGÈNICOS:** por lixiviación del uranio lábil de los granitos durante los procesos de meteorización y erosión asociados con el desarrollo de la penillanura pliocena, y concentración *per descensum* de aquel elemento en zonas fracturadas del basamento hercínico (Fernández Polo, 1965; Matos Dias y Soares de Andrade, 1970).
- **DE SEGREGACIÓN:** por liberación del uranio de las rocas plutónicas como consecuencia de los procesos tectónicos tardihercínicos o alpinos, y

deposición de dicho elemento en zonas fracturadas de los esquistos (Arribas, 1975).

- **DE DIFUSIÓN:** por lixiviación y concentración del uranio de los metasedimentos fértiles del C.E.G., especialmente las pizarras ampelíticas, en zonas fracturadas y brechificadas de los esquistos. La movilización y el transporte del uranio se habrían efectuado por difusión térmica o flujo hidrotermal y, en este último caso, en corrientes de convección generadas por los procesos tectónicos postpaleozoicos (Arribas, 1980).

Ultimamente, los estudios de laboratorio y las observaciones realizadas sobre el terreno han proporcionado nuevos datos sobre la metalogenia de este singular tipo de yacimientos, de los cuales, el de mina FE, situado en las proximidades de Saelices, en la provincia de Salamanca, sigue siendo el ejemplo más importante y representativo.

En este trabajo se resumen los conocimientos actuales y los estudios en curso para establecer un modelo metalogénico que permita explicar el origen de estas mineralizaciones, las cuales, por no alcanzar a veces la superficie, presentan todavía, al tiempo que un gran potencial uranífero, dificultades para su prospección.

Geología y mineralogía del yacimiento

Las mineralizaciones de uranio de mina FE (lámina 1A) se encuentran en metasedimentos del C.E.G.

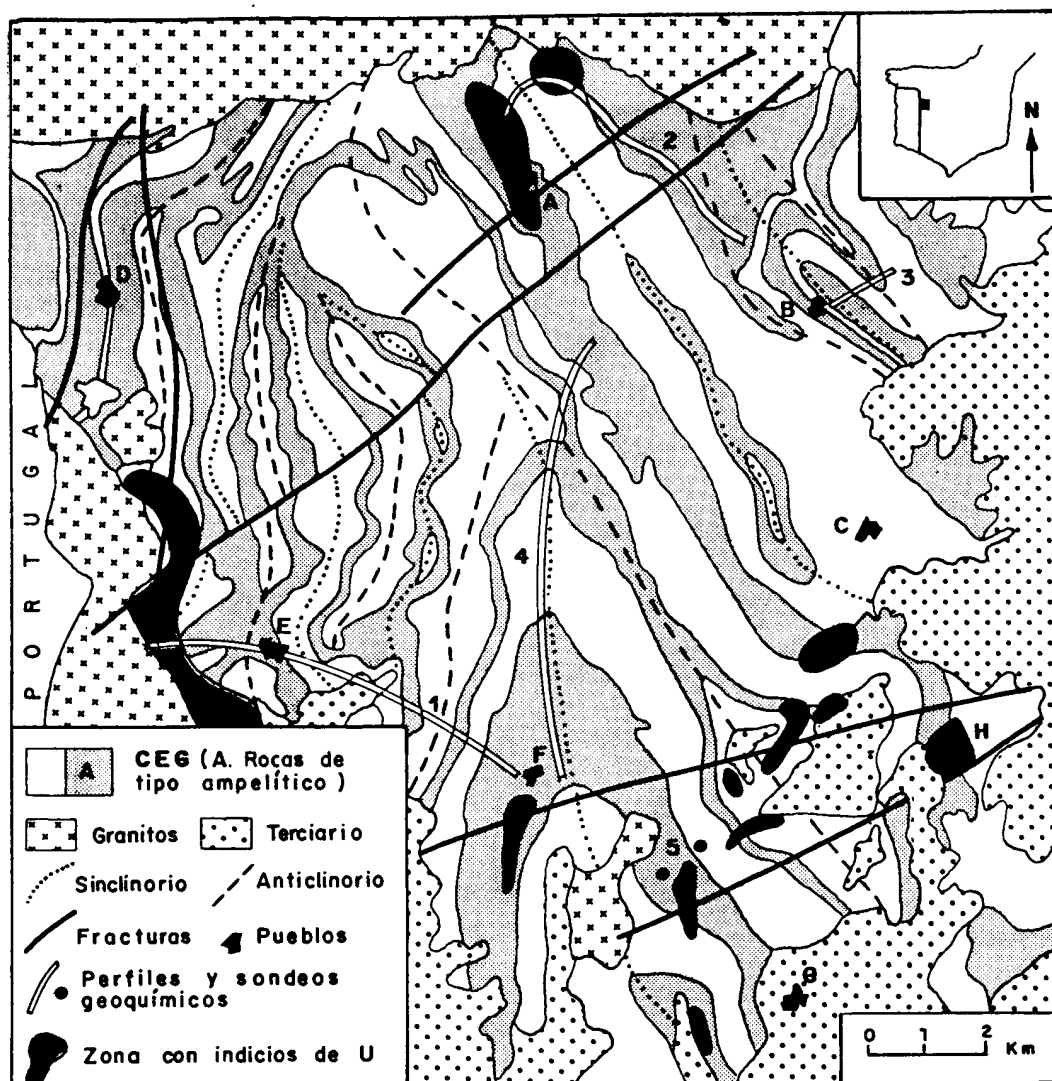


Fig. 1.—Distribución de las pizarras ampelíticas (A) en el complejo esquistograuváquico (CEG) que forma el borde septentrional de la cuenca terciaria situada al noroeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca). Localidades: A. Villar de la Yegua; B. Castillejo; C. Saelices; D. Aldea del Obispo; E. Alameda de Gardón; F. Gallegos de Argañán; G. Carpio de Azaba; H. Mina Fé. Desmuestras geoquímicas: 1. Alameda; 2. Villar; 3. Castillejo; 4. Gallegos; 5. Sondeos Carpio (según Arribas *et al.*, 1983, modificado).

formados por una serie alternante de lutitas y areniscas de grano fino, con abundante materia carbonosa y ocasionalmente carácter turbidítico, en la que predominan las ritmitas con estratificación y laminación paralela (lám. 1C).

En ocasiones, las rocas epimetamórficas —sericitoesquistos, cloritoesquistos y cuarcitas— muestran todavía estructuras claramente sedimentarias, tales como rizaduras de oleaje, laminación cruzada y ocasionalmente avolutada, marcas de corriente, sedimentación graduada, acanaladuras y surcos. Ade-

más, intercalados en la serie hay también gravas, conglomerados y rocas calco-silicatadas, especialmente anfibolitas cuarcíferas y granatíferas (Arribas *et al.*, 1983; Martín-Izard y Arribas, 1984), lo que indica que estas rocas se depositaron en una plataforma continental abierta, o en un mar epicontinental, en el que predominaban los procesos de sedimentación y decantación, en aguas turbias y generalmente por debajo del nivel de base del oleaje, de materiales predominantemente siliciclásticos.

Estas condiciones de deposición quedan reflejadas

en el estudio geoquímico realizado sobre cerca de 1.000 muestras representativas de las diferentes litologías del C.E.G. de la zona de Ciudad Rodrigo, en la que se encuentran la mayor parte de las mineralizaciones españolas de esta clase (Arribas *et al.*, 1983 y 1984). De acuerdo con él (fig. 1), las cuarcitas, conglomerados, esquistos y rocas calcosilicadas tienen menos de 15 ppm U, mientras que el 15% de las filitas ampelíticas, que constituyen por sí solas el 40% de la serie estratigráfica, tienen siempre más de 30 ppm U, y muchas veces hasta 200 ppm.

Las rocas del C.E.G. fueron afectadas por dos fases tectónicas hercínicas principales (lám. 1B) que produjeron una esquistosidad de flujo y otra de crenulación (Arribas *et al.*, 1980). Por otra parte, los sistemas de fractura más importantes, localizados preferentemente en las charnelas de los pliegues de primera y segunda fase (Coma, 1983), siguieron actuando en épocas posteriores, lo que dio lugar a la formación de brechas (lám. 1D) y fracturas de tensión que sirvieron de conducto a los fluidos mineralizadores.

El yacimiento de FE, a diferencia de lo que ocurre con la mayoría de las mineralizaciones de esta clase, que generalmente se encuentran en o muy cerca del contacto con las rocas ígneas, se halla a tres y cinco kilómetros de distancia, respectivamente, de los granitos de Gallegos de Argañán y Bañobárez. Por otro lado, un sondeo de 400 metros, efectuado en el centro del yacimiento, ni ha llegado al granito ni ha atravesado rocas afectadas por metamorfismo de contacto.

Los minerales de uranio se encuentran en brechas de falla (lám. 2A) y filoncillos cuya potencia varía de unos milímetros a varios decímetros, correspondiendo los últimos al relleno de fisuras satélites de las fallas que fueron originadas probablemente por fracturación hidráulica. Ocasionalmente, los filoncillos, al igual que las brechas, coinciden con reaperturas de la esquistosidad o de filones de cuarzo de edad hercínica; siendo de destacar que algunas de las mineralizaciones fueron cubiertas ya por los sedimentos del Terciario inferior que se depositaron sobre el bloque tectónico situado al norte de la fosa de Ciudad Rodrigo.

La paragénesis es de tipo hidrotermal (fig. 2), y corresponde a la asociación *carbonatos - adularia - pechblenda (coffinita) - sulfuros* de hierro (Arribas, 1970, 1975 y 1980). Estos minerales (láms. 2, 3 y 4) van acompañados por pequeñas cantidades de galeña, esfalerita, calcopirita y jaspe, éste generalmente hematítico, y trazas de fluorita y hematites (lámina 3D); además, una limitada pero intensa cloritización se desarrolló sobre las rocas encajantes (lám. 2B, lám. 3E y F). Los carbonatos, muy abundantes por debajo de la zona de oxidación (lám. 2A, C, E y F; lám. 3A, B, C; lám. 4B y C), corresponden a calcita, dolomita y ankerita, ésta última con abundante Mn

(lám. 1E). Los sulfuros de FE son pirita y marcasita (lám. 2C y D; lám. 3A y B; lám. 4B). Los minerales supergénicos consisten en gummitas, iantinita, uranotilo alfa, autunita, fosfuranilita, kasolita, renardita, sabugalita, saleíta, johannita, zippeita y uranopilita.

Salvo la adularia (lám. 3C, lám. 4A), que se depositó únicamente durante la primera etapa del proceso mineralizador, por lo que está frecuentemente cloritizada (lám. 3F), los carbonatos, sulfuros de hierro y minerales primarios de uranio lo hicieron

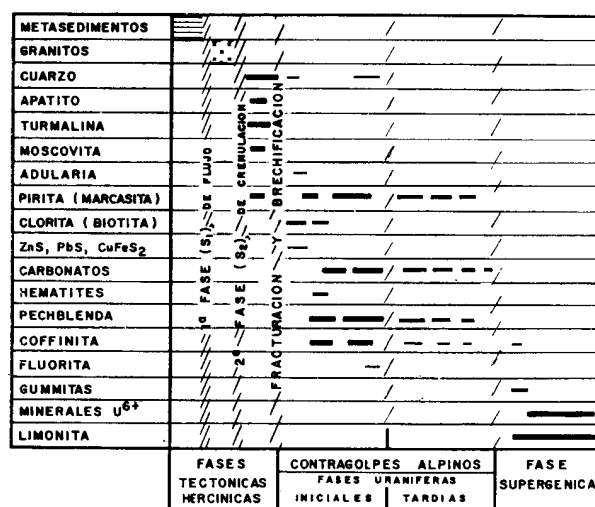


Fig. 2.—Microtectónica y sucesión metalogénica en mina FE.

ron repetidas veces a lo largo de dicho proceso (lámina 3A y B; lám. 4E y F). Este tuvo, pues, un carácter intermitente, y de acuerdo con los resultados obtenidos en el estudio de las inclusiones fluidas de los carbonatos de la ganga (Mangas y Arribas, 1984), las soluciones hidrotermales, fuertemente cloruradas, se caracterizaron, en general, por un progresivo aumento de la salinidad y descenso de la temperatura de homogeneización; siendo de destacar que los minerales depositados durante las últimas fases de la venida hidrotermal se formaron ya, según indican su composición y textura, a temperatura mucho más baja y en condiciones subsuperficiales (lámina 2C).

En general, las inclusiones fluidas son primarias, acuosas y bifásicas, con relaciones volumétricas V_{gas}/V_{total} que varían del 1% al 5%. Las temperaturas de fusión del hielo oscilan entre 0° y -25,5°C, presentando algunas inclusiones temperaturas eutécticas inferiores a -21°C, y solidificación del hielo e hidratos, lo que indica la presencia de iones, tales como Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , $CO_3^{=}$ y HCO_3^- , junto con el Cl^- y Na^+ , que son los dominantes. Las temperaturas de homogeneización varían entre 60°

y 230°C, con dos máximos a 80° y 100°C, habiendo confirmado los análisis con la microsonda Raman la ausencia de CO₂, CH₄, N₂ y SO₂ en la fase vapor, y de SO₄⁼ en la fase líquida.

Los significativos cambios de los parámetros físicos y químicos de las soluciones mineralizadoras en el tiempo y espacio confirman la existencia de ambientes subsuperficiales, donde habrían tenido lugar fenómenos de mezcla entre aguas de diferente composición, connatas y vadasas. Las condiciones de atrapamiento de los fluidos corresponden a temperaturas decrecientes a partir de 230°C y presiones bajas, aunque suficientes para que no se haya producido ebullición.

La textura bandeada de los minerales que constituyen la parte más importante del relleno filoniano y el cemento de las brechas confirma también el carácter intermitente de la mineralización, la cual está formada por minerales bien cristalizados, caso de la adularia y los carbonatos (lám. 4A y C), o agregados coloidales, caso de los sulfuros de hierro

(lám. 2F), laminación cruzada de bajo ángulo, y figuras de carga (lám. 3A y B).

Estos sedimentos están constituidos, unas veces, por agregados coloidales de carbonatos, pechblenda, coffinita y sulfuros de hierro (lám. 2E y F, lám. 3A y B), y otras, por fragmentos clásticos de estos mismos minerales y de los que formaban las rocas de caja más o menos cloritizadas y hematizadas (lámina 3G). Estos fragmentos fueron arrancados de las propias estructuras filonianas y arrastrados por el agua altamente salina que circuló por las brechas y fracturas durante las últimas etapas del proceso mineralizador (lám. 4E y F). Por otra parte, la existencia de huecos ocupados parcial o totalmente por minerales coloidales, principalmente carbonatos, que se depositaron por gravedad y a muy baja temperatura en ambientes casi superficiales, dando lugar a texturas geopetales, permite determinar la posición que tenían aquellas estructuras cuando se depositó en ellas la mineralización (lám. 2C).

Finalmente, cabe destacar que las primeras deter-

TABLA 1

Edades aparentes y relaciones isotópicas de una muestra de pechblenda de Mina FE, Saelices (Salamanca)

	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Relaciones	0.0057772	0.037570	0.047165
Errores	0.74%	0.76%	0.175%
Edades (m. a.)	37.13 m. a.	37.45 m. a.	57.65 m. a.

Concentraciones en la pechblenda

Pb total	11305.8 ppm
Pb común	34.0 ppm
U	24.45 %

Composición isotópica de la galena de Mina Fe

²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁷ Pb	18.975 ± 0.12 %
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb	68.724
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	2652.6 ± 0.60 %
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	138.79 ± 0.56 %
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.598

Analista: Ken Ludwig, USGS, Denver (EE. UU.)

y los óxidos y silicatos de uranio (lám. 4B y D). Por el contrario, durante las etapas tardías, los minerales filonianos, excepto la adularia, que se depositaron rítmicamente y a baja temperatura en los huecos que quedaban entre los minerales formados anteriormente (lám. 2C), y entre las brechas y los hastiales (lám. 1E), dieron lugar a sedimentos varvados, finalmente laminados (lám. 2E), que presentan texturas geopetales, tales como estratificación graduada (lá-

minaciones geocronológicas efectuadas en una pechblenda de mina FE, banco 639, m. 140, por el método U/Pb y Pb/Pb (tabla 1), corresponden a una edad comprendida entre 37 y 57 m. a. Esto hace coincidir el emplazamiento de la mineralización con la primera mitad del Terciario, es decir, con los momentos en que actuaban sobre el basamento hercínico los contragolpes alpinos que iban a dar lugar a la fosa tectónica de Ciudad Rodrigo, y con la edad

de 58 m. a. —obtenida por el método K/Ar— para la alunita de las areniscas silíceas que forman la base del Terciario en la cuenca del Duero (Blanco *et al.*, 1982), con las que se inició precisamente la sedimentación alpina en dicha fosa.

Los procesos genéticos

Con los datos que se tienen hasta ahora, se pueden establecer las siguientes conclusiones metalogénicas:

- Los minerales primarios de uranio de mina FE no tienen origen magmático en sentido estricto, ya que algunas de las estructuras filonianas no son características de este tipo de yacimientos. Además, la mineralización está muy alejada del granito, y su edad es claramente posterior a la del emplazamiento de las rocas plutónicas hercínicas.
- El origen supergénico, *per descensum*, durante el Plioceno, debe ser igualmente descartado, ya que algunas mineralizaciones primarias, e incluso secundarias, están fosilizadas por los sedimentos del Terciario. Además, la presencia de ciertos minerales, p. e., la adularia y clorita, y las temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas de los carbonatos de la ganga indican condiciones físico-químicas de deposición que no pueden ser atribuidas a procesos supergénicos.
- Una segregación del uranio de las rocas plutónicas fértiles como consecuencia de procesos de albitización, moscovitización y deformación análogos a los que parecen haber dado lugar a algunos yacimientos de uranio en los granitos hercínicos europeos, seguida de la concentración de este elemento en zonas tectonizadas de los esquistos, debe ser igualmente descartada, ya que en las proximidades de mina FE no hay rocas intrusivas y la edad de la pechblenda es muy posterior a las de las mineralizaciones intragraníticas.

Por todo ello, en tanto se terminan las nuevas dataciones geocronológicas que se están efectuando en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica de la Universidad de Montpellier para confirmar la edad de los minerales primarios, y se concluyen los análisis isotópicos del O¹⁸, C¹³ y S³⁴ de los silicatos, carbonatos y sulfuros filonianos que permitan conocer la naturaleza de los fluidos mineralizadores y determinar su papel en la génesis del yacimiento, el origen de la mineralización se atribuye aquí a una removilización y transporte del uranio contenido en los metasedimentos fértiles del Complejo esquisto-grauváquico, especialmente en las pizarras ampelí-

ticas, y a su posterior deposición, a partir de un complejo uranil-carbonatado, en zonas fracturadas y brechificadas de los esquistos.

En este trabajo, teniendo en cuenta, además de otros factores, a los que se alude más adelante, la única edad conocida de la pechblenda, se propone que la movilización del uranio pudo tener lugar bajo los efectos de la actividad tectónica que, durante el Terciario inferior, se desarrolló sobre el basamento hercínico como consecuencia de los contragolpes de la orogenia alpina. En estas condiciones, las tensiones creadas por dicho proceso orogénico habrían dado lugar a una distensión y microfisuración de las rocas en la parte superior de la corteza y, con ello, a la movilización de una considerable cantidad de fluidos que habrían sido expulsados hacia la superficie por las fracturas y brechas asociadas con las zonas de cizalla.

Por lo que se refiere al mecanismo que pudo provocar el transporte y deposición del uranio y de los otros elementos que le acompañan en la paragénesis, especialmente Mg, Ca, K, Fe, Mn, C y S, que dieron lugar a la formación de clorita, adularia, carbonatos y sulfuros de FE, existen dos posibilidades: la difusión térmica y el flujo hidrotermal. La primera, invocada ya por Arribas (1980) para explicar el origen de estos yacimientos, se habría producido, según las ideas de Laffite (1957), Schipulin (1971) y Costesque *et al.* (1984), por migración iónica y sin apenas renovación de los fluidos. En cuanto a la segunda, el flujo se habría generado por un aumento del gradiente geotérmico como consecuencia de los procesos tectónicos.

En el momento actual, y dado que las texturas filonianas indican una intensa actividad cinemática de los fluidos, la hipótesis más verosímil parece ser la segunda. En este caso, el movimiento de las soluciones hidrotermales se habría producido en una sola dirección, o bien formando corrientes de convección que, en sucesivas venidas, habrían dado lugar a la cloritización de las rocas encajantes y al depósito de la adularia, calcita y los sulfuros de hierro que constituyen la ganga principal de las mineralizaciones con pechblenda. Minerales, por cierto, que, como se indica más adelante, son característicos también de los filoncillos y productos de alteración que se forman hoy en algunos campos geotérmicos.

El origen por bombeo sísmico

El mecanismo de movilización y transporte del uranio que se sugiere aquí para explicar la génesis del yacimiento de FE coincide, en líneas generales, con el proceso de bombeo sísmico (*seismic pumping*) que Sibson *et al.* (1975) propusieron para explicar el origen y carácter intermitente de algunos fluidos hidrotermales.

De acuerdo con esta idea, la difusión de los fluidos en la parte superior de la corteza, puede atribuirse, entre otras causas, a los procesos de dilatación que preceden al desencadenamiento de los terremotos poco profundos. En estos casos (fig. 3), antes de que se produzca un seísmo por rotura y desplazamiento de una zona de cizalla, las rocas situadas alrededor del foco sísmico se dilatan bajo la acción de los esfuerzos tectónicos tangenciales, lo que da lugar al desarrollo de microfisuras y fracturas de tensión normales al eje menor del elipsoide de deformación (σ_3). En estas condiciones, al disminuir la presión de los fluidos intergranulares en la zona de dilatación, y a medida que aumentan el coeficiente de fricción y, con él, la resistencia a la rotura, se dirigen hacia aquella zona los fluidos de las rocas adyacentes. Mas tarde, al llenarse las fisuras con los

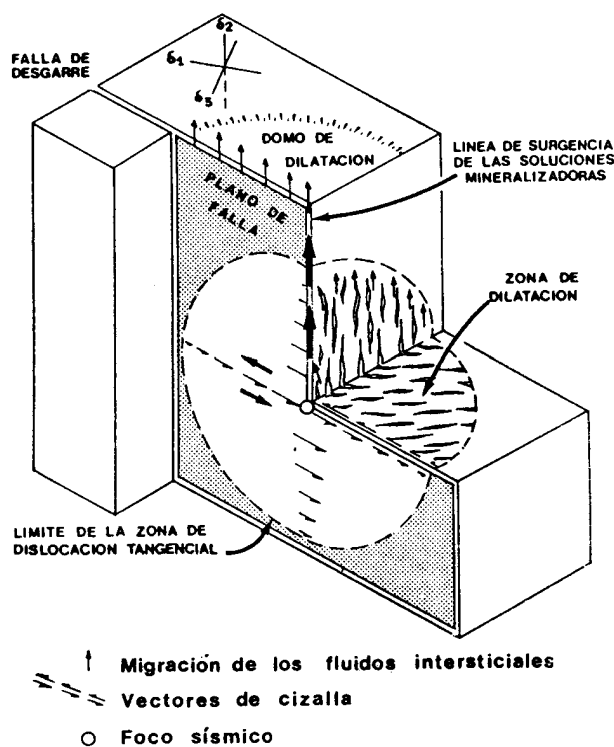


Fig. 3.—En el modelo por bombeo sísmico (Sibson *et al.*, 1975), la expulsión de los fluidos concentrados en la zona de dilatación originada por una deformación tangencial se efectúa a través de la falla de desgarre producida por el colapso de la zona de cizalla.

fluidos emigrados, aumenta de nuevo la presión intersticial y disminuye la resistencia de la roca. Es entonces, al ser superado el coeficiente de fricción por los esfuerzos tangenciales, cuando se produce el colapso de la zona de cizalla, se desencadena el seis-

mo, y se comprime bruscamente la zona de dilatación, con lo que los fluidos son expulsados hacia la superficie a través de las brechas y fallas de desgarre.

La cantidad de agua que se puede liberar por este mecanismo es considerable, ya que Tsuneishi y Nakamura (1970) han calculado que la serie de terremotos de Matsushiro —originada por movimientos de cizalla producidos alrededor de una falla de desgarre cuya energía fue equivalente a la de un seísmo de magnitud M 6,3— dio lugar, en un año, a la expulsión de más de 17^7 m³ de una solución hidrotermal rica en Na, Ca y Cl, y saturada en CO₂.

En este sentido, dadas las importantes zonas de fractura que afectan al C.E.G. al norte y oeste de Ciudad Rodrigo —de las cuales, dos, la que pasa por Saelices y Gallegos de Argañán y cruza la Mina FE, y la que atraviesa el zócalo entre Barquilla y Alameda, tienen más de 10 y 15 kilómetros de longitud respectivamente—, los procesos de bombeo sísmico generados por los contragolpes alpinos podrían haber dado lugar a una amplia movilización de los fluidos del basamento hercínico y a su desplazamiento, bien fuera a impulsos o formando corrientes de convección más o menos continuas, hacia las fracturas y brechas en las que finalmente se depositaron el uranio y los elementos acompañantes. Es decir, que habrían sido los elementos químicos extraídos de las propias rocas encajantes los que habrían dado lugar a los minerales y gangas que constituyen el yacimiento de FE.

En apoyo de esta hipótesis, se deben tener en cuenta los siguientes hechos:

- la paragénesis de mina FE está formada por minerales depositados en fracturas y brechas semejantes a las que existen en algunas zonas sísmicas actuales relacionadas con importantes fallas y zonas de cizalla.
- la mineralización fue originada por fluidos hidrotermales de carácter intermitente, salinidad creciente y temperatura cada vez más baja; hasta el punto de que, durante las fases finales del proceso genético, se formaron sedimentos finamente laminados cuyos materiales se depositaron a partir de aguas subsuperficiales de baja temperatura. Estos sedimentos, que frecuentemente tienen aspecto varvado, están constituidos a veces por fragmentos clásticos de los minerales que rellenaron previamente las mismas estructuras filonianas.
- La edad de la mineralización, entre 37 y 57 m. a., corresponde a la fase orogénica pirenaica y coincide, por tanto, con la de los contragolpes alpinos que dieron lugar al desarrollo de importantes brechas y zonas de fractura en el zócalo hercínico.

- El estudio geoquímico sistemático de la serie estratigráfica, realizado según perfiles transversales a los anticlinorios de Alameda y Gallegos de Argañán, y a los sinclinorios de Villar de la Yegua y Castillejo (Arribas *et al.*, 1983 y 1984), y otro de las filitas ampelíticas de mina FE, indican que más del 15% de estas rocas, que constituyen a su vez el 40% de la serie estratigráfica, contiene más de 30 ppm de U, lo que representa un enorme stock metal, con valores que llegan a 200 ppm.
- La asociación *adularia-carbonatos-sulfuros de hierro*, que acompaña a los minerales de uranio, y la cloritización sufrida por las rocas encajantes, son análogas a las que se están produciendo en algunos campos geotérmicos actuales.

En los apartados siguientes se aportan datos que vienen a confirmar las observaciones anteriores y sirven de respaldo al modelo metalogénico que se propone en este trabajo.

fondo del pozo, antes del *flashing*, cuando aún no se ha alcanzado el equilibrio térmico, es de 210°C, si bien la del acuífero sobrepasa probablemente los 300°C. El agua de este sondeo, una de las soluciones naturales más concentradas que se conocen en el mundo (Calamai *et al.*, 1975), contiene 356.000 ppm de sales disueltas, especialmente sulfatos de K y Na (tabla 2), lo que es lógico, dada la naturaleza alcalino-potásica de las rocas volcánicas encajantes. Por otra parte, hay que destacar el alto contenido en SO₄, HCO₃, H₃BO₃ y Cs; el normal en Ca y Mg, lo que se debe a que una parte importante de estos elementos se sustrae con los carbonatos y la clorita para formar parte de los filoncillos y zonas alteradas de las rocas encajantes; el bajo en Fe, Mn, As, SiO₂ y metales pesados; y la ausencia de H₂S, lo que revela el carácter no reductor de la solución.

Por lo que se refiere a los gases, su principal componente es el CO₂, el cual constituye del 96 al 98% en volumen. El resto está formado por metano, N y H₂S; siendo de destacar que los gases, a diferencia del agua no confinada, que se mueve libremente por las rocas piroclásticas, se encuentran exclusivamen-

TABLA 2
Composición media del agua producida por el sondeo Cesano I, en ppm
(según Calamai *et al.*, 1975)

pH	8,50	Li ...	380,00	Co ...	0,02	HCO ₃	5.850,00
Ca	106,00	Rb ...	450,00	Ni ...	0,02	SO ₄	163.290,00
Mg	17,00	Cs ...	80,00	Hg ...	0,001	H ₃ BO ₃	15.160,00
Na	78.930,00	As ...	8,30	U ...	0,04	Cl	42.850,00
K	48.350,00	Cu ...	0,012	Ba ...	0,10	F	100,00
NH ₄	87,00	Zn ...	0,04	Sr ...	0,05	SiO ₂	132,00
Fe	0,70	Pb ...	0,01	Mn ...	0,10	TSD	356.000,00

Los fluidos de los campos geotérmicos actuales

Un dato de particular interés se refiere a la composición de los fluidos del campo geotérmico Cesano, concretamente los del Pozo 1, situado 20 kilómetros al NNW de Roma, y a las alteraciones que aquéllos están originando en las rocas encajantes.

El sondeo tiene 1.435 metros de profundidad y atraviesa una secuencia de rocas piroclásticas, de composición leucítica, que contiene intercalaciones de sedimentos lacustres, y que está depositada, a partir de los 1.370 metros, sobre rocas carbonatadas, cenozoicas, de tipo flysch. En este pozo hay dos acuíferos: uno, no confinado, en las volcanitas, y otro, confinado, en la serie sedimentaria subyacente (Baldi *et al.*, 1975).

El sondeo produce unas 250 toneladas/hora de agua caliente y otras 50 toneladas de vapor, con una presión de 12 a 16 kg/cm²g. La temperatura en el

te en el acuífero inferior, confinado en la serie sedimentaria, y sólo ocasionalmente puede escapar hasta el acuífero situado en las volcanitas.

Actualmente, el pozo Cesano I está siendo afectado por una intensa alteración hidrotermal (Enzo Locardi, comunicación personal), que es especialmente intensa a partir de los 611 metros. Esta alteración, que se desarrolla tanto sobre las rocas piroclásticas como sobre la serie carbonatada subyacente, está dando lugar a la formación de nuevos minerales que reemplazan a las rocas encajantes o rellenan sus huecos y fisuras. Entre estos minerales se encuentran: sulfatos (yeso, anhidrita, georgeyita, glauberita, thenardita y cesanita), silicatos (stilbita, celadonita, adularia y moscovita), carbonatos (calcita, dolomita y ankerita), apatito, hematites y piritita; siendo de destacar que la asociación *carbonatos-adularia - anhidrita - piritita* es la más frecuente y aumenta con la profundidad.

En cualquier caso, las semejanzas entre los minerales que se están formando en el campo geotérmico Cesano 1 y los que acompañan a la pechblenda en los yacimientos de los esquistos del C.E.G. son evidentes, y no sólo por lo que se refiere a las mineralizaciones de mina FE, sino también a las de otros yacimientos análogos que existen en la provincia de Salamanca (Arribas *et al.*, 1983).

Seismos actuales asociados con cizallas

Las fracturas y brechas con las que están asociadas las mineralizaciones uraníferas de las pizarras del oeste de Salamanca podrían haber sido consecuencia de fenómenos sísmicos análogos a algunos de los que se producen actualmente. Este es, por ejemplo, el caso de las fallas normales e inversas originadas en la región de El Asnam por el terremoto que, en 1980, sacudió a Argelia y que permitió observar, por primera vez en el Mediterráneo occidental, la falla inversa causante del seísmo (Hatzfeld y Philip, 1981).

La traza de esta falla, que tiene dirección N 40° E, buzamiento noroeste 50°, y un salto total que llega a ser de seis metros, se puede seguir sobre el terreno a lo largo de casi 40 kilómetros, estando situado el foco sísmico a unos ocho kilómetros de profundidad. Hacia el norte, es decir, en el bloque levantado, la falla está acompañada por otras normales, más o menos oblicuas a ella, que dan lugar a deslizamientos importantes del terreno según esfuerzos tensionales cuya dirección varía de este-oeste a norte-sur.

En el caso de El Asnam, la zona activa definida por la sismicidad se extiende sobre una distancia bastante mayor que la indicada por la falla en superficie, lo que demuestra que esta estructura es mucho más importante en profundidad. Además, la orientación y distribución de la actividad sísmica demuestran que el plano de falla es prácticamente vertical en el tramo suroeste y subhorizontal en el tramo medio, y que se ramifica según un complicado haz de fracturas en el tramo noreste.

Como se ve, estas características son muy semejantes a las que presentan algunos de los sistemas de fractura que afectan a los esquistos de Salamanca. Por ello, no resulta difícil admitir que las fallas y brechas existentes en la zona de mina FE representan la parte profunda, en niveles que no estaban muy alejados de la superficie, de las dislocaciones causadas en el basamento hercínico por los esfuerzos de compresión y distensión originados por los contragolpes alpinos.

El calor de deformación en las zonas de cizalla

Un problema importante para explicar el origen de los yacimientos de uranio de las pizarras de Sa-

lamanca es determinar la fuente de calor que pudo contribuir a poner en movimiento los fluidos que transportaron el uranio.

En este sentido, si se admite que el desencadenamiento del proceso pudo ser debido a un bombeo sísmico o a cualquier otro mecanismo tectónico, el gradiente térmico podría haber sido originado por la propia deformación y de forma análoga a como parece ocurrir en las zonas de cizalla continentales (Brun y Cobbold, 1980).

Así, los efectos de la transformación de la energía mecánica en térmica —un fenómeno físico bien conocido en mecánica de fluidos tanto desde el punto de vista teórico como experimental— han sido estudiados en las dislocaciones tangenciales que se producen no sólo en las zonas de cizalla, sino también en la base de los mantos de corrimiento y el borde de los diapiros. En todos estos casos se admite que las deformaciones mecánicas pueden dar lugar a elevaciones de temperatura de varios cientos de grados; y aunque estos gradientes deberían ser detectados geológicamente, Brun y Cobbold justifican la falta de pruebas porque, en su opinión, el ablandamiento térmico que se produce en las zonas de cizalla hace que la mayor parte de la deformación se concentre en segmentos muy definidos. Además, tal y como sugieren Fleitout y Froidevaux (1980), el aumento de temperatura y la acumulación de tensiones en la zona deformada disminuyen y se equilibran con el tiempo a medida que aumentan el volumen de la anomalía térmica y la anchura de la zona dislocada; siendo evidente, en cualquier caso, que el calor producido por la deformación en la zona de cizalla puede ser tan importante como para llegar a fundir las rocas afectadas.

Por lo que se refiere a las numerosas e importantes fracturas que atraviesan a los esquistos de Salamanca, y aunque aquéllas no se pueden comparar exactamente con las cizallas que, a niveles mucho más profundos, afectaron a dichos materiales a finales del Paleozoico, es evidente que estas fracturas podrían ser el resultado de dislocaciones tangenciales producidas en el zócalo hercínico por la orogenia alpina. Si ello fuera así, el calor originado por estas tensiones desde finales del Cretácico a mediados del Terciario se habría disipado por medio de los fluidos expulsados hacia la superficie a través de las fracturas y brechas originadas por los contragolpes alpinos, y una vez que se amortiguaban los seismos provocados por el colapso de las zonas de dilatación.

En estas condiciones, las sucesivas venidas hidrotermales originadas por bombeo sísmico habrían continuado transportando y depositando los elementos extraídos de las rocas encajantes en tanto la temperatura alcanzaba un estado de equilibrio.

Yacimientos de uranio con carbonatos, adularia y sulfuros de hierro

Aparte del yacimiento de Midnite, en el Estado de Washington (Ludwig *et al.*, 1981), cuyas características geológicas y mineralógicas son, salvo por lo que se refiere a la edad de los granitos y rocas metamórficas encajantes, muy parecidas a las de los yacimientos en pizarras de la Península Ibérica, hay que destacar la existencia, también en los Estados Unidos, de otras mineralizaciones uraníferas cuyas afinidades con las españolas, especialmente las de FE, son notables. Se trata del grupo de yacimientos situado sobre el flanco centro-oriental de Front Range, en Colorado, entre cinco y diez kilómetros al noroeste de Golden, y concretamente de las minas Ludwig, Mena, Ascensión y Schwartzwalder (Wallace, 1982); siendo esta última no solo el mayor yacimiento de uranio de tipo filoniano que se conoce en los Estados Unidos, sino también uno de los más profundos, ya que la mineralización ha sido reconocida hasta 800 metros de profundidad.

Por lo que se refiere a Midnite (Nash, 1977), las mineralizaciones de uranio se encuentran en una serie metasedimentaria del Proterozoico que está formada por filitas grafitosas y piritosas, y rocas calcosilicatadas, atravesadas por una cuarzo-monzonita porfídica que se emplazó hace 75 m. a., durante el Cretácico. El aspecto morfológico de la mineralización es muy parecido al de las venillas de mina FE, pero hasta ahora no ha sido citada la presencia de brechas, aunque sí de numerosas fallas. La mineralización, de características microscópicas análogas a la de los esquistos de Salamanca, está formada principalmente por pechblenda, coffinita, pirita y marcasita, las cuales van acompañadas por cantidades variables de esfalerita, calcopirita y galena (Ludwig *et al.*, 1981). La hisingerita, un silicato de hierro hidratado, rico en Ca, que a veces forma filoncillos casi puros en las rocas estériles, constituye la única ganga de las venillas con pechblenda y coffinita, en las cuales apenas hay cuarzo y carbonatos. Esta última característica, junto con la ausencia de adularia, constituye la principal diferencia con las mineralizaciones de la Península Ibérica, con las que, por lo demás, tienen un parecido extraordinario.

En cuanto al origen de Midnite, de los tres posibles propuestos inicialmente por Nash —singenético, hidrotermal y supergénico—, este autor ha pasado a sugerir un modelo metalogénico parecido al que se propone en este trabajo para las mineralizaciones de la Península Ibérica; es decir, un proceso de reconcentración del uranio de las rocas encajantes, precámbricas, por aguas meteóricas descendentes que se calentaron en profundidad, y que habría tenido lugar durante una fase erosiva que se desarrolló hace 51 m. a. Sin embargo, en el caso de Midnite, Nash piensa que el uranio de las rocas metamórficas no

es singenético, sino que fue introducido en ellas, desde las rocas plutónicas, por procesos hidrotermales de baja temperatura.

Por el contrario, a diferencia de lo que ocurre en Midnite, la paragénesis y situación geotectónica de los yacimientos de Colorado son muy parecidas a las de mina FE, ya que el uranio se halla en zonas de fractura y brechas de falla, de dirección predominante noroeste-sureste, que pueden tener varias decenas de metros de anchura y hasta 60 kilómetros de longitud. Estas estructuras intersectan, hacia el noroeste, rocas predominantemente graníticas, y hacia el sureste, materiales metasedimentarios y metavolcánicos formados por gneises y micacitas, frecuentemente grafitosos y piritosos, cuarcitas y rocas calcosilicatadas. En las rocas graníticas, el cemento de las brechas, afectadas por hasta cinco etapas cataclásticas, es una mezcla de cuarzo y hematites de grano fino. En cambio, en las rocas metamórficas, el cemento está formado esencialmente por carbonatos y adularia, mientras que los fragmentos de las brechas, que son las portadoras de los minerales de uranio y han sido afectadas también por varias etapas de rotura, muestran los efectos de una hematización y cloritización de variable intensidad. Además, en la zona de transición entre las rocas graníticas y las metasedimentarias, las brechas de matriz silíceas fueron brechificadas y cementadas de nuevo por carbonatos y adularia, lo que no ocurre con las brechas carbonatadas de los terrenos metamórficos, en las que no hubo nunca una silicificación previa.

En la mina Schwartzwalder, la mineralización se depositó en tres etapas (Rich, 1979): la primera está formada por adularia, pechblenda, jordisita y una sustancia hidrocarburada; la segunda, por ankerita, pirita, marcasita y pequeñas cantidades de calcopirita, esfalerita, galena y barita; y la tercera, por calcita y pirita. Las inclusiones fluidas de la ankerita homogenizan a 140°C, y las de la calcita entre 75° y 165°C. En este yacimiento, aunque Rich propuso un origen descendente por lixiviación del uranio contenido en los granitos meteorizados y erosionados y/o en las arcosas paleozoicas, la mayor parte de los autores se inclina por un origen ascendente de tipo hidrotermal.

Conclusiones

Las mineralizaciones filonianas de U existentes en las pizarras del Macizo Hespérico, entre ellas las del complejo esquistograuváquico de la provincia de Salamanca, se han atribuido a procesos magmáticos (*per ascensum*), supergénicos (*per descensum*) y de segregación o difusión del U a partir de los granitos o metasedimentos fértiles que intruyen o están intercalados, respectivamente, en los esquistos del basamento.

En este trabajo, el origen de estas mineralizaciones, y concretamente las de mina FE, se explica por una lixiviación del U contenido en la materia carbonosa de las pizarras ampelíticas y por su deposición en zonas fracturadas y brechificadas de los esquistos; procesos éstos que habrían tenido lugar, durante el Terciario, como consecuencia del bombeo sísmico provocado en el zócalo hercínico por los contragolpes alpinos. Este modelo metalogénico se apoya en los siguientes hechos y observaciones:

- La abundancia y alto contenido geoquímico en U de las filitas ampelíticas existentes en las zonas donde se encuentran los yacimientos, ya que el 15% de aquellas rocas tiene más de 30 ppm de U —algunas hasta 200 ppm—, y el 50% de este U es lábil, es decir, fácilmente lixiviable.
- La edad de la pechblenda, entre 37 y 57 m. a., correspondiente al Terciario inferior, lo que hace coincidir el emplazamiento de la mineralización con los procesos orogénicos alpinos, y concretamente con las fases tectónicas que mayor repercusión tuvieron en el basamento.
- La localización de los minerales primarios de U en fracturas y brechas de falla originadas por deformaciones tangenciales, subsuperficiales, debidas a fenómenos sísmicos análogos a algunos de los que se producen en la actualidad.
- La fosilización de algunas mineralizaciones primarias, e incluso secundarias, por sedimentos del Terciario atribuidos al Oligoceno.
- La intensa, aunque limitada, cloritización y hematización de las rocas encajantes y la paragénesis (carbonatos, adularia y sulfuros de Fe), de temperatura media a baja, que acompaña a los minerales primarios de U (pechblenda y coffinita). Estas alteraciones y la asociación mineral son, salvo por lo que se refiere a la presencia de minerales de U, análogos a las que tienen lugar en algunos campos geotérmicos actuales.
- La existencia en el C.E.G. de niveles carbonatados y calcosilicatados capaces de producir los fluidos ricos en CO_2 y Mg^{++} que pudieron transportar el U como complejo uranil-carbonatado, y que dieron lugar a la cloritización de las rocas de caja y a la formación de los carbonatos de la ganga.
- La temperatura y salinidad de las inclusiones fluidas de estos carbonatos, especialmente de los que se depositaron durante las fases precoz y principal de la mineralización, cuyos valores

varían entre 230° y 70°C, y 0 y 25% equiv. NaCl respectivamente.

- La peculiar textura de los minerales filonianos tardíos, los cuales se depositaron en huecos de las brechas y fracturas, en ambientes subsuperficiales, formando microsedimentos finamente laminados y con texturas geopetales, tales como estratificación graduada, laminación cruzada y figuras de carga.

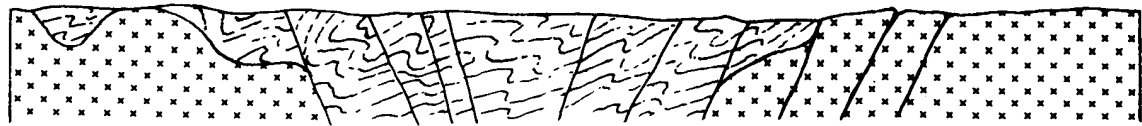
Todos estos factores parecen demostrar que, en efecto, las mineralizaciones de Salamanca, y concretamente las de mina FE, se deben a una lixiviación del U de las pizarras fértiles, especialmente las ampelíticas, como consecuencia del bombeo sísmico provocado en las rocas del zócalo por los procesos tectónicos alpinos a principios del Terciario (fig. 4). El U, en forma de complejo uranil-carbonatado, y los otros elementos que forman los minerales de la paragénesis, procederían entonces de las propias rocas encajantes, y habrían sido transportados y re-depositados en las fracturas y brechas de falla por fluidos hidrotermales, de carácter geotérmico, que fueron expulsados hacia la superficie al producirse el colapso de las zonas de cizalla.

Una dificultad existe, sin embargo, para aceptar plenamente esta hipótesis: el hecho de que el grado de consolidación de los materiales del C.E.G., y concretamente el de maduración de la materia orgánica con la que va asociado el uranio, tenía que estar lo suficientemente avanzado en el Terciario como para impedir una fácil lixiviación de aquel elemento, incluso por fluidos hidrotermales.

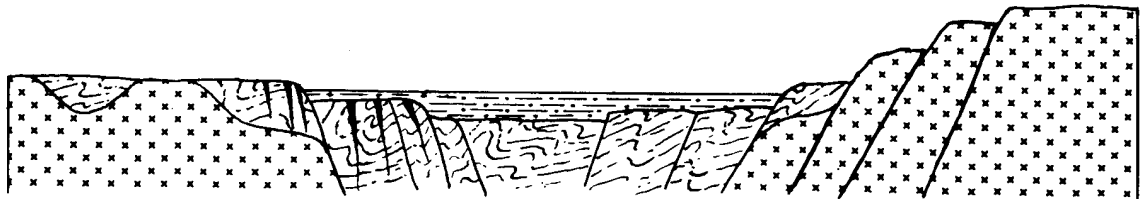
Por ello, el origen de estas mineralizaciones se explicaría mejor admitiendo que el U se pudo concentrar previamente —p. e., durante la orogenia hercínica, cuando los sedimentos del C.E.G. no habrían sufrido aún los efectos del metamorfismo regional— en determinados horizontes o estructuras de las pizarras ampelíticas, y que posteriormente, bajo los efectos de la tectónica alpina y por los mecanismos propuestos en este trabajo, pudo ser removilizado y depositado en las fracturas y brechas de falla donde se encuentra en la actualidad.

En este caso, el hecho de que la mayoría de las mineralizaciones de esta clase se sitúen en o cerca del contacto con los granitos —la mina Fé es la principal excepción— se podría atribuir al distinto comportamiento mecánico que, ante los esfuerzos tectónicos, presentan las pizarras y las rocas plutónicas. Ello habría dado lugar a que las grandes fracturas que atraviesan a ambos tipos de roca respondieran de distinta forma al paso de los fluidos que lixiviaron las pizarras, cuya circulación habría estado condicionada por la forma de los cuerpos graníticos a lo largo de cuyos bordes se encuentran normalmente estas mineralizaciones.

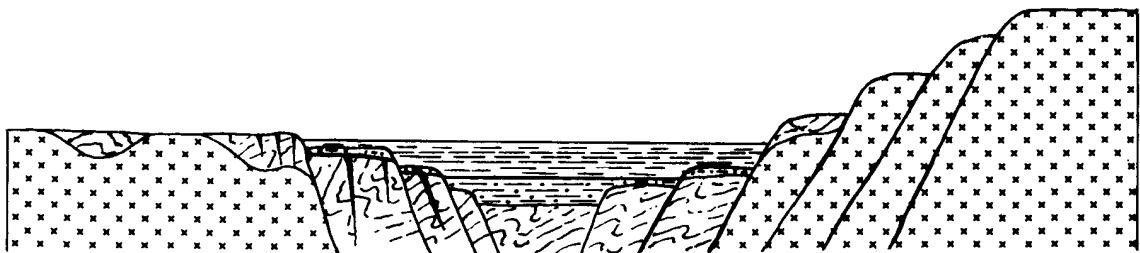
En consecuencia, desde un punto de vista práctico,

N.**S.****PALEOCENO**

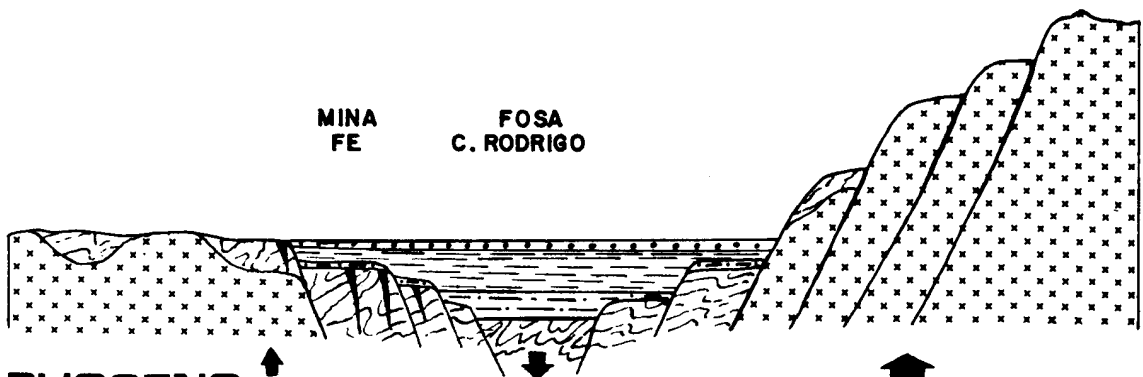
(65 ma)

**EOCENO
OLIGOCENO**

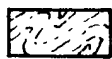
(55 - 25 ma)

**MIOCENO**

(20 ma)

**PLIOCENO**

(2 ma)



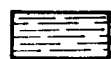
1



2



3



4



5



6

Fig. 4.—Relación entre las mineralizaciones de uranio y la evolución tectónica del basamento hercínico de la cuenca de Ciudad Rodrigo, durante el Terciario (1. Complejo esquistogranulítico (CEG); 2. Granitoides; 3. Terciario inferior; 4. Mioceno; 5. Plioceno; 6. Brechas uraníferas.

dadas las analogías que presentan las mineralizaciones de Salamanca con otras de parecidas características mineralógicas y tectónicas existentes dentro y fuera de la Península Ibérica —p. e., las de Nisa, en Portugal, y Midnite y Schwartzwalder, en los Estados Unidos—, sería interesante comprobar si el modelo metalogénico que se propone en este trabajo es válido para otros yacimientos, en cuyo caso podría ser aplicado para la prospección y exploración de este singular tipo de mineralizaciones uraníferas.

Agradecimientos

El autor desea expresar su agradecimiento a Ken Ludwig (Branch of Isotope Geology, U.S. Geological Survey, Denver, EE. UU.) por el primer análisis isotópico que ha permitido datar la pechblenda de mina FE, y a todos los compañeros y amigos de ENUSA por su apoyo y las facilidades dadas para realizar este trabajo.

Bibliografía

- ARRIBAS, A.
1960. Mineralogy of the Spanish uraniferous deposits. *XXII Int. Geol. Congr.*, Copenhagen, 15, 98-108.
1962. Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca. *Estudios geol.*, 18, 155-172.
1970. Las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca. *Stvd. Geol.*, 1, 7-45.
1975. Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio. *Stvd. Geol.*, 9, 7-63.
1980. Sobre el origen de las mineralizaciones españolas de uranio en rocas metasedimentarias. Libro Jubilar J. M. Ríos. *Geología de España*, t. II, IGME (en prensa).
1985. Sobre el origen de los yacimientos filonianos de uranio en rocas metasedimentarias: el caso de Mina FE, Salamanca (España). En *Vein type uranium deposits*, I.A.E.A., Viena, 211-234.
- ARRIBAS, A.; GARCÍA-LUIS, A.; JIMÉNEZ, E. y MARTÍN-IZARD, A.
1980. Estudio geológico del área del Proyecto Quercus. Instituto de Geología Aplicada, Universidad de Salamanca.
- ARRIBAS, A.; MARTÍN IZARD, A. y MONTES, J.
1983. Las mineralizaciones de uranio de la zona de Alameda de Gardón y su posición en el contexto geotectónico y metalogénico de las pizarras del oeste de la provincia de Salamanca. VIII Reun. Geol. Oes. Penins. *Stvd. Geol.*, 18, 201-224.
1984. Distribución geoquímica del uranio en los meta-sedimentos del oeste de la provincia de Salamanca. VII Cong. Int. Min. y Met. Barcelona, 1, 353-357.
- BALDI, P.; CAMELI, G. M.; LOCARDI, E.; MOUTON, J. y SCANDOLLARI, F.
1975. Geology and Geophysics of the Cesano Geothermal Field. 2nd U.N. Symp. Dev. Use Geoth. Res., Lawr. Berk. Lab., Universidad de California, 871-881.
- BLANCO, J. A.; CORROCHANO, A.; MONTIGNY, R. y THUIZAT, R.
1982. Sur l'age du début de la sédimentation dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Attribution ou Paléocène par datation isotopique des alunites de l'unité inférieure. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 295, 259-262.
- BECRAPT, G. E. y WEIS, P. L.
1963. Geology and mineral deposits of the Turtle Lake quadrangle, Washington. *U.S.G.S. Bull.*, 1131, 73 págs.
- BRUN, J. P. y COBBOLD, P. R.
1980. Strain heating and thermal softening in continental shear zones: a review. *J. Struct. Geol.*, 2, 149-158.
- CALAMAI, A.; CATALDI, R.; DALL'AGLIO, M. y FERRARA, G. C.
1975. Preliminary report on the Cesano hot brine deposit. 2nd U. N. Symp. Dev. Use Geoth. Res., Lawr. Berk. Lab., Universidad de California, 305-313.
- COMA, F.
1983. Litología, tectónica y mineralización del yacimiento FE, Saelices el Chico (Salamanca). VIII Reun. Geol. Oes. Penin., *Stvd. Geol.*, 20, 7-18.
- COSTESEQUE, P.; DANDURAND, J. L.; FORTUNE, J. P.; SCHOTT, J. y TOLLON, F.
1974. On three factors essential to the formation of ore deposits. Geochemical preconcentration, fracturation and thermal gradient. *Prog. of Ore Dep.* (IAGOD Symp., 74), Varna, 2, 269-278.
- FERNÁNDEZ POLO, S. A.
1965. Génesis de los yacimientos uraníferos en metasedimentos de Salamanca (España). *Col. Luso-Hisp.-Francés de Miner. Uranif. Metasedim.*, JEN, Madrid.
- FLEITOUT, L. y FROIDEVAUX, C.
1980. Thermal and mechanical evolution of shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2, 159-164.
- HATZFELD, D. y PHILIP, H.
1981. Il y a un an, El Asnam. *La Recherche*, 127, 1284-1287.
- LAFFITE, P.
1957. *Introduction a l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères*. Masson, Paris.
- LUDWIG, K. R.; NASH, J. T. y NAESER, C. W.
1981. U-Pb isotope systematic and age of uranium mineralization, Midnite mine, Washington. *Econ. Geol.*, 76, 89-110.
- MANGAS, J. y ARRIBAS, A.
1984. Características físico-químicas de los fluidos asociados con las mineralizaciones de uranio de mina FE (Salamanca). VII Cong. Int. Min. Met., Barcelona, 1, 435-451.
- MARTÍN-IZARD, A. y ARRIBAS, A.
1984. Relaciones entre la estratigrafía y las mineralizaciones uraníferas del complejo esquisto-grauváquico en el oeste de la provincia de Salamanca. I Cong. Esp. Geol., Segovia, 2, 577-587.
- MATOS DIAS, J. M. y SOARES DE ANDRADE, A. A.
1970. Uranium deposits in Portugal. *Uran. Exp. Geol.*, IAEA, Viena, 129-252.
- NASH, T.
1977. Geology of the Midnite Uranium mine area, Was-

- hington. Maps, description, and interpretation. *Open-file report 77-592*, USGS.
- RICH, R. A.
1979. Genetic implications of preliminary mineralogic, paragenetic and fluid inclusion data for the Schwartzwalder Uranium Mine, Colorado (USA). IAEA, *Lisbon meeting on Uranium in granites*, pág. 20.
- SCHIPULIN, D. K.
1971. On thermodiffusion of components during the formation of stratabound sulfide ore deposits. *Soc. Mining Geol. Japan* (IMA-IAGOD meeting'70), 3, 274-276.
- SIBSON, R. H.; McM. MOORE, J. y RANKIN, A. H.
1975. Seismic pumping. A hydrothermal fluid transport mechanism. *J. Geol. Soc.*, 131, 653-659.
- TSUNEISHI, Y. y NAKAMURA, K.
1970. Faulting associated with the Matsushiro swarm earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, 48, 29-51.
- WALLACE, A. R.
1982. Structural and mineralogical characteristics and distribution of carbonate-dominated fault breccias associated with uranium deposits, Front Range, Colorado. *Econ. Geol.*, 77, 1945-1950.

*Recibido el 5 de julio de 1985.
Aceptado el 16 de diciembre de 1985.*

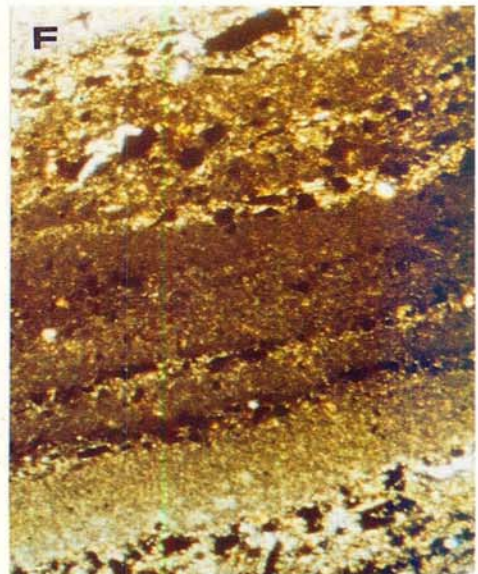
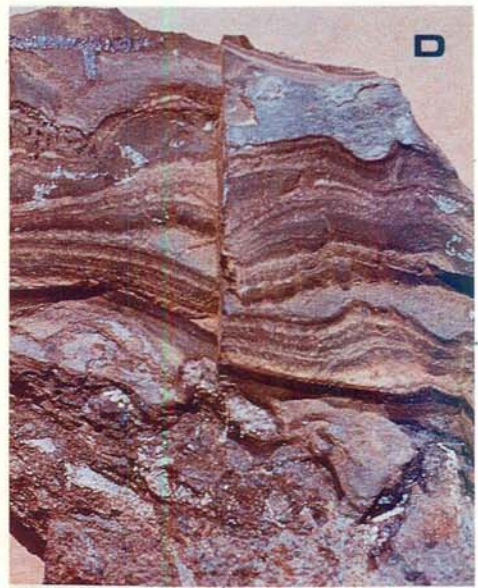
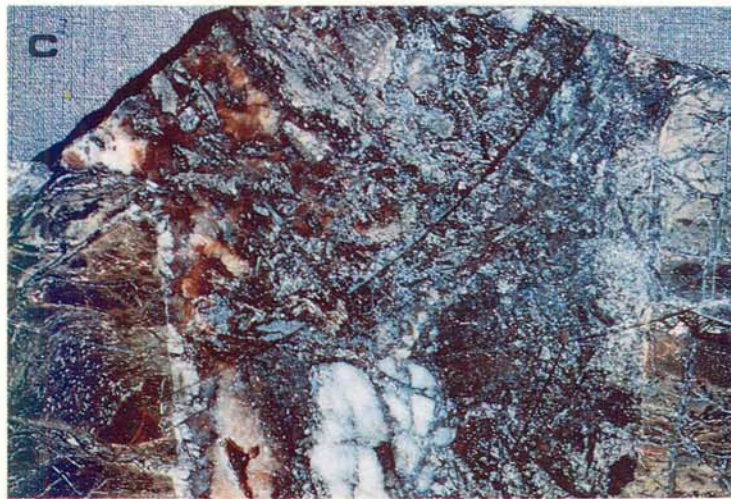
LAMINA 1

- A. — La corta de FE 1, a orillas del Agueda, en metasedimentos del complejo esquisto-grauváquico. Las lutitas y areniscas del CEG están fuertemente impregnadas por minerales hexavalentes de U en la zona oxidada del yacimiento.
- B. — Corta FE 1. Las brechas y fracturas mineralizadas coinciden con las charnelas de los pliegues de primera y segunda fase, dos de los cuales se ven en la fotografía.
- C. — Corta FE 1. En las ritmitas ampelíticas son muy evidentes dos esquistosidades, una de flujo —en este caso, paralela a la estratificación— y otra de crenulación, debidas a la primera y segunda fases de deformación.
- D. — Corta FE 3. Fracturas mineralizadas. Aunque las zonas brechificadas pueden llegar a tener varios metros de potencia, los minerales de U se concentran dentro de fracturas que miden normalmente de unos milímetros a varios centímetros de anchura.
- E. — Corta FE 3. Las tres generaciones de carbonatos filonianos: los primeros, bien cristalizados, son amarillentos y ricos en Fe; los intermedios, crustiformes, son rosáceos y ricos en Mn; los últimos, finamente laminados, se depositaron, por gravedad y a baja temperatura, en los huecos de los anteriores.



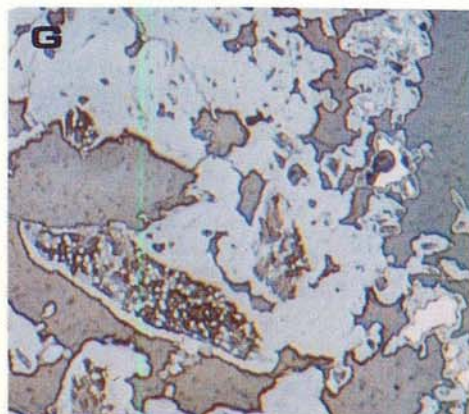
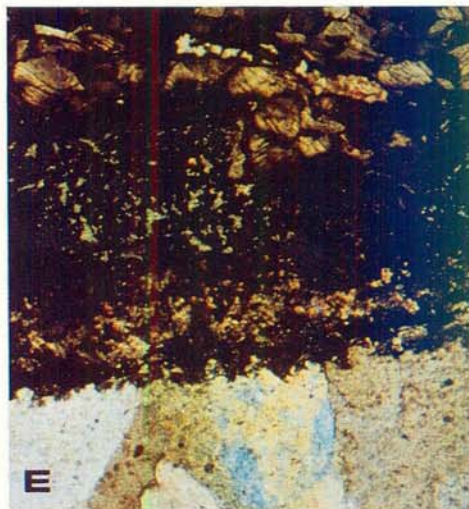
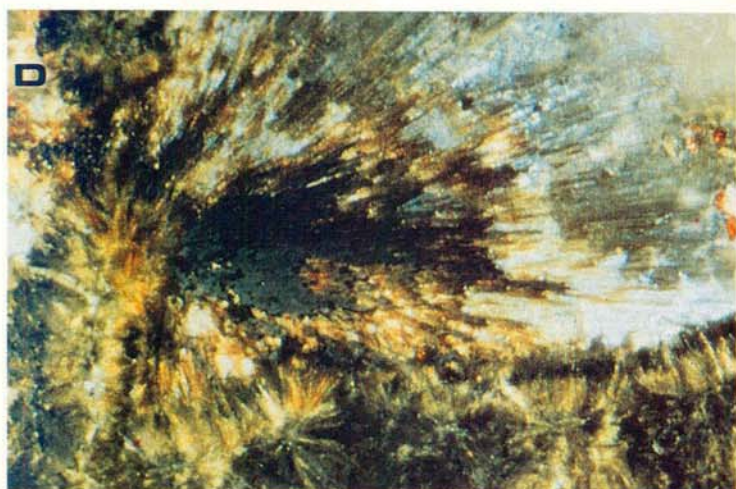
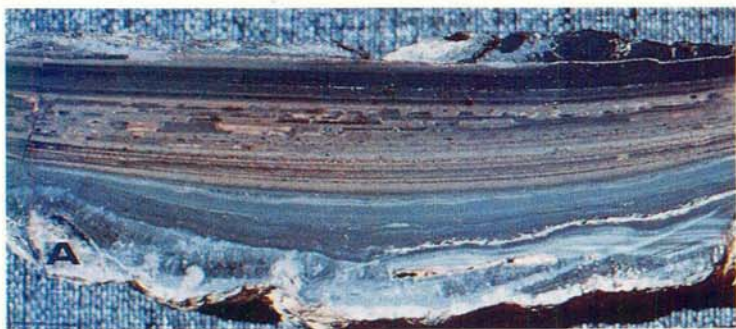
LAMINA 2

- A. — Corta FE 1, banco 639. Los minerales primarios de uranio se encuentran únicamente en estructuras abiertas de las brechas, algunas de las cuales pueden llegar a tener varios decímetros de potencia.
- B. — Corta FE 3. Tal y como se observa en el hastial a la izquierda de la fotografía, la intensa, aunque limitada, cloritización de las pizarras encajantes de las brechas afectó a todos los minerales, excepto el rutilo.
- C. — Corta FE 3. Brecha de cuarzo filoniano hercínico rellena por carbonatos de dos venidas sucesivas: arriba, cristales de ankerita fibroradiada depositados a más de 200°C; en el centro, sedimento formado por carbonatos rojos (hematites), grises (pirita) y blancos (calcita pura), depositados, a menos de 70°C y en condiciones casi superficiales, sobre la pechblenda (negro) que se ve en la parte inferior de la fotografía.
- D. — Corta FE 3, 1/3x. Los fragmentos de los sulfuros de Fe de la primera fase hidrotermal, frecuentemente brechificados y rodeados por la pechblenda y coffinita de la posterior venida uranífera, muestran una característica orientación como consecuencia del fuerte arrastre al que fueron sometidos por las soluciones mineralizadoras.
- E. — Corta FE 3, 1/2x. Durante las etapas finales del proceso mineralizador, los carbonatos, sulfuros de Fe y óxidos de U se depositaron como sedimentos finamente laminados.
- F. — Igual muestra que la de la figura anterior, sección transparente, 40 × LN. Al microscopio se observa muy bien la sedimentación graduada de los carbonatos y minerales metálicos.



LAMINA 3

- A. — Corta FE 3, 1/2x. La laminación cruzada, de bajo ángulo, que presentan los carbonatos, pirita y pechblenda tardíos, revela la intensa actividad cinemática de los fluidos.
- B. — Corta FE 3, 1/2x. Texturas geopetales en los minerales que se depositaron en los huecos de las brechas, en un ambiente superficial y a baja temperatura, como sedimentos laminados.
- C. — FE 1, sección transparente, 40 × NC. Entre dos fragmentos de pizarras ampelíticas se depositaron sucesivamente: cristales idiomorfos de adularia (gris), pechblenda y sulfuros de Fe (negro), y carbonatos.
- D. — Corta FE 3, sección pulida, 300 × NC. En un cristal de adularia, fuertemente cloritizado, la hematites fibrorradiada ha sido reemplazada sucesivamente por pechblenda y carbonatos.
- E. — Corta FE 3, sección transparente, 70 × NC. Sobre el hastial fuertemente cloritizado de una fractura (arriba), se observa el depósito sucesivo de pechblenda y sulfuros de Fe (centro), y carbonatos de tipo ankerítico (abajo).
- F. — Corta FE 1, sección transparente, 60 × LN. Los cristales idiomorfos de adularia, parcialmente reemplazados por clorita fuertemente limonitizada, se depositaron únicamente durante la primera etapa de la mineralización.
- G. — Mina Esperanza, sección pulida, 70 × LN. La pechblenda (gris claro) rodea y reemplaza a los fragmentos de las brechas —micas, esquistos y minerales anteriores— y sulfuros de Fe (blanco), mientras que los huecos están ocupados por los carbonatos (gris oscuro).



LAMINA 4

- A. — Corta FE 1, banco 639. SEM, 100 x. Cristales de adularia rodeados por pechblenda con fisuras de retracción tangenciales y radiales. Nótese los abundantes fragmentos clásicos contenidos en el óxido de U, que es muy poroso.
- B. — Otro campo de la muestra anterior, SEM, 2500 x. Aspecto típico del gel formado por los sulfuros de Fe y óxidos de C. Los esferulitos de pirita (gris oscuro) aparecen rodeados por pechblenda y coffinita (gris claro). La marcada textura vacuolar de la mineralización ha permitido la introducción de los carbonatos (negro) entre los minerales anteriores.
- C. — Aspecto con el SEM (350 x) de una preparación correspondiente a la muestra de la lámina II E. Obsérvese el aspecto fibroso-radiado de los carbonatos que crecen sobre los esferulitos de pechblenda y coffinita.
- D. — Igual muestra que la de la figura anterior. SEM, 350 x. Los esferulitos de pechblenda y coffinita crecen sobre otros de pirita y marcasita. Los cristales romboédricos corresponden a ankerita rica en Mn.
- E. — Imagen óptica de una preparación transparente, correspondiente a la muestra de la lámina II E, observada con el SEM, 200 x. Tal y como se aprecia a la derecha de la figura, los sedimentos finamente laminados de pechblenda y carbonatos contienen fragmentos clásicos de los sulfuros de Fe filonianos y de las rocas encajantes de la mineralización.
- F. — Distribución del U en el mismo campo de la figura anterior.

