

STVDIA GEOLOGICA

IX



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1975

Toda clase de correspondencia científica debe dirigirse a:

Comité de redacción de STVDIA GEOLOGICA
SECCIÓN DE CIENCIAS GEOLOGICAS
Facultad de Ciencias
Apartado 207
SALAMANCA (ESPAÑA)

Correspondence concerning scientific and editorial matters should be addressed to:

Comité de redacción de STVDIA GEOLOGICA
SECCIÓN DE CIENCIAS GEOLOGICAS
Facultad de Ciencias
Apartado 207
SALAMANCA (SPAIN)

SUSCRIPCIONES E INTERCAMBIO:
SECRETARIADO DE PUBLICACIONES DE LA UNIVERSIDAD
Apartado 20
SALAMANCA (ESPAÑA)

STVDIA GEOLOGICA

IX

A C T A S A L M A N T I C E N S I A
I V S S V S E N A T V S V N I V E R S I T A T I S E D I T A

CIENCIAS

52

STVDIA GEOLOGICA

IX



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1974

SECRETARIADO DE PUBLICACIONES E INTERCAMBIO CIENTIFICO
DE LA UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

Depósito Legal: S. 355 - 1970

Printed in Spain

GRAFICESA.—Ronda de Sancti-Spíritus, 9.—Salamanca, 1974

CARACTERES GEOLOGICOS DE LOS YACIMIENTOS ESPAÑOLES DE URANIO

Su importancia económica e interés
en el desarrollo energético del país

A. ARRIBAS*

RESUMEN.—Se resumen en este trabajo los principales caracteres petrográficos, mineralógicos y metalogénicos de los más importantes indicios y yacimientos españoles de minerales radiactivos, así como las teorías más recientes sobre la génesis de los yacimientos encajados en los granitos y rocas metamórficas. Ello permite establecer una clasificación metalogénico-estructural de las mineralizaciones españolas y definir las relaciones que existen entre ellos y otros yacimientos de la provincia uranífera europea. Finalmente, en función de sus reservas de uranio y necesidades energéticas, se valora la posición que ocupa España entre los países productores de materias primas radiactivas.

SUMMARY.—The main petrological, mineralogical and metallogenic features of the Spanish radioactive occurrences, and the more recent ideas on the genesis of several important deposits located in some granitic and metamorphic rocks are summarized in this paper. As a result, an attempt is made to classify the Spanish uranium deposits according to their structural and metallogenic character, and to discuss their relations with other deposits of the European uraniumiferous hercynian province. Finally, the position of Spain among the radioactive raw materials producing countries is evaluated considering the Spanish uranium resources and the energy demand until the end of the century.

INTRODUCCION

Los estudios efectuados en España a lo largo de estos últimos veinte años por la Junta de Energía Nuclear y algunos otros organismos estatales y pri-

* Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Salamanca.

vados, especialmente el Departamento de Mineralogía de la Universidad de Salamanca, han permitido obtener un conocimiento bastante completo de las mineralizaciones radiactivas existentes en nuestro país y de las posibilidades que éste ofrece para el descubrimiento de nuevas mineralizaciones de uranio. En consecuencia, el poder comparar ahora, en este trabajo, los caracteres geológicos y metalogénicos considerando en conjunto los más importantes indicios y yacimientos radiactivos conocidos hasta hoy en España, ha hecho posible:

- definir los caracteres petrográficos y mineralógicos de los yacimientos españoles teniendo en cuenta la naturaleza de las rocas encajantes, las transformaciones físico-químicas, la mineralización y las gangas.
- establecer hipótesis sobre el origen de dichos yacimientos analizando, para cada uno de los tipos representativos, las relaciones que existen entre sus paragénesis, sucesión mineral y factores de concentración.
- proponer una clasificación mixta, metalogénico-estructural, de las mineralizaciones españolas, y
- comparar los yacimientos españoles con otros extranjeros precisando la posición que España ocupa dentro de la provincia uranífera europea.

Por otra parte, una revisión del estado actual de las reservas españolas de uranio, calculadas por los trabajos de prospección y valoración efectuados por la Junta de Energía Nuclear, permite tener una idea de la posición que España ocupa dentro del concierto internacional de naciones productoras de materias primas radiactivas. Lo que unido al cálculo de la demanda de energía en nuestro país hasta 1990, demuestra lo pequeña que es aún nuestra capacidad para producir los concentrados de uranio imprescindibles para atender a las necesidades previstas y de qué manera España deberá intensificar la búsqueda de minerales radiactivos si quiere asegurar su abastecimiento en combustibles nucleares.

GEOLOGIA DE LOS YACIMIENTOS ESPAÑOLES DE URANIO

INDICIOS Y YACIMIENTOS ESPAÑOLES DE MINERALES RADIATIVOS

Por el momento, ya que la prospección de minerales radiactivos no ha terminado aún en nuestro país, los principales yacimientos españoles de uranio se encuentran en el área herciniana de la Península Ibérica (Fig. 1) —unos en el granito y otros en las pizarras más o menos metamorfizadas que lo rodean—, en zonas bien definidas desde el punto de vista estructural, correspondientes en su mayor parte a las zonas Centro-ibérica y Lusitano-alcúdica de LOTZE (1945).

Los más importantes son los yacimientos de tipo filoniano que se extienden por las provincias de Jaén, Córdoba, Badajoz, Cáceres y Salamanca, entre la fractura del Guadalquivir y la frontera portuguesa, ya que en ellas se encuentran las mineralizaciones más interesantes, especialmente cuando contienen minerales primarios (ARRIBAS, 1960a y 1961).

Otros indicios muy importantes se han localizado en formaciones sedimentarias permo-triásicas, cretácicas, oligocenas y miocenas, pero de todas ellas sólo las dos primeras parecen tener interés económico en el momento.

La Fig. 1 representa un mapa de la Península Ibérica en el que se ha señalado, sobre una base geotectónica muy esquemática, la situación de los principales indicios y yacimientos españoles de minerales radiactivos. Los números señalan las localidades más próximas a las áreas mineralizadas, en cuya proximidad se encuentran los yacimientos o indicios más importantes. De esta forma se podrán localizar más fácilmente las numerosas mineralizaciones a las que se hace referencia en el texto.

DIQUES EN ROCAS IGNEAS, METAMORFICAS Y SEDIMENTARIAS *

1. Sierra Albarrana (Córdoba): Diéresis, Beta, Umbría, Peña Aguila.
2. Fuenteovejuna (Córdoba).
3. Besullo y Cangas del Narcea (Asturias).
4. Villanueva del Fresno (Badajoz): Cabra Baja.

* Las áreas mineralizadas están agrupadas de acuerdo con la clasificación metalogénico-estructural que se propone en este trabajo.

FILONES HIDROTERMALES EN ROCAS IGNEAS, METAMORFICAS
Y SEDIMENTARIAS

5. Monesterio (Badajoz): Mina Cabra Alta.
6. Andújar (Jaén): Minas La Virgen y Navalasno.
7. Venta de Cardeña (Córdoba): Trapero, Ovejo, y Cano 2, 3, 6, 9, 10 y 11.
8. Albalá (Cáceres): Minas Los Ratones, La Carretona, El Orejudo y Las Perdices.
9. Albalá (Cáceres): El Peñascal, La Dehesilla, El Gallo.
10. Alburquerque (Badajoz): Valderrascón, Pedro Negro, Toril del Centeno.
11. Alburquerque (Badajoz): Engorda y El Sabio.
12. Navas del Madroño (Cáceres).
13. Casar de Cáceres (Cáceres): La Zafrilla.
14. Trujillo (Cáceres): Belén.
15. Villar del Pedroso (Cáceres).
16. Escalona (Toledo): El Berrocal y Paredes.
17. Mijares (Avila).
18. Parrillas (Toledo): La Fontanilla.
19. Madrigal (Avila): Carretero.
20. Navarredonda de la Sierra (Avila).
21. Vadillo de la Sierra (Avila).
22. El Guijo (Avila).
23. Martinamor (Salamanca).
24. Alberguería (Salamanca).
25. Casillas de Flores (Salamanca): Mina Casillas y Fuenteguinaldo.
26. San Felices de los Gallegos (Salamanca).
27. Bañobárez (Salamanca): Los Propios.
28. Lumbrales (Salamanca): Mina Valdemascaño.
29. Villar de Peralonso (Salamanca).
30. San Rafael (Segovia).
31. Navarredonda (Madrid).
32. Montederramo (Orense): Montederramo, Santiago y Sas do Monte.
33. Friol (Lugo): Santa María, Brecha Incógnita, Cota y Montechao.
34. Villamayor de Negal (Lugo): Bacurín y La Cruz.
35. Darnius (Gerona).
36. Andújar (Jaén): Raso de los Machos.
37. Venta de Cardeña (Córdoba): San Valentín y Trapero.
38. Villanueva del Fresno (Badajoz): Cabra Baja.
39. Cazorla (Jaén): Mina Collado Verde.

MINERALIZACIONES ESTRATIFORMES SINGENETICAS

40. Santa Elena (Jaén).
41. Cantillana (Sevilla): Cuenca del Viar.
42. Dos Aguas (Valencia).
43. Valdemeca (Cuenca).
44. Mazarete (Guadalajara).

45. Abéjar (Soria).
46. Cabrejas del Pinar (Soria).
47. Salas de los Infantes (Burgos).
48. Briviesca (Burgos).
49. Leiza (Navarra).
50. Epila (Zaragoza).
51. Mequinenza (Zaragoza): Mequinenza, Monascos, Ribarroja, Mayals y Serós.
52. Fraga (Huesca): Fraga y Nonaspe.
53. Calaf (Barcelona).
54. Santa Coloma de Queralt (Barcelona).
55. La Plana de Monrós (Lérida): Eureka.
56. Montanuy (Huesca).
57. Seo de Urgel (Lérida).
58. Berga (Lérida): Valcebre y Figols.
59. Peñalen (Guadalajara).
60. Utrillas (Teruel).
61. Estercuel (Teruel): Gargallo y Estercuel.
62. Ariño (Teruel).
63. Andorra (Teruel): Andorra, Alloza y Alcorisa.

MINERALIZACIONES ESTRATIFORMES EPIGENETICAS

64. Paracuellos del Jarama (Madrid).
65. Córcoles (Guadalajara).
66. Loranca del Campo (Cuenca).

MINERALIZACIONES DISEMINADAS EN ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

67. Porriño (Pontevedra).
68. Burguillos del Cerro (Badajoz): Minas Monchi, Consuelo y Aurora.
69. Santa Olalla de Cala (Badajoz): Minas Cala, Petronila y Tauler.
70. Gavá (Barcelona).
71. Santa Creu d'Olorde (Barcelona).
72. Malgrat (Barcelona).
73. Aljucén (Badajoz).
74. El Castillejo (Cáceres).
75. Peraleda de San Román (Cáceres).
76. Ojaranzo (Cáceres).
77. Ceclavín (Cáceres): Duero, Viesgo y Sevillana.
78. La Gargüera (Cáceres).
79. Alameda de Gardón (Salamanca): Alameda, Cinco Nidos, Los Piconos y El Gardón.
80. Gallegos de Argañán (Salamanca): Mataconejos, Marialba y Espejo.
81. Saelices (Salamanca): Coto minero de Fe y Saelices.
82. Villar de la Yegua (Salamanca): Mina Esperanza y El Torbiscal.
83. Villavieja de Yeltes (Salamanca): Mina Caridad, La Mesa y Rodillo de la Huerta.

84. Villares de Yeltes (Salamanca): Pedro Alvaro, Casablanca y Las Heras.
85. Carpio de Azaba (Salamanca): El Tornillar, Aldehuela y El Pizarral.
86. Don Benito (Badajoz): Hoya de El Lobo, El Pedregal y María Lozano.
87. Encinasola (Badajoz): El Bravo, La Torera, La Escaleruela y El Castillo.
88. Palacios de la Sierra (Burgos).

ROCAS ENCAJANTES

Desde el punto de vista petrológico, las mineralizaciones radiactivas españolas se pueden dividir en dos grandes grupos: el de las rocas endógenas, que contienen los yacimientos de origen ígneo y metamórfico, y el de las rocas exógenas, al que pertenecen las mineralizaciones estratiformes de origen sedimentario.

La razón es que, en estas últimas, la concentración del uranio coincide con la de los minerales que forman la roca encajante y es, por lo tanto, un problema petrogenético fácil de comprender en líneas generales. Por el contrario, en las rocas endógenas, especialmente en las plutónicas, no es fácil explicar muchas veces el verdadero origen de las soluciones mineralizadoras, y la interpretación de los procesos que acompañan a la deposición del uranio presenta normalmente muchas dificultades.

ROCAS ENDÓGENAS

Rocas ígneas

La mayor parte de los yacimientos intrabatolíticos españoles se encuentran situados en granitos monzoníticos o granodioritas, generalmente de dos micas, frecuentemente porfídicos, a veces con megacristales, situados en posiciones estructuralmente elevadas, caso de Albalá, o en la periferia y extremo de los batolitos, caso de los Pedroches.

Al igual que ocurre en otras regiones uraníferas europeas (GANGLOFF, 1970 y GEFFROY, 1973), una serie de mineralizaciones estanno-wolframíferas rodea a estos macizos graníticos (SAAVEDRA, ARRIBAS y otros, 1974b), mientras que en España están ausentes o carecen de importancia los cortejos pegmatíticos que normalmente acompañan a los granitos uraníferos.

Desde el punto de vista geoquímico, se pueden clasificar estas rocas como granitos alcalinos o con tendencia alcalina, de marcado carácter aluminico, correspondientes a un magma leucogranítico de la serie calcoalcalina, con tendencia sílico-potásica y una importante albitización intergranular tardía que se puede observar al microscopio.

Las características principales de sus minerales son las siguientes.

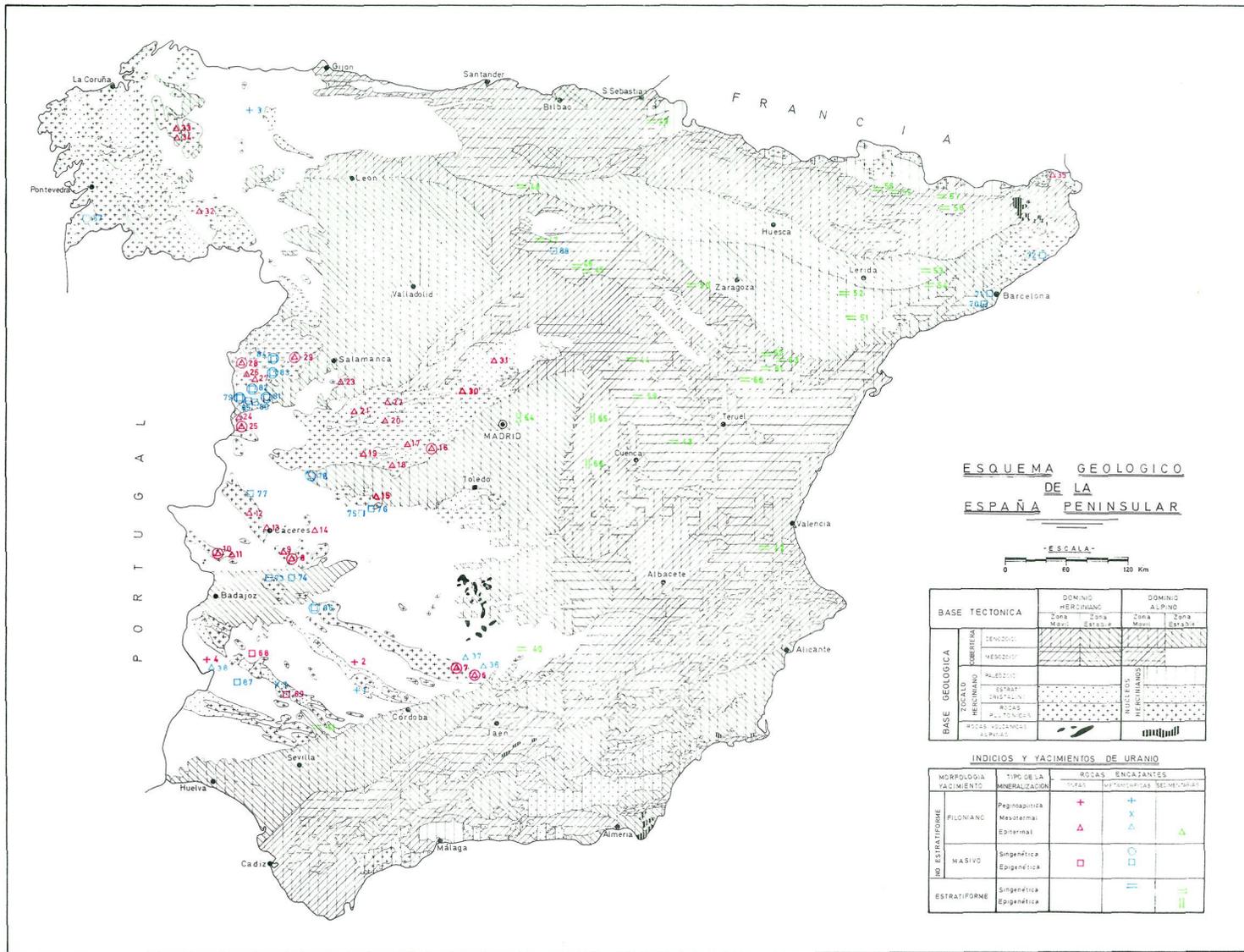


FIG. 1

Indicios y yacimientos españoles de minerales radiactivos (los yacimientos más importantes están rodeados por un círculo)

Las *plagioclasas* forman cristales idiomorfos o subidiomorfos, maclados según las leyes de la albita, albita-Ala y Carlsbad, rara vez de la periclina. Muy frecuentemente son zonadas, con una composición que varía entre la de una oligoclasa básica (25 % An), en la periferia, y una andesina ácida (35 % An), en el centro. Por lo general, el contenido en anortita oscila entre 28 y 32 %, pero la albitización tardía * conduce a la formación de cristales de albita-oligoclasa, con aproximadamente el 8 % An, que reemplazan a las plagioclasas o forman coronas alrededor del feldespató potásico (PENHA, 1973).

El *feldespató potásico*, en general muy abundante, puede ser microclina, especialmente en los granitos de Salamanca, u ortosa. Aparece en cristales idiomorfos o subidiomorfos, generalmente maclados según la ley de Carlsbad, con textura pertítica y parcialmente mirmequitizados. Cuando se trata de megacristales, pueden llegar a medir varios centímetros de longitud, y frecuentemente engloban plagioclasas, biotitas y cuarzo. Sin embargo, en la mesostasis de los granitos porfídicos, existen otros cristales más pequeños, xenomórficos, de feldespató potásico, pertenecientes a una generación anterior.

El feldespató potásico muestra a veces una fuerte tendencia blástica, corroyendo a las plagioclasas, mientras que en otras ocasiones es él el que aparece afectado por la albitización tardía.

El *cuarzo* es siempre muy abundante y xenomorfo, aunque en algunos casos tiende al idiomorfismo. Esto ocurre principalmente cuando los granitos contienen abundante turmalina o topacio, tal y como ocurre en Albalá o Albuquerque (SAAVEDRA y cols., 1974). En general, hay dos generaciones de cuarzo: una primera, con textura en mosaico y extinción frecuentemente ondulante, caso de Villar de Peralonso, y otra tardía, posterior a la cristalización de las plagioclasas, con textura reticular, que está probablemente relacionada con el proceso de moscovitización.

La *biotita* es la mica más abundante en los granitos no hidrotermalizados. Aparece en cristales aislados o en agregados, idiomorfa o con tendencia al idiomorfismo, con abundantes inclusiones de circón y apatito rodeadas por halos pleocroicos, o de silimanita, topacio y agujas de rutilo, especialmente cuando está desferrificada. Además, en las zonas donde el granito ha sufrido fuertes acciones tectónicas —p. ej., en Villar de Peralonso—, la cloritización es muy intensa, llegando incluso a producirse una generación de ortosa y clorita que podría deberse al fenómeno descrito por CHAYES (1955).

La mayor parte de la *moscovita* es claramente tardía, muy blástica, y

* Este proceso de albitización se observa difícilmente en las rocas encajantes de los yacimientos, donde la sericitización y caolinización de los feldespatos alcanzan gran intensidad.

reemplaza preferentemente a los aluminosilicatos, especialmente la andalucita. En general, forma pequeños cristales alotriomorfos que ocupan las fisuras de los feldespatos o sustituyen a las plagioclasas como productos de alteración. Siempre está subordinada a la biotita, pero en las zonas hidrotermalizadas, caso de Albalá, domina ampliamente sobre ella, y entonces aparece baveritizada o cloritizada. Cuando los granitos han sido tectonizados, la moscovita produce una lineación y contribuye a acentuar el carácter cataclástico de la roca. En cualquier caso, hay dos generaciones de moscovita: una, claramente anterior a la cataclisis, aparece orientada y ondulada; otra, tardía, es un producto de transformación del feldespato potásico y la biotita, en el que quedan abundantes inclusiones de circón y apatito cuyos halos pleocroicos han sido prácticamente reabsorbidos.

Los *silicatos de aluminio*, silimanita, cordierita y andalucita, están casi siempre presentes en los granitos de Salamanca y Extremadura. En Villar de Peralonso y en Lumbrales, la *silimanita*, perteneciente a la variedad fibrolita, aparece incluida en el cuarzo, los feldespatos y las micas, llegando a formar agregados visibles a simple vista. En los granitos de Albalá y Alburquerque, por el contrario, es bastante rara. La *cordierita* de los granitos de Salamanca está siempre pseudomorfizada por la moscovita, mientras que en Albalá y Alburquerque es extraordinariamente abundante, llegando a formar cristales idiomorfos de hasta tres centímetros de longitud y más o menos sericitizados o cloritizados; otras veces aparece incluida en las biotitas, plagioclasas o el feldespato potásico. En cualquier caso, la presencia de cordierita es muy frecuente en los granitos de Extremadura Central, principalmente en los de megacristales feldespáticos, habiendo sido atribuido su origen a la cristalización de magmas altamente aluminicos por asimilación de rocas corticales (CORRETGE, 1971). Por último, la *andalucita* es algo menos abundante que la cordierita, y sus restos aparecen dentro de la moscovita que la ha reemplazado casi por completo. En los granitos de Andalucía, por el contrario, los silicatos de aluminio están ausentes, o por lo menos no han sido observados hasta ahora.

De los minerales accesorios, el *circón* y el *apatito* son los más frecuentes, formando cristales idiomorfos, rodeados de halos pleocroicos. El circón, de tamaño muy reducido, aparece siempre incluido en las micas, mientras que el apatito puede acompañar al circón o bien dar lugar a cristales mucho mayores. Este es el caso de los granitos extremeños —Albalá, Trujillo, Alburquerque—, donde el apatito, muy abundante, aparece en cristales heteromorfos o agregados flabiliformes que prueban el enriquecimiento del granito en fósforo; enriquecimiento que puede dar lugar a concentraciones de interés económico, tales como los yacimientos de “fosforita” que han sido explotados en diversos puntos de Extremadura.

En los granitos de esta región es también frecuente la presencia de minerales fluorados, concretamente turmalina, topacio y dumortierita. La *turmalina* reemplaza principalmente a los feldespatos. El *topacio* cristaliza en dos generaciones: la primera da lugar a cristales idiomorfos reemplazados a veces por otros minerales, entre ellos *dumortierita*, correspondiente a una fase tardía, probablemente neumatolítica, de la granitización (ARRIBAS y SAAVEDRA, 1974a); la segunda aparece en forma de cristales mucho más pequeños, alineados generalmente dentro de las fisuras de la roca y contemporáneos del desarrollo de la dumortierita. Sin embargo, ni el topacio ni la dumortierita han sido observados por ahora en los granitos de Salamanca o Andalucía.

Finalmente, entre los minerales accesorios hay también rutilo, ilmenita-leucoxeno, pirita y arsenopirita, siendo esta última especialmente frecuente en los granitos con topacio y dumortierita.

Por lo que se refiere a la composición química, los valores medios de los elementos mayores y en trazas de los granitos uraníferos salmantinos, extremeños y andaluces, son los siguientes:

Elementos mayores (%)

	Villar de Peralonso	Albalá-Montánchez	Cardena-Andújar
SiO ₂	71.18	70.91	72.31
Al ₂ O ₃	14.86	16.13	15.05
Fe ₂ O ₃ (total).....	1.68	2.38	1.97
TiO ₂	0.18	0.28	0.29
P ₂ O ₅	0.40	0.24	0.01
MnO	0.04	0.08	0.05
CaO	0.77	0.96	1.10
MgO	0.60	0.53	0.59
Na ₂ O	3.57	3.47	3.41
K ₂ O	5.45	4.21	4.21
Vol.	0.85	0.76	0.68
Total.....	99.58	99.95	99.67

Elementos en trazas (ppm)

Sn	8.73	3.5	5
W	61.51	6.76	5.8
Mo	3.51	2	2
Pb	2.30	12	12
Cu	9.30	10	10
Zn	33.80	42.2	24.5
F	—	0.11 %	0.09 %

De acuerdo con la clasificación de BURRI y NIGGLI (1945), aquellos valores corresponden a los de un magma leucogranítico de la serie calcoalcalina, con tendencia yosemítica, relativamente rico en álcalis, y con valores anómalos de *al* y *c*.

Rocas metamórficas

Los indicios y yacimientos localizados en rocas metamórficas están claramente definidos por la geometría de sus mineralizaciones y la naturaleza de las rocas encajantes.

Las mineralizaciones singenéticas de Porriño se encuentran en gneises biotíticos y alcalinos con riebeckita, allanita, xenotima, fluorita y astrofilita (ARRIBAS, 1963f); las pegmatíticas de Sierra Albarrana (Córdoba), con brannerita, monacita y uraninita, en gneises biotíticos y anfibólicos (ARRIBAS, 1967a); las aplíticas de Serrezuela (Fuenteovejuna), con cirtolita, y las de Oliva de la Frontera (Badajoz), con davidita y brannerita, en migmatitas y micacitas (ARRIBAS, 1963g y 1963e); las pegmoaplíticas de Cangas del Narcea y Besullo en Asturias, en dolomias cámbricas (I.G.M.E., 1972); las piro-metasomáticas de Burguillos del Cerro (Badajoz), con uraninita, allanita y minerales de hierro, en el contacto de calizas y dioritas (ARRIBAS, 1962c); las filonianas de Monesterio (Badajoz), con pechblenda y arseniuros de níquel y cobalto, en gneises biotíticos (ARRIBAS, 1963c); y los placeres fósiles metamorfozados, tales como las areniscas circoníferas, con rutilo e ilmenita, de Santa Elena (Jaén) y otros puntos de la Meseta, en cuarcitas y pizarras sericiticas (ARRIBAS, 1962e).

Por último, las mineralizaciones de los esquistos paleozoicos, tan característicos de la Península Ibérica, que se extienden por las provincias de Salamanca —Saelices, Villar de la Yegua, Villavieja de Yeltes y Alameda de Gardón—, Cáceres —Ceclavín, Acebuche y Albalá—, Badajoz —Villanueva del Fresno y Valle de la Serena— y Córdoba —borde norte del batolito de Los Pedroches—, constituidos por una red de delgados filoncillos con pechblenda que han sido oxidados en la proximidad de la superficie, donde han dado lugar a una fuerte diseminación de minerales secundarios en las rocas encajantes, se encuentran en pizarras cloríticas y sericiticas (ARRIBAS, 1962a y 1970; FERNÁNDEZ POLO, 1970).

Rocas filonianas

Los diques de rocas ígneas son muy frecuentes entre los materiales encajantes de los yacimientos españoles de uranio, y tienen un interés especial cuando éstos son de origen filoniano, ya que entonces las mineralizaciones

suelen encontrarse en reaperturas producidas a lo largo del borde de los diques, o en fracturas que se mineralizan al atravesar aquellas estructuras. Así, por ejemplo, existen relaciones topominerales muy claras entre los yacimientos filonianos y los diques de *porfiritas andesíticas* —Cardeña y La Virgen—, diabasas —Monesterio, Cazorla—, *pórfidos graníticos* —Cardeña—, *microgranitos aplíticos* —Escalona—, y *cuarzo* —Valdemascaño, Valderrascón, Escalona y Cardeña—, por lo que su interés económico es grande.

Los diques de pórfidos, microgranitos y aplitas tienen aproximadamente la misma composición —Cardeña— o son ligeramente más ácidos —Albalá, Escalona— que los granitos encajantes. Las rocas básicas son siempre de tipo dolerítico, porfiritas o diabasas, y los diques de cuarzo que, como ocurre en Salamanca, pueden tener gran longitud y potencia, están formados por cuarzo lechoso, muy rara vez ahumado. En general, especialmente en Salamanca, estos diques parecen tener un origen tectónico y corresponder al relleno de grandes fracturas del basamento cristalino (GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA, 1968). Lo mismo se podría decir de algunos diques de microgranitos del área de Escalona (ARRIBAS, 1962b y 1964b).

Deformaciones tectónicas

Los efectos de las acciones tectónicas sobre las rocas encajantes de los yacimientos españoles de uranio no se han dejado sentir, en general, sobre grandes extensiones, salvo en el caso de Villar de Peralonso, en Salamanca, y Monesterio, en Badajoz. Aquí, las acciones tectónicas han sido un tanto complejas y de difícil interpretación, ya que los esfuerzos mecánicos que actuaron sobre los granitos durante o inmediatamente después de su emplazamiento, produciendo gneisificaciones, fueron seguidos por una intensa tectónica de fractura representada por fallas de dirección y magnitud muy diversa.

Por el contrario, en Andalucía y Extremadura, los granitos sufrieron acciones tectónicas de tipo cortante, muy definidas, que dieron lugar a un sistema de fracturas puesto de manifiesto por la red hidrográfica y los sistemas de diaclasas. Estas fracturas facilitaron primero, el emplazamiento de las rocas filonianas, y posteriormente el acceso de las soluciones hidrotermales que dieron lugar a la formación de los yacimientos. Estas fracturas han coincidido frecuentemente con estructuras anteriores que constituían soluciones de continuidad mecánica muy importantes en el basamento, por ejemplo, las bandas de deformación tardihercínicas, las alineaciones pegmoaplíticas, y los diques de diferente clase que atraviesan a las rocas encajantes. En todos estos casos, la dirección dominante varía entre 40 y 60° al NE.

En cualquier caso, aunque las deformaciones tectónicas no hayan sido

extensas, su importancia, al crear las estructuras que han permitido el emplazamiento de las mineralizaciones filonianas, es evidente.

Transformaciones de las rocas encajantes endógenas

Las modificaciones sufridas por las rocas encajantes de los filones uraníferos son análogas en los distintos yacimientos, pero difieren en sus detalles. Unas han sido consecuencia inmediata de las acciones hidrotermales, y están estrechamente relacionadas con el emplazamiento de las mineralizaciones. Otras, anteriores a la llegada de los aportes uraníferos, tienen carácter regional, y afectan a los materiales adyacentes sobre grandes extensiones. Las más importantes han sido las siguientes:

Cloritización: Este proceso de alteración, que se produjo como consecuencia del ambiente geológico al que quedaron sometidos los granitos después de su formación, es generalmente anterior a la mineralización uranífera, y alcanza a veces gran intensidad, apareciendo las biotitas completamente cloritizadas y con formación de abundante pennina.

Hay que destacar aquí, como un aspecto inédito del proceso de cloritización del granito, el desarrollo de anillos de Liesegang, alternantes, de clorita y epidota, que según ARRIBAS y SAAVEDRA (1974) parece estar relacionado con las últimas fases de cristalización y las acciones tectónicas de distensión que acompañaron a las etapas finales del emplazamiento de los granitos uraníferos extremeños.

Cuando se trata de rocas que contienen otros minerales ferromagnesianos, piroxenos o anfíboles —p. ej., en el caso de las rocas metamórficas— son éstos los que aparecen transformados en productos clorítico-serpentinicos.

En el caso de Monesterio, y también en el de algunos granitos, la cloritización de las rocas encajantes por efecto de la meteorización ha venido a reforzar la producida por las acciones hidrotermales.

Moscovitización: Es simultánea de la cloritización y muchas veces consecuencia de ella, pues el potasio que dejaron libre las biotitas se fijó sobre las plagioclasas para producir moscovita.

Aparte la sericita formada por meteorización, cuando la moscovitización es de tipo regional y anterior a la mineralización uranífera, tiene interés desde el punto de vista metalogénico, ya que es probablemente una de las causas que han contribuido a la liberación del uranio contenido en los minerales del granito. Esto es evidente cuando se comprueba el amplio desarrollo de moscovita, por sustitución de los feldespatos, durante los fenómenos deutéricos.

La biotita, por su parte, puede estar baueritizada y transformada en una mica blanca, llena de inclusiones aciculares de rutilo, donde los halos pleocroicos que rodeaban a las inclusiones de circón y apatito aparecen ahora más o menos reabsorbidos.

Albitización: Al mismo tiempo que la moscovitización, se inició el proceso de albitización de los feldespatos (ARRIBAS, 1962; CORRETGE, 1971 y PENHA, 1973). Este proceso, al igual que el de la moscovitización, tuvo lugar a escala batolítica; además, según NICOLLI (1966), parece ser que la albitización va acompañada por una desilicificación de las granodioritas, estén o no mineralizadas, en la proximidad de las estructuras tectónicas.

Turmalinización: Es muy importante en algunos yacimientos —Valderrascón, Los Ratones—, y precisamente en aquellos casos donde los procesos de sericitización alcanzan mayor intensidad. Se ve entonces como la turmalina da lugar a digitaciones, cristales intergranulares, o filoncillos, que atraviesan a los otros minerales de la roca. También, coincidiendo con este proceso, comienza en los granitos extremeños el desarrollo de topacio y dumortierita al que antes se ha hecho referencia.

En los yacimientos de Burguillos y en las pizarras de Salamanca se puede producir una turmalinización de pequeña amplitud debida al metamorfismo de contacto. La más extensa es quizá la que tuvo lugar en los gneises encajantes de los indicios con davidita de Oliva de la Frontera.

Apatización: El apatito es más abundante en los granitos metasomatizados que en los normales. En el caso de “Valderrascón” y “Los Ratones”, en los que tan frecuente es la turmalina, el apatito se presenta bajo dos aspectos:

- en cristales pequeños, dispersos por toda la roca como minerales accesorios.
- en filoncillos de fosforita, constituidos por cristales de apatito y nódulos fibrosoradiados de colofona.

En Burguillos el proceso de apatización alcanza su mayor intensidad en la zona de contacto, donde se encuentra precisamente el área mineralizada. Su aparición guarda estrecha relación con los procesos metasomáticos.

Escapolitización: Como es lógico, existe únicamente en los yacimientos pirometasomáticos —Burguillos—, donde la escapolita se desarrolla como consecuencia de los procesos neumatólicos que dieron lugar, simultáneamente, a la turmalinización y al desarrollo de vonsenita y axinita en los materiales pizarrosos.

Silicificación: En general, alcanza gran intensidad y extensión, y suele marcar el comienzo de la etapa propiamente mineralizadora en los yacimientos filonianos.

Existen en realidad dos procesos de silicificación. El primero es anterior a la llegada de la pechblenda, y tiene carácter regional; por él se forman diques de cuarzo blanco, generalmente de grano fino, estériles, que atraviesan tanto a las rocas ígneas como a las metamórficas. Estos diques, que pueden alcanzar tamaños considerables y se deben a la gran movilidad de la sílice en condiciones tectónicas de alta presión, se disponen muchas veces según fracturas paralelas, más o menos concordantes con los diques de pórfidos, microgranitos y porfiritas, producidas por reaperturas del zócalo herciniano según antiguas estructuras que, como se ha dicho ya, representaban factores de discontinuidad mecánica muy importante. Frecuentemente es en este tipo de estructuras donde se suelen encontrar las mineralizaciones uraníferas de mayor importancia, especialmente las constituidas por minerales secundarios.

El segundo proceso de silicificación, que coincide con el depósito de la pechblenda, consta de varias fases. Aunque menos importante que el primero, tiene gran interés, porque el cuarzo es normalmente la única ganga no metálica que acompaña a los minerales de uranio; en general, actúa como cemento de las brechas que rellenan las zonas de fractura mineralizadas dando lugar a una extensa impregnación de los hastiales.

El cuarzo correspondiente a esta segunda silicificación es siempre de grano fino, con variedades jasperoideas o calcedoniosas que, alguna vez, por ejemplo, en Villar de Peralonso, pueden llegar a formar diques de jaspe hematítico de cierta potencia. En esta última localidad, así como en Cardeña y las pizarras de Salamanca, la fluorita puede acompañar a la sílice, siendo aquélla normalmente de la variedad antozonita.

En “Los Ratones” y “Valderrascón”, el apatito va con el cuarzo de la primera silicificación, mientras que en las pizarras de Salamanca existen algunos filoncillos de baritina anteriores a la venida uranífera.

Carbonatación: En algunos yacimientos filonianos, el cuarzo puede llevar además cantidades subordinadas de otras gangas. Así, en Cardeña, “La Virgen”, Escalona y Albalá, es frecuente encontrar carbonatos —calcita, dolomita, o siderita— que han sido generalmente disueltos o silicificados, y de los que sólo quedan los moldes. En realidad, los carbonatos primarios sólo se encuentran por debajo de la zona de oxidación.

En cualquier caso, la impregnación por los carbonatos de las rocas encantantes no tiene importancia, salvo en el filón de “La Virgen”, ya que los carbonatos siempre aparecen en cantidades muy subordinadas. En Monesterio y Burguillos, por el contrario, la única ganga que acompaña a los minerales

de uranio es la calcita, mientras que la sílice aparece sólo como consecuencia de los procesos tardíos de alteración de las rocas encajantes.

Arcillización: Bajo esta denominación se incluyen los procesos de alteración de los feldespatos debidos a acciones hidrotermales y supergénicas. En ambos casos, el resultado es el mismo: transformación de los feldespatos en un conjunto de productos arcillosos que sólo se diferencian entre sí por sus proporciones relativas y las pequeñas diferencias de composición entre los minerales constituyentes.

Las transformaciones producidas durante el depósito de la pechblenda han dado lugar a la formación de tres minerales principalmente: montmorillonita, illita y caolín, si bien éste último es menos frecuente porque los feldespatos potásicos han resistido mejor los procesos de alteración.

En general, puede decirse que, en los yacimientos filonianos, la arcillización consecuente a la venida uranífera es de gran intensidad, principalmente en “La Virgen”, Cardaña, Albalá y Monesterio, y que el mineral más abundante es, con mucho, la montmorillonita, especialmente en la inmediata vecindad de los filones. En Lumbrales, Salamanca, aparecen también con frecuencia nódulos formados por sepiolita alfa y nontronita.

Las alteraciones debidas a la meteorización son, por el contrario, muy variables en intensidad y extensión, influyendo en ello notablemente la sequedad del clima. Así, por ejemplo, los yacimientos situados en el extremo meridional de la penillanura hercínica —Andújar y Cardaña— que están además muy próximos al borde septentrional de la depresión del Guadalquivir, han sufrido una fuerte meteorización, por lo que los efectos de la alteración supergénica son patentes incluso a profundidades superiores a los 300 m. En los demás yacimientos, la meteorización ha dado lugar a una disgregación de las rocas en superficie, si bien, coincidiendo con las estructuras filonianas, los efectos de la alteración pueden alcanzar profundidades próximas a los 100 m.

Las acciones supergénicas han conducido principalmente a la formación de caolín, especialmente en los yacimientos situados en las regiones más húmedas, mientras que en otros, por ejemplo, en Burguillos, apenas si deja sentir sus efectos. En esta localidad, la formación de filoncillos con sepiolita y atapulgita es consecuencia además de las acciones tectónicas.

En las pizarras de Salamanca, la atapulgita rellena las fisuras de la roca o los planos de esquistosidad, y parece haber actuado como elemento fijador del uranio contenido en las aguas de superficie después de la alteración de los minerales primarios.

Hematización: Al igual que ocurre en muchos yacimientos filonianos con pechblenda, es notable la hematización que acompaña a las mineralizaciones

españolas, la cual afecta no sólo a las rocas de caja, sino también a los propios materiales filonianos.

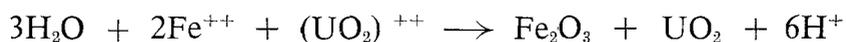
Dos procesos de hematización se pueden distinguir en el tiempo: uno, el que se opera sobre los granitos encajantes teñidos ya por los óxidos de hierro antes de la venida uranífera, y otro, el que afecta a los materiales sílico-arcillosos que acompañan a la deposición de los minerales radiactivos.

El primero es el más interesante, porque al tratar de explicar el origen de los fenómenos de oxidación y reducción que han tenido lugar en las rocas de caja, se plantea el problema de cómo se puede haber transportado y depositado el uranio.

En efecto, en casi todos los yacimientos españoles se observa que cuando la pechblenda está en contacto con fragmentos de las rocas encajantes —granitos y rocas filonianas y metamórficas—, previamente hematizadas, aquellos aparecen rodeados por una franja decolorada. Lo mismo ocurre con el jaspe y con los materiales sílico-arcillosos que se depositan durante la venida uranífera, fenómeno que se ha observado muy claramente en los yacimientos en pizarras de la provincia de Salamanca.

La presencia de estas franjas decoloradas demuestra que ha existido un proceso de reducción en el contacto con la pechblenda, e incluso se podría suponer que parte de los sulfuros de hierro inalterados que se ven dentro de esas franjas, situadas además en zonas completamente limonitizadas, se han formado como consecuencia del proceso de reducción.

Todo ello está en contradicción con las ideas generalmente admitidas sobre el modo de deposición del uranio, que se supone es transportado en forma de ión uranilo, es decir, hexavalente, y precipitado como consecuencia de la oxidación del hierro que le acompaña según la ecuación siguiente (MAC KELVEY y otros, 1955):



por lo que el ión tetravalente, estable en condiciones reductoras, es la forma de uranio más abundante en la naturaleza.

Sin embargo, el hecho de que el hierro limonítico aparezca reducido junto a la pechblenda, hace pensar que el óxido de uranio puede ser transportado también como ión tetravalente, creándose entonces un ambiente reductor que actúa sobre el hierro férrico contenido en las rocas encajantes.

Esta es la teoría inicial de GEFROY y SARCIA (1955), admitida también por RAFALSKY (1958), los cuales demostraron que el ión uranilo y el ión sulfúrico no pueden coexistir en solución. Por ello, aún aceptando que el uranio hexavalente es transportado más fácilmente, el autor ruso supone que el uranio ha debido emigrar en forma tetravalente durante la formación de algunos filones hidrotermales. Este sería, precisamente, el caso de muchos

yacimientos filonianos españoles, donde tan abundantes son los sulfuros, especialmente los de hierro.

La hematización es muy extensa en algunos yacimientos —Andújar, Cardaña— y de menor importancia en todos los demás. En Villar de Peralonso tiene interés la que acompaña a la vena uranífera pues el jaspe es entonces fuertemente hematítico.

ROCAS EXÓGENAS

Las rocas encajantes de las mineralizaciones españolas de uranio asociadas a las formaciones sedimentarias se pueden dividir en dos grandes grupos: los lignitos y las formaciones cuarzo-feldespáticas, si bien, entre las dos, se pueden encontrar todos los términos de paso. Por el momento, no se han encontrado en España mineralizaciones importantes asociadas a fosforitas, pizarras alumíferas, placeres, o pizarras carbonosas.

Rocas organógenas

Los indicios radiactivos asociados con los lignitos corresponden a las cuencas oligocenas de Calaf y Santa Coloma de Queralt (Barcelona), Fraga (Huesca), Mequinenza (Zaragoza) y Berga (Lérida). En casi todos los casos, las rocas encajantes están integradas por una alternancia de calizas, areniscas, y margas de diferentes tipos. Las primeras suelen ser sublitográficas, grises, dispuestas en paquetes finamente bandeados; las margas tienen aspecto abigarrado y tonos claros, alcanzando a veces gran desarrollo superficial; y las areniscas, duras y compactas, son predominantemente calcáreas. Las rocas directamente encajantes de los lignitos son principalmente calizas y margas carbonosas.

Rocas areniscosas

Las mineralizaciones radiactivas asociadas a sedimentos detríticos cuarzo-feldespáticos se pueden clasificar, a su vez, en dos grupos: deltaicas y aluviales, si bien hay siempre términos de tránsito entre las dos.

Las rocas deltaicas son normalmente areniscas poligénicas de estructura compacta o pizarrosa y textura homo a heterogranular, con frecuentes paleocauces y estratificación cruzada. Están compuestas por granos detríticos subredondeados a subangulares de cuarzo, micas, feldespatos muy alterados, circón y turmalina, así como fragmentos de cuarcitas, arcillitas y chert. El cemento es generalmente arcilloso, aunque hay casos en los que es exclusivamente silíceo, con diferente proporción de carbonatos y óxidos de hierro.

Este tipo de yacimientos contiene cantidades variables de cobre, y va asociado casi siempre con areniscas rojas, triásicas o permotriásicas, que parecen normalmente decoloradas en el contacto con los minerales uraníferos primarios, los cuales son normalmente carburanos, pechblenda o complejos urano-orgánicos. En España, pertenecen a este grupo los indicios de La Plana de Monrós y Seo de Urgel (Lérida), Monteanuy (Huesca), Cuenca del Viar (Sevilla), Valdemeca (Cuenca), Mazarete (Guadalajara), Leiza (Navarra) y Epila (Zaragoza).

Por lo que se refiere a las formaciones aluviales, las rocas encajantes de los indicios radiactivos son generalmente areniscas, margas y arcillas arenosas, del Albense y Mioceno. Se trata de areniscas arcósicas, blancas o rojizas, poco compactas, de composición mineralógica muy parecida a la del granito, con grandes variaciones del tamaño de grano, muy porosos, con frecuente estratificación cruzada y abundantes restos orgánicos, huesos y materia carbonosa, que pueden llegar a formar capas de lignito. Con ellos están asociados los minerales radiactivos —pechblenda, carburanos y compuestos urano-orgánicos— los que, a diferencia de lo que ocurre en el caso anterior, muestran una fuerte movilización postsedimentaria, que da lugar a la formación de rolls y aureolas de fosfatos y vanadatos.

Pertenecen a este grupo las mineralizaciones del Cretácico inferior de Cabrejos del Pinar y Abéjar (Soria), Peñalén (Guadalajara), y Utrillas, Esteruel, Ariño y Andorra (Teruel), así como las del Mioceno de Loranca (Cuenca), Córcoles (Guadalajara), Paracuellos (Madrid), Borox (Toledo), Dos Aguas (Valencia), y Briviesca (Burgos).

Transformaciones de las rocas encajantes exógenas

En las mineralizaciones de origen sedimentario, las transformaciones sufridas por las rocas encajantes están relacionadas —a excepción de las producidas por la meteorización y circulación de aguas subterráneas, que a veces pueden ser importantes— con la diagénesis, y se refieren principalmente a las decoloraciones producidas por los fenómenos de oxidación-reducción que tienen lugar durante la formación y litificación de los sedimentos.

LA MINERALIZACIÓN Y LAS GANGAS

Se hace aquí un resumen de los minerales que forman los yacimientos españoles de uranio, tanto de los radiactivos como de sus acompañantes, describiendo en primer lugar los de origen hipogénico y a continuación los que se han formado por alteración.

Es interesante destacar que, como consecuencia de los estudios efectuados en estos últimos años, se han podido descubrir diecisiete especies, nue-

vas para España, de minerales radiactivos: coffinita, davidita, iantinita, becquerelita, meta-autunita, sabugalita, seleíta, fosfuranilita, francevillita, kasolita, renardita, parsonsita, uranotilo, tyuyamunita, uranopilita, zippeita y johannita, algunas realmente excepcionales, como la saleíta de la mina Caridad, en Villavieja de Yeltes (Salamanca), que, junto con los extraordinarios cristales de brannerita de la Sierra Albarrana, en Córdoba, han venido a incrementar el ya extraordinario patrimonio mineralógico de nuestro país.

MINERALES HIPOGÉNICOS

Oxidos anhidros de uranio

Uraninita-pechblenda: De acuerdo con la nomenclatura adoptada por la mayor parte de los mineralogistas, se denomina pechblenda a la variedad colofórmica y criptocristalina de la uraninita, aunque, como es sabido, los diagramas de rayos X muestran una identidad absoluta de las dos redes cristalinas.

La uraninita se ha encontrado formando cubos microscópicos en Burguillos del Cerro y Cala, en la provincia de Badajoz; transformada en gummita, en los indicios de Cangas del Narcea y Besullo, en Asturias; y en cristales mayores, de hasta 10 cm. de lado, en las pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba).

La pechblenda aparece en todos los demás indicios y yacimientos españoles, salvo, por ahora, en Paracuellos, el Viar, Córcoles, Ariño y Soria—donde la mineralización es toda supergénica o no está expresada por minerales de uranio—, y en Oliva, Serrezuela, Porriño y Santa Elena, donde el uranio está contenido en minerales —davidita, circón, allanita— que no son específicamente uraníferos.

La pechblenda se presenta siempre bajo dos aspectos diferentes:

— masiva, formando placas en las que es difícil reconocer las fisuras de contracción radiales, pero no así las concéntricas, que son abundantes y revelan su estructura colofórmica.

— esferulítica, en esferas aisladas o dispuestas en guirnalda alrededor de los fragmentos de la ganga y las rocas encajantes.

No se han observado más reemplazamientos activos que los de la calcita en las pizarras de Salamanca, y los de algunos feldespatos en el yacimiento de “Los Ratones” y en el “Toril del Centeno”, en Cáceres y Badajoz, respectivamente.

Los reemplazamientos pasivos son, por el contrario, muy abundantes, y la pechblenda aparece substituida por sulfuros de hierro, principalmente mel-

nicovita, en Albalá y las pizarras de Salamanca; arseniuros de níquel y cobalto, y niquelina, en Monesterio; carburanos, en Cazorla; y cuarzo, normalmente en forma criptocristalina, que es lo más frecuente.

La uraninita, por el contrario, es muy difícil de reemplazar. En Burguillos, por ejemplo, se ve como la löllingita, que substituyó por completo a muchos piroxenos y anfíboles, no pudo hacer lo mismo con las inclusiones de uraninita que ellos contenían, y los cubos de este mineral, rodeados por los halos pleocroicos, aparecen ahora diseminados en la roca encajante.

Es muy frecuente que la pechblenda de los yacimientos españoles, especialmente en Albalá y Alburquerque, esté transformada en lo que GEFROY (1955) llama "parapectblenda", y que él compara con la "pectblenda reciente" de ZUCKERT (1925), la "pectblenda II" de KIDD y HAYCOCK (1935), y la "pectblenda B" de SRIGHT y SOULHOF (1957).

En cuanto a los "óxidos negros", aparecen éstos en casi todos los filones uraníferos españoles y, al igual que ocurre en otras partes, se forman localmente, en condiciones reductoras, dentro de la zona de oxidación. Corresponden a la "neo-pectblende" de los franceses, "minerio preto" de los portugueses, y "sooty pitchblende" de los anglosajones, y están constituidos por una mezcla de pechblenda y coffinita (ARRIBAS, 1963b).

En realidad, se podría decir que, exceptuando Monesterio y "Los Ratonés", es muy raro en España el yacimiento en el que la pechblenda no ha sido removilizada y se encuentra aún en su forma original. Prueba de esto es que casi siempre es la última en depositarse, por lo que moldea a los otros minerales que la acompañan en la paragénesis.

Brannerita: Se ha encontrado únicamente en las pegmatitas de Sierra Albarrana, junto a uraninita, monacita, ilmeneo-rutilo, e ilménita. Sus cristales, de hasta 15 cm. de arista, son los mayores del mundo, y constituyen un caso verdaderamente excepcional (ARRIBAS, 1967a). Están cubiertos de una costra pulverulenta de schoepita. Otros cristales sueltos, rodados, se han encontrado en las proximidades de los indicios uraníferos con davidita de Oliva de la Frontera, en Badajoz.

Davidita: Se ha encontrado este mineral, por vez primera en España (ARRIBAS, 1963e), en unas aplitas albíticas que atraviesan las pizarras metamórficas cámbricas al oeste de Oliva de la Frontera, en Badajoz, pero sus cristales mayores no sobrepasan 0'2 mm.

Fosfatos anhidros de uranio

Monacita: Los cristales mayores, de algunos centímetros de sección y varios Kg. de peso, se han encontrado en las pegmatitas de Sierra Albarrana.

Detríticos —los únicos que podrían tener interés económico—, en las playas de Galicia y en los aluviones que cubren ciertas áreas del batolito de los Pedroches.

Xenotima: Sólo se ha encontrado, como mineral accesorio, acompañando al circón y la allanita en los gneises alcalinos de la Sierra de Galiñeiro, al norte de Porriño, en Pontevedra. El contenido en ytrio de la roca, a veces en cantidades próximas al 1 %, confiere un cierto interés económico a esta formación como fuente potencial de elementos de las tierras raras (ARRIBAS, 1963f).

Silicatos anhidros de uranio

Coffinita: Se ha encontrado hasta ahora en seis yacimientos: Albalá, Alburquerque, pizarras de Salamanca, Andújar y Villar de Peralonso. Aunque en general es supergénica y el principal constituyente de los óxidos negros, en los dos últimos casos es indudablemente primaria (ARRIBAS, 1966b) y análoga a la pechblenda en lo que se refiere a su modo de formación y posición en la paragénesis. Aparece, entonces, en forma concrecionada y con estructura fibroso-radiada constituyendo el principal mineral uranífero de aquellos yacimientos.

Es interesante destacar que, hasta 1958, la coffinita sólo había sido citada, en cantidades significativas, en los grandes yacimientos estratiformes de la Meseta del Colorado, junto con la pechblenda y los vanadatos. Por esta razón, se creyó que se trataba de un mineral de origen sedimentario, y cuando se le encontró en yacimientos filonianos se la consideró como un mineral supergénico.

Las primeras dudas surgieron en la Conferencia de Ginebra, en 1958, cuando FILIPENKO (POLIKARPOVA y AMBARTSUMIAN, 1958) y MURAKOSHI y KOSEKI (1958) citaron la presencia de coffinita, junto a otros minerales filonianos que parecían ser de origen hipogénico, en algunos yacimientos de la Unión Soviética y el Japón.

Posteriormente, GEFFROY y SARCIA (1960) y MAUCHER (1962) citaron la existencia de dicho mineral, en condiciones parecidas, en otros yacimientos franceses y alemanes. El problema dejó entonces de ser una curiosidad mineralógica para convertirse en una cuestión de interés económico ya que si la coffinita podía ser hipogénica, no había razón ninguna para que los yacimientos de este mineral no pudieran continuar en profundidad. Y ésto es lo que se pudo demostrar al encontrarse en España la gran estructura tectónica mineralizada de Villar de Peralonso, donde la coffinita, que puede llegar incluso a alterarse en pechblenda por oxidación, constituye la mayor con-

centración filoniana de dicho mineral conocida hasta el momento (ARRIBAS, 1964c).

Circón: Es el más importante de los minerales radiactivos en el gneis de Porriño y la aplita de Fuenteovejuna, y el único de esta clase en las cuarcitas de Santa Elena. En los dos primeros casos corresponde a la variedad uranífera cyrtolita y va siempre acompañado de allanita (ARRIBAS, 1963f y g). En el último caso se trata de un circón detrítico que, junto con el rutilo y la ilmenita, puede alcanzar concentraciones superiores al 20 % en un sedimento arenoso de edad ordoviciense; siendo de destacar la continuidad de esta formación a lo largo de casi 400 Km., ya que desde Santa Elena, en la provincia de Jaén, pasando por puntos próximos a Almuradiel, Almagro, Almadén y Puertollano, en la provincia de C. Real, y Albuquerque en la de Badajoz, llega a cruzar por Valencia de Alcántara la frontera portuguesa constituyendo un nivel guía realmente notable (ARRIBAS, 1962e).

Allanita: Acompaña a la uraninita en las piroxenitas de Burguillos del Cerro, y al circón y la xenotima en la alaskita de Fuenteovejuna y en los gneises alcalinos de Porriño, respectivamente.

Hidrocarburos radiactivos

Carburanos y complejos urano-orgánicos: A excepción de la mina "Collada Verde", en la cabecera del Valle del Guadalquivir, cerca de Cazorla, en la provincia de Jaén (ARRIBAS, 1962d), sólo se han encontrado carburanos en los yacimientos de origen sedimentario, especialmente en la mina "Eureka", al norte de Poble de Segur, en la provincia de Lérida, y en Epila (Zaragoza). En todos estos casos, los hidrocarburos radiactivos aparecen en areniscas permotriásicas, y están frecuentemente alterados en vanadatos.

Los complejos urano-orgánicos, no definibles cristalográficamente, tienen sin embargo una importancia extraordinaria porque ellos constituyen las mineralizaciones uraníferas de los lignitos y de muchas rocas sedimentarias con alto contenido en materia carbonosa —p. ej., las areniscas arcósicas del Cretácico— en las cuales se encuentra la fracción más importante de las reservas mundiales de uranio. En España, estos complejos dan lugar a las mineralizaciones de los lignitos de Fraga-Mequinzenza, Calaf, Santa Coloma de Queralt y Berga, a las que corresponden la mitad de las reservas conocidas en nuestro país (MARTÍN, 1973).

Minerales metálicos acompañantes

Niquelina: Aparece sólo en dos yacimientos: posterior a la pechblenda, en Monesterio, y anterior a ella, en Valdemascaño, cerca de Lumbrerales (Salamanca).

Arseniuros de níquel y cobalto: Únicamente en Monesterio, donde existen tanto las variedades cúbicas, esmaltina-cloantita, como las rómbicas, saf-florita-ramnellsbergita. En este yacimiento están acompañados también por millerita.

Cobaltina: En muy pequeña cantidad, aparecen algunos cristales junto a la löllingita de Burguillos.

Magnetita: Esporádicamente, junto a la ilmenita, en las pegmatitas de Sierra Albarrana. Es, por el contrario, el mineral más importante en el yacimiento de Burguillos, donde va unido a la calcopirita y pirrotina.

Löllingita: Constituye la fase final de la mineralización en Burguillos, donde, junto con la cobaltina, reemplaza a los piroxenos de la roca encajante, pero no a la uraninita.

Calcopirita: Es frecuente en casi todos los yacimientos, exceptuados los de Albalá y Alburquerque, pero especialmente en los de la zona de Andújar y Venta de Cardaña, donde constituye el principal satélite de los minerales de uranio. En el último yacimiento va acompañada, además, de cobres grises (ARRIBAS, 1963d y 1964a).

En los yacimientos sedimentarios está transformada generalmente en minerales secundarios de cobre, pero en Epila y "Eureka" aparece cerca de la superficie (ARRIBAS, 1962f y 1966a).

Esfalerita: Sólo se ha encontrado en cantidades significativas en la mina "Valdemascaño", cerca de Lumbrales, donde es el principal mineral de la ganga, y en Escalona, en la provincia de Toledo (ARRIBAS, 1963a y 1964b). Como indicios, ha aparecido también en "Los Ratones".

Galena: Acompaña a la blenda en los dos yacimientos que se acaban de indicar. En las pizarras de Salamanca, concretamente en la mina Esperanza, junto a Villar de la Yegua, es anterior a la llegada del uranio.

Sulfuros de hierro: Son los minerales metálicos más abundantes entre los satélites de la pechblenda, y a veces los únicos que la acompañan, p. ej., en Albalá y Alburquerque. El más frecuente es la pirita, siguiéndole en importancia la marcasita. La melnicovita sólo se observa junto a la pechblenda y la coffinita, siendo por lo general posterior a la primera y sumultánea con la segunda. La pirita es además el único sulfuro que acompaña a la davidita en Oliva de la Frontera.

La pirrotina sólo se ha encontrado asociada a la calcopirita y a la magnetita en Burguillos del Cerro.

Sulfuros y óxidos de cobre: Bornita, calcosina y covelina —uno, dos o

las tres a la vez— se encuentran casi siempre en los yacimientos donde la calcopirita es abundante. Esto ocurre principalmente en los yacimientos filonianos de la zona de Andújar-Venta de Cardaña —“La Virgen”, “Navalasnó”, “Cano” y “Trapero”— y en los de origen sedimentario de las areniscas y calizas del Trías —La Plana de Monrós, Epila y Cazorla—, donde los sulfuros de cobre pueden ser hipogénicos o supergénicos.

Por lo que se refiere a los óxidos —cuprita y tenorita—, muy frecuentes en la zona de Andújar-Venta de Cardaña —donde aparece además la rara variedad calcotrichita—, se encuentran exclusivamente en la zona de oxidación.

MINERALES SUPERGÉNICOS

Oxidos hidratados e hidróxidos de uranio

Gummitas: Entre los minerales de uranio originados por la acción supergénica, los más inmediatos a la pechblenda son las gummitas. De ellas, la más abundante es la gummita amarilla, mientras que las variedades naranjas son realmente raras en los yacimientos españoles (ARRIBAS y CATALINA, 1960).

Las gummitas negras son muy frecuentes en los niveles superiores de nuestros yacimientos con pechblenda, donde este mineral está generalmente oxidado. Corresponden a las antiguas denominaciones de coracita y pittinita, a la clarkeita de Henderson, a la “pechblenda parcialmente oxidada” de Frondell, y quizá al hidronasturano de los rusos, aunque éstos parecen aplicar dicho término a la parapechblenda.

Las gummitas naranjas se han encontrado solamente junto a la coracita de la mina Valdemascaño, en Salamanca, y siempre en muy pequeña cantidad.

Las gummitas amarillas, que son las más frecuentes en los yacimientos españoles, han aparecido prácticamente en casi todos los que contienen uraninita —Sierra Albarrana y Santa Olalla de Cala— o pechblenda, especialmente en los yacimientos del área de Albalá, —Trujillo y Albuquerque— y en las pizarras de Saelices, especialmente en la mina “Fe”, al norte de Ciudad Rodrigo.

Ianthinita y epi-ianthinita: Minerales muy raros, se han encontrado, en los yacimientos de las pizarras de Salamanca, concretamente en las minas “Fe” y “Esperanza”. Ello es debido a que la ianthinita se puede formar únicamente en ambiente reductor, cuando no existe circulación de aguas oxidantes, y estas condiciones sólo se reúnen en los niveles supergénicos de dichos yacimientos, en los que la abundancia de piritita crea medios reductores sulfurados que permiten la formación de uranio tetravalente. A ello se

une la compacidad de las pizarras, pues aún las más fracturadas tienen las fisuras ocupadas por productos arcillosos que dificultan la circulación de las aguas superficiales.

Becquerelita: Se ha encontrado únicamente en Sierra Albarrana, siempre en muy pequeña cantidad y junto a la uraninita, en costras de color amarillo ámbar formadas por cristales inferiores a 0'1 mm.

En cualquier caso, es lógico que aparezca únicamente en estos yacimientos, pues, al igual que ocurre con los restantes uranatos, sólo se forman cuando las mineralizaciones son lo suficientemente ricas en uraninita o pechblenda como para impedir que las gangas puedan introducir impurezas.

Silicatos hidratados de uranio

Uranotilo alfa: Muy frecuente, existe en casi todos los yacimientos filonianos con pechblenda, salvo en los de "La Virgen", Escalona, "Los Ratonnes" y "Valderrascón", siendo especialmente abundante en las pizarras uraníferas de Salamanca donde constituye la mayor parte de la mineralización (ARRIBAS, 1970). En la llamada "Zona D", al norte de Ciudad Rodrigo, junto al río Agueda, los ejemplares fibroso-radiados son excepcionalmente buenos.

Hasta ahora sólo se ha encontrado en España la variedad alfa, lo que podría tener la siguiente explicación: la sílice es el más poderoso fijador del uranio hexavalente en un yacimiento secundario, fijación que se realiza en forma de silicatos de uranio y calcio, tipo uranotilo. Ahora bien, según CHERVET y COULOMB (1958), la especie beta sólo aparece cuando hay un exceso de calcio, caracterizado por la presencia de calcita. Como este mineral no existe o es muy raro en los yacimientos españoles, tanto en los filonianos como en los de las pizarras, la variedad dominante es el uranotilo alfa.

En este sentido, la escasez de gangas calizas podría explicar la ausencia de carbonatos de uranio en los yacimientos españoles (Fot. 5 y 8).

Kasolita: Este raro silicato de uranio y plomo se ha encontrado únicamente tapizando las fisuras que atraviesan las pizarras de la mina Esperanza, cerca de Villar de la Yegua, en Salamanca (ARRIBAS, 1967). Como el uranotilo alfa, es también un producto inmediato de oxidación de la pechblenda.

Fosfatos hidratados de uranio

Los fosfatos de uranio están bien representados, en los yacimientos españoles, lo que no tiene nada de extraño debido a la abundancia de apatito en las rocas encajantes, y a la afinidad del fósforo por el uranio. Por ello, las diferentes especies se deben a combinaciones del fósforo y el uranio con los iones Ca, Al, Ba, Mg, Cu y Pb.

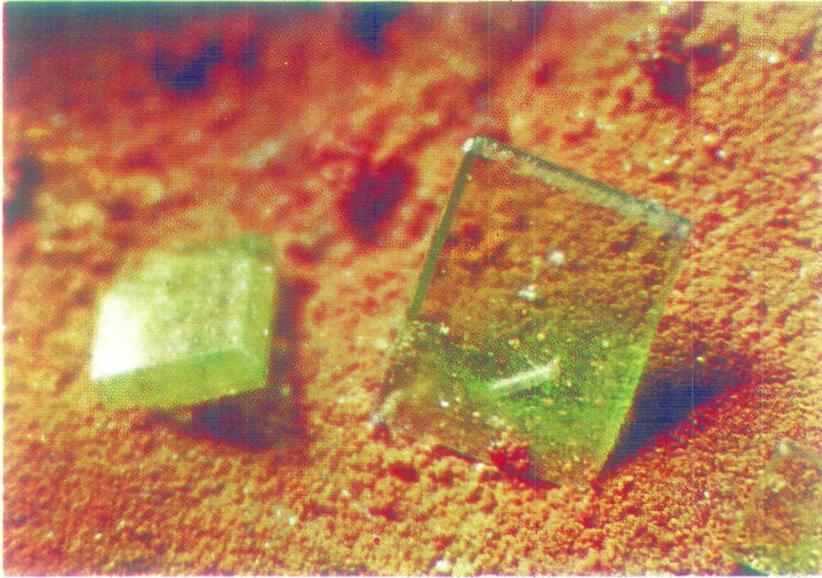
Antes de describir los fosfatos encontrados en España, conviene destacar dos hechos notables que caracterizan a nuestros yacimientos filonianos. Uno es la escasez de uranocircita, encontrada hasta ahora en un solo yacimiento —Escalona—, y otro, la frecuencia de la saleíta, mineral relativamente raro. Lo primero se puede explicar por la falta de baritina entre las gangas de las mineralizaciones filonianas de uranio; lo segundo, porque durante el proceso de baueritización de la biotita, muy importante en algunos yacimientos —especialmente en los del área de Albalá y Alburquerque—, o por la existencia de magnesio fácilmente movilizable en las rocas encajantes —caso de los yacimientos en pizarras de la provincia de Salamanca—, se puede liberar cierta cantidad de aquel elemento que pasa a formar parte de los minerales secundarios de uranio —saleíta—, o de los minerales arcillosos, —montmorillonita y atapulgita—, tan frecuentes en los filones y en las rocas encajantes. Y es precisamente en los tres yacimientos que se acaban de citar donde la saleíta y los minerales de la arcilla que llevan magnesio son más abundantes.

Esto mismo ocurre en los yacimientos filonianos portugueses, donde la saleíta es bastante frecuente, no sólo en los graníticos de la región de Guarda, sino también en los yacimientos en pizarras, tipo N.^a S.^a das Fontes, semejantes en todo a los españoles de la provincia de Salamanca. Por el contrario, la uranocircita, al igual que sucede en España, es relativamente rara; sólo se ha encontrado en Rosmaneira.

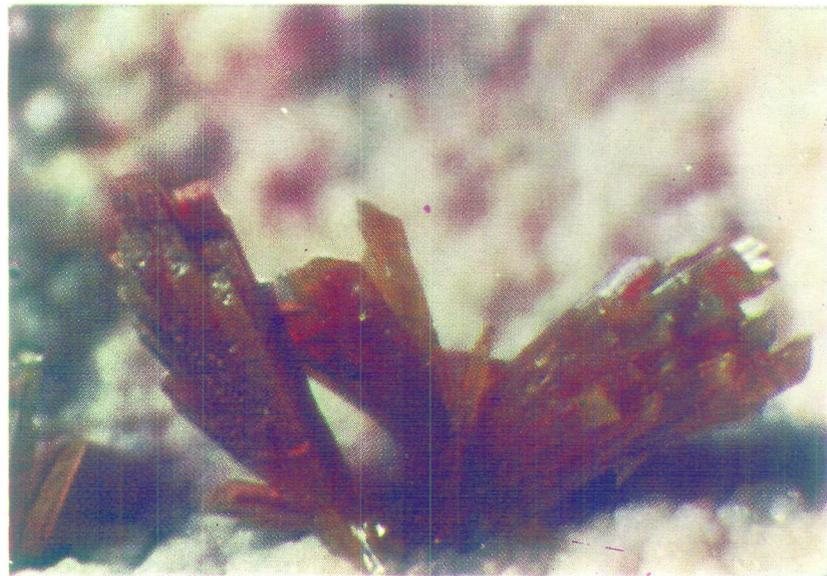
En Francia, que posee yacimientos filonianos análogos a los de la Península Ibérica, las cosas ocurren de manera diferente. La uranocircita es relativamente frecuente, lo que se debe a que la baritina, aunque escasa, existe entre las gangas que acompañan a la pechblenda. La saleíta, sin embargo, es muy rara, lo que quizá se puede explicar por el hecho de que los procesos de baueritización de la biotita, durante los cuales se puede haber liberado algo de magnesio, han alcanzado allí menor intensidad que en los granitos de la península.

En este sentido, no deja de ser curioso que sea precisamente en los granitos uraníferos extremeños, en los que la saleíta es tan frecuente, donde se forman las estructuras anulares con clorita a las que se ha aludido anteriormente, lo que demuestra cuán fácilmente se puede movilizar en ellos el magnesio (ARRIBAS y SAAVEDRA, 1974a).

Autunita y meta-autunita: Junto con la torbernitita, son los minerales secundarios más abundantes en los niveles supergénicos, pudiendo depositarse muy lejos de los minerales primarios. A ello se debe el que sean tan frecuentes y aparezcan indefectiblemente en todos los yacimientos con uraninita y pechblenda, exceptuando Monesterio, Burguillos, Epila y Cazorla, en los que no se han encontrado minerales secundarios de uranio.



1. TORBERNITA
Andújar
(Jaén)
× 60



2. PARSONSITA
Alcántara
(Cáceres)
× 60



3. TORBERNITA
Navarredonda
(Avila)
× 18

Forma la autunita masas pulverulentas —Peralonso, Paredes— o cristales que pueden tener hasta 1 cm. de arista, p. ej., en “La Carretona”, junto a Albalá. Algunos cristales de autunita, que han estado sometidos a la temperatura ambiente y a una atmósfera seca en los niveles superiores de ciertas minas, han pasado a la fase meta-autunita I. Sólo se ha encontrado esta especie en algunos yacimientos del área de Albalá —“Las Perdices” y “La Carretona”— donde los cristales son de gran belleza (Fot. 4, 7 y 12).

Sabugalita: Aparece siempre en los yacimientos en pizarras, concretamente en Alameda de Gardón, en Salamanca, y en las de Don Benito, en Badajoz, donde junto con la autunita, constituye la mayor parte de la mineralización; siendo probable que existan cristales mixtos de ambos minerales, lo que no tendría nada de extraño dado su carácter isoestructural. También se ha encontrado en Montederramo y Sas de Monte, en Lugo; en este caso, en el granito.

Saleíta: Existen dos variedades. Una de ellas, el fosfato normal, con sólo uranio y magnesio, es bastante rara, y sólo se ha encontrado en la mina “Fe”, en las pizarras de Salamanca. La otra variedad, correspondiente a una saleíta con pequeño contenido en hierro, es la más frecuente en los yacimientos españoles, no sólo en los graníticos —Albalá, Alburquerque, Andújar—, sino también en los de las pizarras. En uno de estos últimos, en la mina “Caridad”, junto a Alameda de Gardón, en Salamanca, constituye la mayor parte de la mineralización, y da lugar a cristales de hasta cinco milímetros de arista notables por su belleza y porque forman concentraciones excepcionales dada la rareza de este mineral (Fot. 9).

La variedad ferrífera, que carece de fluorescencia, se tomó en principio por basetita, el fosfato de uranio y hierro que tampoco es fluorescente.

Uranocircita: Es el mineral secundario de uranio más abundante en la mina “El Berrocal”, en Escalona (Toledo), único yacimiento donde se ha encontrado hasta ahora en España, a excepción de unos pequeños indicios en las pizarras de Aljucén, en Badajoz (Fot. 6).

Torbernita y metatorbernita: Aparecen, como la autunita, en todos los yacimientos españoles, excepto, como ya se ha indicado antes, en Monesterio, Burguillos, Cazorla y Epila, donde no se han encontrado hasta ahora minerales secundarios de uranio.

La torbernita es especialmente abundante cuando, junto a la pechblenda, carburanos o coffinita, existen minerales de cobre. Este es el caso de los yacimientos filonianos de Cardeña y Andújar, donde se han encontrado magníficos ejemplares hasta 10 mm. de arista, y en las pizarras de Encinasola, en la provincia de Badajoz (Fot. 1, 3, 5 y 12).

Algunas torbernititas españolas pertenecen a una variedad fuertemente arsenical, especialmente las que se encuentran en los yacimientos estratiformes —Epila, La Plana de Monrós—, de las areniscas del Trías.

Otros puntos con torbernitita son los indicios de Andorra, Ariño, Alcorisa, Alloza, Estercuel y Gargallo, en Teruel; Darnius, en Gerona; Montederramo, Sas do Monte, Bacurín y La Cruz, en Lugo; y en las minas de Lumbrales, en Salamanca, y Escalona, Toledo.

Fosfuranilita: Es muy frecuente en las pizarras de Alameda de Gardón y en dos yacimientos del área de Albalá: masiva, en “Los Ratones”, y cristalizada, en el filón de “El Orejudo”. Hay una variedad con bario que acompaña a la uranocircita de “El Berrocal”, en la provincia de Toledo (Fot. 10).

Renardita: Aparece únicamente cuando las mineralizaciones uraníferas coexisten con otras que contienen galena, la cual puede ser anterior, como ocurre en la mina “Esperanza”, o más o menos contemporánea con la llegada de la pechblenda, caso de “Valdemascaño”, ambos yacimientos en la provincia de Salamanca. En el primer caso, la renardita forma cristales pequeños, pero de gran belleza, que ocupan el lugar de antiguos cristales de galena disueltos o reemplazados por cuarzo jasperoideo; en el segundo caso da lugar únicamente a costras pulverulentas.

Existe también renardita en Villar de Peralonso, Alameda de Gardón —aquí junto a la fosfuranilita— y pizarras de Encinasola, en Badajoz, lo que es fácil de explicar ya que en todos estos yacimientos hay indicios de galena.

Parsonsita: Este raro mineral, que se cita generalmente como una curiosidad mineralógica, se ha encontrado en España en el yacimiento de “Valdemascaño”, en Salamanca, y en unos indicios, aún mal conocidos, que existen cerca de Alcántara, en la provincia de Cáceres. En ambos casos, como era de esperar, junto a la galena (Fot. 2).

Vanadatos de uranio

Carnotita: Se citó por primera vez en España, en 1908, en las areniscas cupríferas con vanadio y uranio de Monteanny (Huesca). Posteriormente no ha podido ser localizado en dicha localidad, pero sí se ha encontrado, más al este y sobre la misma formación, en el yacimiento Eureka, al norte de Poble de Segur (Lérida). También hay algo de carnotita acompañando a la tyuyamunita y los fosfatos de uranio en las pizarras de Encinasola, en Badajoz.

Tyuyamunita: Más frecuente que la carnotita, el vanadato de calcio y uranio aparece formando nódulos fibroso-radiados, además de en el yacimiento Eureka, en Paracuellos (Madrid), Borox (Toledo), pizarras de Encina-



4. META-AUTUNITA
Albalá
(Cáceres)
× 18



5. TORBERNITA y
URANOTILO
Alburquerque
(Badajoz)
× 18



6. URANOCIRCITA
Escalona
(Toledo)
× 6

sola (Badajoz), Sagarillo (Huesca), Mazarete (Guadalajara), Valdemeca (Cuenca), y en Córcoles y Loranca del Campo, en el límite de las dos provincias últimamente citadas. Los diagramas de rayos X demuestran que siempre va con algo de carnotita.

Sengierita: Indicios de este raro vanadato de uranio y cobre se han encontrado únicamente en el yacimiento "Eureka", junto a la tyuyamunita y carnotita, en la provincia de Lérida.

Francevillita: Este mineral, relativamente raro en los yacimientos filonianos, sólo se ha encontrado en España en las pizarras de Villanueva del Fresno y Encinasola. No se ha visto en cambio en los yacimientos estratiformes. Forma generalmente costras pulverulentas de color amarillo.

Sulfatos de uranio

Se forman en todos los yacimientos españoles cuando, junto a los minerales primarios de uranio, existen sulfuros de hierro abundantes. Es difícil, sin embargo, encontrar buenos ejemplares, ya que sus cristales desaparecen poco después de formados debido a su alta solubilidad en las aguas ácidas.

En España se han encontrado tres especies, unas veces en el interior de las minas, sobre los entibados, y otras en las escombreras.

Uranopilita: El más frecuente de los tres sulfatos, es abundante en los yacimientos filonianos de Cardeña y Albalá —"Trapero" y "Los Ratones"—, así como en las pizarras de Salamanca, especialmente en la mina "Fe".

Zippeita: Solamente ha aparecido en "Trapero", en asociación íntima con la uranopilita y sin formar cristales separados. Los diagramas de rayos X no dejan, sin embargo, lugar a dudas en cuanto a la identidad de esta especie.

Johannita: Acompaña a la zippeita en los filones de Venta de Cardeña, donde tan abundantes son los sulfuros de cobre. Allí aparece en cristales transparentes o en agregados esferulíticos (Fot. 11).

Minerales supergénicos acompañantes

Minerales secundarios de cobre: Aparte la calcosina, covelina, cuprita y tenorita, citadas ya entre los minerales hipogénicos, los más frecuentes son la *crisocola*, especialmente en la mina "La Virgen", la *malaquita*, y algo de *azurita* y *sulfatos de cobre* en "La Virgen" y "Trapero". La malaquita es también el principal mineral secundario de cobre en los yacimientos estratiformes del Trías de los Pirineos y de la cordillera Ibérica.

Minerales secundarios de hierro: Como es lógico, el más abundante es la *limonita*, especialmente en los yacimientos de Andújar y Cardaña, donde las acciones supergénicas han actuado intensamente sobre los sulfuros de hierro y cobre que constituyen la parte más importante de la mineralización.

Hay que citar también la *melanterita* de Burguillos del Cerro, donde además se han encontrado concreciones de azufre nativo en la zona de oxidación de las masas de magnetita.

LAS GANGAS

Las únicas gangas que se han encontrado hasta ahora asociadas directamente con los minerales de uranio han sido cuarzo, fluorita y carbonatos. La baritina existe en la mina "Fe" y en Escalona, pero es anterior a la vena uranífera.

Cuarzo: Se trata normalmente de variedades micro o criptocristalinas, y frecuentemente de jaspe hematítico. En ocasiones se ven también cuarzos ahumados, zonados, pero sin que ello parezca tener relación directa con la radiactividad.

Fluorita: Se ha encontrado únicamente en tres yacimientos: en Villar de Peralonso, donde corresponde frecuentemente a la variedad antozonita, y en algunos yacimientos de Cardaña y la mina "Fe", donde es sólo una curiosidad mineralógica. También existe en Paredes (Toledo), pero su formación no tiene nada que ver con la llegada de la pechblenda.

Carbonatos: Como ya se ha indicado, es la sílice la ganga más abundante en los yacimientos filonianos, siendo los carbonatos muy raros. Sólo existe calcita en "La Virgen", Monesterio, y Albalá, donde va acompañada por pequeñas cantidades de dolomita y siderita. En Escalona y algunos yacimientos de Cardaña se depositaron también, junto con el cuarzo, algunos carbonatos, probablemente calcita o dolomita. Pero estos han sido disueltos y de sus cristales sólo quedan los moldes.

En los yacimientos sedimentarios, por el contrario, son abundantes la calcita, dolomita y ankerita relacionadas directamente con la deposición de los minerales de uranio, tanto si se trata de rocas arenosas, como carbonatadas, del Trías, Cretácico o Mioceno.

METALOGENIA DEL URANIO EN ESPAÑA

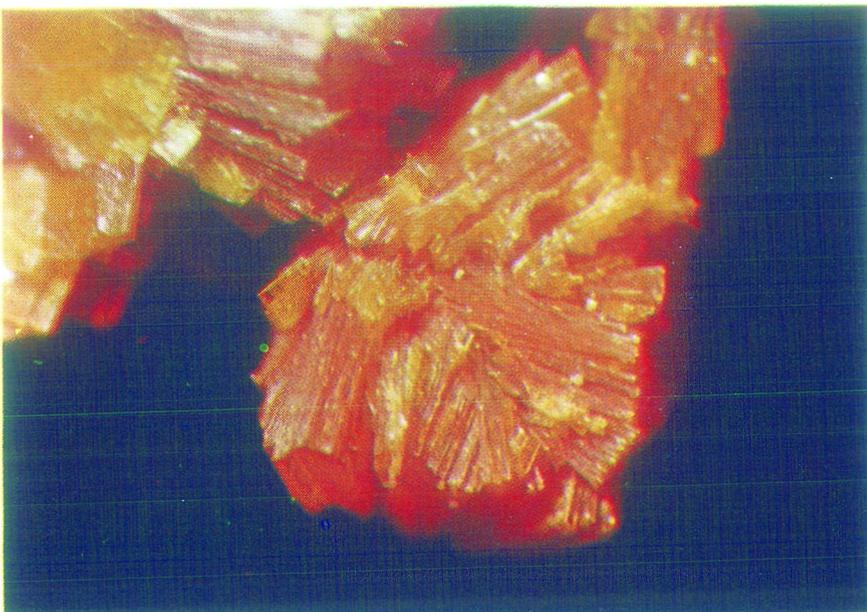
Con objeto de poder establecer una clasificación de los yacimientos e indicios españoles de uranio, y para comparar y fijar su posición con respec-



7. AUTUNITA
Villar de la Yegua
(Salamanca)
× 6



8. URANOTILO
Ciudad Rodrigo
(Salamanca)
× 20



9. SALEITA
Villavieja de Yeltes
(Salamanca)
× 18

to a otros análogos de la provincia uranífera europea, es preciso definir sus caracteres metalogénicos más importantes, es decir, la paragénesis y sucesión mineral, los factores de concentración y la microtectónica.

En el caso de los yacimientos de origen endógeno, esta revisión de los factores metalogénicos tiene un gran interés, ya que las teorías que tratan de explicar su génesis son todavía numerosas y muy discutidas. Por el contrario, para los de origen exógeno, el problema es totalmente diferente; pues si bien son muchas las cuestiones de detalle que aún quedan por resolver, lo cierto es que para la mayor parte de ellas es indiscutible su origen sedimentario.

Por esta razón, y análogamente a como se ha hecho con las rocas encantadas, conviene separar las mineralizaciones de origen endógeno de las que se deben a procesos sedimentarios.

YACIMIENTOS DE ORIGEN ENDÓGENO

Dejando a un lado las mineralizaciones radiactivas de Porriño, Fuenteovejuna, Besullo y Santa Elena —en las que la radiactividad se debe a la uraninita, circón, allanita y otros minerales accesorios constituyentes de la roca— y las correspondientes a diseminaciones supergénicas producidas por la meteorización de minerales primarios, se consideran aquí únicamente los yacimientos españoles que tienen uraninita, pechblenda y coffinita hipogénicas, de las cuales, las dos últimas, aún sin estar relacionadas con una paragénesis determinada, presentan asociaciones muy constantes con otros minerales.

Paragénesis y sucesión mineral

Tal y como se ha indicado ya, la uraninita es rara en España. Sólo se ha encontrado en las pegmatitas de Sierra Albarrana —donde el uranio va unido además al titanio, en la brannerita, y a las tierras raras, en la monacita— y en los yacimientos pirometasomáticos tipo Burguillos, donde su aparición está estrechamente relacionada con una fase pegmatítico-neumatolítica durante la cual se formó también allanita.

La *pechblenda*, por el contrario, es relativamente frecuente en nuestro país, donde constituye un elemento importante de aquellas mineralizaciones radiactivas —Albalá, Alburquerque, Cardeña y pizarras uraníferas de Salamanca— cuyas paragénesis son pobres en minerales metálicos. De éstos, los más importantes son los sulfuros de hierro —pirita y marcasita—, los cuales están estrechamente relacionados entre sí. La melnicovita aparece

también, especialmente en los yacimientos tectonizados, junto a la pechblenda, los óxidos negros y la coffinita supergénica.

Sin embargo, cuando los sulfuros metálicos son abundantes, la pechblenda aparece en mucha menor cantidad. Así, es escasa en los yacimientos que contienen sulfuros de cobre, como en la mina "La Virgen", en Andújar, o sulfuros BGPC, como ocurre en Lumbrales y Escalona.

La asociación mesotermal clásica, con los arseniuros de níquel y cobalto, sólo parece existir en Monesterio, ya que no ha sido citada hasta ahora en ninguna otra localidad española.

La *coffinita*, cuando es primaria, puede ser epigénica de la pechblenda —Albalá, Cardeña, pizarras de Salamanca—, o constituir el principal portador de uranio —Villar de Peralonso, Alburquerque, Andújar—, en cuyo caso puede estar, a su vez, transformada en pechblenda.

Por lo que se refiere a la sucesión mineral, la pechblenda y la *coffinita* son en España minerales tardíos, ya que son posteriores a los sulfuros BGPC y a la venida principal de calcopirita en las paragénesis cupríferas. Únicamente son precoces la pechblenda de Monesterio, que se deposita antes que los otros minerales de la paragénesis, y la *coffinita* de Villar de Peralonso, que puede ser anterior a la fluorita y los sulfuros de hierro.

En general, puede decirse que la pechblenda se deposita de una sola vez, y que los procesos de removilización sólo han dado lugar a la formación de óxidos negros o a minerales secundarios de uranio.

La *pirita* que acompaña a la pechblenda suele depositarse también antes que ella, si bien es muy frecuente la deposición simultánea de un gel complejo sílico-urano-sulfurado.

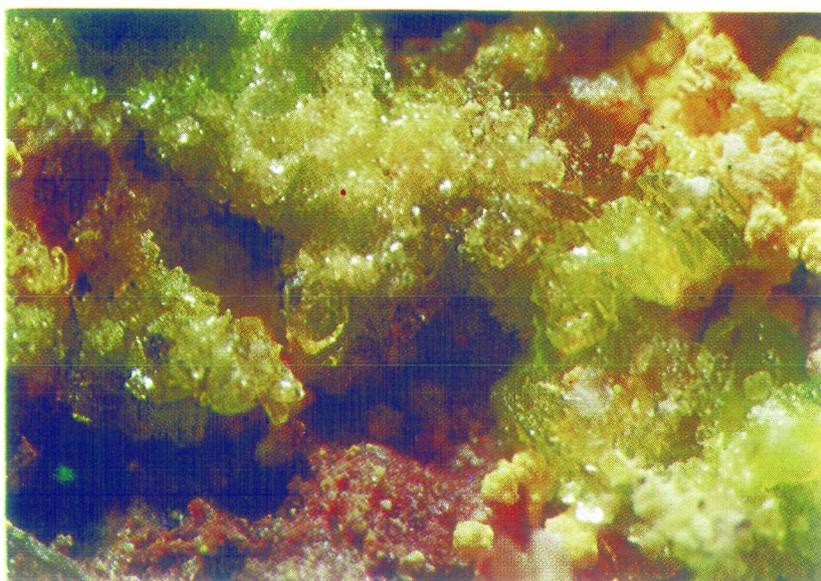
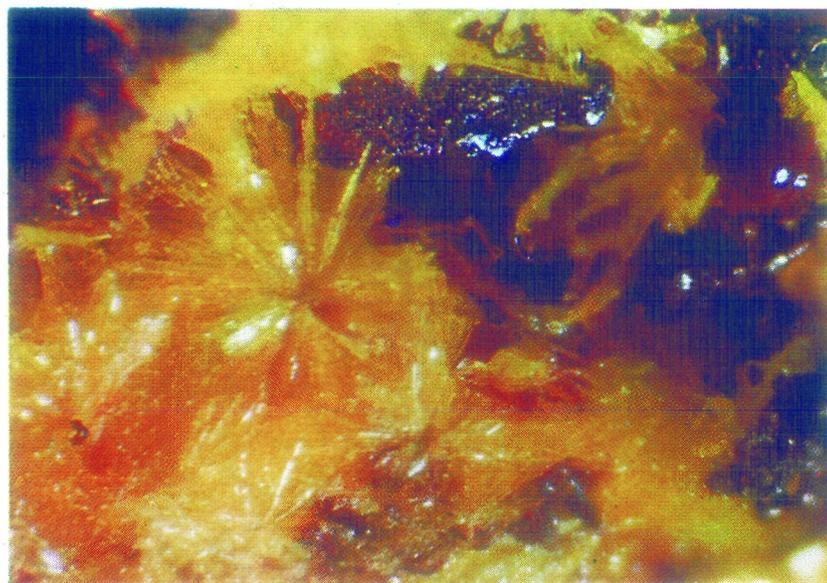
Por lo que respecta a las gangas, la *calcita* es posterior a la pechblenda, en Monesterio, y anterior a ella en Cardeña, Andújar y Escalona, pero en estos tres yacimientos no se puede decir que su aparición esté directamente relacionada con la llegada del uranio.

La *fluorita* es casi siempre posterior, aunque en Villar de Peralonso puede ser también anterior a la *coffinita*. En este yacimiento pertenece generalmente a la variedad antozonita.

El *cuarzo*, en fin, puede aparecer igualmente antes o después que la pechblenda, ya que se deposita en varias etapas, pero es muchas veces simultáneo con ella.

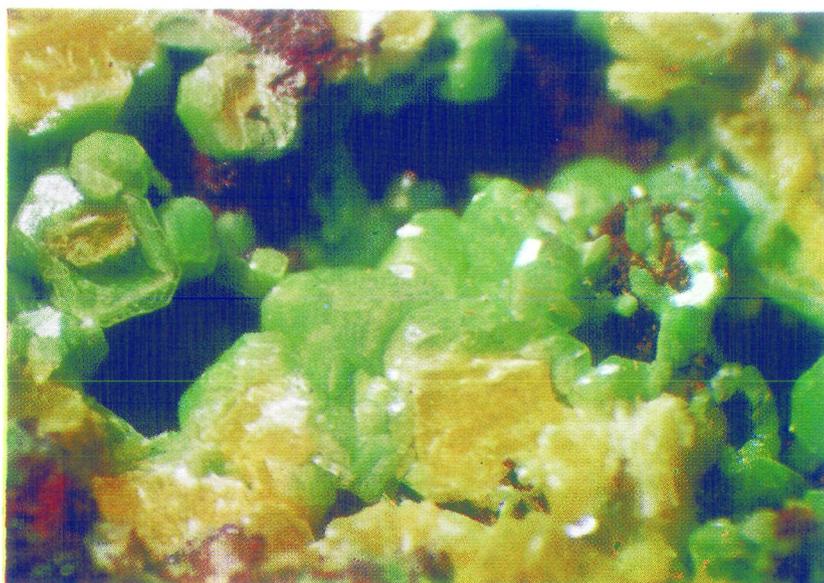
En la Lámina I se resumen, simplificadas, las principales paragénesis uraníferas de los yacimientos filonianos españoles. El cuadro se ha hecho de acuerdo con las siguientes normas:

10. FOSFURANILITA
Albalá
(Cáceres)
× 60



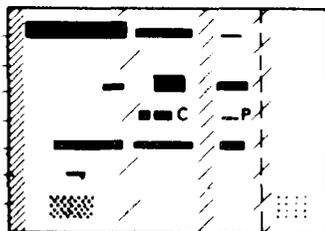
11. JOHANNITA y
ZIPPEITA
Venta de Cardeña
(Córdoba)
× 50

12. AUTUNITA y
TORBERNITA
Lumbrales
(Salamanca)
× 18



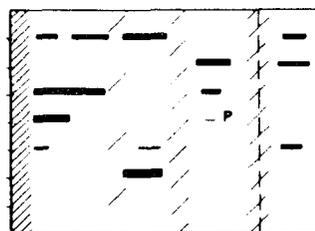
SECTOR ZAMORA - SALAMANCA

Cuarzo
Carbonatos
Fluorita
Pechblenda
Sulfuros de Fe
Sulf. de Zn, Pb, Cu
Hematites



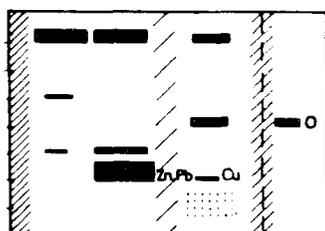
VILLAR DE PERALONSO

Cuarzo
Carbonatos
● Arseniuros Ni, Co
Pechblenda
Sulfuros de Fe
Sulf. de Zn, Pb, Cu
Hematites



MONESTERIO

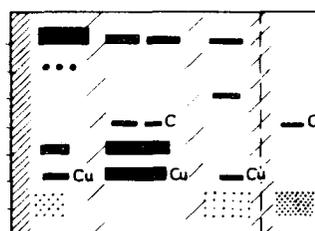
Cuarzo
Carbonatos
● Niquelina
Pechblenda
Sulfuros de Fe
Sulf. de Zn, Pb, Cu
Hematites



VALDEMASCAÑO

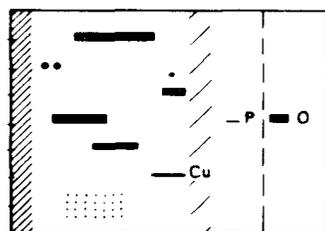
SECTOR CORDOBA - JAEN

Cuarzo
Carbonatos
Fluorita
Pechblenda
Sulfuros de Fe
Sulf. de Zn, Pb, Cu
Hematites



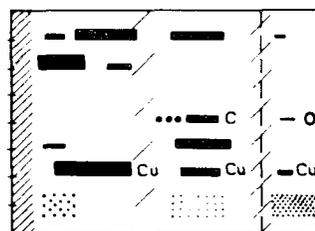
CARDEÑA

Cuarzo
Carbonatos
Fluorita
Pechblenda
Sulfuros de Fe
Sulf. de Zn, Pb, Cu
Hematites



PIZARRAS SALAMANCA

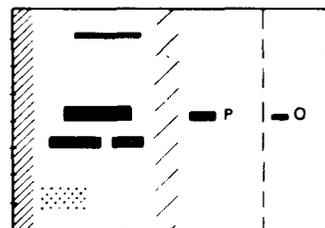
Cuarzo
Carbonatos
Fluorita
Pechblenda
Sulfuros de Fe
Sulf. de Zn, Pb, Cu
Hematites



LA VIRGEN

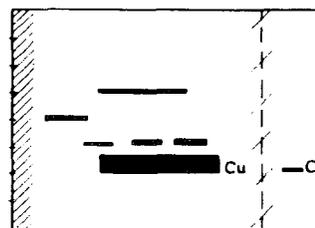
SECTOR CACERES - BADAJOZ

Cuarzo
Carbonatos
Fluorita
Pechblenda
Sulfuros de Fe
Sulf. de Zn, Pb, Cu
Hematites



LOS RATONES

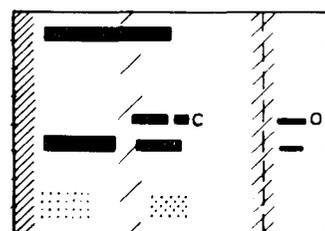
Cuarzo
Carbonatos
● Carburanos
Pechblenda
Sulfuros de Fe
Sulf. de Zn, Pb, Cu
Hematites



CAZORLA

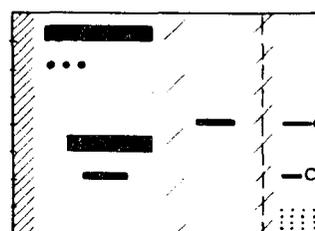
SECTOR TOLEDO

Cuarzo
Carbonatos
Fluorita
Pechblenda
Sulfuros de Fe
Sulf. de Zn, Pb, Cu
Hematites



VALDERRASCON

Cuarzo
Carbonatos
Fluorita
Pechblenda
Sulfuros de Fe
Sulf. de Zn, Pb, Cu
Hematites



EL BERROCAL

LÁMINA 1

Paragénesis y sucesión mineral de los principales yacimientos filonianos de uranio existentes en los granitos hercínicos españoles

- Los componentes de la paragénesis se indican a la izquierda de cada diagrama. Los minerales menos corrientes se señalan por el signo colocado a la izquierda del nombre.
- El espesor del trazo es aproximadamente proporcional a la abundancia de cada mineral en el yacimiento. Cuando se trata de constituyentes hipotéticos, éstos se marcan por solo una línea de puntos.
- Los movimientos tectónicos se indican por un rayado oblicuo, tanto más apretado cuanto el movimiento ha sido más intenso.
- En la línea correspondiente a los sulfuros de cinc, plomo y cobre, se señalan, con el símbolo correspondiente, los minerales dominantes en el yacimiento.
- A la derecha del diagrama, y separados por un rayado vertical, se indican los “minerales negros”, formados en último lugar, para los que es a veces difícil establecer su relación con las acciones hipogénicas o supergénicas. P designa la parapechblenda, C la coffinita, y O los óxidos negros, constituidos fundamentalmente por neopechblenda y coffinita.

Factores de concentración

Salvo en el caso de las mineralizaciones singenéticas —Porriño, Fuenteovejuna y Santa Elena— y en el de las pegmatitas —Albarrana— y skarns —Burguillos—, en los que la uraninita es un mineral petrogenético, el depósito de la pechblenda está siempre condicionado o favorecido por la existencia de ciertos factores tectónicos y físico-químicos.

Por lo que se refiere a los primeros, la pechblenda rellena siempre la red de fracturas o fisuras abiertas, simples o complejas, que afectan a las rocas encajantes. Estas discontinuidades mecánicas se producen generalmente a favor de la reapertura de filones y diques más antiguos —pórfidos, microgranitos, cuarzo—, o en el contacto de éstos y las rocas adyacentes.

En cuanto a los factores físico-químicos, las concentraciones de pechblenda, como las de otros muchos minerales metálicos, se producen preferentemente en el contacto con ciertos tipos de rocas, especialmente las ferromagnesianas. Esto es lo que ocurre con las porfiritas andesíticas de Cardeña y Andújar, y con las diabasas de Monesterio.

Microtectónica

De las observaciones efectuadas al microscopio, se deduce que en general existen tres etapas tectónicas más o menos relacionadas con la mineralización uranífera.

La primera es la más importante y precede al depósito de los minerales de uranio. Las otras dos son de variable intensidad y posteriores a la llegada

de la pechblenda. La primera señala generalmente el comienzo de las fases de oxidación y reemplazamiento de los minerales de uranio, mientras que la última, que parece ser consecuencia de los movimientos de reajuste actuales, ha favorecido la distribución de los minerales secundarios en los niveles supergénicos.

Origen y edad de los yacimientos filonianos

Descontados los indicios uraníferos en aplitas y pegmatitas, y los de los filones mesotermales, cuya formación y tipo de mineralización resultan de la evolución del granito en el que están enraizados y se pueden explicar por las teorías petrogenéticas y metalogénicas clásicas, son muchas las dificultades que surgen cuando se quiere conocer el origen de los filones epitermales que existen dentro de los granitos, o en su inmediata vecindad, y a los que pertenecen precisamente las reservas de uranio más importantes encontradas hasta ahora en España y, en general, en Europa occidental.

Desde 1949, en que se empezaron a describir en Francia los primeros filones intragraníticos con pechblenda, surgieron fuertes dudas sobre la validez de las teorías metalogénicas clásicas, tales como las de Lindgren, Emons, Niggli y Schneiderhöhm, para explicar la presencia de paragénesis de baja temperatura, características no sólo de los filones de uranio sino también de otros muchos de plomo, cinc, bario y fluor, dentro de los granitos. Por ello, a partir de ese momento, se multiplicaron las hipótesis que intentaban explicar el origen y la falta de zonalidad peribatolítica de estas mineralizaciones.

En el caso de los yacimientos de uranio, el problema era aún más evidente, pues la edad de la pechblenda demostraba que las mineralizaciones eran hercinianas tardías (DEMAY, 1953) o alpinas precoces (HORNE, 1960), lo que significaba que este mineral se había depositado cuando el granito, —que es a lo más de edad estefaniense— estaba ya consolidado e incluso erosionado; por todo lo cual se hacía muy difícil interpretar la formación de este tipo de filones hidrotermales por alguna de las teorías entonces existentes, a saber:

- la *diferenciación* por cristalización magmática fraccionada, que supone la existencia de una fase volátil.
- la *granitización*, que atribuye la concentración de determinados elementos a su incapacidad para formar parte de las redes de los silicatos que forman las rocas plutónicas.
- la *regeneración*, basada sobre una supuesta movilización de los minerales contenidos en un yacimiento preexistente.

La primera teoría no era admisible por las razones antes expuestas: no existe zonabilidad, ni horizontal ni vertical, en esta clase de yacimientos. La segunda tampoco, porque las mineralizaciones resultan ser bastante más jóvenes que el granito encajante. Y la tercera, porque no hay razones que permitan suponer la existencia de yacimientos uraníferos profundos, primarios, capaces de ser movilizados por procesos hidrotermales secundarios.

En 1955, ROUBAULT y COPPENS pensaron que estas mineralizaciones podían atribuirse a inclusiones o segregaciones de uraninita cuyo uranio se habría movilizado por difusión a través de la roca, y concentrado, por una especie de secreción lateral, para dar lugar a los filones con pechblenda, pero sin que para ello fuera necesaria la presencia de fracturas preexistentes.

GEFFROY y SARCIA (1957 y 1958) advirtieron que las mineralizaciones radiactivas se encuentran siempre en rocas que, como los leucogranitos —en los que la mayor parte del uranio está en forma lábil— han sufrido procesos de albitización, moscovitización y tectonización de variable intensidad y extensión. Además, por consideraciones geoquímicas, y éste es el fundamento de su teoría, llegaron a la conclusión de que, durante aquellos procesos, los elementos litófilos —O, Si, Ca, Mn, F, Ba y U— se podían movilizar fácilmente por soluciones hidrotermales, incluso de baja temperatura, probablemente carbonatadas o silíceas, en forma de compuestos oxidados relativamente poco solubles. Y eran precisamente estos elementos, los que al quedar en libertad cuando las redes de sus minerales eran destruidas bajo la acción combinada de los procesos de alteración y los esfuerzos tectónicos que tienen lugar en zonas próximas a la superficie terrestre, podrían dar lugar a los yacimientos epitermales tardíos.

De acuerdo con esta idea, el uranio de las rocas graníticas, contenido principalmente, como ahora se sabe, en la biotita, cuarzo y feldespato potásico, podría moverse durante los procesos de cloritización, moscovitización y albitización de estos minerales, que son precisamente los más sensibles a la hidrólisis. Si, además, existiera una acción mecánica capaz de iniciar y contribuir al desarrollo del proceso hidrolítico, los elementos fácilmente transportables podrían ser extraídos y depositados de nuevo en cualquier clase de fisuras siempre que las condiciones físico-químicas fueran favorables.

En resumen, según aquellos autores, los “filones uraníferos epitermales podían ser considerados como concentraciones filonianas de elementos litófilos en granitos alterados, producidas como consecuencia de una lixiviación ascendente a través de zonas fracturadas subyacentes”.

Una hipótesis similar fue aceptada por nosotros (ARRIBAS, 1961 y 1962) para los yacimientos intragraníticos españoles de uranio, y por PILAR (1969) para los portugueses, mientras que VINOGRADOV (1959), en la U.R.S.S., y LO-

VERING (1963), en los EE. UU., adoptaban puntos de vista semejantes para la mayor parte de los yacimientos epigenéticos encajados en los granitos.

Posteriormente, tras las efímeras teorías de ROUTHIER y GAUTSCH (1958), y DAVIDSON (1960), que creían en la probable existencia de focos magmáticos tardíos y en la regeneración, durante la orogenia alpina, de mineralizaciones hercinianas, surgieron las ideas más revolucionarias de MOREAU, POUGHON, PUIBAREAUD y SANSELME (1966), aceptados por algunos geólogos españoles y por MATOS DÍAS y SOARES ANDRADE (1970) en Portugal, que abogan por una concentración descendente del uranio durante las épocas de actividad tectónica y como consecuencia de la alteración biostática, superficial, de los granitos llamados "fértilés".

Ultimamente, sin embargo, los trabajos de CARRAT y RANCHIN (1967), y RENARD (1970) han venido a demostrar la validez de la teoría ascendente, hidrotermal y litogénica —en el sentido que dio a esta palabra Lovering— expuesta originalmente por Geffroy y Sarcia, y de la que sin duda se puede afirmar que es, hoy por hoy, la menos inverosímil.

En efecto, los trabajos de aquellos autores, confirmados plenamente en España por los resultados obtenidos recientemente en el Departamento de Mineralogía (PENHA, 1973), han demostrado, primero, que el contenido en uranio de los granitos llamados fértiles, caracterizados por un fondo alto y constante, a escala regional, de 5 a 7 ppm., puede llegar a ser en los leucogranitos asociados —es decir, en los granitos alcalino-potásicos con moscovita, caracterizados por una tendencia sílico-sódica final y una albitización tardía— de 15 a 22 ppm.; segundo, la presencia en estos granitos, como mineral accesorio, de cristales de uraninita, con tamaños comprendidos entre 10 y 30 micras, incluidos en los minerales tardíos, concretamente el cuarzo y los feldespatos, originados en la fase deutérica; y, tercero, que en los granitos fértiles, entre el 50 y 70 % del uranio se encuentra en esta forma, que es precisamente la más móvil, mientras que en los granitos biotíticos, los menos favorables, el 70 % del uranio está sustituido diadóticamente en la red de los minerales refractarios, principalmente circón, apatito y monacita.

De todas formas, según JURAIN y RENARD (1970), el proceso de albitización no puede ser muy fuerte, porque en este caso se producen las greisenizaciones que acompañan a las fases hiperácidas, con mineralizaciones de wolframio y estaño, tan características de los distritos uraníferos hercinianos de Europa central y occidental (GEFFROY, 1973; PLUSKAL, 1970; SAAVEDRA, ARRIBAS y otros, 1974).

En España, los estudios realizados hasta ahora muestran un notable paralelismo entre el origen de las mineralizaciones uraníferas intrabatolíticas españolas y francesas. Quizá la única diferencia importante sea que las de-

formaciones tectónicas sufridas por los granitos encajantes de los yacimientos españoles y, en este caso, también de los portugueses, no alcanzan, por lo general, la intensidad que caracteriza a las grandes áreas cataclásticas francesas (ARRIBAS, 1961). Lo que viene a demostrar que los procesos de transformación deutérica sufridos por las rocas encajantes de los yacimientos franceses, al igual que ocurre en los granitos de la Península Ibérica, tienen mayor importancia que los tectónicos para la preconcentración del uranio de los leucogranitos; si bien, para la deposición de la pechblenda, son necesarias las estructuras abiertas que pueden crear los procesos orogénicos. Conclusión ésta de gran importancia práctica para la prospección de yacimientos filonianos de uranio en los granitos.

En cuanto a la edad absoluta de las rocas encajantes y de las mineralizaciones con pechblenda y coffinita de los yacimientos intrabatólíticos europeos, los resultados obtenidos son análogos para los granitos franceses, españoles, alemanes, polacos y checoslovacos.

En el área mejor estudiada, el Macizo Central francés (RANCHIN, 1968; COPPENS y otros, 1969), los leucogranitos son en su mayor parte westfalienses, y sus edades, comprendidas entre 286 y 320 M.A., corresponden a las fases Erzgebirge y Sudética. La edad de las inclusiones microscópicas de uraninita, relacionadas con la alteración deutérica, varía entre 280 y 330 M.A., es decir, se extiende igualmente entre el Namuriense y el Westfaliense.

Por lo que se refiere al emplazamiento de la pechblenda, las edades obtenidas, 240 a 265 M.A., coinciden en líneas generales para todos los yacimientos franceses, y corresponden a la fase Saeliense. La mayor diferencia de edad entre la mineralización uranífera y el emplazamiento del granito se ha encontrado en el Erzgebirge, donde la separación llega a ser de 150 m.A. (VINOGRADOV, 1959).

Otras edades más jóvenes —70 M. A.—, semejantes a las obtenidas en Portugal —80 a 90 M.A. (HORNE y otros, 1960)— indican que también en el caso del uranio, al igual que ocurre con otros metales, las removilizaciones secundarias son muy frecuentes; hasta el punto de que, en España, donde la pechblenda y la coffinita son siempre los últimos metales primarios en depositarse, se podría pensar que todos los minerales hipogénicos de uranio han sido removilizados más de una vez, y que las edades que se obtengan serán casi siempre más jóvenes que la de la mineralización original*.

Las dataciones efectuadas en nuestro Departamento, en colaboración con los Institutos de Geocronología de las Universidades de Buenos Aires y Sao

* Esta removilización repetida del uranio, que ya fue objeto de discusiones durante el Symposium de la A. I. E. A. en Viena, en 1970, podría ser la responsable, en cierto modo, de la teoría genética de MOREAU y otros (1965) que atribuye a todos los yacimientos filonianos intrabatólíticos de uranio un origen descendente.

Paulo (PENHA y ARRIBAS, 1974), demuestran que la edad absoluta de los granitos uraníferos españoles —310 M.A., Albalá; 313, Villar de Peralonso; 305, Don Benito; 291, los Pedroches*; y 284, Alburquerque— es análoga a la de los granitos uraníferos franceses y portugueses, ya que la de estos últimos, según los trabajos de MENDES (1968), es de 290 M.A. para el granito de Nisa, y de 280 M.A. para los granitos de Urgeiriça, Guarda y Viseu.

En cualquier caso, es interesante destacar que las edades obtenidas para los granitos uraníferos de la Península Ibérica han venido a confirmar la existencia de una migración orogénica dirigida, en el tiempo, de SE a NW, tal y como había sido sugerida por CORRETGÉ en 1971.

Únicamente queda por explicar el caso singular, ya que parece ser exclusivo de la Península Ibérica, del uranio existente en los metasedimentos que rodean a algunos granitos hercinianos, ellos mismos uraníferos, de España y Portugal.

Aunque, como ya se ha dicho, estas mineralizaciones están constituidas esencialmente por productos secundarios de uranio, sin continuación en profundidad, los sondeos efectuados por debajo de la zona de oxidación han demostrado la existencia de una red de filoncillos con ganga de carbonatos y pechblenda, siendo frecuentes los boxworks de este mineral en las zonas supergénicas.

A falta de dataciones geocronológicas absolutas, FERNÁNDEZ POLO (1970) ha atribuido estas mineralizaciones a una concentración descendente, durante el Terciario, del uranio contenido en los granitos circundantes, puesto primero en libertad por los procesos de meteorización que acompañaron al desarrollo de las penillanuras, y depositado más tarde en las cuencas de hundimiento a favor de las diaclasas y zonas brechificadas próximas a los granitos.

Sin embargo, teniendo en cuenta los caracteres metalogénicos —paragénesis de baja temperatura y estructura filoniana de los minerales primarios— y, sobre todo, la aparición de mineralizaciones análogas con pechblenda en los metasedimentos del borde norte del batolito de los Pedroches, estos yacimientos fueron considerados por nosotros (ARRIBAS, 1962), con independencia de la interpretación genética —ascendente o descendente—, que se les quiera dar, como filonianos epitermales.

En Europa, lo único parecido serían las impregnaciones con autunita de Le Bleyard, en los esquistos que rodean a los granitos de Cévennes, concretamente al de Mont - Lozère (GEFFROY, 1971), donde los sondeos han atravesado filoncillos con coffinita y ganga de siderita —yacimiento de Bondons— por debajo de la zona de oxidación.

* Edad que corresponde bastante bien con la hallada por LEUTWEIN y otros (1970) para el stock granítico de Fontenosa, en Sierra Morena.

Es evidente, pues, que desde el punto de vista genético, el carácter más significativo de este tipo de yacimientos es el ambiente débilmente metamórfico que rodea a los plutones graníticos. Por ello, a falta de datos más precisos y teniendo en cuenta que en los yacimientos españoles y portugueses las estructuras en las que se encuentran los minerales primarios, y las edades de éstos, pueden ser tanto alpinas como hercínicas, cabe pensar si los yacimientos en pizarras no representarán un aspecto extrabatolítico de los mismos procesos metalogénicos que condujeron a la concentración del uranio dentro de los granitos.

Yacimientos de origen exógeno

Los yacimientos estratiformes de origen sedimentario tienen en España un origen bien definido. Sus asociaciones minerales y las transformaciones sufridas por las rocas encajantes son, descontadas las meteóricas, las que normalmente tienen lugar durante la diagénesis para cada tipo de roca.

Así, las cuarcitas circoníferas de Santa Elena corresponden a un antiguo placer metamorfozado, probablemente una playa.

Los lignitos oligocenos de Cataluña y Aragón deben su radiactividad al uranio fijado por la materia orgánica cuando ésta se encontraba en un estado inicial de la carbonificación. Es decir, se trata de una deposición singénica del uranio, simultánea o inmediatamente posterior al depósito de los materiales que iban a constituir las rocas encajantes (MARTÍN, 1973). A este mismo origen se puede atribuir la radiactividad de los materiales carbonosos de Dos Aguas, en Valencia.

Las areniscas y margas del Trías y Permotrías de Cataluña, Aragón, Andalucía, Cuenca y Guadalajara, con minerales de cobre y materiales asfálticos, son radiactivas gracias a la pechblenda depositada sobre los tejidos vegetales, o al uranio de los carburanos —en los que también hay cantidades apreciables de V, Cu, Ni, Co y Pb— y al absorbido en los restos orgánicos húmicos individualizados en partículas microscópicas o submicroscópicas.

Los niveles radiactivos de los sedimentos aluviales del Cretácico inferior de Soria, Aragón y Guadalajara deben su radiactividad al uranio asociado con la materia orgánica dispersa en las areniscas arcósicas albenses. A diferencia de lo que ocurre en los lignitos, los componentes biogénicos son aquí húmicos o asfálticos; a partir de ellos, el uranio se ha podido movilizar fácilmente gracias a la porosidad de las areniscas, y ha dado lugar a redeposiciones epigenéticas que frecuentemente enmascaran el verdadero origen de la mineralización.

Por último, las mineralizaciones uraníferas de las areniscas y margas miocenas de Cuenca, Guadalajara, Madrid y Toledo, se deben al uranio

asociado con los restos fósiles, tanto animales como vegetales, que contienen aquéllas. Se trata de huesos de mamíferos y materiales carbonosos que han fijado, en forma de vanadatos, el uranio contenido en el propio sedimento, y que ha sido movilizado posteriormente por acciones meteóricas o por la circulación de aguas durante la diagénesis.

ESPAÑA Y LA PROVINCIA URANÍFERA EUROPEA

La existencia de una provincia metalogénica europea, sugerida por algunos geólogos, es difícil de demostrar cuándo se trata de aplicar este concepto al caso del uranio.

LENOBLE y GEFFROY (1957), que se ocuparon de este tema, distinguieron claramente el significado de los términos provincia, zona orogénica y distrito, para concluir que “las mineralizaciones uraníferas en Europa son tan complejas, que es difícil encontrar en ellas caracteres comunes que justifiquen el término de provincia uranífera europea, aunque sí es posible establecer analogías entre los yacimientos pertenecientes a un área tectónica determinada”.

En efecto, a pesar de la diversidad de las mineralizaciones uraníferas, existen muchas semejanzas entre los yacimientos europeos y españoles, especialmente cuando pertenecen a una misma área orogénica. Por ello tiene interés comparar unos con otros y ver si hay datos suficientes que permitan establecer con certeza la existencia de una provincia uranífera, al menos en la parte occidental del continente.

Desde el punto de vista tectónico (Fig. 1), España es un territorio afectado principalmente por la orogenia herciniana en el que no existen restos indudables, al menos en su forma original, de escudos precámbricos, o de estructuras caledonianas bien definidas.

Fuera del Hercínico, sólo se pueden reconocer en los bordes de la Meseta los efectos de la orogenia alpina, la cual puede haber dado lugar a un metamorfismo ligero, caso del Trías bético, pero no a procesos de granitización post-carboníferos al estilo de los Alpes, o a fenómenos volcánicos sinorogénicos de tipo balcánico.

Dominio hercínico

Por lo que se ha visto hasta ahora, no se conoce ninguna concentración importante de uranio en los sedimentos paleozoicos. Únicamente hay que citar dos ejemplos: algunas cuarcitas carbonosas cámbricas que se extienden por la provincia de Badajoz, y en las que el uranio parece estar asociado con la materia orgánica, y las cuarcitas de Santa Elena, en las que la radiactividad se debe a los circones existentes en la arenisca original.

Las mayores reservas y posibilidades uraníferas se encuentran en las formaciones filonianas. Estas pueden tener carácter intragranítico, y afectar poco o nada a las metamorfitas encajantes —Albalá, Alburquerque, Villar de Peralonso, Andújar, Cardaña, Escalona—, o peribatolítico, y estar entonces localizadas en la vecindad de batolitos bastante erosionados —pizarras de Salamanca, Cáceres, Badajoz—, o en zonas alejadas de ellos y de los ejes máximos de la granitización hercínica —Monesterio—, en cuyo caso las paragénesis son más complicadas y de carácter polimetálico.

Las mineralizaciones pegmatíticas de Sierra Albarrana; aplíticas de Fuenteovejuna, Villanueva del Fresno y Besullo; y metamórficas de Porriño y Burguillos del Cerro, no ofrecen actualmente interés por su contenido en uranio.

Por lo que se refiere a las series de cobertera, las mineralizaciones más importantes se encuentran en las formaciones mesozoicas y cenozoicas que cubren las áreas estables del zócalo herciniano. Corresponden a ellas los lignitos oligocenos de Cataluña y Aragón, las areniscas radiactivas del Infracretácico de Soria y Teruel, los indicios del Trías y Permotrías de Lérida, Sevilla, Zaragoza y Guadalajara, y las areniscas miocenas con vanadatos de Madrid, Cuenca y Guadalajara.

Dominio alpino

Hasta ahora no se han encontrado indicios importantes de uranio en los sedimentos pertenecientes a las áreas móviles del dominio alpino, y lo mismo se puede decir de sus rocas endógenas, aunque existan unas anomalías radiométricas, sin interés económico, asociadas a las rocas volcánicas básicas de Jumilla y Cancarix, en las provincias de Murcia y Albacete (I.G.M.E., 1972).

Por lo que se refiere a las series de cobertera, deberían incluirse aquí las mineralizaciones epitermales, tipo Cazorla, ya que éstas podrían ser debidas, al menos en parte, a una “removilización ascendente”, por la tectónica alpina, de otras existentes en el zócalo herciniano (ARRIBAS, 1959 y 1960b).

La provincia uranífera europea

De acuerdo con estas ideas, y considerando que las únicas analogías ciertas que se pueden establecer por ahora corresponden a las rocas plutónicas hercínicas —en las cuales se encuentran como en el resto de Europa occidental, las mejores y más importantes reservas conocidas de uranio*—, se

* Hasta el punto de que, como dice GEFROY (1973), aplicando datos de la OCDE (1970), el área hercínica europea, esencialmente filoniana y con un potencial de 200.000 tns. de uranio como mínimo, puede compararse con cualquiera de las tres grandes formaciones estratiformes mundiales de uranio: las areniscas del Oeste norteamericano y los conglomerados de Blind River y Witwatersrand, en Canadá y África del Sur, respectivamente.

indican a continuación las relaciones existentes entre las mineralizaciones europeas y españolas de esta clase.

Yacimientos en aplitas y pegmatitas: No existen en Europa formaciones pegmatíticas hercinianas con uraninita y brannerita análogas a las de Sierra Albarrana. La uraninita de los filones de Château-Lambert, en los Vosgos (Francia), no se encuentra en pegmatitas "sensu stricto". Allí, la uraninita, acompañada por sulfuros de cobre y ganga sericítica, aparece en un yacimiento de molibdenita con la que está directamente asociada la brannerita que también existe en el yacimiento.

Yacimientos de contacto: Tampoco existen en Europa yacimientos de contacto análogos a los de Burguillos del Cerro, pues las mineralizaciones parecidas que hay en Suecia, por ejemplo, en Bastnäs, son precámbricas.

Yacimientos intragraníticos: Las analogías son muy grandes cuando se trata de las formaciones filonianas encajadas en los granitos hercinianos, especialmente con los yacimientos de Francia y Portugal. En todos estos casos, los filones tienen de común:

- estar en el interior de granitos alcalino-potásicos con tendencia sílico-sódica, caracterizados por una albitización tardía, no muy desarrollada, e importantes fenómenos de moscovitización.
- la pechblenda va asociada a paragénesis de baja temperatura y es, por lo general, posterior a los sulfuros acompañantes.

Las diferencias más importantes consisten en la falta de formaciones fluoradas masivas —análogas a las francesas de Vendée (l'Ecarpiere) y Grury (La Faye)— en España y Portugal, y en la existencia en la Península Ibérica de un tipo de "impregnaciones en pizarras" que no parece tener correspondencia al otro lado de los Pirineos.

Las aureolas estanno-wolframíferas que rodean frecuentemente los batolitos uraníferos españoles y portugueses existen también en Francia, en el Macizo Central, pero no en Forez y Vendée, aunque en la primera de ellas se han encontrado también algunos indicios estanníferos (GEFFROY, 1973).

Por lo que se refiere a las mineralizaciones españolas, consideradas en conjunto, se pueden establecer las siguientes analogías teniendo en cuenta los caracteres metalogénicos de cada yacimiento.

Las formaciones con pechblenda masiva, tipo "Los Ratones" son análogas a las francesas de Margnac II o Henriette, en el distrito de La Crouzille (Haute-Vienne), y a las portuguesas de Cunha Baixa y Tolosa.

El yacimiento de "Valderrascón", acompañado por abundante cuarzo y sulfuros de hierro, es semejante a las formaciones silíceas francesas tipo La Chapelle-Largeau (Vendée), o a las portuguesas del distrito de Guarda.

Las mineralizaciones de Lumbrales y Escalona, silíceas y con sulfuros BGPC, son equivalentes a las francesas de Bois-Noirs y el Limouzat, y a las portuguesas de Urgeiriça, Reboleiro y Da Vica.

El yacimiento fluorado de Villar de Peralonso tiene caracteres semejantes con los franceses de Vigneaud y Montagnaud (Creuse), o con los alemanes tipo Wölsendorf (Baviera), donde, como en España, la coffinita juega el papel más importante en la mineralización.

El caso de las formaciones silíceas con pechblenda y sulfuros de cobre, tipo Andújar y Cardeña, es también interesante, ya que sólo hay paragénesis análogas en la U.R.S.S. En efecto, de este tipo de yacimiento uranífero, asociado exclusivamente a sulfuros de hierro y cobre, no existe en Europa occidental más representante que las mineralizaciones francesas de Entraygues, en el Aveyron, pues las portuguesas del distrito de Bendada contienen, junto a la calcopirita, pequeñas cantidades de blenda y galena.

Yacimientos peribatolíticos: La mineralización de Monesterio es parecida a las de Europa Central —Schneeberg, Jachymov, Przibram— y a las de la Selva Negra —Wittichen—, pero es interesante destacar que por ahora no se han encontrado en ella minerales de plata o bismuto.

Las pizarras de Salamanca constituyen un tipo especial de mineralización que por ahora parece ser exclusivo de la Península Ibérica, ya que los yacimientos portugueses de N.^a S.^a das Fontes y Nisa son análogos a los de las pizarras de Salamanca, Cáceres y Badajoz. Por lo que se refiere a las pizarras de Córdoba, los indicios de "San Valentín", en Cardeña, podrían tener más analogías con los franceses del Sector de Herbiers (Vendée), los cuales están encajados en las micacitas del Brioveriense que rodean al macizo granulítico de Mortagne.

De todas formas, cualquiera que sea la interpretación genética que se dé a este tipo de yacimientos, lo que sí se puede decir es que las "impregnaciones uraníferas en pizarras", prácticamente desconocidas en el Macizo Central francés, están condicionadas por el ambiente débilmente metamórfico que rodea a los plutones graníticos del Centro-Oeste de la Península.

CLASIFICACIÓN METALOGÉNICO-ESTRUCTURAL DE LAS MINERALIZACIONES ESPAÑOLAS DE URANIO

Como consecuencia de todo lo dicho, y para tratar de resolver las dificultades que surgen cuando se trata de clasificar los yacimientos de uranio

LÁMINA II

MINERALIZACIONES
NO ESTRATIFORMES

I. MINERALIZACIONES DE TIPO FILONIANO

A) *Aplíticos y pegmatíticos*

En rocas ígneas: Sierra Albarrana.

En rocas metamórficas: Villanueva del Fresno, Fuenteovejuna, Besullo y Cangas del Narcea.

B) *Mesotermales*

En rocas metamórficas: Monesterio ("Cabra Alta").

C) *Epitermales*

En rocas ígneas:

a) *Con cuarzo poco abundante*

1. pechblenda masiva: Albalá ("Los Ratones", "La Carretona"), Alburquerque ("Pedro Negro", "Toril del Centeno") y Trujillo ("Belén", "Torremocha").

b) *Con cuarzo abundante*

1. pechblenda y sulfuros de hierro: Alburquerque ("Valderrascón").
2. pechblenda y sulfuros BGPC: Escalona ("El Berrocal") y Lumbrales ("Valdemascaño").
3. pechblenda y sulfuros de cobre: Andújar ("La Virgen") y Cardeña ("Trapero", "Cano").
4. coffinita y fluorita: Villar de Peralonso ("María Teresa").
5. minerales exclusivamente secundarios: Yacimientos e indicios intragraníticos de Cáceres, Avila, Salamanca, Lugo y Orense.

En rocas metamórficas: Andújar ("Raso de los Machos"), Cardeña ("San Valentín") y Villanueva del Fresno ("Cabra Baja").

En rocas sedimentarias: Cazorla ("Collado Verde").

II. MINERALIZACIONES DE TIPO MASIVO

A) *Singenéticos*

En rocas metamórficas: Porriño.

B) *Epigenéticos*

En rocas ígneas: Skarns de Burguillos del Cerro ("Monchi") y Cala ("Tauler").

En rocas metamórficas: Pizarras uraníferas de Salamanca (Saelices, Alameda de Gardón, Villavieja de Yeltes, Villar de la Yegua), Cáceres (Ceclavín, Albalá, La Cargüera), Badajoz (Don Benito, Encinasola) y Barcelona (Malgrat).

MINERALIZACIONES
ESTRATIFORMES

A) *Singenéticos*

En rocas metamórficas: Jaén (Santa Elena).

En rocas sedimentarias:

a) *Sedimentos organógenos:*

1. Lignitos: Oligoceno de Barcelona (Calaf, Sta. Coloma de Queralt), Zaragoza (Mequinenza), Huesca (Fraga) y Lérida (Berga).

b) *Sedimentos areniscosos:*

1. Deltaicos: Trías y Permotrías de Lérida ("Eureka"), Sevilla (El Viar), Zaragoza (Epila), Guadalajara (Mazarete), Cuenca (Valdemeca) y Huesca (Monteanuy).
2. Aluviales: Albense de Soria (Abéjar y Cabrejas del Pinar), Teruel (Ariño, Andorra, Utrillas, Esteruel), Guadalajara (Peñalén).

B) *Epigenéticos*

En rocas sedimentarias: Mioceno de Cuenca (Loranca), Guadalajara (Córcoles) y Madrid (Paracuellos).

basándose exclusivamente en consideraciones genéticas, se propone aquí una clasificación mixta que tiene en cuenta simultáneamente los caracteres metalogénicos, morfológicos y estructurales (Lám. II). A ella se pueden referir no sólo los yacimientos conocidos, sino todos los indicios españoles, incluidos los que están en fase de investigación, comparables con alguno de los tipos que han sido estudiados con detalle.

Únicamente se debe señalar que al tipo filoniano se han atribuido todas las mineralizaciones cuyos afloramientos muestran una geometría lineal bien definida. Por ello, se han incluido aquí los yacimientos de los granitos, constituidos fundamentalmente por minerales secundarios, pues independientemente de su morfología —ya que se trata casi siempre de concentraciones supergénicas a lo largo de zonas fracturadas y brechificadas—, son evidentes sus relaciones genéticas con los yacimientos típicamente filonianos. Este fue el caso de muchos indicios, tales como Valdemascaño, La Virgen, El Berrocal, Trujillo y tantos otros, que sólo parecían contener minerales secundarios y que terminaron dando minerales primarios en profundidad.

Por el contrario, los yacimientos de las pizarras —debidos, cualquiera que sea su primitivo origen, a una diseminación de minerales secundarios en los esquistos encajantes de los filoncillos con pechblenda encontrados por debajo de la zona de oxidación— se consideran, por la irregularidad del afloramiento, como masivos epigenéticos en rocas metamórficas; aunque para alguno de ellos, por ejemplo, “Fe” o “Esperanza”, un origen filoniano, análogo al de los yacimientos peribatolíticos epitermales de Andújar y Cardaña, parece evidente.

Por lo que se refiere a los sulfuros que definen algunas paragénesis, concretamente las epitermales, se han escogido en cada caso los dominantes en el yacimiento.

IMPORTANCIA ECONOMICA DE LOS YACIMIENTOS ESPAÑOLES

RESERVAS MUNDIALES Y NACIONALES DE URANIO

Según el informe de la Comisión de Energía Atómica Americana, “Nuclear Fuel Resources and Requirements”, de abril de 1973, las reservas mundiales de uranio razonablemente seguras, explotables a menos de 10, y entre 10 y 15 \$/libra de U_3O_8 , ascendían a 1.150.000 y 750.000 toneladas, respectivamente (Tabla I); cifras, éstas, algo superiores a las que se recogían en el informe publicado el mismo año por la Agencia de Energía Nuclear de la O.C.D.E. (Tabla II), y en las que están excluidas las reservas de la República Popular de China, Unión Soviética y países de Europa oriental.

Posteriormente, según datos expuestos en el Symposium sobre la Génesis de Yacimientos de Uranio organizado en mayo de 1974 por la I.A.E.A. (Tabla III), en los que se incluyen las reservas del yacimiento de baja ley, pero bajo coste de extracción, de Africa del Suroeste, aquellas cifras han ascendido a 1.240.000 y 920.000 toneladas, respectivamente (NININGER, 1974). Es decir, que las reservas totales, explotables a menos de 15 \$/libra U_3O_8 , son actualmente unos 2.160.000 toneladas.

Por lo que se refiere a los precios de extracción, es interesante destacar que el mismo NININGER, durante la reunión en Viena de la Agencia Internacional de Energía Atómica (1970) hacía una distinción entre las reservas seguras y probables, explotables a menos de 10, entre 10 y 15, y 15 \$/libra de U_3O_8 , y añadía textualmente, refiriéndose a los costes de extracción: "it now seems unlikely, in view of the recent successes in exploration, that the price of uranium will exceed \$ 10 per pound, in terms of today's dollar value, before the end of 1980's and possibly not until the latter part of that decade. Thus, for some time to come, there will not be much incentive to identify and develop additional resources in the \$ 10 - \$ 15 category".

Es evidente, pues, que nadie podía pensar lo que iba a ocurrir en 1974 con el aumento del precio del petróleo. En estos momentos es imposible encontrar una libra de U_3O_8 a menos de 12,5 \$; y ello contando con que alguien quiera venderla, pues todo el mundo está esperando a ver lo que ocurre en las próximas semanas, ya que ni siquiera se habla de meses. Esto quiere decir que los conceptos que han venido presidiendo hasta ahora la definición de las reservas de uranio, en función de sus leyes y precios de extracción, van a sufrir importantes cambios; lo que contribuirá sin duda a revalorizar la importancia de los lignitos radiactivos españoles, ya que el problema de su explotación es, en definitiva, un problema metalúrgico, y este tipo de dificultades siempre tiene solución cuando los minerales escasean y aumenta su precio en la forma que lo están haciendo actualmente.

TABLA I

Reservas mundiales de uranio (10 \$ / libra U_3O_8)	Tons. de $U_3O_8 \times 10^3$	% del total
EE.UU.	330	29
Unión Sudafricana	300	26
Canadá	236	20
Francia, Niger y Gabón	124	11
Australia	92	8
Otros países	68	6
TOTAL.....	1.150	100

TABLA II *

Países	RESERVAS (tons. $U_3O_8 \times 10^3$)		RECURSOS (tons. $U_3O_8 \times 10^3$)	
	10 \$ / libra	10-15 \$ / libra	10 \$ / libra	10-15 \$ / libra
Estados Unidos	305.7	166.0	635.0	272.2
Canadá	218.6	143.3	224.1	257.6
República Sudafricana	238.6	73.1	9.4	30.7
URANEX (Francia, Niger y Gabón)	113.9	35.4	58.1	47.2
Australia	83.5	34.7	92.5	34.5
España	10.0	9.1	—	—
Portugal	8.4	1.2	7.0	11.8
Yugoslavia	7.1	—	11.8	—
Suecia	—	318.4	—	47.2
Resto de Europa	1.5	1.5	—	—
Groenlandia	6.4	—	11.8	—
Argentina, Brasil, Méjico	12.1	11.0	19.3	27.2
Turquía, India, Japón	5.8	8.1	—	0.9
Angola, República Centrafricana y Zaire	11.6	—	11.5	15.4
TOTAL.....	1023.2	801.8	1080.5	744.7

* Se consideran como recursos las concentraciones minerales susceptibles de ser explotadas en un momento determinado, mientras que las reservas corresponden a aquella parte de los recursos que puede ser extraída económicamente en las condiciones actuales.

Observando la distribución geográfica de las reservas de uranio, resulta evidente que cuatro países —EE. UU., Sudáfrica, Canadá y Australia—, poseen el 84 % de las conocidas en el mundo occidental, explotables a menos de 15 \$/libra U_3O_8 . Al URANEX corresponde otro 10 %, y sólo el 6 % restante está en manos de 14 países. Además conviene señalar que un tercio de aquellas reservas depende de la producción de oro de Sudáfrica, y de la de fosfatos y cobre de los Estados Unidos, en donde el uranio será obtenido como subproducto.

Desde el punto de vista geológico, esta forma de presentar la distribución mundial de las reservas de uranio es quizá poco científica, puesto que se apoya más sobre conceptos políticos que geológicos, pero sirve para demostrar que un gran número de países, muchos de los cuales están en vías de

desarrollo, carecen o tienen una cantidad muy limitada de las reservas de uranio que podríamos llamar baratas, es decir, extraíbles a bajo costo.

Más interesante resulta observar el porcentaje con el que los diferentes tipos de yacimientos contribuyen al total de las reservas de uranio en el llamado mundo libre (Tabla IV). Se ve entonces la enorme importancia de los yacimientos estratiformes, ya que ellos constituyen por sí solos más del 80 % de las reservas totales explotables a menos de 15 \$/Ton. U_3O_8 (NININGER, 1974).

Por lo que se refiere a España, las reservas conocidas, explotables a menos de 10 \$/libra U_3O_8 , son unas 8.500 Ton. de uranio metal, de las cuales,

TABLA III

RESERVAS MUNDIALES DE URANIO RAZONABLEMENTE SEGURAS
(excluidas China, Unión Soviética y Europa oriental)

Países	10 \$ / libra U_3O_8		10-15 \$ / libra U_3O_8	
	$U_3O_8 \times 10^3$ tons.	%	$U_3O_8 \times 10^3$ tons.	%
Estados Unidos	340	27	180	20
Sudáfrica y S. O. Africano	260	21	80	9
Canadá	240	19	160	17
Australia	210	17	80	9
URANEX	130	10	—	—
Suecia	—	—	350	38
Otros países	60	6	70	7
TOTAL.....	1240	100	920	100

TABLA IV

Morfología del yacimiento	10 \$ / libra U_3O_8		10-15 \$ / libra U_3O_8	
	$U_3O_8 \times 10^3$ tons.	%	$U_3O_8 \times 10^3$ tons.	%
Estratiformes	870	70	830	91
Filonianos	260	21	60	6
Otros	110	9	30	3
TOTAL.....	1240	100	920	100

la mayor parte, unas 5.000 Ton., aproximadamente, pertenecen a los yacimientos en pizarras de la provincia de Salamanca*. Las explotables entre 10 y 15 \$ suponen otras 7.700 Ton., las cuales corresponden principalmente a los lignitos de Calaf, ya que los de la cuenca de Fraga-Mequinenza tendrían un coste de extracción superior a los 15 \$/libra U_3O_8 .

Esto significa que, teniendo en cuenta la relatividad de los precios, España posee actualmente más de 16.000 Ton. de U_3O_8 extraíbles a precios acordes con los existentes en el mercado internacional; pero siendo necesario aclarar que, si bien esta cifra es evidentemente conservadora y puede ser elevada sin temor a equivocaciones a las 10 y 9,1 toneladas que figuran en el informe de la OECD (Tabla II), casi la mitad de nuestras reservas depende, para poder ser utilizada, de la resolución de los problemas que plantea la extracción del uranio contenido en los lignitos.

LOS PROGRAMAS NUCLEARES Y LA DEMANDA DE CONCENTRACIONES DE URANIO

Todos los países industrializados del Mundo Occidental tienen prevista para un futuro inmediato una importante producción de energía eléctrica de origen nuclear, hasta el punto de que ésta representará, en 1990, el 50 % de la energía total generada en los EE. UU. y la C.E.E. En España, donde existen actualmente tres centrales nucleares en explotación —Zorita, Santa María de Garoña y Vendellós— y siete en construcción, con una potencia total instalada de 1.100 y 6.550 Mw, respectivamente, se alcanzará aquel porcentaje en 1985. Las siete centrales en construcción entrarán en servicio antes de 1979, existiendo planes para la construcción de nuevas plantas nucleares, con un ritmo de 2.000 a 3.000 Mw por año, a partir de 1980.

En la Tabla V se indican, en Mw, las previsiones de potencia nuclear instalada para los próximos 15 años según datos de la Agencia de Energía Nuclear de la O.C.D.E.

TABLA V

Países	1975	1980	1985	1990
C. E. E.	20.7	55.2	129	271
Suecia	3.2	8.3	16	24
Suiza	1	2.6	8	16
España	1.1	8	21.7	35
Japón	8.6	32	60	100
Canadá	2.5	6.5	15	31
EE.UU.	54.2	132	280	508
Mundo Occidental	94	272	574	1088

* En este sentido, no deja de ser curioso que la provincia de Salamanca, que es ya hoy la primera productora de energía eléctrica de nuestro país, sea también la primera en lo que se refiere a la reserva potencial de materias primas radiactivas.

Las cifras indicadas se consideran como muy probables, estimándose que en 1990 las diferencias con la realidad podrían ser de un 20 % como máximo.

En la Tabla anterior se han señalado las provisiones de los países que tienen los programas más importantes de construcción de centrales nucleares. Tal y como se puede observar en ella, para 1990, los EE. UU. dispondrán de una potencia nuclear instalada próxima al 50 % de la correspondiente al Mundo Occidental, mientras que España ocupará el quinto lugar de Europa y el séptimo de los países no socialistas.

Por lo que se refiere a la demanda de concentrados de uranio en el Mundo Occidental, como consecuencia de los planes nucleares a los que se acaba de hacer referencia, ésta ha sido calculada en la Tabla VI y expresada en Ton. a partir de los valores que se estimaron como más probables, en 1972, por la Comisión de Energía Atómica americana.

TABLA VI

Año	EE. UU.	Resto	Total	Acumulado
1975	16.511	17.872	34.383	82.735
1980	34.836	38.918	73.754	367.410
1985	64.864	71.305	136.169	910.814
1990	106.957	118.388	225.345	1.845.487
2000	139.344	182.526	321.870	4.535.926 *

* Las cantidades acumuladas corresponden a la suma de las demandas anuales desde 1973. El total acumulado para el año 2000 se ha calculado promediando las estimaciones anuales a partir de 1990.

De aquí resulta que las reservas mundiales de uranio extraíbles a menos de 10 \$/libra U_3O_8 —1.150.000 Ton., a las que antes se ha hecho referencia— sólo podrán satisfacer la demanda del mundo occidental hasta 1986, y que considerando las explotables entre 10 y 15 \$/libra, se llegaría hasta 1990.

En el caso concreto de nuestro país, la evaluación de las necesidades de uranio a corto plazo se puede calcular tomando como base, las provisiones del Plan Eléctrico Nacional, aprobado por el Ministerio de Industria el 20 de agosto de 1969, ya que la producción de energía eléctrica será el motivo principal de nuestra demanda de concentrados de uranio. Estas provisiones están recogidas en la Tabla VII, en lo que se refiere a la potencia eléctrica en servicio.

TABLA VII

Potencia previsible	1975		1980		1985		1990		2000	
	10 ⁶ KW	%								
Hidráulica	12.5	50.0	16.8	43.1	17.8	34.9	18.8	27.4	22.0	18.8
Térmica de carbón	4.5	18.0	5.2	13.3	6.0	11.8	6.0	8.8	6.0	5.1
Térmica de fuel	5.5	22.0	8.5	21.8	10.2	20.0	14.2	20.7	18.0	15.4
Nuclear	2.5	10.0	8.5	21.8	17.0	33.3	29.5	43.1	71.0	60.7
TOTALES...	25.0	100.0	39.0	100.0	51.0	100.0	68.5	100.0	117.0	100.0

En ella se ve que la distribución porcentual de la potencia eléctrica producida por las diferentes fuentes de energía será sucesivamente, por lo que se refiere a la de origen nuclear, 2,5 %, en 1975, 17 %, en 1985 —fecha en que se igualará la producción de origen nuclear con la hidráulica, 34,9 %, y térmica convencional (carbón y fuel), 31,8 %—, 29,5 en 1990, y 71 %, en el año 2000. Lo que no quiere decir que la energía de origen nuclear vaya a sustituir en nuestro país a las otras formas de energía; sólo tratará de completar lo que no puedan producir las otras, ya que en un país de tan rápido desarrollo como el nuestro se necesita duplicar la potencia instalada cada seis o siete años.

Partiendo de estos datos, se puede calcular la demanda de uranio en España para los próximos 25 años, pensando que a los reactores de agua ligera instalados o en vías de instalación se unirán, a partir de 1978, las centrales térmicas nucleares de agua pesada y los reactores rápidos que las disponibilidades de plutonio permitan.

De acuerdo con ello, y considerando que los concentrados de uranio requieren por lo menos dos años para poder ser utilizados en las centrales como combustibles nucleares, en la Tabla VIII se han calculado las necesidades españolas para los próximos años, en toneladas métricas de U_3O_8 .

TABLA VIII

Año	Tm de U ₃ O ₈	Total acumulado
1975	1.352	1.545
1980	3.494	13.256
1985	5.900	36.996
1990	8.514	74.320
2000	—	180.000 *

* Los totales acumulados corresponden a la suma de las demandas anuales desde 1794. El total para el año 2000 se ha calculado teniendo en cuenta que la tasa de crecimiento decrecerá al alcanzarse en nuestro país un consumo "per capita" más razonable que el actual.

TABLA IX

Países	1969	1970	1971	1972
Estados Unidos	10.573	11.703	11.158	11.703
Canadá	4.037	4.155	4.518	4.717
República Sudafricana	3.629	3.753	3.797	3.629
Australia	299	299	—	—
URANEX (Francia, Niger, Gabón)	1.978	1.950	2.622	1.903
España	65	60	71	71
Portugal	111	—	95	95
Suecia	34	16	9	8
Japón	—	—	—	18
Argentina	50	54	54	30

De estas cifras se deduce que, aún en el caso de que España lograse extraer todas las reservas razonablemente seguras que tiene reconocidas a menos de 10 \$/libra U₃O₈ —las que, según se ha dicho anteriormente, ascienden a 16.200 toneladas—, solamente tendría asegurado su autoabastecimiento de uranio hasta 1980, es decir, durante sólo 15 años. Si bien es preciso destacar que los Estados Unidos, con sus enormes reservas, sólo podrán autoabastecerse hasta 1983.

De cualquier forma, cuando se echa una ojeada a la Tabla IX, en la que se indica la producción de uranio, entre 1969 y 1972, en los países occidentales, es fácil darse cuenta del enorme esfuerzo que tendrá que realizar España para conseguir su abastecimiento en materias nucleares. Las cifras correspondientes a nuestro país son bien elocuentes.

BIBLIOGRAFIA

- ARRIBAS, A. (1959): *Mineralizations uranifères alpines en Espagne*. C.E.A. Colloque de la Soc. Eur. à l'Energie Atomique. Paris, 40.
- (1960a): *Mineralogy of the Spanish uraniferous deposits*. Sec. XV, XXII Int. Geol. Congress, pp. 98-108.
- (1960b): *Yacimientos alpinos de uranio en España*. Est. Geol., XVI, 163.
- y CATALINA, F. (1960): *Empleo de microscopio electrónico en el reconocimiento de los minerales de las gummitas*. An. de la R. Soc. Esp. de Fís. y Quím., LVI, 237.
- (1961): *Estudio petrográfico, mineralógico y metalogénico de los yacimientos españoles de minerales radiactivos*. Tesis doctoral. Univ. de Madrid.
- (1962a): *Las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca*. Est. Geol., XVIII, 155.
- (1962b): *Min. y Metal. de los Yacimientos Españoles de Uranio: Los Ratones, Albalá (Cáceres)*. Est. Geol., XVIII, 117.
- (1962c): *Min. y Metal. de los Yacimientos Españoles de Uranio: Burguillos del Cerro*. Est. Geol., XVIII, 173.
- (1962d): *Min. y Metal. de los Yacimientos Españoles de Uranio: Cazorla (Jaén)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 60, 237.
- (1962e): *Min. y Metal. de los Yacimientos Españoles de Uranio: Santa Elena (Jaén)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 60, 243.
- (1962f): *Min. y Metal. de los Yacimientos Españoles de Uranio: Epila (Zaragoza)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 60, 229.
- (1963a): *Min. y Metal. de los Yac. Españoles de Uranio: Valdemascaño (Salamanca)*. Bol. Inst. Geol. y Minero de España, 70, 5.
- (1963b): *Min. y Metal. de los Yac. Españoles de Uranio: Valderrascón (Badajoz)*. Bol. Inst. Geol. y Minero de España, 70, 24.
- (1963c): *Min. y Metal. de los Yac. Españoles de Uranio: Monesterio (Badajoz)*. Bol. Inst. Geol. y Minero de España, 70, 47.
- (1963d): *Min. y Metal. de los Yac. Españoles de Uranio: La Virgen, Andújar (Jaén)*. Est. Geol., XIX, 15.
- (1963e): *Min. y Metal. de los Yac. Españoles de Uranio: Los indicios con davidita de Villanueva del Fresno (Badajoz)*. Est. Geol., XIX, 33.
- (1963f): *Min. y Metal. de los Yac. Españoles de Uranio: Porriño (Pontevedra)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 61, 43.
- (1963g): *Min. y Metal. de los Yac. Españoles de Uranio: Fuenteovejuna (Córdoba)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 61, 55.
- (1963h): *Min. y Metal. de los Yac. Españoles de Uranio: Paracuellos del Jarama (Madrid)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 61, 59.
- (1964a): *Min. y Metal. de los Yac. Españoles de Uranio: Cardena (Córdoba)*. Bol. Inst. Geol. y Minero de España, 76, 47.

- (1964b): *Min. y Metal. de los Yac. Españoles de Uranio: Escalona (Toledo)*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, 77, 647.
 - (1964c): *Min. y Metal. de los Yac. de Uranio de España: Villar de Peralonso (Salamanca)*. Est. Geol., XX, 149.
 - (1966a): *Min. Met. Yac. Esp. Uranio: Los indicios cuprouraníferos del Trías de los Pirineos centrales*. Est. Geol., 22, 31.
 - (1966b): *Nuevos datos sobre la coffinita*. Est. Geol., 22, 47.
 - (1967a): *Min. Met. Yac. Esp. Uranio: Sierra Albarrana (Córdoba)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 65, 157.
 - (1967b): *Nuevos minerales españoles de uranio: la Kasolita*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 65, 263.
 - (1970): *Los yacimientos de uranio en las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca*. Stvd. Geol., 4, 69.
 - y SAAVEDRA, J. (1974a): *Características e hipótesis genética de una estructura típica en granitos mineralizados de la provincia de Cáceres (España)*. Stvd. Geol., 8.
- BARBIER, J.; CARRAT, H. G. y RANCHIN, G. (1967): *Présence d'uraninite en tant que minéral accessoire usuel dans les granites uraníferes du Limousin et de la Vendée*. C. R. Ac. Sc. Paris, 264, 2436.
- BURRI, C. y NIGGLI, P. (1945): *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogen*. Herausgeg. Vulkanist. Imm. Friedl. Zürich.
- COPPENS, R.; KOSZTOLANYI, C. y DOTTIN, H. (1969): *Etude géochronologique de la mine des Brugeauds*. CEA, R-3684.
- CORRETGÉ, G. (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis doctoral. Univ. de Salamanca.
- CHAYES, F. (1955): *Potash feldspars as a by-product of biotite-chlorite transformation*. J. Geol., 63, 1, 75.
- CHERVET, J. y COULOMB, R. (1958): *Comportement géochimique de l'uranium dans le cycle d'altération*. GEM. P/1250.
- DAVIDSON, C. F. (1960): *Regeneration of pitchblende in Hercynian ore deposits*. Econ. Geol., 55, 2.
- DEMAY, A. (1953): *Détermination de l'âge absolu d'une pechblende du gisement filonien de la Crouzille*. C. R. Ac. Sc. Paris, 237, 48.
- FERNÁNDEZ POLO, J. A. (1970): *Génesis de los yacimientos uraníferos en metasedimentos de Salamanca (España)*. Uran. Exp. Geol. IAEA, Viena, 242.
- GANGLOFF, A. (1970): *Notes sommaires sur la géologie des principaux districts uraníferes étudiés par le CEA*. Uran. Expl. Geol. IAEA, Viena, 77.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. y PARGA, R. (1968): *Sobre los ortoneis de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica*. Acta Geol. Hisp., 3, 69.
- GEFFROY, J. y SARCIA, J. (1955): *Contribution à l'étude des pechblendes françaises*. CEA R-380.
- y — (1957): *La notion de gîte épithermal uranífère*. Coll. Soc. Eur. Ener. Atom., Madrid.
 - y — (1958): *Quelques remarques relatives à la géochimie des filons épithermaux à pechblende*. Bull. Soc. Geol. France, VIII, 6.
 - y — (1960): *Les minerais noirs, en Les minerais uraníferes français*. Ed. M. Roubault. Pres. Univ. France., 1, 51.

- (1971): *Les gîtes uranifères dans le Massif Central, en Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français*. Symp. J. Jung, Clermont-Ferrand, 541.
- (1973): *Repartition des gîtes métallifères dans le Massif Central français. Les Roches Plutoniques*. H. Raguin, Masson, 102.
- HORNE, J. E. (1960): *Age of pitchblende from Lenteiros, Reboleiro-Portugal*. JEN, Lisboa, 27.
- I.G.M.E. (1972): *Programa sectorial de investigación de minerales radiactivos*. P.N.I.M. 12. Min. Industria. Madrid, 28.
- JURAIN, G. y RENARD, J. (1970): *Remarques générales sur les caractères géochimiques des granites encaissant les principaux districts uranifères français*. Sci. de la Terre, XV, 2.
- KIDD, D. F. y HAYCOCK, M. H. (1935): *Minerography of the ores of Great Bear Lake*. Bull. GSA, 46.
- LENOBLE, A. y GEFFROY, J. (1957): *Province uranifère en Europe: place occupée pour la France*. Coll. Soc. Eur. Ener. Atom. Madrid.
- LEUTWEIN, F.; SAUPE, F.; SONET, J. y BOUYX, E. (1970): *Première mesure géochronologique en Sierra Morena*. Geol. Mijnbow, 49, 4.
- LOTZE, F. (1945): *Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)*. Abb. Ges. Wiss. Gött., 14, 2.
- LOVERING, T. S. (1963): *Epigenetic, diplogenic, syngenetic and lithogenic deposits*. Econ. Geol., 58.
- MAC KELVEY, V. E.; EVERHART, D. L. y GARRELS, R. M. (1955): *Origin of uranium deposits*. Econ. Geol., 50th Ann. Vol., 1.
- MARTÍN, M. (1973): *Sobre la petrogenesis de algunas litofacies españolas con fases urano-orgánicas*. Tesis doctoral. Univ. de Madrid.
- MATOS DIAS, J. M. y SOARES DE ANDRADE, A. A. (1970): *Uranium deposits in Portugal*. Uran. Exp. Geol. Viena, 129.
- MAUCHER, A. (1962): *Die Lagerstätten des Urans*. Frie. Vieweg, Braunschweig.
- MENDES, F. (1968): *Contribution à l'étude géochronologique pour la méthode au strontium des formations cristallines du Portugal*. Bol. Mus. Lab. Min. Fac. Cien. Lisboa, II, 3.
- MOREAU, M.; POUGHON, A.; PUIBAREAUD, Y. y SANSELME, H. (1966): *L'uranium et les granites*. Chr. Min. Rech. Min., 350.
- MURAKOSHI, T. y KOSEKI, K. (1958): *Summary of geology and mineralogy of the uranium and thorium deposits in Japan*. GEN. P/1360.
- NICOLLI, H. (1966): *Estudio de la geoquímica del uranio en rocas graníticas españolas*. Tesis doctoral. Univ. Salamanca.
- NININGER, R. D. (1970): *Uranium reserves, future demand and the extent of the exploration problem*. Uran. Expl. Geol. IAEA, Viena, 3.
- (1974): *The world uranium supply challenge - an overview*. Symp. Form. Uran. Ore Dep. IAEA, Atenas, 1.
- PENHA, H. M. (1973): *Caracteres metalogénicos de los yacimientos intragraníticos españoles de uranio*. Tesis doctoral. Univ. de Salamanca.
- y ARRIBAS, A. (1974): *Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles*. Bol. IGME, 85, 3.

- PILAR, L. (1969): *Contribuição para o conhecimento dos minerais de uranio de Portugal metropolitano*. JEN. Lisboa.
- PLUSKALL, O. (1970): *Uranium mineralization in the Bohemian Massif*. Uran. Exp. Geol., Viena, 107.
- POLIKARPOVA, V. A. y AMBARTSUMIAN, Z. L. (1958): *New data on uranium minerals in the USSR*. GEN. P/2050.
- RAFALSKY, R. P. (1958): *The experimental investigation of the conditions of uranium transport and deposition by hydrothermal solutions*. GEN. P/2067.
- RAMDOHR, P. (1961): *Das Vorkommen von Coffinit in hydrothermalen Uranerzgängen besonders von Co-Ni-Bi typ*. N. Jahr. f. Min. Abb., 95, 313.
- RANCHIN, G. (1968): *Contribution à l'étude de la répartition de l'uranium à l'état de traces dans les roches granitiques saines*. Sci. de la Terre, XIII, 2.
- RENARD, J. (1970): *Géochimie de l'uranium de surface dans les massifs granitiques vendéens*. Sci. de la Terre, XV, 2.
- ROUBAULT, M. (1955): *Essai de classification des gisements d'uranium et de thorium*. C. R. Ac. Sc. Paris, 240, 214.
- y COPPENS, R. (1955): *Sur les relations entre certains gîtes filoniens d'uranium et la présence d'inclusions radio-actives dans les roches encaissantes*. C. R. Ac. Sc. Paris, 240, 1248.
- ROUTHIER, P. y GAUTSCH, J. P. (1958): *Proposition d'une règle de répartition zonale des concentrations d'uranium par rapport aux plutons*. C. R. Ac. Sc. Paris, 246.
- SAAVEDRA, J. y GARCÍA SÁNCHEZ, A. (1974): *Estudio geoquímico de algunos granitos de la provincia de Salamanca*. Bol. IGME, 85, 182.
- ; ARRIBAS, A.; GARCÍA SÁNCHEZ, A.; MORO, C.; PELLITERO, P. y RODRÍGUEZ, S. (1974): *Relación entre las propiedades físicas y químicas de algunos granitoides del Centro-Oeste de España y las mineralizaciones estanno-wolframíferas con ellos asociadas*. Tecniterrae, 2.
- ; GARCÍA SÁNCHEZ, A.; BERZAS, J.; HERRERO, J. y RODRÍGUEZ, S. (1974): *Caracterización geoquímica de los granitos de Montánchez (Cáceres) y del extremo oriental del batolito de los Pedroches (Córdoba)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (en prensa).
- VINOGRADOV (1959). Citado por GEOFFROY (1971) en *Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français*. Symp. J. Jung. Clermont-Ferrand, 569.
- WRIGHT, R. J. y SOULHOF, W. P. (1957): *Mineralogy of the Eagle uranium bearing mine in the Boulder batholit (Montana)*. Econ. Geol., 52, 2.
- ZUCKERT, F. (1925): *Die paragenesen von gediegen Silber und Wismuth mit Kobalt-Nickel Kiesen und der Uranpechblende von Joachimstahl*. Mitt. Abt. Gest. Preuz. Geol., 1.

(Recibido el 3 - X - 74. Discurso inaugural del Curso Académico 1974-75, en la Universidad de Salamanca).

LOS YACIMIENTOS DE SULFUROS POLIMETALICOS DEL S. O. IBERICO Y SUS METODOS DE PROSPECCION *

GIL FERNÁNDEZ ALVAREZ**

RESUMEN.—En este trabajo se describen los principales caracteres geológicos y metalogénicos de la Faja Pirítica del S.O. de la Península Ibérica, analizando especialmente la petrología, estratigrafía, tectónica y metalogenia de la zona de Valdelamusa, en el borde norte de la Faja Pirítica.

Como consecuencia de ello, se discuten las posibilidades de descubrir nuevos yacimientos y la metodología para su prospección y exploración.

SUMMARY.—The main geological and metallogenic features of the South Iberian Pyrite Belt are summarized in this paper, with special emphasis on the petrology, stratigraphy, tectonics and metallogeny of the Valdelamusa zone, on the northern border of the Belt.

Some considerations on the possibility to find out new ore deposits and a discussion about the present methodology for their prospection and exploration are also made in this paper.

INTRODUCCION

Uno de los más graves problemas con que se enfrenta el mundo actual es la carencia de materias primas para la alimentación de su creciente industria. La escasez se debe al desmesurado crecimiento del consumo con la consecuente disminución de las reservas conocidas. Para seguir el ritmo actual de crecimiento es necesario encontrar nuevos yacimientos de minerales que permitan compensar el agotamiento de los actuales.

La localización de nuevos yacimientos exige la prospección geológica de áreas hasta ahora inéditas, o la reconsideración de las provincias metalogénicas conocidas, aplicando métodos modernos de exploración. El espectacular avance de las Ciencias Geológicas en las últimas décadas permite afrontar con éxito la búsqueda de nuevos yacimientos en distritos mineros antiguos, explotados durante centurias.

* Esta comunicación es un resumen de la Tesis Doctoral presentada en la Universidad de Salamanca el 2 de febrero de 1974.

** Geólogo de Asturiana de Zinc, S. A.

Dentro del marco de estas esperanzas se inserta la presente Tesis, que estudia la posibilidad de nuevos yacimientos de sulfuros polimetálicos en la provincia metalogénica del S. O. Ibérico, donde existen yacimientos tan conocidos como RIOTINTO, THARSIS, ALJUSTREL, etc.

Para llevar a cabo el presente estudio —teniendo en cuenta los conocimientos adquiridos a lo largo de varias décadas de explotación ininterrumpida— se ha realizado un plan sistemático de trabajo que viene reflejado en el esquema número 1.

PLAN GENERAL DEL TRABAJO

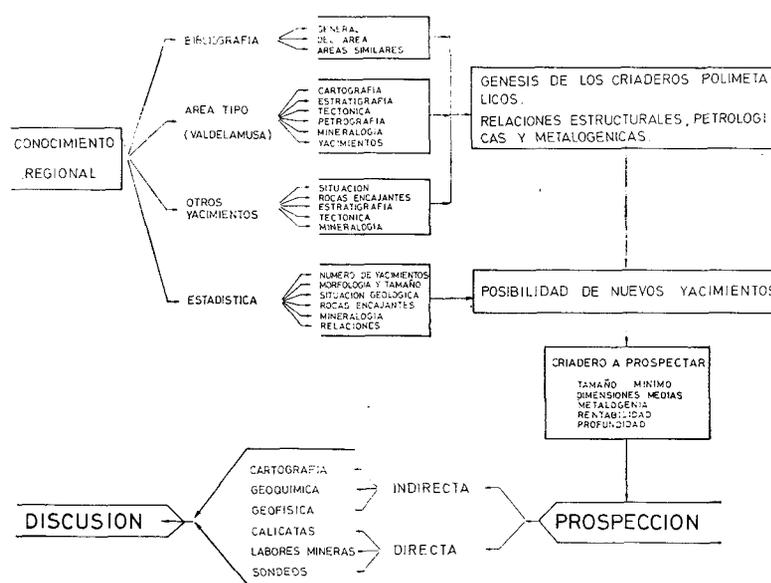


FIG. 1

SITUACIÓN Y GENERALIDADES

Se denomina FAJA DE SULFUROS POLIMETALICOS DEL S. O. IBERICO a una franja de 235 Km. de largo por 35-40 Km. de anchura que, con dirección E-O en España y ONO en Portugal, va desde las proximidades de Sevilla (España) hasta las de Grândola (Portugal). Representa una provincia metalogénica cerrada en el espacio y en el tiempo en la que existen más de 75 masas de sulfuros polimetálicos conocidas, con predominio de la pirita sobre el resto de los minerales.

Limita al N. por el geanticlinal de Aracena y Beja, al S. por sedimentos pliocuaternarios que la cubren discordante e irregularmente, mientras que por el Este y Oeste sus límites son las cuencas del Guadalquivir y Sado, res-

pectivamente. La Faja es un sinclinorio de materiales paleozoicos entre los que se encuentran los yacimientos.

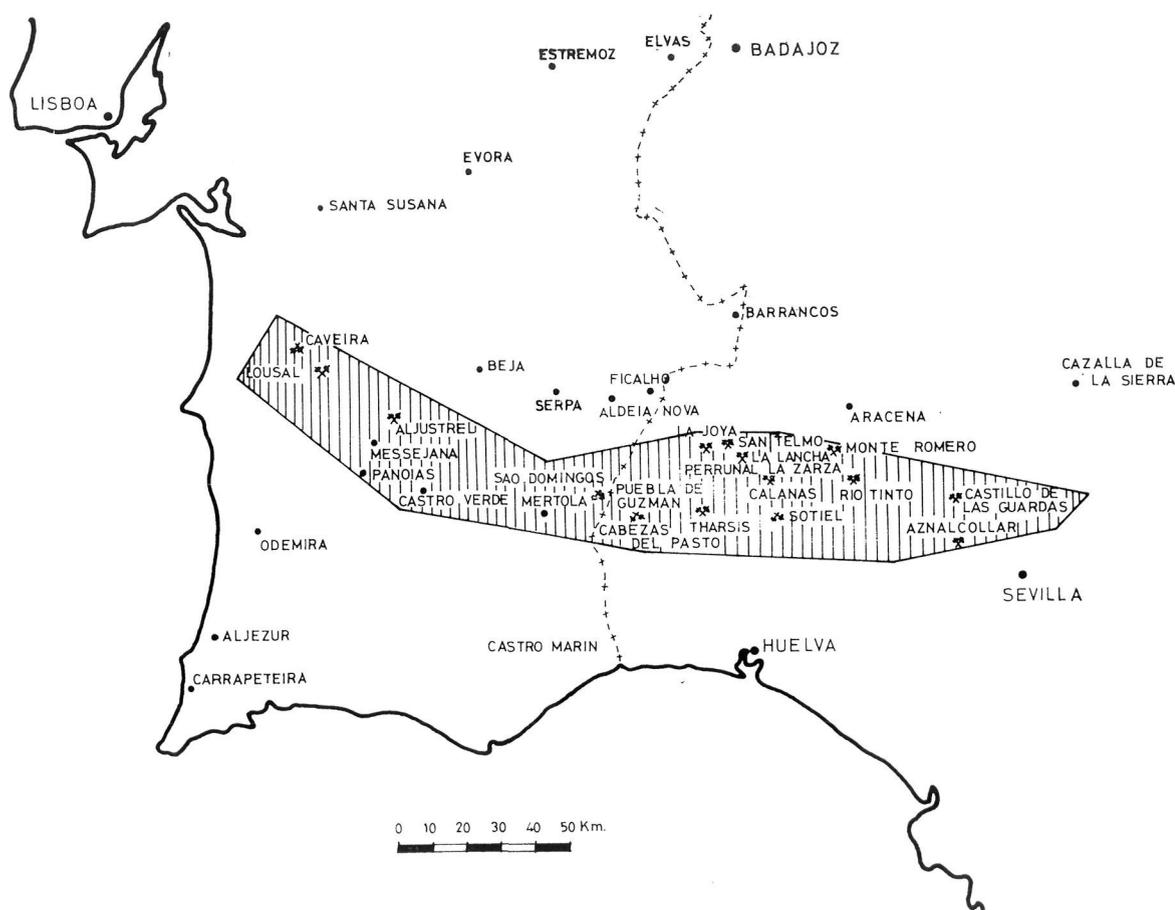


FIG. 2
Situación de la Faja Pirítica del S.O. Ibérico

La provincia de Huelva ocupa la zona más importante de la Faja, siendo el Andévalo la comarca ocupada por la misma. Morfológicamente el Andévalo es una penillanura arrasada en período de rejuvenecimiento en la que sobresalen algunos monnadoks, restos de la antigua penillanurización. La denudación pliocuaternaria ha puesto al descubierto la mayor parte de los yacimientos conocidos, ocasionando las llamativas monteras de hierro.

RESEÑA HISTÓRICA

Atraídos por las monteras de hierro debajo de las cuales se encuentran las zonas de enriquecimiento supergénico, los tartesos, fenicios y romanos

iniciaron la explotación de los yacimientos de la Faja, beneficiándose del oro y cobre secundarios, alcanzando profundidades de hasta 50 m. Salvado el lapsus de la Edad Media, la revolución industrial, con la aplicación de nuevas técnicas y el encarecimiento del cobre, permite alcanzar mayores profundidades y extraer la calcopirita como mineral básico.

Posteriormente la necesidad del azufre como materia prima para la fabricación de abonos revalorizó la pirita con aprovechamiento del cobre y hierro contenidos, pasando de mena de cobre a mena de azufre, mientras que los restantes sulfuros que componen las masas de sulfuros polimetálicos seguían constituyendo impurezas. Con la aparición en las últimas décadas de otras fuentes de azufre más baratas, la elevación del precio de los demás metales, así como el desarrollo de nuevas técnicas de tratamiento, se llega al aprovechamiento integral de todos los sulfuros contenidos en los yacimientos de la Faja Pirítica convirtiéndose en mena de varios metales: azufre, hierro, cobre, zinc, plomo, plata, etc., a la vez que se aprovecha la energía procedente de la tostación de las piritas.

Este breve resumen expone la evolución del mercado de minerales, que se hace más rápida en los últimos tiempos con la aparición frecuente de nuevas técnicas, depreciación de algunos elementos y revalorización de otros. Este constante cambio, hace de la minería uno de los negocios más arriesgados, lo que es necesario tener en cuenta a la hora de valorar un yacimiento.

Al final del trabajo damos un breve resumen de la bibliografía de la cuenca.

ESTRATIGRAFÍA

Los terrenos que constituyen la Faja Pirítica del S. O. Ibérico están formados por sedimentos detríticos y volcanosedimentarios pertenecientes al paleozoico, con intrusiones de granito y filones hidrotermales, cubiertos parcialmente por materiales terciarios y cuaternarios.

La serie sedimentaria inferior "serie basal" o "serie corona", está formada por sedimentos detríticos, arcillosos y calizos pertenecientes al Fameniense, datados por medio de conodontos por HÖLLINGER (1958), MAC GUILLAVRY (1961) y VAN DEN BOOGART (1967). Tiene un espesor superior a los 500 m. y constituye el núcleo de los anticlinales.

Sobre la serie basal aparece la "Formación Volcánica" de potencia muy variable y difícil de calcular debido a la tectónica, con un espesor máximo de 1.500 m. Se compone principalmente de rocas extrusivas, lavas y piroclásticas, junto con sedimentos detríticos depositados en la cuenca. En esta formación se encuentran todos los yacimientos de sulfuros polimetálicos conocidos, asociados a las últimas fases del vulcanismo. Se reconocen varios

episodios volcánicos superpuestos que, junto con la complicada tectónica de la cuenca y los mecanismos de transporte de sulfuros, sitúan los yacimientos en cualquier horizonte dentro de la formación.

El techo de la serie lo constituye una potente formación de pizarras y grauvacas pertenecientes al Visense Inferior, datada desde antiguo por su fauna de lamelibranquios (*Posidonomia becheri*) y goniatites (*Goniatites estriatus*)

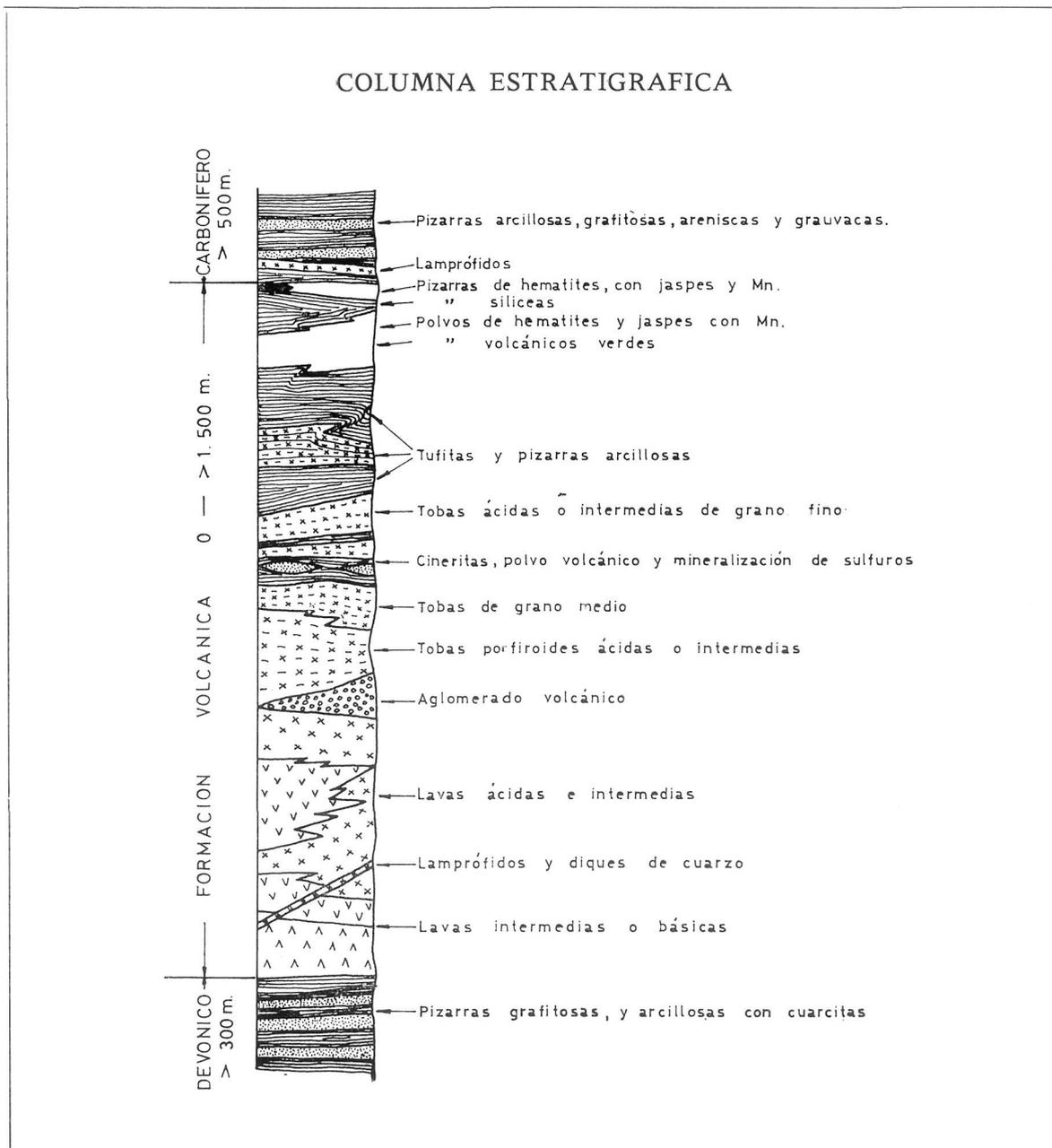


FIG. 3

Esta secuencia varía de unos puntos a otros, tanto en la clase de materiales como su situación relativa

Discordante con las anteriores formaciones y al sur de la región se encuentran calizas, arenas y conglomerados pertenecientes al Mioceno y Pliocuaternario. A esta edad corresponden los depósitos de hierro sedimentario o "falsas monteras", procedentes de la erosión de las masas piríticas.

Dentro de la Faja existen intrusiones de granitos, rocas filonianas, pórfidos, diabasas y lamprófidos evidentemente posteriores a la formación volcánica.

PETROGRAFÍA

Resulta uno de los capítulos mejor estudiados de la cuenca, con excelentes estudios de APPS (1961), FEBREL (1969), RAMBAUD (1969), SOLER (1969) y STRAUSS (1965), etc., todos ellos con ideas modernas sobre la clasificación de las rocas volcánicas.

Las rocas sedimentarias se sitúan en los tres tramos de la serie representadas por cuarcitas, pizarras, grauvacas y calizas.

CUARCITAS: Se encuentran en el núcleo de los anticlinales devónicos, en lentejones o capas de muy variable espesor. Son de colores claros, amarillos, grises y rojizos. Al microscopio tienen textura equigranuda, granoblástica, con bajo grado de metamorfismo.

PIZARRAS: Frecuentes en los 3 tramos de la serie, pueden dividirse en pizarras arcillosas, limolíticas, grafitosas, hematíticas y silíceas.

Pizarras arcillosas: Frecuentes en los tres tramos, tienen colores claros y son indiferenciables en muestra de mano. Al microscopio se ven formadas por un fieltro sericítico-arcilloso con cristales submicroscópicos de cuarzo. Circón, apatito, turmalina, piritita y óxidos de hierro son los accesorios más comunes.

En las pizarras grafitosas el carbono se encuentra finamente diseminado entre los planos de esquistosidad y, aunque su abundancia aparente es mayor, no supera el 3 %.

La hematización es un fenómeno producido en las últimas fases del vulcanismo, mezclándose con los demás materiales. Las pizarras de hematites tienen una textura fuertemente pizarrosa con cuarzo, sericita y algunos carbonatos mezclados con hematites muy fina.

GRAUVACAS: Se encuentran en los niveles superiores del carbonífero, formando la facies flysch de los últimos episodios de colmatación de la cuenca. Son sedimentos clásticos de diverso tamaño estratificados en delgadas capas o en bancos potentes, de color gris-verdoso cuando frescas y amarillento-pardo en superficie. Al microscopio se caracterizan por su heterogeneidad

y heterometría, textura brechiforme y fragmentos líticos procedentes de materiales más antiguos.

CALIZAS: Son niveles de poco espesor, nódulos o lentejones que se encuentran en el devónico. Tienen colores oscuros, algo impuras.

VOLCANITAS

RITTMAN (1963) denomina volcanitas a todas las rocas que deben su origen a las lavas, bien sea emitidas en su fase efusiva o en forma explosiva. Definición que puede aplicarse a todas las rocas volcánicas del S. O. Ibérico comprendidas entre el Devónico y el Carbonífero, que han sido consideradas por los autores antiguos como intrusivas.

La frecuente relación existente entre las mineralizaciones de sulfuros y la asociación Queratófido-Espilita en ambiente de geosinclinal preorogénico, así como la capacidad metalogénica de las lavas espiliticas, nos obliga a considerar las rocas de la Faja como pertenecientes a esta asociación.

Según TURNER y VERHOOGEN, VALLANCE y otros (1969), los caracteres diferenciadores de la asociación Queratófido-Espilita, son los siguientes:

- Erupción en las primeras fases del geosinclinal, generalmente submarino.
- La mayoría de las espilitas son lavas almohadilladas, aunque no sea este un carácter definitorio.
- Elevado contenido de Na_2O , bajo K_2O y Al_2O_3 .
- Gran capacidad metalogénica.
- Gran dispersión en su composición química.
- Componentes esenciales: Albita de baja T, clinopiroxenos y productos de alteración.
- Frecuente alteración deutérica e hidrotermal de sus componentes, semejante al metamorfismo de bajo grado (pizarras verdes).
- Asociación frecuente a jaspes y sedimentos manganésíferos.
- Pueden contener también basaltos de composición normal.

Todas estas condiciones se dan entre las lavas de la Faja, con predominio de Na_2O , gran dispersión química (diagrama de Kuno), alteración deutérica e hidrotermal, asociación a jaspes y sedimentos manganésíferos, etc. Sin embargo, es frecuente encontrar rocas pertenecientes a la asociación Basalto-Riolita que, como vemos en el último apartado, suelen ser frecuentes entre la asociación Queratófido-Espilita.

VOLCANITAS ÁCIDAS: Abundan más al Norte de la Faja, dentro de ellas diferenciamos riolitas, riodacitas y cuarzoqueratófidos. Tienen textura flui-

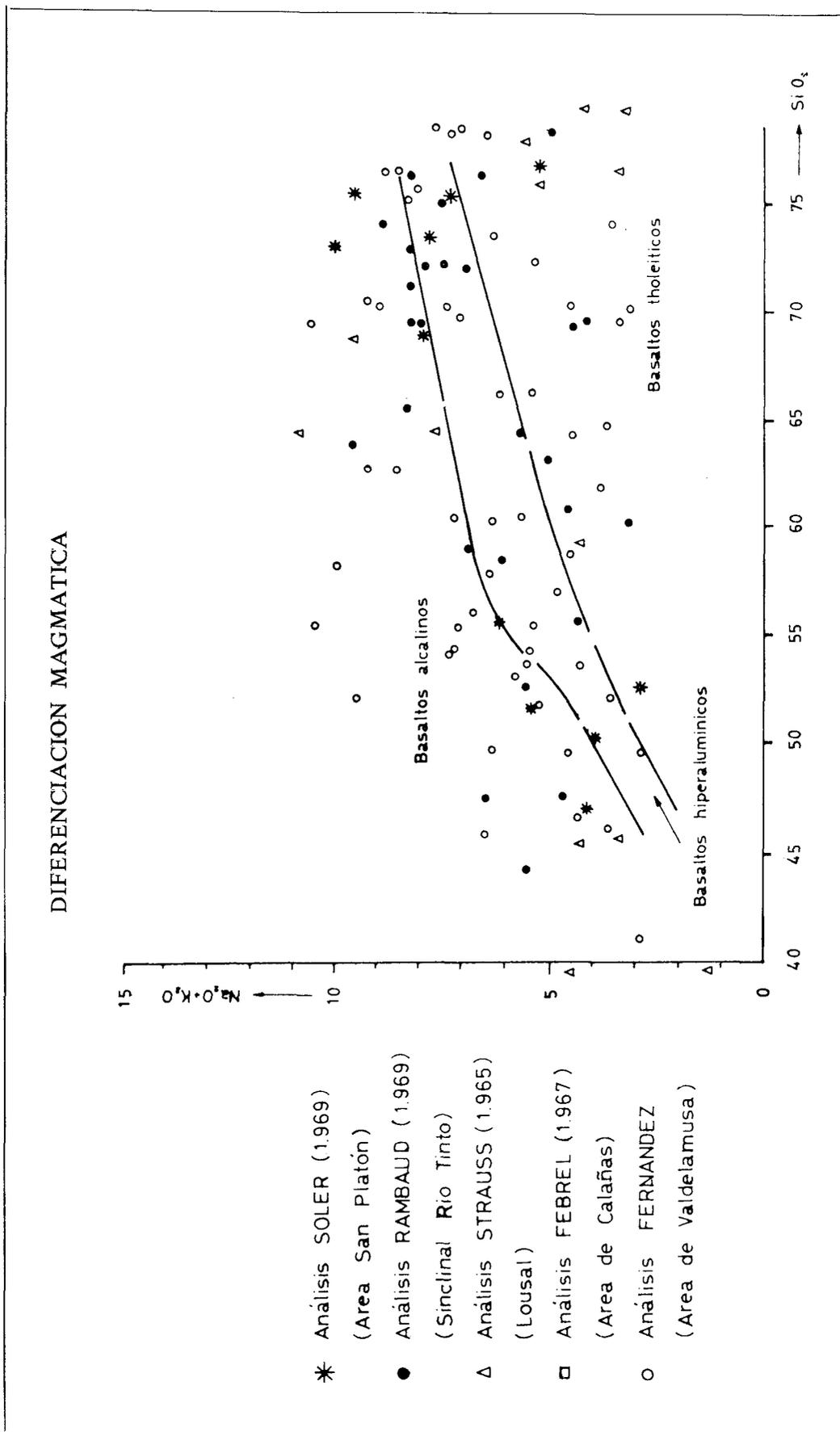


FIG. 4

Diagrama de KUNO (1968) aplicado a la Faja Pirítica del S.O. Ibérico

dál con abundante cuarzo y plagioclasa sódica, generalmente de baja T, aunque se encuentra también albita de alta T. La sericita, omnipresente en todas las rocas de la provincia, indica un metamorfismo regional de bajo grado, alteración deutérica, o superposición de ambos fenómenos.

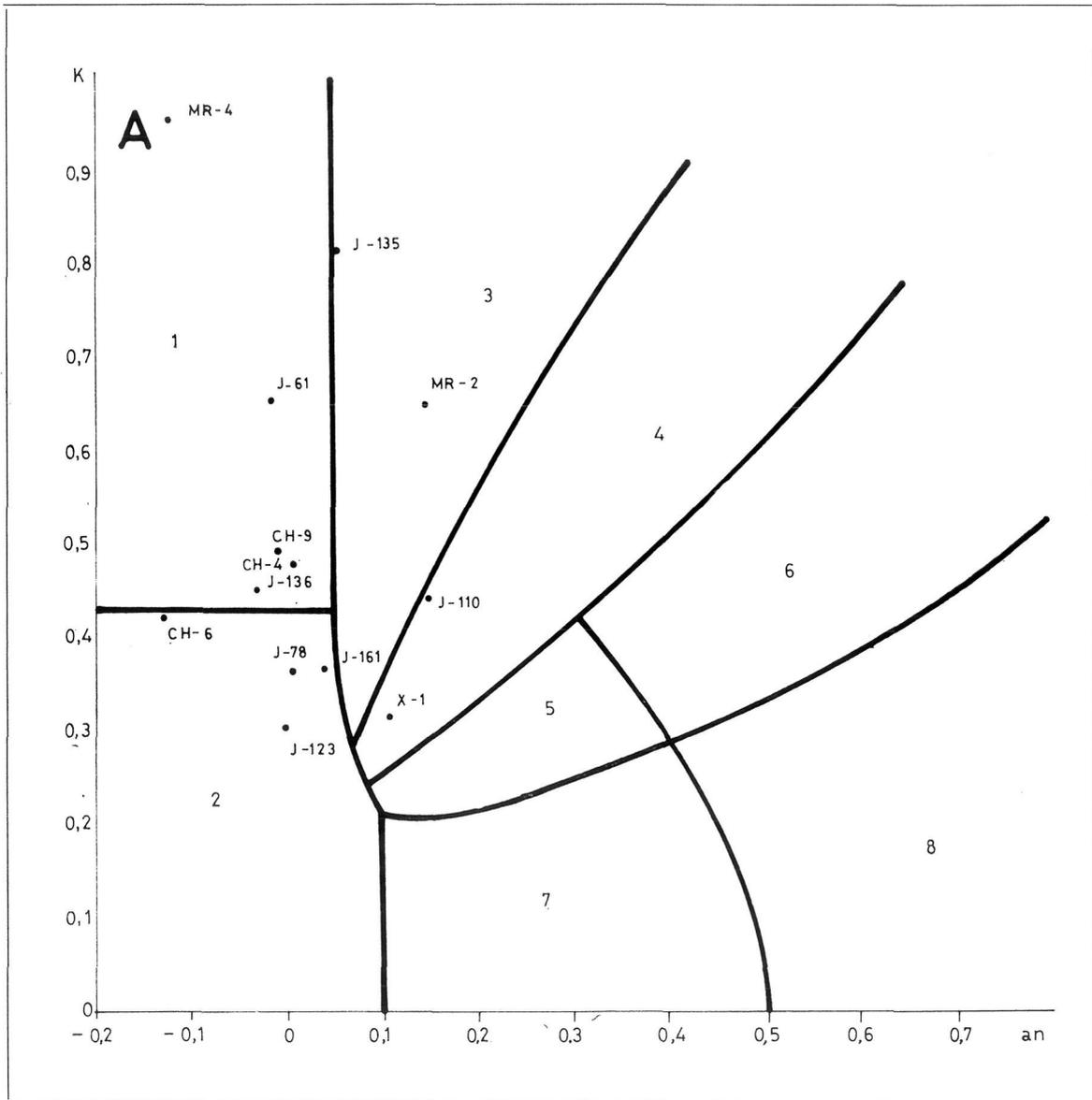


FIG. 5

Diagrama de RITTMAN para la determinación de las familias de las rocas sobresaturadas

VOLCANITAS INTERMEDIAS: Constituyen la mayor parte del área de la formación volcánica de la Faja, incluimos en ellas solamente las dacitas y andesitas. Constituyen extensos conjuntos indiferenciables en el campo, ma-

sivas, fuertemente alteradas, en asociación con sus tobas correspondientes de las que son difíciles de diferenciar a veces. Al microscopio tienen textura porfídica con cristales de cuarzo, muy escasos en la dacita y submicroscópicos en la andesita, en matriz sericítica, con epidota y clorita; como secundarios calcita, zoisita, leucoxeno esfena, hematites y piritita. Las plagioclasas suelen ser oligoclasa en las dacitas (an 23), mientras que en las andesitas las plagioclasas son más cálcicas oligoclasa-andesina (an 33).

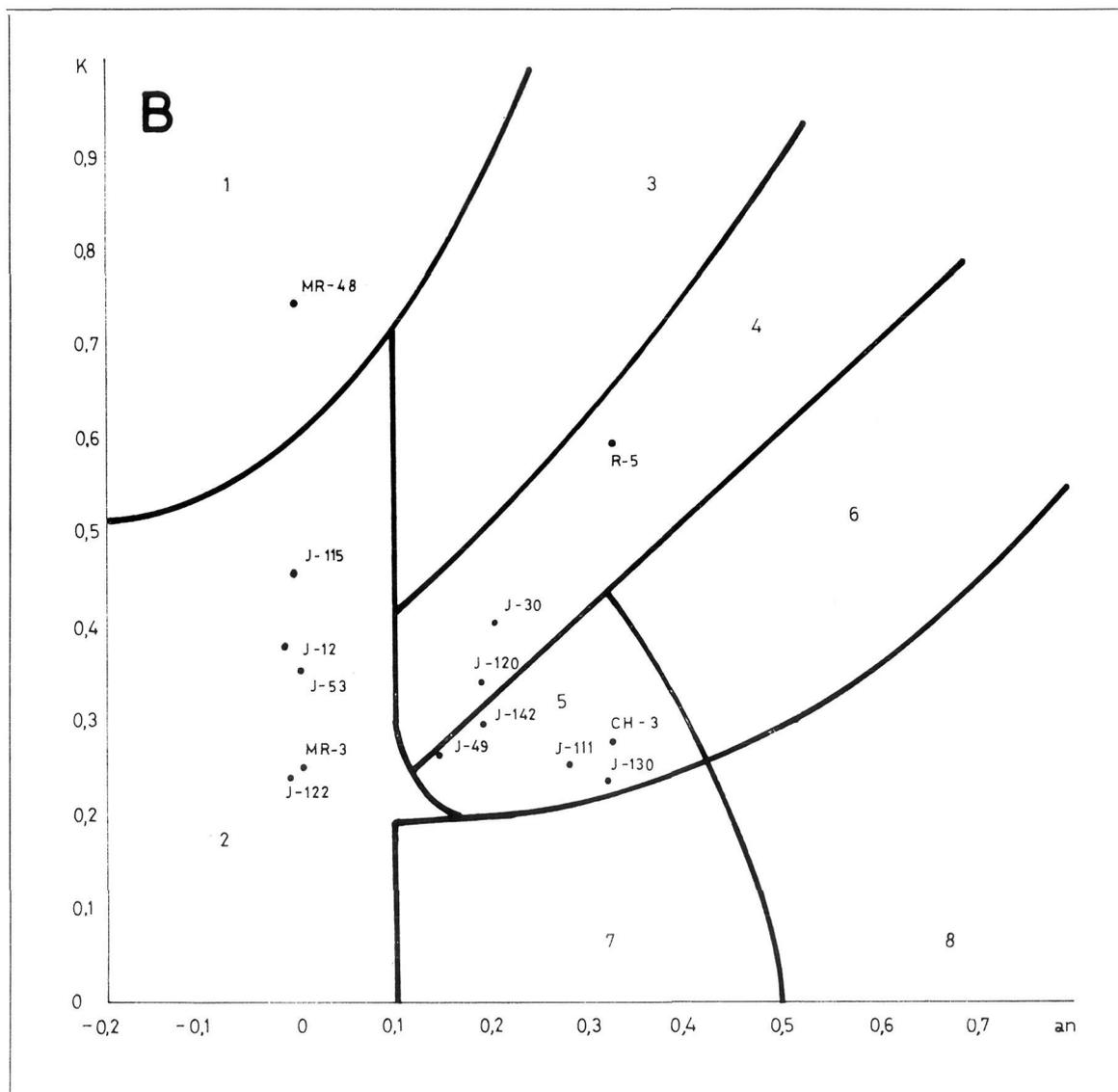


FIG. 6

Diagrama de RITTMAN para la determinación de las familias de las rocas saturadas

VOLCANITAS BÁSICAS: Son menos frecuentes en el norte que en el centro y sur de la Faja. Se encuentran muy alteradas, distinguimos principalmente

espilitas y algún basalto, aunque estos últimos son difíciles de determinar debido al grado de alteración. Existen rocas piroclásticas asociadas, aunque son poco frecuentes. Al microscopio tienen texturas micropofídicas, subofíticas e intersertales, con una pasta formada por microcristales de plagioclasa alterados, epidota, zoisita, leucoxeno, esfena, ilmenita, calcita y gran cantidad de opacos, hematites, pirita, etc., así como productos de la alteración deutérica e hidrotermal. Son de color marrón oscuro en superficie y verde oscuro cuando están frescas, suelen encontrarse asociadas a jaspes y mineralizaciones de manganeso.

ROCAS PIROCLÁSTICAS: Las emisiones explosivas del vulcanismo fisural submarino de la cuenca han producido bombas, lapilli y cenizas que al sedimentarse forman los aglomerados, brechas, tobas y polvos volcánicos, según la forma y tamaño de los granos. En los aglomerados y brechas los cantos están cementados por una matriz tobácea, y en las tobas por polvo volcánico fino más o menos alterado. Como las lavas, las rocas piroclásticas pueden diferenciarse por su quimismo en ácidas, intermedias y básicas, siendo este carácter poco importante a efectos de mineralización, más interesante es la relación del tamaño de los materiales piroclásticos con los focos volcánicos y las masas de sulfuros. La emisión explosiva corresponde a las últimas fases del episodio volcánico en la que los clastos mayores se sitúan en las proximidades del foco volcánico, seguidos de tobas de distinto tamaño de grano y cineritas de grano fino entre las que se sitúan las masas de sulfuros. Finalmente se encuentran los sedimentos coloidales, cherts, jaspes, jaspilitas y mineralizaciones de manganeso, todos ellos como componentes de la emisión fumarólica póstuma.

ROCAS INTRUSIVAS Y FILONIANAS: En la periferia de la Faja, especialmente en su borde nordeste, es frecuente encontrar intrusiones frías de granitos y granodioritas con un ligero halo de matamorfismo.

Dentro de la Faja encontramos rocas filonianas, pórfidos riolíticos y andesíticos, lamprófidos (generalmente kersantitas) y diabasas. Son posteriores al vulcanismo y no tienen relación con las mineralizaciones de sulfuros.

TECTÓNICA

La Faja Pirítica del S. O. Ibérico es una formación devono-carbonífera plegada isoclinalmente con vergencia sur y numerosas fallas, transversales de desgarre, y longitudinales con el labio sur hundido en las que se producen cabalgamiento de los materiales inferiores sobre los carboníferos. Los núcleos de pizarras y cuarcitas devónicas han sido puestos al descubierto por la erosión mostrando, en ocasiones, la discordancia sur de las fallas longitudinales y su concordancia por el norte.

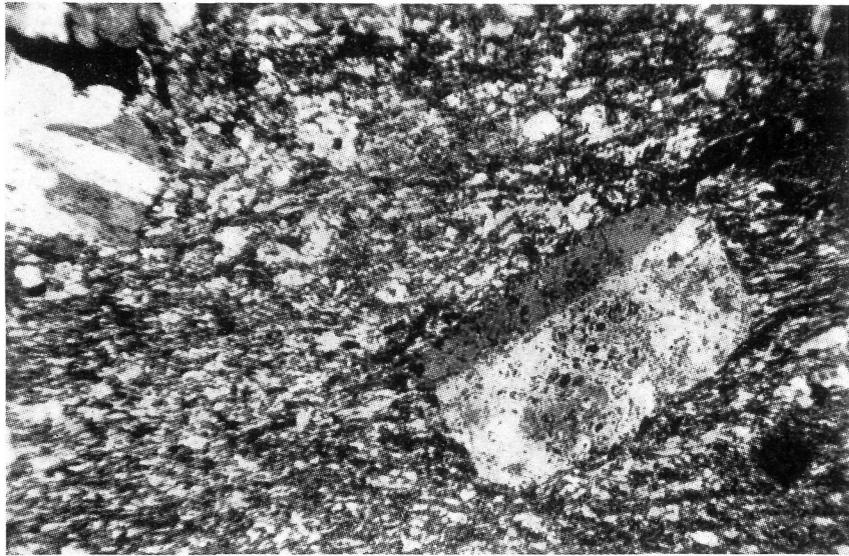


FIG. 7

Prep. MR-4.—*Riolita del Monte Magdalena. NC × 30*
Fenocristales de ortosa en una matriz cuarzofeldespática con
abundancia de clorita

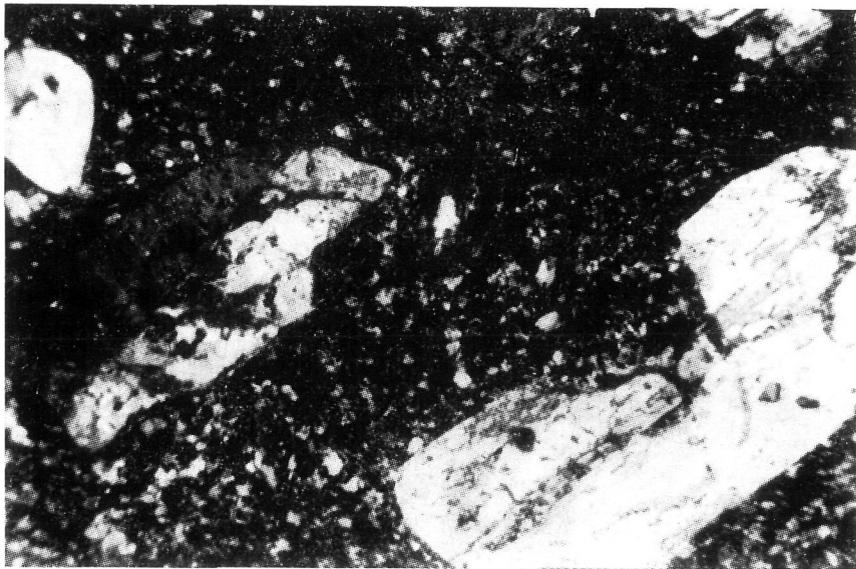


FIG. 8

Prep. J-163.—*Dacita del Sur de Montes Blancos. NC × 30*
Fenocristales de cuarzo y plagioclasa ligeramente sericitadas, en
una matriz cuarzoplagioclásica con clorita criptocristalina inter-
granular

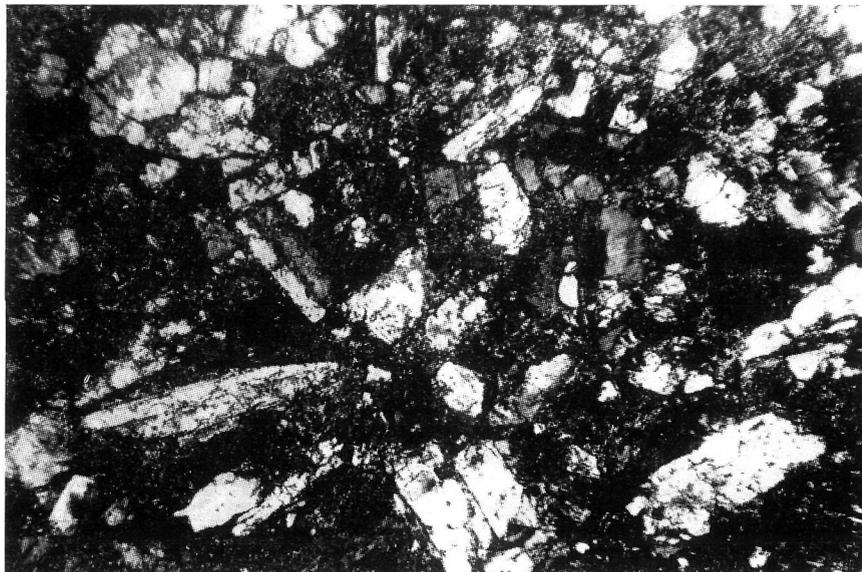


FIG. 9

Prep. J-60.—*Andesita Norte de Angelita. NC × 30*
Textura diabásica en el centro de una colada andesítica. Cristales de plagioclasa en matriz clorítica procedente de la alteración de minerales ferromagnesianos



FIG. 10

Prep. J-58.—*Pizarra hematítica, camino S. Miguel. NC × 30*
A la dirección de la estratificación S_0 , señalada por el diferente contenido de hematites, y de la esquistosidad S_1 , que corta a la anterior según un ángulo muy pequeño, se superpone la esquistosidad de crenulación S_2 , paralela, en este caso, al alargamiento de la fotografía

Una fuerte esquistosidad S_1 enmascara la estratificación S_0 , afectando por igual a los materiales volcánicos, devónicos y carboníferos. Una segunda esquistosidad de crenulación S_2 corta a S_1 estando, a su vez, deformada por un tercer crucero S_3 . Es observable un metamorfismo regional de bajo grado —facies de las pizarras verdes— concordante con la esquistosidad S_1 en todos los materiales que componen la Faja, especialmente en las volcanitas. Este metamorfismo resulta más apreciable en la parte Norte donde el plegamiento es más intenso y los esfuerzos fueron mayores.

El plegamiento se produjo durante la orogenia Hercínica en sus distintas fases, ocurriendo probablemente la mayor deformación durante la fase Astúrica. Las fases principales de la evolución del geosinclinal pueden resumirse:

FORMACIÓN PREVOLCÁNICA: Deposición de sedimentos arcillosos y arenosos de edad Fameniense, que dan origen a las pizarras y cuarcitas de los núcleos anticlinales. La estratificación cruzada, riplemarks, etc., observados en estos sedimentos indican un mar poco profundo con posibles movimientos corticales. Al final de esta época corresponde la formación del eumio-geosinclinal con el umbral en la actual sierra de Aracena y el antepaís al Sur.

FORMACIÓN VOLCÁNICA: La debilidad cortical durante la formación del geosinclinal provoca la aparición de fisuras por las que se emitieron importantes cantidades de lavas y rocas piroclásticas, con períodos de autometamorfismo fumarólico y épocas en las que se depositaron sedimentos detríticos. Al final de cada episodio volcánico las exhalaciones eran predominantemente silíceas, hematíticas y manganesíferas, existiendo varios episodios volcánicos superpuestos. A la efusión volcánica corresponde un movimiento de ascenso de la cuenca.

CARBONÍFERO: Se inicia con el hundimiento progresivo de la región, quedando emergido el umbral de Aracena, depositándose una potente serie de arcillas y arenas en aguas poco profundas. Debido al complicado relieve volcánico del fondo submarino y a los movimientos de la cuenca, los materiales visenses varían sensiblemente de espesor de unos puntos a otros de la cuenca.

OROGÉNESIS HERCÍNICA: A finales del Viseense se inician las últimas fases del plegamiento, siendo probablemente en la fase Astúrica donde se produjeron los pliegues de la esquistosidad S_1 . En fases posteriores se produjeron el resto de las esquistosidades reconocidas, kind folds, fallas, etc. Posteriormente tuvo lugar un proceso de descompresión con formación de grietas que se rellenaron de cuarzo e intrusiones de granito y rocas filonianas.

FASE FINAL: A partir del carbonífero todo el país quedó emergido y sometido a la erosión, como cratón rígido, hasta formar la penillanura Permo-triásica, hundiéndose posteriormente en su parte sur con la deposición de sedimentos miocénicos y cuaternarios, seguido de un ascenso relativo que originó el rejuvenecimiento de la penillanura hasta alcanzar el estado actual. Los procesos de penillanurización originaron la denudación de la cobertera carbonífera poniendo al descubierto los materiales volcánicos portadores de las masas de sulfuros polimetálicos.

YACIMIENTOS

Dentro de la Faja Pirítica del S. O. Ibérico existen 3 tipos de yacimientos: De sulfuros polimetálicos; de manganeso y filones hidrotermales. Los dos primeros están asociados a las volcanitas, mientras que los filonianos son posteriores.

En la tesis que tratamos de resumir se estudian únicamente los yacimientos de sulfuros, los de manganeso, íntimamente relacionados con los anteriores, se señalan únicamente por su vinculación al vulcanismo. Los filonianos se mencionan debido a su escaso interés.

Los yacimientos de sulfuros polimetálicos son grandes masas lenticulares de sulfuro de hierro con calcopirita, blenda, galena y otros minerales en menor proporción. Los criaderos de manganeso se encuentran estrechamente ligados a las masas de sulfuros como episodio final de cada fase volcánica, situándose al techo de las masas de sulfuros.

Se conocen unas 76 masas de pirita dentro de la Faja, algunas en agrupaciones tan importantes como Riotinto, Tharsis, Aljustrel, etc., que, por su antigüedad e importancia, se hallan perfectamente descritas en la bibliografía. Por ello dentro de la tesis se estudian otras menos conocidas: Monte Romero, Angelita, Cueva de la Mora, Aguas Teñidas, Confesionarios, La Sorpresa, Herreritos, Lomero Poyatos, San Telmo, Castillo del Buitrón, Tinto y Santa Rosa, Campanario y La Joya.

En este resumen vamos a dar una visión esquemática de Monte Romero, Cueva de la Mora y Castillo Buitrón como ejemplo de yacimientos, con diferentes tipos de mineralización, menos conocidos dentro de la cuenca.

MONTE ROMERO.—Geográficamente Monte Romero se encuentra situado en los 37°46'30" de latitud N. y 3.°06'10" de longitud O. a partir del meridiano de Madrid; 1 Km. al Oeste del poblado de Cueva de la Mora, en el término municipal de Almonaster la Real (Huelva).

Geológicamente el yacimiento se sitúa en el flanco N. del sinclinal de Riotinto, en la formación volcánica, intermedio entre el Devónico y el Carbonífero.

Es un criadero de tipo medio, inicialmente no sobrepasaría los 3 millones de Tm. Se compone de dos lentejones de pirita ferrocobrizada cuyos extremos se prolongan en mineralizaciones de blenda y galena. Su origen es exhalativo-sedimentario como los yacimientos del resto de la Faja.

Las rocas en que encaja la mineralización son las siguientes:

Pizarras: Al N. del yacimiento se encuentra una franja lenticular de pizarras arcillosas que disminuyen de espesor de E. a O. hasta desaparecer interdigitadas en tobas riódacíticas de grano grueso, alcanzando una potencia máxima de 150 m. Sin estar en contacto directo con la mineralización tienen una evidente relación con la ella, finalizando ambas hacia el E.

Tobas: Los materiales piroclásticos se encuentran, como en todas las masas de la cuenca, en contacto con la mineralización. Suelen ser tobas de grano fino de diferente quimismo —generalmente intermedio— y en muchos casos polvo volcánico semejante a las pizarras por su marcada esquistosidad. En Monte Romero encontramos tobas ácidas, andesíticas, espilíticas y de hematites, así como polvos volcánicos de hematites y grises, junto con tufitas, como rocas encajantes. Existe una relación entre el quimismo de las rocas y la mineralización, pues esta desaparece a medida que aumenta hacia el E. la acidez de las rocas de la caja.

Lavas: No es frecuente encontrar lavas en contacto con la mineralización, sin embargo, en Monte Romero existe una andesita en relación directa con la mina. Se sitúa al S. de la mina y llega a estar en contacto directo con el mineral, aunque suele encontrarse separada del mismo una decena de metros. Como en el caso de las pizarras, la andesita desaparece hacia el E. a medida que aumenta la acidez de las volcanitas y disminuye la mineralización.

Mineralogía: Los minerales encontrados en la mena de Monte Romero son semejantes a los del resto de la provincia metalogénica:

Primarios: Pirita, calcopirita, blenda, galena, freibergita, tetraedrita, tenanita, cobre nativo, bournonita y mispiquel.

Secundarios: Calcosina, covellina, melanterita, azurita, malaquita, hematites, goetita, limonita, cuprita, cerusita y anglesita.

Tipos de mineral: La asociación de minerales primarios, junto con su granulometría, da una serie de tipos de mena que se encuentra en casi todas las minas de la cuenca:

Pirita masiva: Constituida por cristales idiomórficos y subidiomórficos en masas de texturas geliformes, framboidales y arriñonadas. Es el mineral

más abundante, sobre todo en la parte central de la mina, y se caracteriza por su alto contenido en S, $> 48 \%$ y bajo en Cu $< 0,8 \%$ con escasas cantidades de Zn y Pb. La calcopirita aparece intersticial, así como la blenda y la galena, entre los bordes corroídos de la pirita.

Mineral complejo pirítico: El aumento de la blenda y la galena en la pirita produce el mineral que denominamos “complejo pirítico”, muy frecuente en todas las masas de sulfuros. Se caracteriza por su elevada proporción de Fe, $> 30 \%$, tamaño de sus cristales $< 0,4$ mm. y escasa proporción de sílice. Suele encontrarse en la periferia de los lentejones centrales y en algunos puntos de los extremos de la masa o en vetas laterales.

Mineral cobrizo: Se denomina “mineral cobrizo” a la pirita cuyo contenido en Cu es $> 0,8 \%$. Abunda en la parte central de la mina, es de grano más grueso que la pirita masiva con indicios de blenda y galena.

Mineral complejo masivo: Se compone de gruesos cristales de blenda y galena con escasa cantidad de pirita y sílice. El cobre, abundante, se encuentra en la freibergita. Se presenta en estrechos lentejones en la zona E. de la mina, siendo pocos los yacimientos del área que contienen este tipo de mineral.

Pirita diseminada: Aunque el contacto con el mineral es neto, hay una aureola mineralizada de 3-10 m. de espesor, constituida por cristales euhedrales de pirita diseminadas en toba de grano fino.

Mineral complejo diseminado: Poco frecuente, se compone de gruesos cristales de blenda, galena, calcopirita y pirita diseminados en una toba intermedia de grano fino. A veces son aglomeraciones de cristales y filoncillos que atraviesan la toba en todas direcciones.

De las observaciones realizadas en Monte Romero podemos deducir:

- Existe una concordancia absoluta de las masas con la estratificación.
- Sedimentación graduada, texturas geliformes, framboidales, etc.
- Fenómenos de deslizamiento “slumpings” y baja T de formación de los minerales, así como diseminaciones en los hastiales.
- Morfologías en lentejones y escalón, con pirita central y complejo masivo en los extremos.
- Relación con las mineralizaciones de manganeso.

Por todo ello, la génesis debe ser exhalativo sedimentaria en fondo submarino, al igual que todos los yacimientos de la Faja, asociado a volcanitas. Este hecho parece evidente y actualmente nadie lo discute.

ANÁLISIS DE DIFERENTES MUESTRAS DE MINERAL de Monte Romero.

Muestra nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
S	48.60	37.40	40.60	29.52	24.00	27.20	18.80	13.22	17.08	21.32
Fe	43.30	24.60	34.30	3.05	8.30	5.10	14.30	8.80	10.65	9.61
Cu	0.70	1.40	2.80	1.40	1.33	2.20	0.90	0.50	0.40	2.30
Zn	1.40	17.60	2.10	32.90	25.13	31.67	0.70	6.20	7.80	30.76
Pb	0.90	7.40	1.10	17.90	7.22	21.65	1.00	3.20	3.40	17.43
As	0.27	0.41	0.32	0.71	0.63	0.57	0.13	0.37	0.61	0.57
Ag. gr/T	43	147	31	286	642	835	-	135	224	311
Au. gr/T	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	3.70	6.70	17.30	13.16	23.90	10.34	61.41	61.57	56.00	14.27
SO ₄ Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	0.115	0.076	0.115	0.07	0.096	-	-	0.034	-

Muestra nº 1.- Sondeo de interior nº 211. Mts 14 - 15. Pirita masiva.
 " 2.- Nivel - 92.- Veta 550.- Mineral complejo pirítico.
 " 3.- Nivel - 57.- Sondeo de interior nº 211 Mts. 25 - 26. Mineral cobrizo.
 " 4.- Nivel - 35.- Cuartel 104.- Mineral complejo masivo.
 " 5.- Nivel - 70.- Cuartel 204.- Mineral complejo masivo.
 " 6.- Nivel - 35.- Cuartel 101.- Mineral complejo masivo.
 " 7.- Nivel - 70.- Sondeo nº 224, Zona Este.- Pirita diseminada.
 " 8.- Nivel - 90.- Cuartel 210, Zona Oeste.- Mineral complejo diseminado.
 " 9.- Nivel - 90.- Cuartel nº 211, Zona Oeste.- Mineral complejo diseminado.
 " 10.- Nivel - 70.- Cuartel 201.- Mineral complejo masivo.

Todos los análisis han sido realizados en los laboratorios de Asturiana de Zinc. S.A.

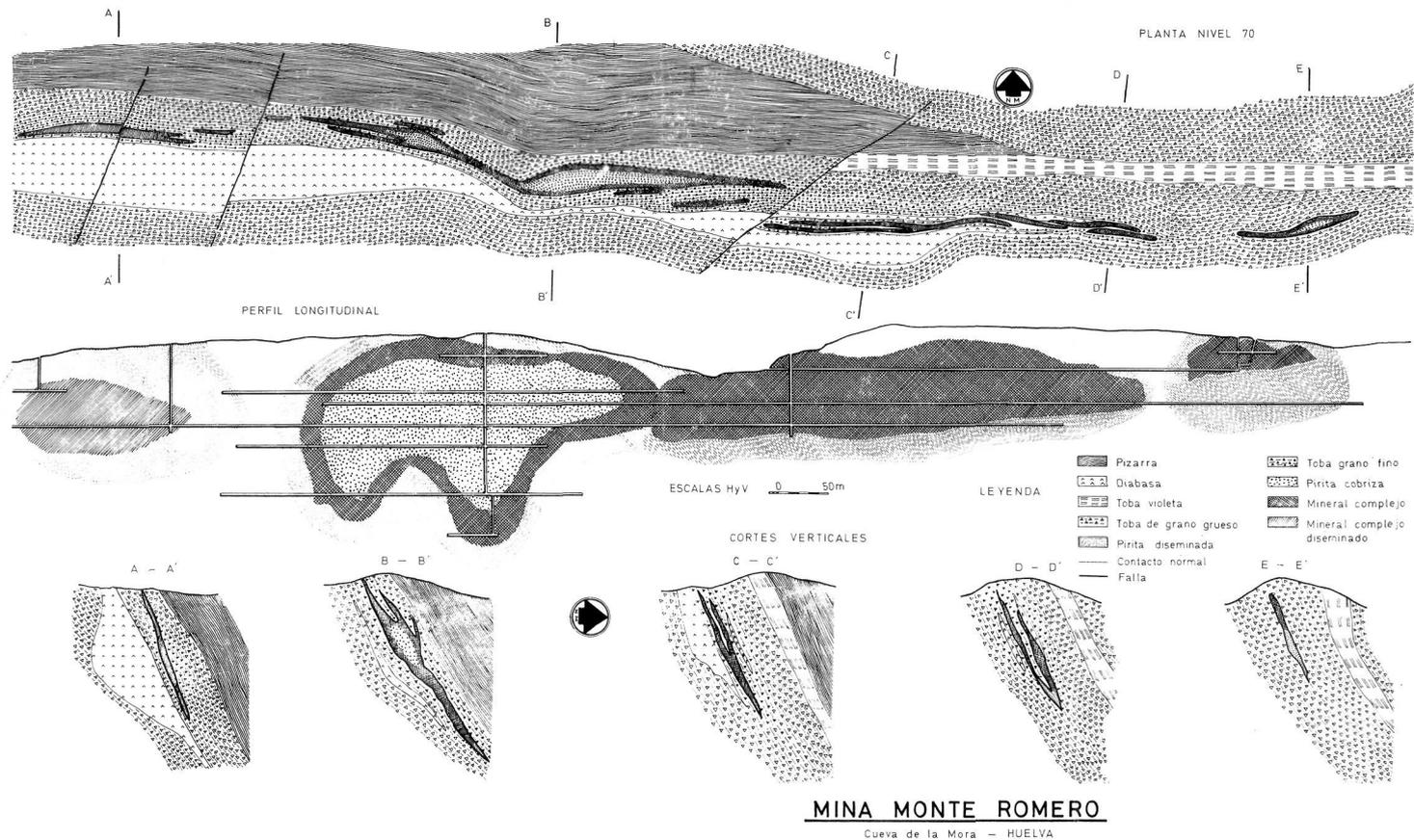


FIG. 11

YACIMIENTO: Cueva de la Mora.

SITUACIÓN { Geográfica: Hoja n.º 938.—Nerva.
 Coordenadas: 37º 47' N.—3º 8' 10" O.
 Geológica: Flanco N. del sinclinal de Río Tinto.
 Local: 1.8 km. O. de Cueva de la Mora.
 Paraje: Castillejito.
 Actual: Parada.

MORFOLOGÍA: Lentejón deformado, estratiforme, concordante.

Número de masas: 1.

G E O M E T R I A					
DENOMINACIÓN:	Metros			Dirección	Buzamiento
	L	A	P		
C. de la Mora	350	60	200	E - 10º S.	65º N.

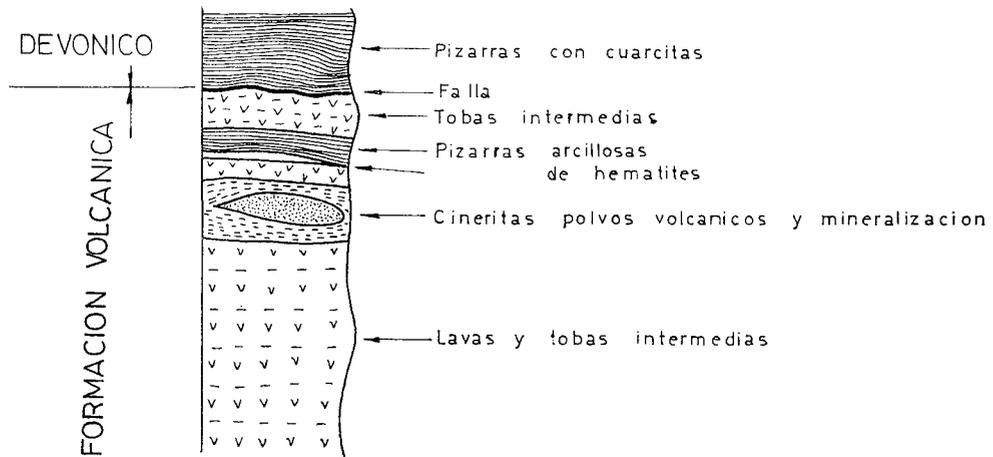
ENTORNO GEOLÓGICO: Flanco N. de un anticlinal, fallado al contacto con las pizarras devónicas.

Hastiales { Techo: Tobas finas y pizarras grafitosas.
 Muro: Polvo volcánico y tobas ácidas.

Rocas encajantes... { Techo: Polvo volcánico, cineritas y pizarras grafitosas, polvo de hematites, pizarras arcillosas y tobas dacíticas.
 Muro: Cineritas, dacitas, basalto.

FIG. 12

ESTRATIGRAFÍA: El Carbonífero que cubre las lavas y tobas intermedias, corresponde a otro flanco de un anticlinal que debe existir entre éstas.



TECTÓNICA: Fallas transversales de poca importancia que afectan muy poco al desplazamiento de la masa.

Situación de las masas: Concordante con la estratificación.

Fallas longitudinales: No se conocen.

Fallas transversales { Dirección: N. N-E.
Buzamiento: Vertical.

Desplazamiento de la masa: Sin importancia.

FIG. 13

Corte estratigráfico por Cueva de la Mora

TIPOS DE MENA Y MINERALOGIA

METALOGENIA DE LA MINA "CUEVA DE LA MORA"

Mena	Situación	Caracteres macroscópicos	Mineralogía		Ganga	Caracteres microscópicos	Análisis de la mena %
			Tamaño mm.				
Pirita masiva	Toda la masa	Masiva de grano fino	Pi Pr Cp As	0,01 0,5	Q	Texturas coliformes típicas y granos euhedrales. Escasa Cp, B y G. Estructuras cataclásticas.	S = 45,06 Fe = 44,31 Cu = 0,61 Zn = 0,35 Pb = 0,08 SiO ₂ = 1,09
Mineral cobrizo	Amplias zonas del yacimiento	Masivo de grano fino	Pi Pr Cp As	0,01-0,5	Q	Pirita masiva con Cp intersticial a la que corroe parcialmente. La As es euhedral.	S = 42,00 Fe = 41,40 Cu = 1,53 Zn = 0,45 Pb = 0,14 SiO ₂ = 3,24
Mineral complejo	Escaso, en zonas de fractura	Complejo pirítico de grano fino	Pi Cp B G F As	0,01-1,0	Q	Fenocristales alotriomorfos de B y G entre la pirita cooidal y la Cp intersticial. La freibergita destaca por su color verdoso sobre la galena.	S = 37,00 Fe = 36,00 Cu = 1,10 Zn = 8,70 Pb = 5,10 SiO ₂ = 8,20
Azufrón	—	—	—	—	—	—	S = — Fe = — Cu = — Zn = — Pb = — SiO ₂ = —
Mineral diseminado	Periférica	Tobas verdes con Cp	Pi Cp	0,1-2,0	Silicatos	La calcopirita está en filoncillos y en granos alotriomorfos entre la toba.	S = 18,30 Fe = 14,20 Cu = 0,80 Zn = — Pb = — SiO ₂ = 64,30

Pi = Pirita
 Cp = Calcopirita
 B = Blenda
 G = Galena
 As = Arsenopirita
 Co = Covelina
 Cá = Calcosina
 H = Hematites
 Pr = Pirrotina
 Au = Oro nativo
 Th = Tetraedrita
 Tn = Tenanita
 Bo = Bournonita
 F = Freibergita
 Ge = Geocronita
 Q = Cuarzo
 Cc = Calcita
 Af = Anfíbol
 Ser = Sericita
 Cl = Clorita

FIG. 14

ANÁLISIS DE DIFERENTES MUESTRAS DE MINERAL.—CUEVA DE LA MORA

	M U E S T R A N U M E R O									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
S	45,06	41,98	41,61	46,43	41,00	46,70	38,40	36,70	39,41	41,03
Fe	44,31	41,37	41,67	41,75	38,40	43,00	37,62	36,13	38,15	36,41
Cu	0,61	1,53	1,07	0,63	0,84	1,06	0,85	1,10	1,01	0,79
Zn	0,35	0,45	1,30	1,73	0,36	0,28	9,62	8,70	8,14	11,01
Pb	0,08	0,14	0,39	0,52	0,13	0,06	3,78	5,10	4,12	6,15
As	0,72	1,27	0,84	0,64	0,08	0,61	0,64	0,37	0,41	0,23
Ag. gr/T ...	53	23	—	—	6	16	37	47	31	51
Au. gr/T ...	0,18	0,10	—	—	0,06	0,10	—	—	—	—
CaO	1,52	2,25	2,10	1,53	3,10	1,52	—	—	—	—
MgO	0,76	1,23	0,63	0,51	1,60	0,62	—	—	—	—
SiO ₂	1,09	3,24	3,76	1,34	6,61	2,14	4,77	8,20	5,13	3,27
SO ₄ Ba	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	Trazas	0,80	0,03	0,33	0,78	0,08	—	—	—	—

Muestra n.º 1.—Tomada de la Tesis de A. W. SMITH (1959).
 Muestra n.º 2.—Tomada de la Tesis de A. W. SMITH (1959).
 Muestra n.º 3.—Tomada de la Tesis de A. W. SMITH (1959).
 Muestra n.º 4.—Tomada del libro *Piritas Españolas* (1963).
 Muestra n.º 5.—Nivel 5.º (Pirita masiva).
 Muestra n.º 6.—Nivel 120 (Mineral cobrizo).
 Muestra n.º 7.—Nivel 5.º (Mineral complejo).
 Muestra n.º 8.—Nivel 120 (Mineral complejo).
 Muestra n.º 9.—Nivel 120 (Mineral complejo).
 Muestra n.º 10.—Nivel 120 (Mineral complejo).

A partir de la muestra n.º 5 se han analizado por Asturiana de Zinc, S. A. en Cueva de la Mora.

FIG. 15

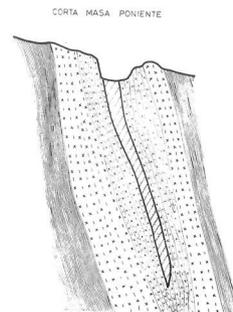
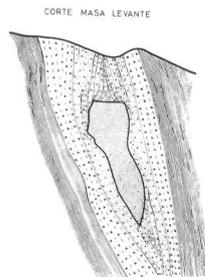
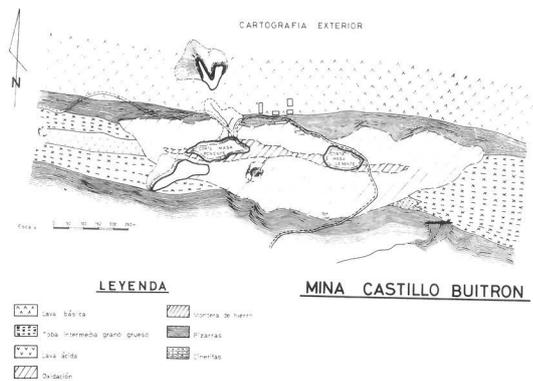
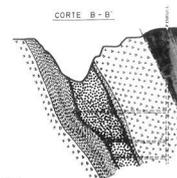
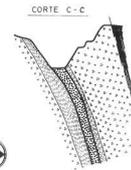
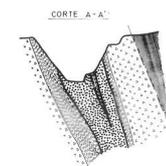
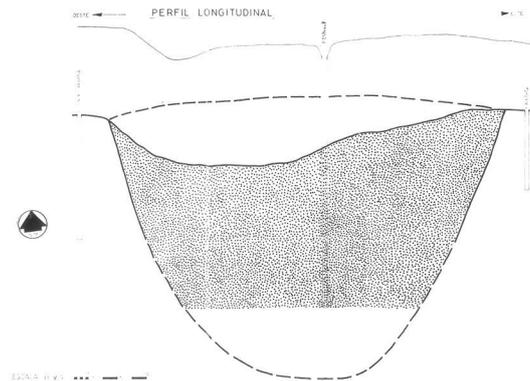
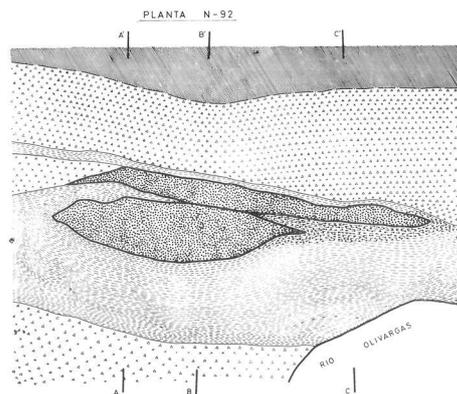


FIG. 16



MINA CUEVA DE LA MORA

FIG. 17

YACIMIENTO: Castillo del Buitrón.

SITUACIÓN { Geográfica: Hoja n.º 960.—Valverde del Camino.
 Coordenadas: 37º 38' 20" - 3º 5' 0".
 Geológica: Flanco N. anticlinal Valverde.
 Local: 7,5 Km. N.O. Valverde.
 Paraje: El Buitrón.
 Actual: Parada.

MORFOLOGÍA: Masas lenticulares aplanadas, interestratificadas separadas unos 300 m. La masa levante no afloró superficialmente.

Número de masas: 2.

	G E O M E T R I A				
	Metros			Dirección	Buzamiento
	L	A	P		
DENOMINACIÓN					
Levante	120	60	150	E - 30° S	65° N
Poniente	165	20	300	E - 10° S	70° N

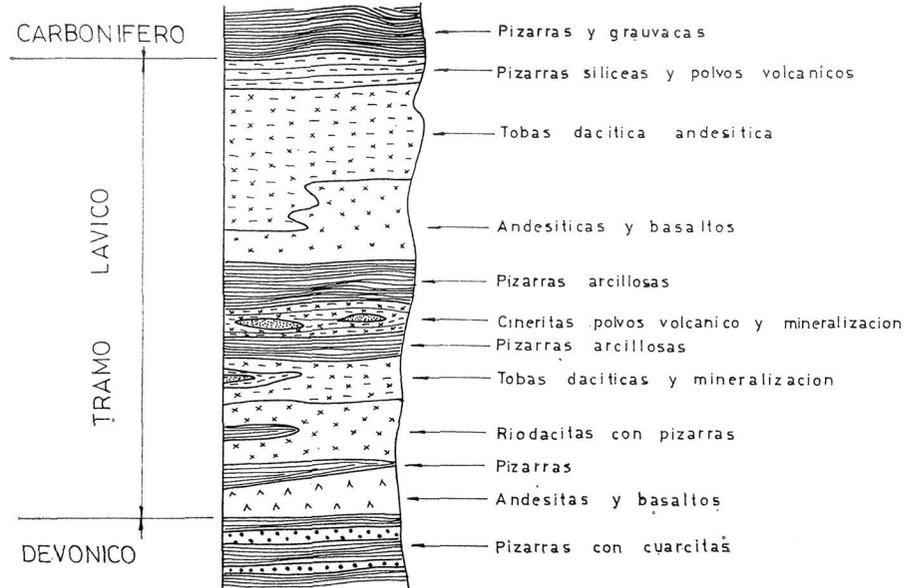
ENTORNO GEOLÓGICO: Lentejón de cineritas y polvo volcánico englobado en un tramos de pizarras arcillosas.

Hastiales { Techo: Cineritas y polvo volcánico.
 Muro: Cineritas y polvo volcánico.

Rocas encajantes ... { Techo: Cineritas, polvo volcánico, pizarras, ande-
 sitas y basaltos, tobas, etc.
 Muro: Cineritas y polvo volcánico, pizarras, to-
 bas dacíticas, riocitas.

FIG. 18

ESTRATIGRAFÍA:



TECTÓNICA: Poco considerable, fallas trasversales de desgarre con poco salto.

situación de las masas: Flanco Norte anticlinal de Valverde.

Fallas longitudinales: No hay.

Fallas trasversales } Dirección: N.N-E.
 } Buzamiento: N.O.

Desplazamiento de la masa: Escaso.

FIG. 19

Corte estratigráfico por Castillo Buitrón

METALOGENIA DE LA MINA "CASTILLO BUITRON" TIPOS DE MENA Y MINERALOGIA (Masa Poniente)

Mena	Situación	Caracteres macroscópicos	Mineralogía		Ganga	Caracteres microscópicos	Análisis de la mena %
			Tamaño mm.				
Pirita masiva	Fajas estratificadas. Muy abundante	Masiva de grano muy fino	Pi Cu Pr	0,03-1,0 0,05 —	Q Ser	Texturas geliformes y pirita euhedral muy pura.	S = 49,20 Cu = 0,40 Pb = 0,10 Fe = 45,40 Zn = 0,20 SiO ₂ = 2,10
Mineral cobrizo	Escaso, entre la pirita masiva	Masiva de grano muy fino	Pi Cu B G	<0,5 <0,1 <0,2 <0,1	Q Ser	Pirita masiva con calcopirita intersticial. Los bordes de la pirita euhedral están ligeramente corroídos.	S = 47,50 Cu = 1,60 Pb = 1,20 Fe = 43,60 Zn = 1,80 SiO ₂ = 3,60
Mineral complejo	Abundante; Fajas de hasta 2 m. de potencia dentro de la pirita masiva	Fajeado de grano muy fino	Pi As Cu B G Pr Th-Tn F Ge	0,005-0,5 <0,2 <0,02 0,2-3,0 0,1-1,5 — — — —	Q Ser Cc Cl	Fenocristales de blenda y galena englobando pirita euhedral, calcopirita intersticial, freibergita y cobres grises. Estos últimos asociados a la galena.	S = 44,40 Cu = 0,60 Pb = 4,20 Fe = 40,30 Zn = 7,50 SiO ₂ = 2,10
Azufrón	—	—	—	—	—	—	S = Cu = Pb = Fe = Zn = SiO ₂ =
Mineral diseminado	Hastiales de masa	Cineritas mineralizadas	Pi	0,2-1,0	Q Ser Cl	Polvo volcánico muy silicificado y cloritizado.	S = 25,40 Cu = 0,30 Pb = — Fe = 18,70 Zn = — SiO ₂ = 52,40

Pi = Pirita
 Cp = Calcopirita
 B = Blenda
 G = Galena
 As = Arsenopirita
 Co = Covelina
 Cá = Calcosina
 H = Hematites
 Pr = Pirrotina
 Au = Oro nativo
 Th = Tetraedrita
 Tn = Tenantita
 Bo = Bournonita
 F = Freibergita
 Ge = Geocronita
 Q = Cuarzo
 Cc = Calcita
 Af = Anfibol
 Ser = Sericita
 Cl = Clorita

FIG. 20

ANÁLISIS DE DIFERENTES MUESTRAS DE MINERAL: MASAS LEVANTE Y PONIENTE

	M U E S T R A N U M E R O									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
S	48,30	47,60	48,40	44,40	43,00	42,08	42,02	46,13	46,16	43,35
Fe	42,60	43,30	45,30	41,10	49,00	37,00	36,50	40,75	43,75	38,75
Cu	1,40	0,60	0,30	1,50	0,06	0,74	0,44	0,77	0,31	0,39
Zn	0,60	1,20	0,70	0,80	10,10	9,40	12,22	5,06	4,71	0,58
Pb	0,30	0,40	0,50	0,21	4,11	1,95	4,49	1,97	1,12	1,42
As	0,15	0,35	0,46	0,37	0,05	0,31	0,18	0,27	0,21	—
Ag. gr/T ...	17	22	35	32	30	30	79	31	26	—
Au. gr/T ...	0,20	0,20	0,40	0,20	0,60	0,40	—	—	—	—
CaO	1,20	1,30	—	—	—	2,06	—	—	1,61	—
MgO	0,60	0,40	—	—	—	0,56	—	—	0,63	—
SiO ₂	3,40	4,20	2,60	6,20	—	4,60	3,56	4,85	1,66	4,19
SO ₄ Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,95
Cd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Muestra n.º 1.—Nivel 200.—Masa Levante.—Mineral cobrizo.

Muestra n.º 2.—Nivel 200.—Masa Levante.—Pirita masiva.

Muestra n.º 3.—Nivel 200.—Masa Poniente.—Pirita masiva.

Muestra n.º 4.—Nivel 200.—Masa Poniente.—Mineral cobrizo.

Muestra n.º 5.—Nivel 200.—Masa Poniente.—Demuestra medio

de 50 Kgs. de mineral complejo.

Muestra n.º 6.—Nivel 200.—Masa Poniente.—Sondeo n.º 8. 10-11 m.

Muestra n.º 7.—Nivel 200.—Masa Poniente.—Sondeo n.º 7. 10,65-11,65 m.

Muestra n.º 8.—Nivel 200.—Masa Poniente.—Sondeo n.º 7. 28,65-29,65 m.

Muestra n.º 9.—Nivel 200.—Masa Poniente.—Sondeo n.º 5. 11-12 m.

Muestra n.º 10.—Tomado de *Piritas Españolas* de I. PINEDO VARA (1963)

“lavado fino” de la masa Levante.

Los análisis han sido realizados en los laboratorios de ASTURIANA DE ZINC, S. A.

FIG. 21

EL MANGANESO

Dentro de la Faja Pirítica del S. O. Ibérico existe mayor número de yacimientos de manganeso que de pirita. Son yacimientos pequeños, de silicatos y carbonatos, explotados en las zonas de la montera donde se encuentran los óxidos secundarios, pirolusita, manganita, wad, etc. El agotamiento de las monteras y la escasa proporción de Mn en la braunita, rodocrosita y rondonita, unido al estado actual del mercado, justifican la desaparición de explotaciones en la Faja.

Los criaderos de manganeso corresponde a la última fase del episodio volcánico, situándose al mismo nivel o a nivel superior que los sulfuros, asociado a emanaciones silíceas póstumas, siendo sus rocas encajantes tobas, pizarras, polvos de hematites, jaspes y jaspilitas.

Todos los yacimientos tienen, en general, la misma dirección E.O. de las masas de sulfuros, con buzamiento N., adaptados a las estructuras tectónicas de la cuenca. Un gran número se encuentran próximos al contacto de las volcanitas con el carbonífero, aunque existen muchos situados entre las rocas volcánicas.

Dentro de los jaspes manganésíferos es frecuente encontrar estructuras geliformes y de deslizamiento "slumpings" que indican un origen coloidal semejante al de las masas de sulfuros.

GÉNESIS DE LOS YACIMIENTOS DE SULFUROS POLIMETÁLICOS

La génesis de los yacimientos de sulfuros polimetálicos de S. O. Ibérico ha sido motivo de amplias discusiones por numerosos autores. A partir de APPS (1961) y KINKEL (1962), empieza a introducirse la idea de la génesis exhalativo sedimentaria en fondo submarino, idea que en la actualidad es aceptada por la casi totalidad de los autores.

Resulta sorprendente la acumulación de tan enormes cantidades de sulfuros en estado gel procedentes de una sola emisión. Es posible la existencia de varias emisiones sucesivas, separadas por espacios considerables de tiempo, y en algunos casos de otros materiales, comprimidos por las presiones posteriores hasta formar una masa única. La situación de las masas, su textura geliforme, morfología lenticular y en escalón nos induce a pensar en un proceso de deposición como el siguiente:

- Emisión de barros o gases sulfurosos.
- Deposición por gravedad de los barros en la cuenca volcánica.
- Transporte, bien por movimientos tectónicos, disolución en el agua del mar o redeposición.

- Precipitación en condiciones de oxidación-reducción determinadas, formándose los sulfuros complejos.
- Aportes de materiales piroclásticos finos, o sedimentos terrígenos.
- La secuencia puede repetirse varias veces. Aunque su consolidación es aún relativa, es notable las diferencias de rigidez entre los distintos materiales.
- Fin del episodio volcánico con la emisión de materiales silíceos y manganesíferos.
- Nuevo episodio volcánico, o final de la formación con deposición de sedimentos carboníferos.
- Presiones diagenéticas comprimen todos los materiales expulsando lateralmente los menos competentes, formando masas únicas de sulfuros a partir de varias capas. Cuando la expulsión es incompleta aparecen los restos de tobas o pizarras entre la pirita.
- La deposición de los geles sulfurosos en las microcuencas pudo hacerse en fases de tranquilidad o de movimiento convulsivo del fondo de la cuenca, que provocaría una selectividad de los mismos según su densidad, lo que traería como consecuencia la situación marginal de los sulfuros complejos.
- En la situación actual de los yacimientos ha influido poderosamente la orogenia posterior.

ESTADÍSTICA

Para estudiar una provincia metalogénica tan explotada como la del S. O. Ibérico es necesario reunir todos los datos de los yacimientos conocidos. Tarea ardua y difícil realizada por PINEDO VARA (1963) y que nosotros hemos tratado de completar con algunas aportaciones. En el presente resumen daremos únicamente las conclusiones obtenidas.

- Los yacimientos de la Faja Pirítica del S.O. Ibérico son masas de sulfuros polimetálicos concordantes con la estratificación.
- Dentro de las volcanitas existen tres horizontes, inferior, medio y superior. El intermedio se encuentra en cualquier nivel de la formación, siempre al final de un episodio volcánico.
- La situación actual de las masas viene relacionada con la estructura tectónica de la cuenca. Pueden diferenciarse 9 estructuras en las que se encuentran 76 masas entre España y Portugal.
- Por su tamaño —inicial supuesto— distinguimos 4 tipos de masas:

“Muy grandes” superior a 20 millones de Tm.

“Grandes” entre 5 y 20 millones de Tm.

“Medianas” entre 1 y 5 millones de Tm.

Pequeñas” inferiores a 1 millón de Tm.

- Predominan las masas “Medianas”, siendo frecuente también las “Grandes” y “Muy grandes”.
- Las dimensiones medias dependen del tamaño de las masas. La media suele ser:

“Muy Grandes”...	850 x 80 x 350 m. = Longitud x Potencia x Profundidad
“Grandes”	400 x 40 x 260 m. = Longitud x Potencia x Profundidad
“Medianas”	350 x 25 x 170 m. = Longitud x Potencia x Profundidad
“Pequeñas”	200 x 12 x 75 m. = Longitud x Potencia x Profundidad
- En general, la morfología de las masas es lenticular deformada, produciéndose distintos tipos de deformaciones.
- Se pueden diferenciar tres tipos de mena: pirita, mineral cobrizo y mineral complejo, su participación es muy variable, no pudiendo relacionarse con ningún horizonte mineralizado ni con la posición del yacimiento dentro de la Faja.
- Acompañando a los yacimientos de sulfuros se encuentran “azufrones” de pirita grosera y diseminaciones de pirita, calcopirita, blenda y galena en tobas y pizarras volcánicas.
- La dirección general de las masas es la de la estratificación, E.-O. en Huelva y S.E. en Portugal, con buzamientos N. y N.O. respectivamente.
- La mayor parte de los yacimientos conocidos se debe a su afloramiento externo de montera o “capping” de hierro.
- Existe una evidente relación entre los yacimientos de sulfuros y los de manganeso, situándose éstos al techo de los primeros.

POSIBILIDAD DE NUEVOS YACIUMENTOS

En el esquema de la figura 17 se refleja la idea de la situación de los yacimientos de sulfuros polimetálicos dentro de la Faja.

Casi todos los yacimientos de la Faja Pirítica del S. O. Ibérico han sido puestos al descubierto por la erosión, por lo que es de suponer, —siempre que se mantengan las mismas condiciones— la *existencia de nuevos yacimientos* en lugares donde no ha actuado ésta, bien dentro de las volcanitas a profundidades mayores o por debajo de terrenos de recubrimiento posteriores, tales como el Carbonífero y el Pliocuaternario. El metalotecto que rige las mineralizaciones es la Formación Volcánica que alcanza profundidades desconocidas y se extiende debajo de los terrenos más modernos.

Desconocemos la relación que puede existir entre la cantidad de volcanitas expulsadas y las masas de sulfuros, pero es lógico pensar que cuanto mayor sea la superficie de volcanitas sin investigar, tanto mayor es la posibilidad de encontrar nuevas masas. Por ello hemos determinado el tonelaje

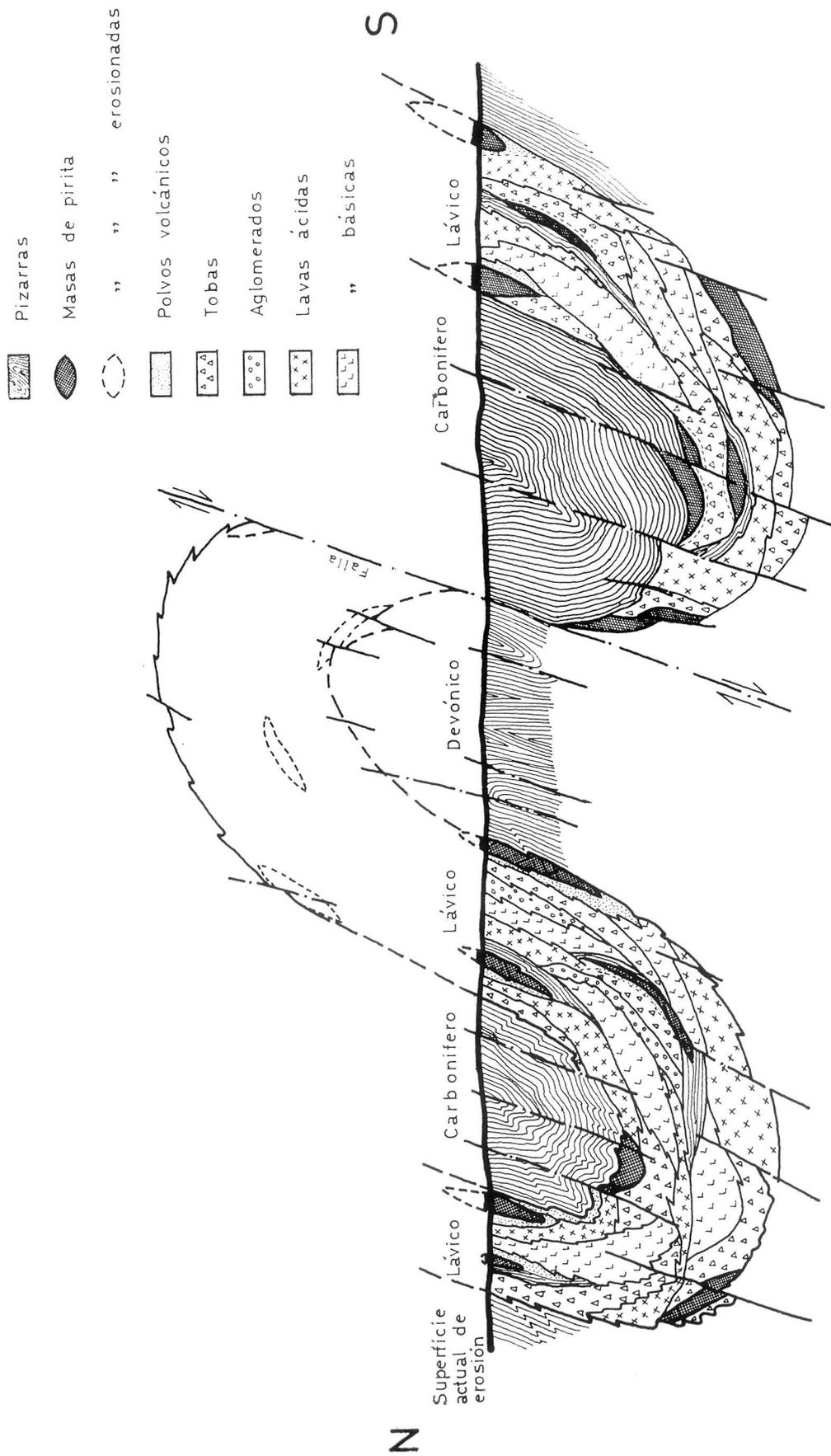


FIG. 22

Esquema de situación de masas de sulfuros polimetálicos dentro del nivel lávico. Se hace notar la posibilidad de masas ocultas y otras totalmente arrasadas por la erosión

de sulfuros polimetálicos conocido en los yacimientos descubiertos, relacionándolo con la superficie de los terrenos de la Faja, llegando a los resultados siguientes (provincia de Huelva solamente):

TONELAJE :

Masas "Muy grandes"	475 millones Tm.
Masas "Grandes"	170 " "
Masas "Medianas"	95 " "
Masas "Pequeñas"	10 " "
TOTAL.....	750 " "

SUPERFICIE :

Devónico	1.383 Km ²
Formación volcánica	695 "
Carbonífero	2.075 "
TOTAL.....	4.153 "

Para un cálculo hipotético vamos a considerar nula la posibilidad de nuevas masas dentro de la Formación volcánica, tomando solamente la superficie cubierta por el Carbonífero. Como es posible que existan áreas debajo del mismo en que no haya volcanitas, tomaremos solamente 1/2 de su superficie:

$$\text{Tonelaje posible} = \frac{2.075 \text{ Km}^2 \times 1/2}{695 \text{ Km}^2} \times 750 \text{ M. Tm.} = 1.125 \text{ M. Tm.}$$

Evidentemente esta es una cifra orientativa y conservadora, ya que no hemos considerado las posibilidades de la Formación Volcánica ni los terrenos Pliocuaternarios, debajo de los cuales puede existir el paleozoico de la Faja.

Relacionando esta cifra con el tamaño de las masas obtenemos:

En masas "Muy grandes"	710 millones Tm.
En masas "Grandes"	255 " "
En masas "Medianas"	145 " "
En masas "Pequeñas"	15 " "

Estas cifras pueden alejarse más o menos de la realidad, no obstante es lógico pensar que *existen muchas posibilidades de nuevas masas*, que es necesario descubrir con la aplicación de las más modernas técnicas de prospección, teniendo siempre en cuenta el criadero mínimo rentable y la profundidad máxima a que debemos llegar con la exploración, así como las limitaciones impuestas en la exploración y explotación de los nuevos yacimientos.

CRIADERO A PROSPECTAR

El objetivo de toda exploración minera es localizar yacimientos económicamente rentables, entendiendo que en la rentabilidad de un yacimiento entran en consideración muchos factores modificables a través del tiempo. El estudio de la rentabilidad de un yacimiento es un proceso muy complejo en el que intervienen diversos especialistas en geología, explotación, economistas, etc., ayudados por ordenadores electrónicos. Sin embargo, al iniciar toda prospección es necesario conocer aproximadamente el yacimiento mínimo rentable, partiendo de supuestos dados en la práctica según la provincia metalogénica de que se trata, tipos de mena, costos de explotación, tratamiento, evolución en el precio de los metales, etc. y demás factores que influyen en el “negocio minero”. Como la minería es uno de los negocios más arriesgados que existen, los márgenes de beneficio deben ser considerables.

Partiendo de una masa con una mineralización de tipo medio en la proporción siguiente:

Mineral cobrizo ...	1,30 %	Cu	50 % de la masa
Pirita masiva.....	46,00 %	S	40 % de la masa
Mineral complejo...	8 %	Zn, 0,9 % Cu, 4 % Pb, 120 g/T.	10 % de la masa

Aplicando las fórmulas corrientes para este tipo de minerales, con un beneficio neto del 12 % anual y un beneficio del riesgo del 20 %, durante la vida de la mina —10 años—, hemos determinado que el yacimiento mínimo a prospectar sería de 8.000.000 de Tm., encontrándose su parte superior a una profundidad máxima de 200 m.

Las dimensiones de esta masa de tamaño “grande” serían de 400 m. de longitud por 40 m. de potencia y 250 m. de profundidad a partir de la profundidad a que se halle. Estas cifras, aproximadas, nos darán idea de la malla que es necesario emplear en cualquiera de los métodos de prospección que se utilicen.

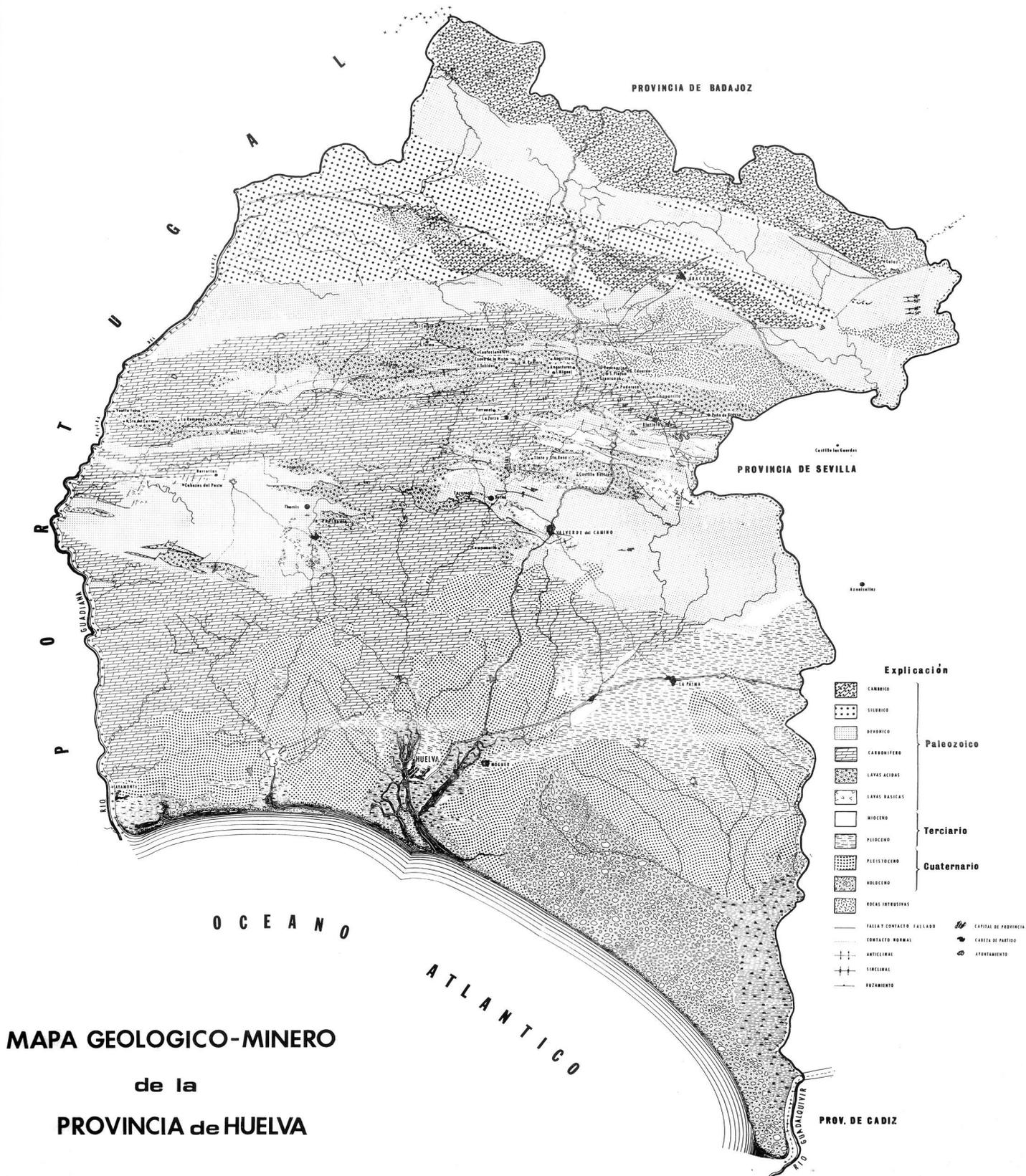


FIG. 23

PROSPECCIÓN DE NUEVOS YACIMIENTOS

En la provincia metalogénica de S. O. Ibérico se han usado casi todos los métodos de prospección conocidos, tanto directos como indirectos, en áreas restringidas. En la programación de una campaña de investigación se inicia siempre con los métodos menos costosos que puedan eliminar grandes áreas, aumentando la precisión y costo de los mismos a medida que disminuye el riesgo de la inversión. Al principio se emplean los métodos indirectos que aprovechan las diferencias entre las propiedades físicas o químicas de los yacimientos con sus rocas encajantes, observando sus contrastes.

Los métodos indirectos tratan de determinar áreas donde la posibilidad de encontrar yacimientos es máxima, o eliminar las zonas en que no existen posibilidades de encontrar nuevas masas. Pueden dividirse en métodos Cartográficos, Geoquímicos y Geofísicos.

CARTOGRÁFICOS: La cartografía es imprescindible en toda investigación preliminar para, con los conocimientos actuales sobre la génesis, separar áreas que "a priori" pueden considerarse carentes de mineralización, Devónico, Carbonífero muy potente, determinadas partes de lavas, etc. Existen cartografías a E=1:50.000 y 1:25.000 de la Faja que sirven para una primera aproximación. Para delimitar áreas más concretas donde aplicar métodos indirectos más precisos es necesario realizar cartografía de zonas a escalas 1:10.000 o 1:5.000.

GEOQUÍMICA: La geoquímica tradicional, estratégica o táctica, de elementos mayoritarios como Cu, Pb y Zn, se ha aplicado en la Faja con resultados poco satisfactorios debido a la contaminación producida por los trabajos mineros existentes, fundiciones antiguas, quemas de piritita y diseminación pirítica existente en casi todas las rocas de la Faja. Actualmente está en fase de estudio la mercuriometría que pretende medir el Hg expelido por las masas y que se adhiere a los sedimentos. El problema radica en la escasez de suelos, pues los procedimientos de análisis de Hg han avanzado espectacularmente en estos últimos años.

GEOFÍSICOS: Los procedimientos geofísicos aplicables a la prospección de yacimientos pueden ser: Sísmicos, Magnéticos, Eléctricos y Gravimétricos.

Sísmicos: Miden la propagación de las ondas elásticas engendradas por una explosión de dinamita próxima a la superficie. Es un método muy usado en la prospección petrolífera y en ingeniería civil, pero de empleo muy restringido en exploración minera.

Magnetometría: Mide la intensidad magnética de las rocas y minerales, su uso queda restringido —como método directo— a yacimientos de minerales magnéticos. Dentro de la Faja son muy escasas las masas que contienen pirrotina o magnetita. Puede tener aplicación como método indirecto en cartografía.

Geoeléctricos: Incluimos dentro de este apartado todos los sistemas geofísicos en los que se miden los efectos de la conductividad eléctrica de las rocas producida por el paso de una corriente eléctrica —natural o artificial— a través del suelo. Se agrupan en dos tipos:

— ELECTROMAGNÉTICOS.

— ELÉCTRICOS de corriente continua o alterna de baja frecuencia.

Electromagnéticos: Constituye uno de los grupos de métodos geofísicos más amplio e importantes de la prospección minera. Han sido frecuentemente empleados dentro de la Faja en sus modalidades de Turam, Slimgran, J. E. M., Very Low Frequency (VLF), etc. Todos ellos tienen un inconveniente común, su escasa penetrabilidad debido fundamentalmente a la conductibilidad de las rocas encajantes “efecto skin”. Los resultados obtenidos hasta el presente son poco satisfactorios.

Eléctricos: Dentro de esta serie de métodos podemos incluir Autopotencial, Resistividades, Polarización inducida y Puesta a masa. De todos ellos, los más empleados en la Faja son Resistividades y Puesta a masa.

Resistividades: Con esta técnica electroprospectiva se mide la “resistencia” que opone todo cuerpo al paso de una corriente eléctrica. En la fig. 24 damos las diferentes resistividades de los materiales que componen la cuenca. Ha sido muy empleado en la modalidad de calicatas eléctricas y sondeos eléctricos, con bastante éxito. Tiene la desventaja de su lentitud de medida y la interferencia de pizarras grafitosas, causas muy frecuentes de anomalías.

Puesta a masa: Es una variedad del método de resistividades en el que un electrodo se introduce en una masa conocida, midiendo la caída de potencial a medida que nos alejamos de éste. Es un método muy interesante, pero requiere como condición indispensable la existencia de una masa previa accesible.

Gravimetría: La falta de homogeneidad de la tierra, en la que a volúmenes iguales no corresponden masas iguales, provoca las llamadas “anomalías de la gravedad”. Aprovechando las diferencias de densidad existentes entre los materiales de la Faja —véase fig. 25— se puede utilizar este método como complementario del de resistividades, ya que los parámetros que mide son distintos. No se puede emplear como método primario debido a su coste y a las dificultades de interpretación.

CONCLUSIONES

La Faja Pirítica del S. O. Ibérico es una Provincia metalogénica definida de génesis exhalativo sedimentaria.

A pesar de que sus explotaciones se remontan a tiempos romanos “existen posibilidades de encontrar nuevos yacimientos dentro de las volcanitas y debajo de sedimentos más recientes”.

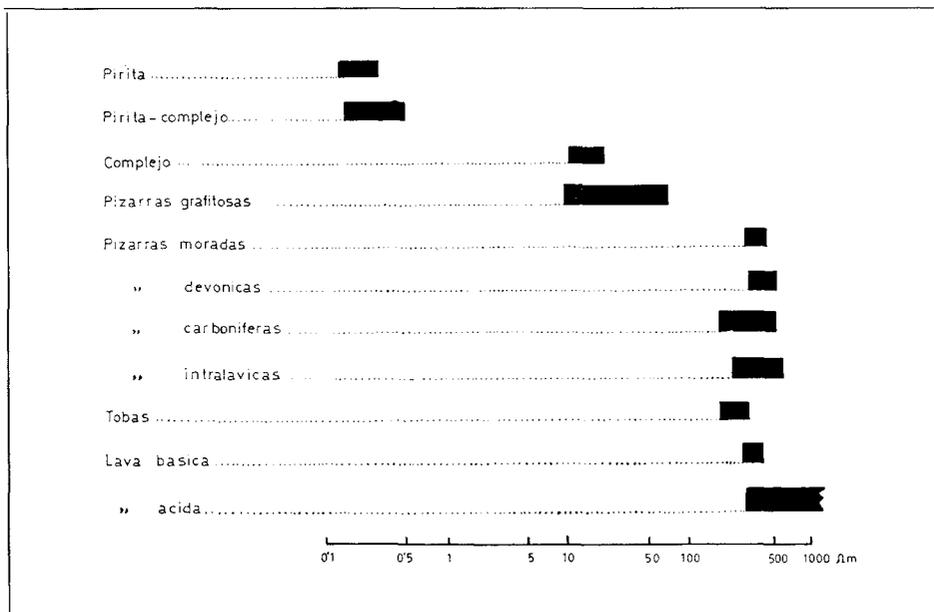


FIG. 24

Límites de variación de la resistividad de cuerpos metálicos y rocas, en la franja pirítica del S.O. Ibérico

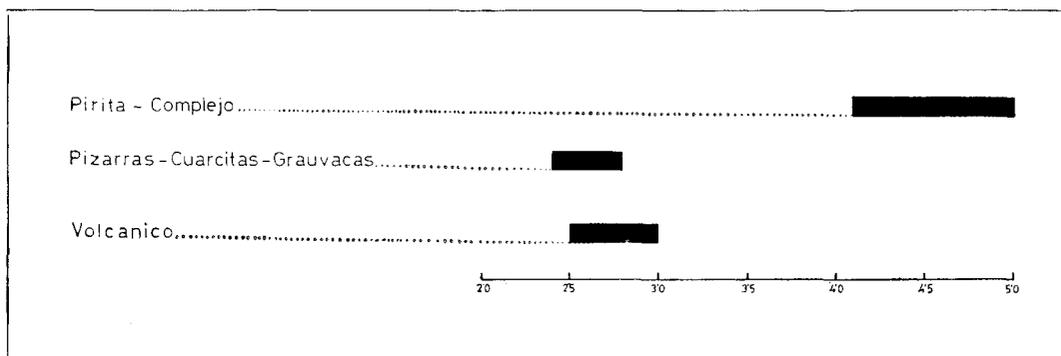


FIG. 25

Límite de variación de densidades en rocas y cuerpos metálicos, en la franja pirítica del S.O. Ibérico

Los métodos de investigación indirectos más idóneos de los aplicados hasta el presente son resistividades y gravimetría. Ello no impide seguir ensayando con nuevos métodos.

Antes de iniciar la campaña de sondeos de reconocimientos, es necesario ensayar con dos métodos que midan parámetros diferentes.

AGRADECIMIENTO

Este trabajo no hubiera podido llevarse a efecto sin la ayuda de ASTURIANA DE ZINC, S. A. y el DEPARTAMENTO DE MINERALOGÍA DE LA UNIVERSIDAD DE SALAMANCA. Quiero expresar mi agradecimiento al Excmo. Sr. D. FRANCISCO JAVIER SITGES, Con-

sejero Director general de Asturiana de Zinc, S. A. y al Dr. D. ANTONIO ARRIBAS MORENO, Catedrático del Departamento de Mineralogía de la Universidad de Salamanca y Director de la Tesis.

BIBLIOGRAFIA

- ALLAN, J. C. (1946): *The San Telmo Orebody*. Trans. Inst. Min. Met., 55, 339-372. Londres.
- AMSTUTZ, G. C. (1968): *Les laves spilitiques et leurs gîtes minérales*. Geol. Rundschau, 57, 936-954.
- ANDERSON, C. A. y NASH, J. T. (1972): *Geology of the Massive Sulfide Deposits at Jeerome, Arizona*. Econ. Geol., 67, 845-863.
- ANTÓN, F. (1875): *Las minas de la provincia de Huelva*. Rev. Min., 26. Madrid.
- APPS, J. A. (1961): *San Miguel: An account of the Geology, Petrology and Mineralogy of the San Miguel Concessions and Orebodies in the Province of Huelva, Spain*. (Tesis inédita). Londres.
- ARMENGOT, J. (1971): *Hojas geológicas núms. 937, 938 y 960*. Inst. Geol. y Min. Esp. Madrid.
- BARD, J. P. (1969): *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en la Andalousie Occidental (Espagne)*. Tesis Doct. Fac. Montpellier.
- BARRINGER, A. R. (1954): *A study of mineralisation in the pyritic deposits of southern Spain and Portugal*. (Tesis inédita). Londres.
- BATEMAN, A. M. (1927): *Ore deposits of the Rio Tinto, Huelva district, Spain*. Econ. Geol., 22, 569-614.
- BERNARD, A. y SOLER, E. (1971): *Sur la localisation géotectonique des amas pyriteux massifs du type Rio Tinto*. C. R. Ac. Sc. Paris, 273, 1087-1090.
- BRETIZELP, D. y FOGlierINI, F. (1971): *Les gîtes sulfurés concordants dans l'environnement volcanique et volcano-sédimentaire*. Miner. Depos., 6, 65-76.
- COLLINS, H. F. (1922): *The igneous rocks of the province of Huelva and the genesis of the pyritic orebodies*. Trans. Inst. Min. Met., 31, 61-169. Londres.
- DEMAY, A. (1926): *Sur la genèse des gisements de pyrite de la région de Huelva*. C. R. Congr. Geol. Int., 2, 1201-1206. Madrid.
- DESPREZ, D. y SOLER, E. (1971): *Les minéralisations pyriteuses et manganésifères liées aux formations volcano-sédimentaires de la province de Huelva (S.W. de l'Espagne)*. Bull. B. R. G. M. (2 s.) 2 (6), 5-16. Paris.
- DEWEY, J. F. y BIRD, J. M. (1970): *Mountain belts and the New Global Tectonics*. Jarn. Geoph. Res., 75, 2625-2647.
- DOETSCH, J. (1957): *Esbozo geoquímico y mineralógico del criadero de piritas "Las Herrerías", Pueblas de Guzmán (Huelva)*. Not. y Com. I.G.M.E., 68, 225-306. Madrid.
- DOUGLAS, G. V. (1929): *On the structural relationships and genesis of pyritic orebodies of Huelva*. Geol. Mag., 66, 313-315. Londres.
- FEBREL MOLINERO, T. (1967): *Estratigrafía, Tectónica y Petrografía en la zona de Calañas (Huelva)*, A.D.A.R.O. Madrid.
- FERNÁNDEZ ALONSO, F. (1972): *Los métodos geofísicos en la cartografía geológica*. Bol. Geol. Min., 83, 66-72. Madrid.
- FINLAYSON, A. M. (1910): *The pyritic deposits of Huelva, Spain*. Econ. Geol., 5, 356-372 y 403-437. Lancaster.

- GARCÍA SALINAS, P. (1964): *Introducción al estudio metalogénico de la mina "La Ratera" de la provincia de Huelva*. Not. y Com. I.G.M.E., 75. Madrid.
- GONZALO TARÍN, J. (1886): *Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva*. Mem. Com. Map. Geol. España, 2 tomos. Madrid.
- HEIM, A. (1933): *The cupriferous pyrite ore of Huelva, Spain, a tectonic sketch*. Copper Res. World, 635-648. Londres.
- HEREZA, J. (1926): *Les gisements de pyrite de Huelva*. Exc. Congr. Geol. Intern. 85-138.
- HORIKOSI, E. (1969): *Volcanic activity related to the formation of the Kuroko type deposits in the Kosaka district, Japan*. Miner. Dep., 4, 321-345.
- HUTCHINSON, R. W. y SEARLE, D. L. (1971): *Strata-bound pyritic deposits in Cyprus and relations to other sulfide ores*. Soc. Min. Geol. Japan. Spec. Issue, 3, 198-205.
- I.G.M.E. (1970-72): *Mapas geológicos escala 1:200.000 de Puebla de Guzmán, Ayamonte y Sevilla*. I.G.M.E. Madrid.
- JENKS, W. F. (1971): *Tectonic transport of massive sulfide deposits in submarine volcanic and sedimentary host rocks*. Econ. Geol., 66, 1215-1224.
- KINKEL, A. R. Jr. (1962): *Observations on the massive pyritic deposits of the Huelva district, and their relations to volcanism*. Econ. Geol., 57, 1071-1080.
- KUNO, H. (1967): *Differentiation of basalt magmas*. Hess and Poldervoert. Ed., 623-688.
- LECOLLE, M. (1970): *Note préliminaire sur le métamorphisme et la tectonique de la province pyrito-cuprifère d'Huelva, Espagne. Conséquences pétrologiques*. C. R. Ac. Sc. Paris, 270, 1563-1566.
- LUSK, J. (1972): *Examination of volcanic-exhalative and biogenic origins for sulfur in the stratiform massive sulfide deposits of New Brunswick*. Econ. Geol., 37, 169-183.
- MAC GUILLAVRY, H. J. (1961): *Deep or not deep, fore-deep or after-deep*. Geol. Minjub, 40, 133-148. Amsterdam.
- MESEGUER PARDO, J. (1950): *El manganeso en la provincia de Huelva*. Not. y Com. I.G.M.E., 20, 2-28. Madrid.
- OFTEDAHL, C. (1958): *A theory of exhalative-sedimentary ores*. Geol. För. Förh., 80, 1-19. Estocolmo.
- PINEDO VARA, I. (1963): *Piritas de Huelva (su historia, minería y aprovechamiento)*. Ed. Summa. Madrid.
- RAMBAUD PÉREZ, F. (1969): *El sinclinal carbonífero de Río Tinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas*. Bol. Geol. y Min., 71. I.G.M.E. Madrid.
- ROCCI, G. y JUTEAU, T. (1968): *Spilites-kératophyres et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial*. Geol. Minjb., 47, 330-335.
- ROCHA GOMES, A. A. (1958): *The discovery of new orebody within the pyritic belt of Portugal by electromagnetic prospecting*. Geophys. Surv. Min. Hydro. Eng. Prospec. (Porto).
- ROSSO DE LUNA, I. (1941): *Algunas características mineralógicas de la pirita, calcopirita y blenda de Río Tinto*. Bol. I.G.M.E., 55, 1-28. Madrid.
- SCHALAMUK, I. B. (1972): *Metalogenia del yacimiento de piritas de La Lancha, su encuadre geológico en el distrito de Río Tinto*. Tesis doctoral. Salamanca.
- SCHERMERHÖRN, L. J. G. (1971): *An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt*. Bol. I.G.M.E., 82, 23-52. Madrid.
- SMITH, A. V. (1959): *The geology of Cueva de la Mora Mine*. Tesis doctoral inédita.

- SOLER, E. (1969): *L'association spilites-kératophyres de la province de Huelva (Espagne)*. Inédito.
- STRAUSS, G. K. (1970): *Sobre la geología de la provincia piritífera del S.O. de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal, Portugal*. Mem. I.G.M.E., 77. Madrid.
- TATSUMI, T.; SEKINE, Y. y KANEHIRA, K. (1970): *Mineral deposits of volcanic affinity in Japan: Metallogeny*. Volcanisme and Ore Genesis Edit. Tatsuo Tatsumi. Tokio.
- VAN DEN BOOGART, M. (1967): *Geology of the Pomarao Region (Southern Portugal)*. Tesis Doc. Graf. Cen. Distr. Rotterdam.
- VÁZQUEZ DE GUZMÁN, F. (1969): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja n.º 918: Santa Olalla del Cala*. I.G.M.E. Madrid.
- WILLIAMS, D. (1934): *The geology of the Rio Tinto Mines, Spain*. Bull. Inst. Min. Met., 355, 1-48; y 362, 21-35. Londres.

(Recibido el 11 - XI - 74)

BIOTITAS GRANITICAS DEL SUR DE LA PROVINCIA DE SALAMANCA (ESPAÑA)

JULIO SAAVEDRA ALONSO*
ANTONIO GARCÍA SÁNCHEZ*
M.^a CARIDAD GONZÁLEZ CUASANTE*

RESUMEN.—Se ha estudiado la distribución de elementos en biotitas pertenecientes a granitoides incluidos en el rango de granodioritas a granitos. La variación en composición química de la roca se refleja paralelamente en la biotita. La distribución de los diez elementos estudiados se explica perfectamente por los procesos ácido-base, poniéndose en evidencia que las clásicas relaciones de carga y radio no son determinantes por completo.

SUMMARY.—Element distribution in biotites, of granitoids on the range granodiorite-granite, has been studied. The variation on the main element contents of the rocks is reflected on the biotite composition. The distribution of ten elements studied is explained by the acid-base interactions.

INTRODUCCION

En una publicación anterior (SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ, 1973) se realizó un estudio general sobre la composición de biotitas graníticas del SW y SE de la provincia de Salamanca (Centro-Oeste de España), prestando especial atención a los elementos Ni, Co, Zn, Cu y Mn. En este trabajo se han considerado esencialmente los elementos típicos de las mineralizaciones de esta región de la Península Ibérica: F, Cl, Li, Be, Rb, Nb, Zr, W, Sn y Ba. Se utilizaron las mismas muestras, por lo que sus descripciones no se detallan aquí.

Los granitos correspondientes ya han sido estudiados desde los puntos de vista geoquímico (SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ, 1974) y petrológico (UGIDOS, 1973). De estos trabajos se ha obtenido la información complementaria precisa para llegar a los resultados aquí expuestos.

* Centro de Edafología del C.S.I.C. y Departamento de Mineralogía de la Facultad de Ciencias de la Universidad, Salamanca.

METODO EXPERIMENTAL

Las biotitas fueron separadas y purificadas por el empleo de líquidos densos (bromoformo) y el separador electromagnético Frantz. El grado de impurificación por clorita fue controlado por difracción de rayos X.

Las determinaciones de Rb, Nb, Zr, W, Sn y Ba se efectuaron por fluorescencia de rayos X con un límite de sensibilidad que oscila entre 4 y 10 ppm y un error relativo máximo del orden del 5 %. Se ha trabajado con pastillas constituidas por la mezcla íntima de biotita y celulosa con proporciones en peso del 80 % y 20 %, respectivamente y granulometría de ambos constituyentes inferior a 50 micras, sometiendo dicha mezcla a una presión de 300 atmósferas. Se ha recurrido para el control de los efectos de matriz a la medida de la radiación Compton, dada la proporcionalidad existente entre el coeficiente de absorción másico de una determinada sustancia y la intensidad de la radiación dispersa Compton de dicha sustancia (HOWER, 1959; REYNOLDS, 1963, etc.).

El Li se determinó por fotometría de llama, mientras que para el F se recurrió a una potenciometría con electrodo sensible; los contenidos de Cl y Be se obtuvieron por espectrofotometría de los complejos hierro-mercuri-tiocianato y con cromazurol S, respectivamente.

Al efectuar comparaciones entre grupos de muestras con un valor medio atribuido a cada una, se ha tenido en cuenta la dispersión de valores, asignado un margen de variación dado por los criterios estadísticos usuales:

$$E = 0.8453 \frac{d}{n(n-1)}$$

Se ha excluido este tratamiento solamente en los casos en los que el número de datos es inferior a cinco. Cuando intervienen dos medias, la dispersión se ha medido por la fórmula:

$$E_T = 0.70 (E_1 + E_2).$$

EL MEDIO GEOLOGICO

Las muestras pertenecen a tres batolitos graníticos, dentro de los cuales pueden diferenciarse varias facies (SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ, 1974; UGIDOS, 1973). El granito oscila entre granodiorita y granito de tendencia alcalina.

El granito de Linares de Riofrío consta de una zona central de carácter granodiorítico, con biotita como mineral ferromagnesiano esencial, y con enclaves dioríticos. Alrededor se dispone un granito biotítico también, pero de tendencia más adamellítica y con cordierita idiomorfa. Este granito corta nítidamente a las estructuras hercinianas.

El granito de Sequeros es una prolongación al NW de la zona externa del granito de Linares, con el que se encuentra enlazado. En él aparecen varias facies. En el centro, una cúpula constituida por granito leucocrático con muy poca biotita y con andalucita primaria, análoga a las citadas en otros lugares del Centro Oeste de España (CORRETGÉ, 1971). En la periferia predominan los granitos biotíticos con cordierita, análogos a los del batolito de Linares. Este macizo tiene una marcada disposición SE-NW, hercínica. Aparece ya alguna moscovita y su profundidad de emplazamiento es ya más somera que en el anterior.

En el batolito de Fuenteguinaldo puede hablarse ya de granitos de dos micas, con andalucita. El granito de Navasfrías (extremo N del batolito del Jálama) ofrece características similares, pero sin la presencia frecuente de andalucita o cordierita.

En la Tabla I se exponen algunas características químico-mineralógicas de estos granitos obtenidas a partir de los datos de SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ (1973). Los óxidos están expresados en % en peso, al igual que los contenidos en plagioclasa (Plag). El porcentaje de anortita en plagioclasas (An) se ha referido a moles.

TABLA I

DATOS QUIMICO-MINERALOGICOS (CALCULADOS) DE LAS ROCAS GRANITICAS

	1a	1b	2a	2b	3	4
An	25	31	9	21	16	11
Plag	35,2	42,6	26,7	33,4	29,6	24,3
Fe ₂ O ₃	3,63	4,32	1,75	3,17	2,30	2,40
MgO	1,11	1,50	0,41	0,88	0,78	0,53
TiO ₂	0,29	0,31	0,15	0,24	0,21	0,21

- 1a: granito de Linares, zona externa.
- 1b: granito de Linares, zona interna.
- 2a: granito cupuliforme de Sequeros.
- 2b: zona externa, granito de Sequeros.
- 3: granito de Fuenteguinaldo.
- 4: granito de Navasfrías.

El contenido en sílice aumenta gradualmente desde 1b, el más básico, a 1a, 2b, 3, 4 y, sobre todo, 2a.

RELACION ENTRE EL QUIMISMO DEL GRANITO Y LAS CONDICIONES DE CRISTALIZACION DE LA BIOTITA

La presencia de biotita como único mineral ferromagnesiano en los granitos considerados no es un hecho general. En ocasiones coexiste con cordieritas o andalucitas ferríferas. La atenta observación de los resultados de la Tabla I permite precisar las variaciones químicas de la roca.

La zona central del granito de Linares, 1b, una verdadera granodiorita, se caracteriza por la ausencia de cordierita y la riqueza en ferromagnesianos, juntamente con plagioclasas del término andesina. Sin embargo, el granito exterior, ya más adamellítico, contiene cordierita, al tiempo que las plagioclasas se empobrecen en calcio, quedando reducidas a oligoclasas cálcicas; lo mismo ocurre en el granito de Sequeros, 2b. En los restantes, con plagioclasas del término albita u oligoclasa ácida y menor riqueza en ferromagnesianos, no aparece este mineral, dando paso a la andalucita o moscovita, según las condiciones genéticas.

Se aprecia aquí un fenómeno general en muchos granitos hercínicos de Europa: la biotita y cordierita coexisten en granitos cuyas plagioclasas son oligoclasas cálcicas. Por otra parte, los contenidos en Al_2O_3 de estas rocas no difieren extraordinariamente (SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ, 1974). Además, si se establece una comparación entre el Al de la fracción plagioclasa de los granitos 1a y 1b se observa un mayor contenido en las de este último, del orden del 2 % de Al_2O_3 respecto al total de la roca. El paso del granito citado a términos menos cálcicos aún implica que el Al en exceso da lugar a un mineral más alumínico todavía y menos férrico que la cordierita: la andalucita o, si las condiciones de presión y temperatura lo permiten, la moscovita.

En la figura 1 se han representado los contenidos en Fe_2O_3 (hierro total expresado como óxido), Al_2O_3 y MgO de las biotitas (datos tomados de SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ, 1973). La suma de los tres óxidos se ha reducido previamente a 100,00 y los valores correspondientes a las distintas biotitas del granito de Sequeros se han reagrupado. Se observa muy bien cómo las muestras correspondientes a granitos en los que coexisten biotita-silicato rico en aluminio se desplazan hacia el polo Al_2O_3 ; este desplazamiento es tanto más acusado cuanto más rico en Al sea el silicato, fenómeno ya señalado en granitos hercínicos ibéricos por Albuquerque (1973). Con carácter más leve se señala una disminución de los elementos ferromagnesianos.

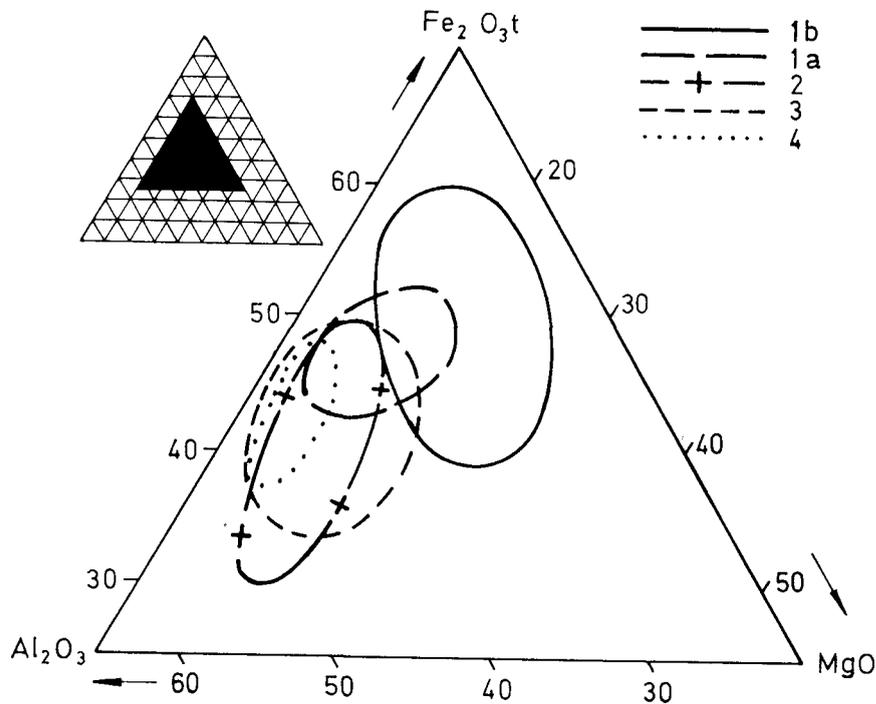


FIG. 1

Distribución de Fe, Al y Mg de biotitas. Los puntos representativos de las muestras pertenecientes al mismo granito están encerrados en las superficies indicadas; los dos granitos de Sequeros, se han considerado en conjunto, 2. Misma leyenda que la tabla I

Hay, pues, un paralelismo entre la composición química de la roca y la de la biotita. Este mineral obra como un tampón respecto a los ferromagnesianos y el aluminio, actuando fundamentalmente en el proceso la temperatura; los contenidos más elevados en TiO_2 han sido señalados repetidamente como índice de más elevada temperatura. De la misma manera se comporta el Fe_2O_3 (IVANOV, 1970). De acuerdo con ello, Tabla I, el granito interno del batolito de Linares, 1b, cristalizó a la temperatura máxima dentro de el conjunto y el granito de Navasfrías a la mínima. El caso de los granitos 2a, diferenciación cupuliforme, es esencialmente acusado.

Esta variación termodinámica incide en la composición química. UGIDOS (1973) había postulado, para el granito de Linares, un déficit de agua en la cristalización ($P_{\text{H}_2\text{O}}$ igual a 2.0 ó 3.0 Kb y $P_T \simeq 4$ Kb), apoyándose en argumentos petrológicos. La presión parcial del agua puede calcularse por la ecuación dada por WONES y EUGSTER (1965):

$$\log f_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{3428-4212 (1-X_1)^2}{T} + \log X_1 + \frac{1}{2} \log f_{\text{O}_2} + 8.23 - \log a_{\text{KAlSi}_3\text{O}_8} - \log a_{\text{Fe}_3\text{O}_4}$$

T = temperatura en grados absolutos ($^{\circ}\text{C} + 273$).

X_1 = fracción molar de la annita en la biotita.

f_{O_2} = fugacidad del oxígeno.

$a_{\text{KAlSi}_3\text{O}_8}$, $a_{\text{Fe}_3\text{O}_4}$ = actividades cuando los minerales respectivos, feldespato potásico y magnetita, no son puros.

En estas rocas graníticas puede usarse la ecuación simplificada de WONES (PUFFER, 1972):

$$\log f_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{7409}{T} + 4.25 + \frac{1}{2} \log f_{\text{O}_2} + 3 \log X_1 - \log a_{\text{KAlSi}_3\text{O}_8} - \log a_{\text{Fe}_3\text{O}_4}$$

En estas ecuaciones van implícitos valores tales como el de la constante de disociación elemental del agua, que en realidad varía con la presión; sin embargo, estas variaciones son poco importantes. También pueden desprejarse en este caso los términos $\log a_{\text{Fe}_3\text{O}_4}$ y $\log a_{\text{KAlSi}_3\text{O}_8}$ por ser las magnetitas y/o feldespatos potásicos inexistentes o prácticamente puros.

La fugacidad de oxígeno, poco variable con la temperatura, puede obtenerse a partir del diagrama de WONES y EUGSTER (1965), figura 2; la relación molar annita/biotita se ha obtenido a partir de los datos de la bibliografía, Tabla II. Admitiendo la temperatura supuesta por los autores citados se obtienen los valores medios $\log f_{\text{O}_2} = 10^{-16}$ y $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2.9 \text{ Kb}$. Por tanto, la presión parcial del agua es el 70 % de la presión total y los postulados del primero de los autores tiene una evidencia experimental. La biotita de la zona interna del granito de Linares ha cristalizado en condiciones deficitarias de agua. En los granitos de las zonas externas de este batolito y el de Sequeros (1a y 2b) la temperatura es algo menor y el grado de saturación en agua aumenta ligeramente.

La disminución de la temperatura y, por tanto, el aumento de la presión parcial del agua (la fugacidad del oxígeno varía menos) se acentúan en los granitos de Fuenteguinaldo (3), Navasfrías (4) y cúpula de Sequeros (2a), lo que está de acuerdo con la mineralogía (aparición de minerales hidratados como la moscovita) y otros factores geológicos.

DISTRIBUCION DE ELEMENTOS EN BIOTITAS

Anteriormente se había demostrado que la distribución de elementos típicos de rocas básicas (Ni, Co, etc.) en biotitas graníticas se rige no por

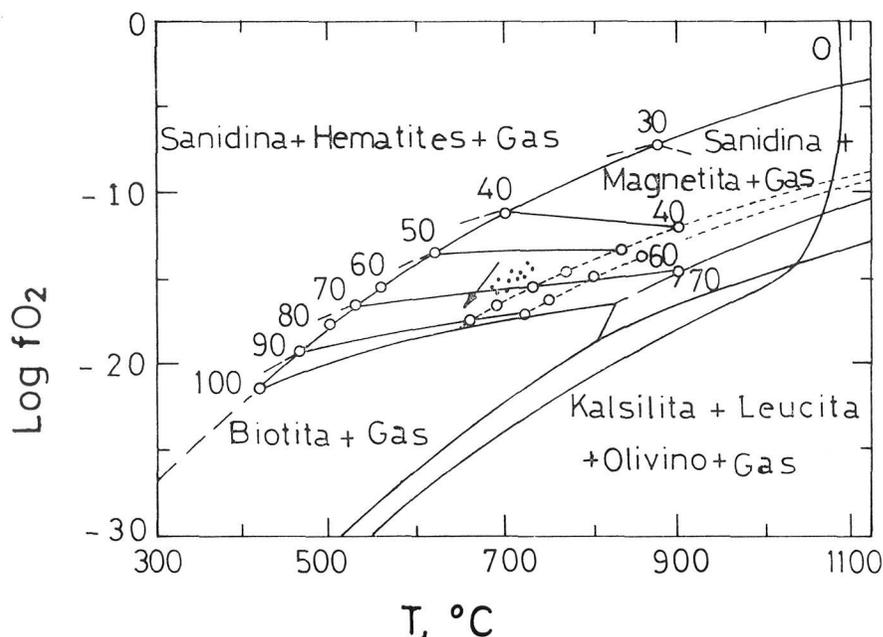


FIG. 2

Situación de las muestras en el diagrama de Wones y Eugster (1965). Se ha indicado con una flecha la dirección y límites previsibles de situación de las biotitas de todos los granitos. El punteado corresponde a las muestras del batolito de Linares

los criterios clásicos de carga y radio, sino por la electronegatividad (SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ, 1973). La moderna teoría sobre la naturaleza de los silicatos fundidos afirma que hay un paralelismo estructural entre el sólido y el líquido primitivo; éste está constituido principalmente por tetraedros ya formados oxígeno-silicio y/o aluminio, entre los cuales existen los cationes metálicos móviles. Es, en rigor, un sistema químico en el que coexisten formas ácidas y básicas, en su concepto amplio de aceptores o donadores de electrones. Tales propiedades se miden por el carácter electropositivo o electronegativo, y su validez se ha comprobado ya en algunas rocas ígneas (POPOLITOV y KOVALENKO, 1973). En fundidos graníticos los elementos más electropositivos son más solubles y, por tanto, su actividad es menor*. Aunque no hay muchos datos sobre la electronegatividad y, frecuentemente no hay concordancia entre los valores de los distintos autores, se puede explicar la composición de las biotitas a la luz de estas teorías. Dicha composición se indica en la Tabla II. Los elementos están expresados en partes por millón, a excepción del flúor, dado en %. Se ha incluido también la re-

* Al aumentar la acidez del fundido disminuyen las actividades de todas las bases, siendo esta disminución más acusada para las bases más fuertes.

TABLA II
RESULTADOS DEL ANALISIS DE BIOTITAS GRANITICAS

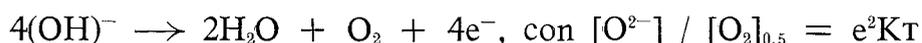
		Fe	Cl	Li	Be	Rb	Nb	Zr	W	Sn	Ba	100×Fe (Fe+Mg)
1a	1	1,15	950	360	13,8	1250	124	596	6	255	1379	61,6
	2	1,30	480	410	15,0	1438	126	311	<4	300	1767	62,1
	3	0,90	450	450	5,0	1200	126	361	<4	170	1767	65,9
	4	2,30	200	250	8,1	1242	173	331	7	135	1739	56,9
	5	0,90	435	163	5,9	960	185	454	<4	125	1767	65,6
	6	2,45	65	260	13,8	1245	176	328	12	260	2356	61,9
	7	1,25	506	260	10,7	1556	173	306	<4	120	2318	67,4
	16	0,90	480	88	6,3	1283	173	571	12	175	1739	64,8
	17	0,95	850	300	14,3	1683	210	252	<4	125	1739	62,5
	18	0,68	400	211	2,5	1680	210	250	<4	130	1767	63,4
	19	1,30	190	570	6,2	1985	201	454	<4	300	2945	61,6
35	2,45	<50	500	8,1	1539	176	379	13	300	2356	64,3	
1b	8	2,35	235	310	10,6	1136	159	471	11	250	1767	69,7
	9	2,35	240	240	<2	1051	185	470	10	210	1765	70,3
	10	2,25	70	325	5,6	1035	149	438	10	145	1739	58,8
	11	0,85	385	240	10,0	1077	126	706	14	70	2356	61,1
	12	2,35	90	188	7,5	976	151	302	<4	250	1767	56,2
	13	0,90	245	240	16,2	1186	159	622	10	215	1768	63,2
	14	2,40	225	213	3,4	1084	182	645	<4	120	1739	54,8
	15	2,42	435	29	5,3	1354	134	706	10	220	1367	56,4
2a	20	1,35	285	1100	11,8	2103	336	706	25	480	2356	69,4
	22	0,56	680	2000	5,6	1460	420	560	14	230	1400	64,6
2b	21	1,05	1500	410	11,2	1515	207	861	7	365	1761	55,6
	23	1,20	865	400	16,2	1472	176	824	10	175	2356	68,5
	24	1,52	560	760	5,0	1354	210	1127	8	215	1761	50,0
	25	1,25	400	470	<2	1059	107	1059	<4	215	2318	62,1
	26	2,45	75	500	8,1	1556	223	670	<4	360	1739	56,7
3	27	2,70	190	640	13,7	2119	274	861	10	180	2898	63,6
	28	0,75	<50	600	<2	1460	420	560	8	220	2500	60,1
	29	2,28	385	750	23,7	2254	286	656	<4	180	2356	68,2
	30	0,78	<50	1000	5,9	1346	337	496	12	210	1767	45,0
	31	1,45	370	840	19,3	2451	287	902	16	220	2898	69,6
4	32	0,72	215	700	<2	2130	310	830	<4	180	2800	61,6
	33	3,05	190	1500	7,8	4207	387	573	<4	480	2020	66,4
	34	1,25	845	630	15,5	3000	360	1070	<4	230	3500	65,0

TABLA III
COMPOSICION MEDIA (M) Y DISPERSION (E) DE LAS BIOTITAS GRANITICAS

	1a		1b		1		2b		2a	2		3		4
	M	E	M	E	M	E	M	E	M	M	E	M	E	M
TiO ₂	2,89	0,23	3,11	0,57	2,98	0,43	2,19	0,52	1,53	2,00	0,50	2,52	0,35	2,54
F	1,38	0,46	1,98	0,50	1,62	0,57	1,49	0,37	0,96	1,34	0,34	1,59	0,68	1,67
Cl	417	192	241	78	347	175	680	381	483	624	307	189	43	417
Li	319	110	223	56	280	85	508	116	1550	806	389	766	116	943
Be	9,1	3,4	7,3	3,4	8,4	3,3	8,1	4,2	8,7	8,3	3,8	12,5	7,4	7,8
Rb	1422	218	1112	74	1298	181	1391	140	1755	1503	135	1926	395	3112
Nb	171	22	156	14	165	26	185	33	378	240	73	321	44	352
Zr	383	75	545	110	448	100	908	115	633	830	146	695	141	824
W	5	4	8	3,7	6	4,4	5	3,8	20	9	5,6	9	4	<4
Sn	189	61	185	49	188	53	266	73	355	291	86	220	17	297
Ba	2000	220	1934	118	1934	216	1987	265	1878	1956	317	2484	319	2763
Fe × 100	63,3	1,63	61,2	4,33	62,4	2,43	58,5	5,2	67,0	60,9	5,5	61,3	6,6	64,3
Fe + Mg														
RELACIONES INTERELEMENTALES														
Rb/Ba ...	0,71	0,14	0,58	0,12	0,67	0,12	0,70	0,11	0,94	0,77	0,14	0,78	0,18	1,12
Ti/Zr	46	9	35	10	40	11	14	4	15	15	4	22	6	19
Ti/Nb ...	102	15	121	23	109	23	71	21	25	50	20	48	9	44
Mg/Li ...	140	41	2,32	52	176	46	78	21	20	46	20	53	8	34
Ti/Sn	93	26	102	32	96	29	49	18	26	42	16	70	8	52

lación molar entre el hierro total y la suma hierro total + magnesio, en %. En la Tabla III se dan los valores medios correspondientes, junto con las relaciones entre elementos, los porcentajes en TiO₂ tomados de la bibliografía y la medida estadística de la dispersión, E. El conjunto de todas las biotitas de todos los granitos de Linares y Sequeros se ha indicado con los números 1 y 2, respectivamente.

Los contenidos en Be y W son demasiado bajos y dispersos para que las variaciones medias sean estadísticamente significativas. Así, las cantidades de berilio son mínimas en las biotitas de 1b, las más pobres en su elemento químicamente afín, el Al, pero con poca diferencia. Para el W y, en general, los elementos más electropositivos de los considerados, la variación más significativa está en el grupo 2a, con un contenido netamente superior a los restantes; es aquí en donde el parámetro 100 Fe/(Fe + Mg) es más elevado y, según la figura 2, la concentración de O₂ más baja. El medio se hace menos alcalino, conforme a la reacción



(siendo "e" el potencial redox), ecuaciones dadas por KORZHINSKII (1963, 1965). En este medio más ácido se disuelven preferentemente los óxidos más básicos. No ocurre así con el Ba por ser afín geoquímicamente al K y caracterizarse el incremento de acidez por una sodificación a expensas del K (SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ, 1974).

El contenido en F es máximo en las biotitas del grupo 1b, que cristalizaron en condiciones deficitarias de agua. En este caso, el flúor entra más fácilmente en el mineral. Al aumentar el H₂O, este F⁻ cede su posición en favor del OH⁻; las variaciones son estadísticamente significativas si se comparan los grupos 1b con 2, Tabla III, por ejemplo. El Cl, de carácter más electropositivo que el F, se acumula más respecto a éste al pasar a granitos más ricos en sílice.

La relación entre los elementos afines Mg y Li muestra un neto enriquecimiento en la base más fuerte LiO₂, al pasar a rocas más ácidas, Tabla III. Es el mismo caso en la relación entre Rb y Ba, dos elementos ligados siempre al K: en los términos más ácidos el Rb se concentra respecto al Ba, cuyo óxido es menos básico. Análoga explicación tiene la variación de las relaciones Ti/Zr, Ti/Nb y Ti/Sn, pues los óxidos de Zr, Sn y Nb son más básicos que el Ti y se acumulan preferentemente respecto a él en granitos de acidez creciente; mientras que el Ti empieza a precipitar (se requiere siempre una concentración mínima) en forma de minerales independientes ya en rocas básicas, alcanzando en ellas su máxima concentración, el Zr, cuyo óxido es más básico, lo hace en un período más tardío, en el límite

granodiorita-adamellita, Tablas I y III. El Nb y Sn, de óxidos más básicos aún, tienen su mayor acumulación en el rango adamellitas-granitos.

CONCLUSION

La composición de las biotitas refleja completamente la de los granitos correspondientes. La distribución de elementos está regida por las condiciones de formación: temperatura, grado de saturación en agua, medio más o menos oxidante o reductor y naturaleza química del material no consolidado de partida. La teoría de interacción ácido-base explica el comportamiento de los elementos aquí estudiados: la medida del carácter más o menos ácido o básico viene dada por la electroafinidad o electronegatividad. No se pretende que éste sea el único mecanismo general, puesto que las posibilidades son numerosas y, sin duda, los procesos de formación de complejos, por ejemplo, son muy importantes para ciertos elementos (Sn, W, Mo, W, Be, Nb, etc.). La distribución de un elemento en biotita puede explicarse por reacción ácido-base, pero esto no implica que el mismo mecanismo sea válido para la distribución en el resto de la roca.

BIBLIOGRAFIA

- ALBUQUERQUE, C. A. R. (1973): *Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal*. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 1779-1802.
- CORRETGÉ, L. G. (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis, Univ. Salamanca.
- HOWER, J. (1959): *Matrix corrections in the X Ray spectrographic trace element analysis of rocks and minerals*. Amer. Miner., 44, 19-32.
- IVANOV, V. S. (1970): *Composition of biotite in granitoids as influenced by temperature and chemical activity of potassium*. Intern. Geol. Rev., 13, 649-657.
- KORZHINSKII, D. S. (1963a): *Hypothesis of the advancing wave of acidic components in postmagmatic solutions*. Sym. of Probl. of Postmagm. Ore Dep., Prague, 157-160.
- (1963b): *The relation of oxygen activity to acidity and reduction potential in endogenous mineral production*. Izv. AN-SSSR, ser. geol., n.º 3 (en ruso).
- POPOLITOV, E. I. y KOVALENKO, V. I. (1973): *On the influence of the melt composition on the behavior of rare elements*. Geochem. Intern., 10, 240-248.
- PUFFER, J. H. (1972): *Iron-bearing minerals as indicators to intensive variables pertaining to granitic rocks of the Pegmatite Points area*. Colorado. Am. Jour. Sci., 1972, 273-289.
- REYNOLDS, R. C. (1963): *Matrix corrections in trace element analysis by X Ray fluorescence: estimation of the mass absorption coefficient by compton scattering*. Amer. Miner., 48, 1133-1143.

- SAAVEDRA, J. y GARCÍA SÁNCHEZ, A. (1973): *Composición química de las biotitas de granitos de la provincia de Salamanca relacionada con las condiciones de formación*. Stvd. Geol., 6, 7-27.
- (1974): *Estudio geoquímico de algunos granitos de la provincia de Salamanca*. Bol. Geol. y Min. de España, en prensa.
- UGIDOS, J. M. (1973): *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca.
- WONES, D. R. y EUGSTER, H. P. (1965): *Stability of biotite: experiment, theory and application*. Am. Mineral., 50, 1228-1272.

(Recibido el 11 - XI - 74)

ALBITIZACION Y SODIFICACION EN GRANITOS HERCINICOS ESPAÑOLES

L. G. CORRETGÉ*
FRANCISCO J. MARTÍNEZ*

RESUMEN.—En este artículo, después de precisar los conceptos de sodificación y albitización, se estudian, desde un punto de vista petrográfico, las diferentes modalidades texturales de los procesos de albitización, referidos principalmente a granitos hercínicos españoles.

Los estudios microscópicos revelan gran número de aspectos que requieren consideración y discusión acerca de su valor relativo en la petrogénesis de estas rocas.

Se presta especial atención a los tipos de albitización secundaria y su interpretación petrogenética, basándonos en las composiciones en álcalis de los líquidos graníticos, en las fases sólidas silicatadas y en la fase volátil subsólida.

SUMMARY.—After an accurate definition of sodification and albitization concepts, the different textural types of the albitization processes in some Spanish hercynian granites are studied from a petrographical point of view.

Microscopic studies show a large number of features that require some consideration and discussion about their relative value in the petrogenesis of these rocks.

Special emphasis is given to the secondary albitization types and their petrogenetic interpretation, based on the alkali composition of the granitic melt, on the solid silicate phases, and on the volatile subsolidus phase.

INTRODUCCION

Los granitos estudiados hasta el momento en diversos trabajos sobre geología del macizo Hespérico presentan dos tipos de tendencias geoquímicas normales en los procesos de diferenciación sílico-alcálicos. Estas tendencias son o bien sílico sódicas, o bien sílico-potásicas.

* Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca.

Este trabajo trata exclusivamente de las particularidades geoquímicas y petrográficas de las series graníticas con tendencia final sílico-sódica y más concretamente de los fenómenos de albitización en dichas rocas.

Determinados autores han utilizado la relación Na/K como un índice del grado de albitización de la roca (in KARAYEVA 1968); sin embargo este índice no es lo suficientemente indicativo si no se atiende al mismo tiempo al contenido en otros cationes, pues, aunque es cierto que un aumento de Na en relación al K indica una sodificación general, nunca se podrá hablar con rigor de albitización mientras no se tenga en cuenta el contenido en Ca de la plagioclasa, e incluso el Na que puede entrar en otras fases minerales de los granitoides tales como moscovita y feldespato potásico. En consecuencia, únicamente debe aplicarse el término de albitización a aquellas rocas graníticas con tendencia sílico-alcalina en las que hay evidencia petrográfica de la presencia de albita, como fase individualizada y cualquier tipo de roca en las que se observen fenómenos metasomáticos con la aparición de albita secundaria.

KARAYEVA (op. cit.) utiliza el término de albitización con un significado equivalente al de sodificación. Para ello emplea un índice equivalente a la relación $(\text{Na}-\text{Ca})/\text{K}$. Este autor presupone que el total del Na y Ca de los granitoides se consume en la formación de la plagioclasa (lo cual no es rigurosamente cierto como se ha dicho en anteriores líneas). La diferencia Na-Ca determinaría, aproximadamente, el exceso de sodio en la fase plagioclásica que dividido por el potasio total de la roca, daría el grado de sodificación que según nuestro criterio, únicamente puede considerarse como albitización cuando aparezca albita como tal fase mineral.

La utilización simultánea de ambos términos: sodificación y albitización con un significado similar, se pone de manifiesto comparando los parámetros de KARAYEVA con los utilizados por De La ROCHE (1964). Hemos empleado dos diagramas comparativos (Figuras 1 y 2) aplicados al batolito de Cabeza de Araya (prov. de Cáceres); considerando en ambos una ordenada común que expresa el grado de silicificación y como abcisas, por un lado el parámetro $B=(\text{Na}-\text{Ca})/\text{K}$ (índice de albitización de KARAYEVA) y por otro el parámetro $(\text{K}+\text{Ca})-\text{Na}$ (CHAROY, 1970). Como puede comprobarse, en el primer caso la tendencia de la serie sería sílico-albítica, que es coincidente con la tendencia sílico-sódica, expresada en el segundo diagrama.

En conclusión, ambos términos han sido empleados indistintamente en la literatura, creando a menudo confusionismos molestos. En el presente trabajo se utiliza el término de albitización únicamente cuando existen evidencias petrográficas de este fenómeno, mientras que el término sodificación expresa solamente una tendencia geoquímica.

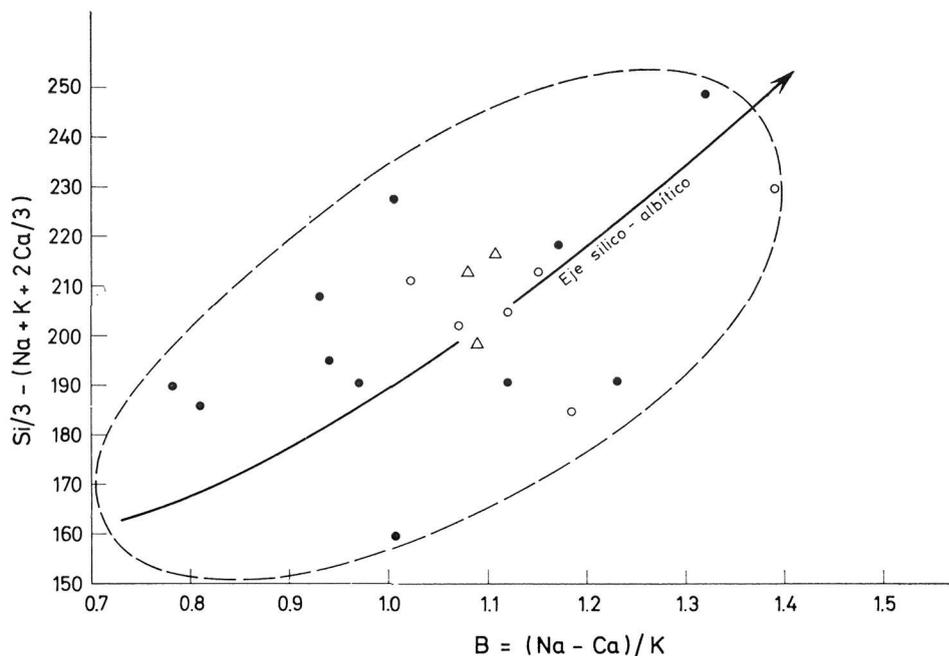


FIG. 1

Diagramas de De la Roche (1964), con modificación de Charoy (1970) aplicados a la serie de diferenciación del batolito de Cabeza de Araya

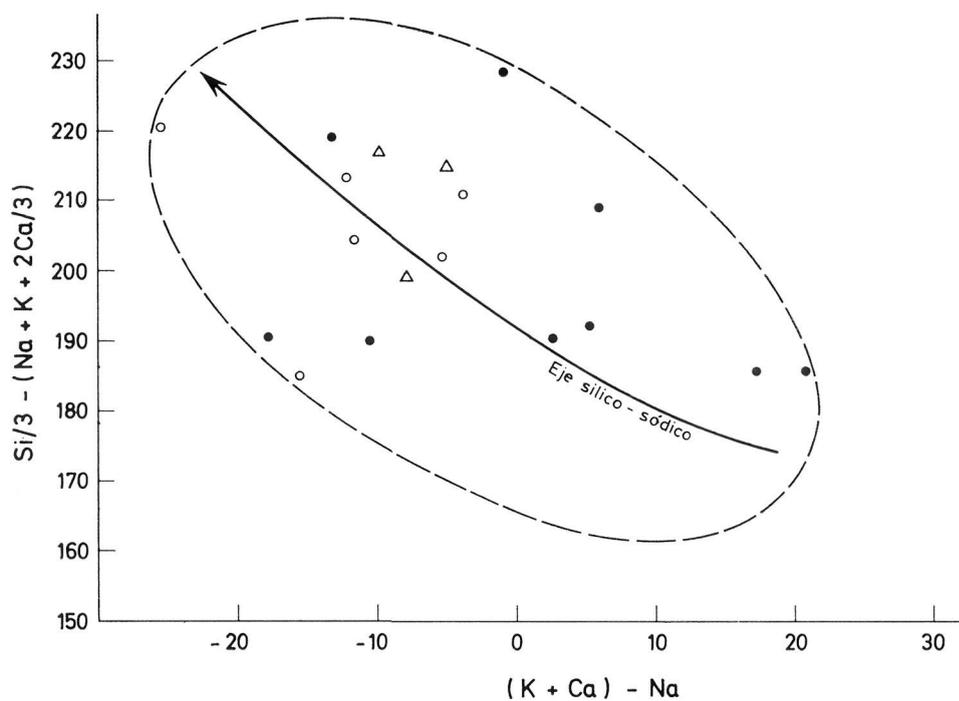


FIG. 2

Diagrama mixto en el que se ha utilizado como abcisa el parámetro B de Karayeva y como ordenada el parámetro Q de De la Roche, aplicado a la serie de diferenciación de Cabeza de Araya

Modalidades de la albitización

Ya que la albitización se materializa en la presencia de albita en las rocas, distinguiremos dos modalidades diferentes en cuanto a la aparición de este mineral:

- a) Albita con características texturales primarias (albita primaria).
- b) Albita con características blásticas, con texturas propias de fenómenos postmagmáticos (albita secundaria).

Dentro de este segundo grupo distinguimos diversas modalidades:

- 1) Pertitización.
- 2) Albitización mirmequítica.
- 3) Albitización intergranular.
 - a) Monocristalina.
 - b) Policristalina.
- 4) Otros tipos de albitización.
 - a) Chess board.
 - b) Albita coalescente.

a) *Albita con caracteres texturales primarios.* Este tipo de albita presenta los mismos caracteres que las restantes plagioclasas graníticas. Su hábito varía de idiomorfo a subidiomorfo. Raramente se encuentran zonadas. Su composición no es estrictamente albitica en todos los casos, ya que se encuentran contenidos de An > 10 %. No obstante ya que la composición media de las plagioclasas es menor de An 10, las consideramos como Albita. Presenta las mismas características que las plagioclasas banales en los granitoides, como por ejemplo un desarrollo de maclas de la albita según (010) y más raramente maclado de la periclina. Muchas de estas plagioclasas engloban cristales de cuarzo y sufren corrosión por feldespatos potásicos blásticos tardíos (Figuras 3 y 4).

Este tipo de plagioclasas es muy frecuente en la facies de granitos de dos micas y muy especialmente en los leucogranitos ricos en fases alumínicas (and, cord). En estos casos constituyen una parte esencial de la textura de la roca y son la única plagioclasa existente. Es rechazable la hipótesis de que sean derivadas por desmezcla del FK, o bien por sausrutización de plagioclasas preexistentes, ya que sus características (idiomorfismo, ausencia de sericita, etc.) son propias más bien de una cristalización primaria.

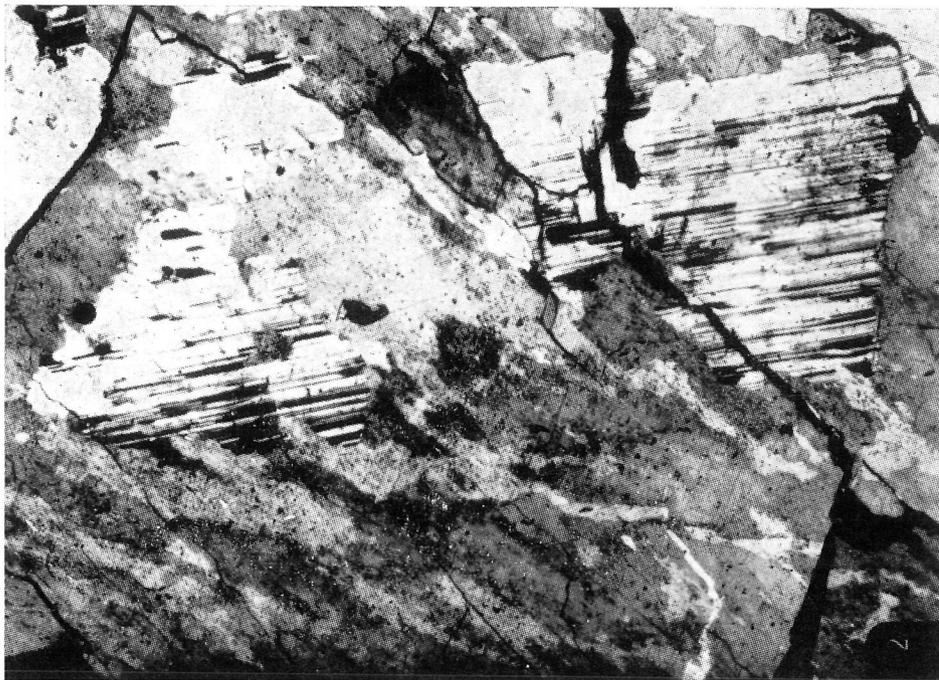


FIG. 3

Granito aplítico de La Zafrilla (batolito de Cabeza de Araya): Albita corroída por feldespato potásico. N.C. × 25

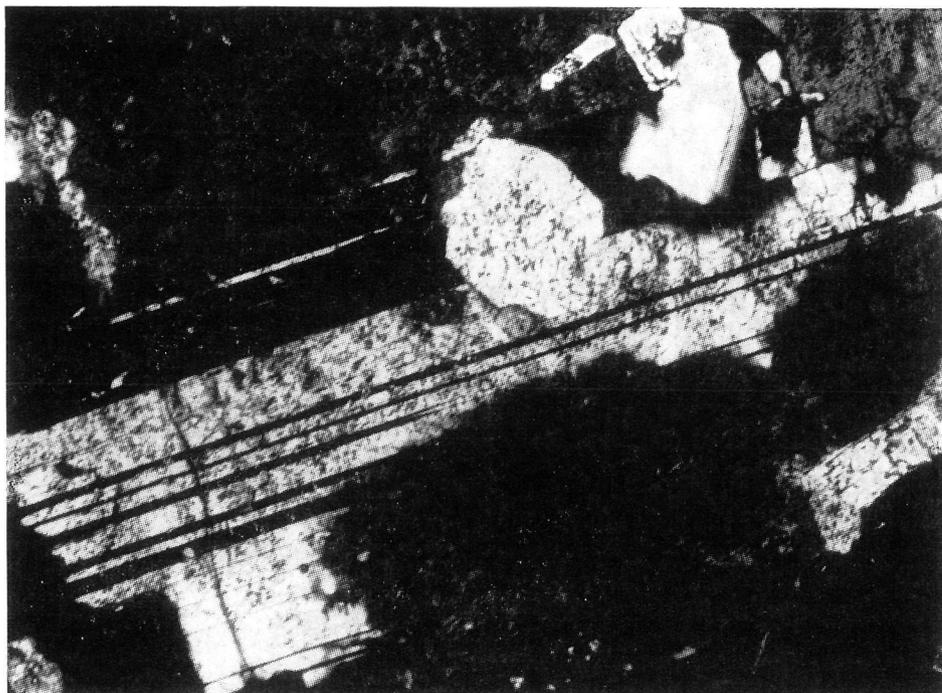


FIG. 4

Granito de dos micas andalucítico (batolito de Nisa-Alburquerque): corrosión de la albita por feldespato (dimensión máxima de la albita de la fotografía 3 mm.)

b) *Albita secundaria*. Este tipo de albita aparece en la roca en los últimos episodios de la cristalización granítica y en general cuando todas las fases minerales principales del granitoide se encuentran ya cristalizadas. Por dicha causa los fenómenos de albitización que acompañan a estos episodios siempre tienen un marcado carácter blástico. En consecuencia el hábito de estos cristales de albita es de tendencia anhedral. Su superficie suele ser limpia. No desarrollan maclas, o bien tienen un maclado irregular y corroen en muchos casos a las restantes fases minerales. Dentro de la secuencia de cristalización de las paragénesis graníticas solamente el cuarzo anhedral blástico es de formación algo más tardía. Un caso particular de albita secundaria lo constituye la pertita, que se encuentra incluida en feldespato potásico, y que por tanto no guarda relaciones directas con los restantes constituyentes minerales de la roca.

1) *Pertitización*. El problema de la pertitización en general ha sido tratado por muchos autores (ANDERSON 1928, ALLING 1936, 1938, ROBERTSON 1959, AUGUSTITHIS 1962, CARSTEN 1967, BOSE 1968, SPRY 1969). No se puede considerar como un verdadero proceso de albitización, ya que las pertitas pueden ser formadas por tres procesos diferentes, de los cuales dos serían por evolución en un sistema cerrado. Dichos procesos (SPRY 1969) serían:

1. Evolución de una mezcla feldespática inicialmente homogénea.
2. Cristalización simultánea de dos feldespatos potásicos.
3. Reemplazamiento parcial de un feldespato por otro.

Únicamente el tercer caso deberá considerarse como un proceso de albitización.

En los granitos hercínicos de la meseta Ibérica (CORRETGE 1971, UGIDOS 1973, F. J. MARTÍNEZ 1974) la pertitización de los feldespatos es, en general, importante, pudiéndose estudiar en todos los grados de evolución. Existen, por lo menos, dos generaciones claras en la mayoría de los feldespatos; una de ellas, la más abundante, es perceptible a simple vista, la otra, entra en la categoría de las mesopertitas y criptopertitas. Morfológicamente pueden considerarse como "vein pertite" y "film pertite" (o bien, pertitas tipo "string" y "ribbon" en la clasificación de Alling modificada por Spry 1969); se han reconocido, no obstante, otros tipos tales como "patch pertite" o pertita tipo "vein" muy irregular y "strings pertite" caracterizadas por ser paralelas a los planos (010) y formar un ángulo de unos 73° con (001).

En algunos feldespatos con dos generaciones de pertita (Figuras 5 y 6, pertita compuesta en la clasificación de Alling's) hemos proyectado los planos y los elementos cristalográficos de la asociación feldespato potásico-

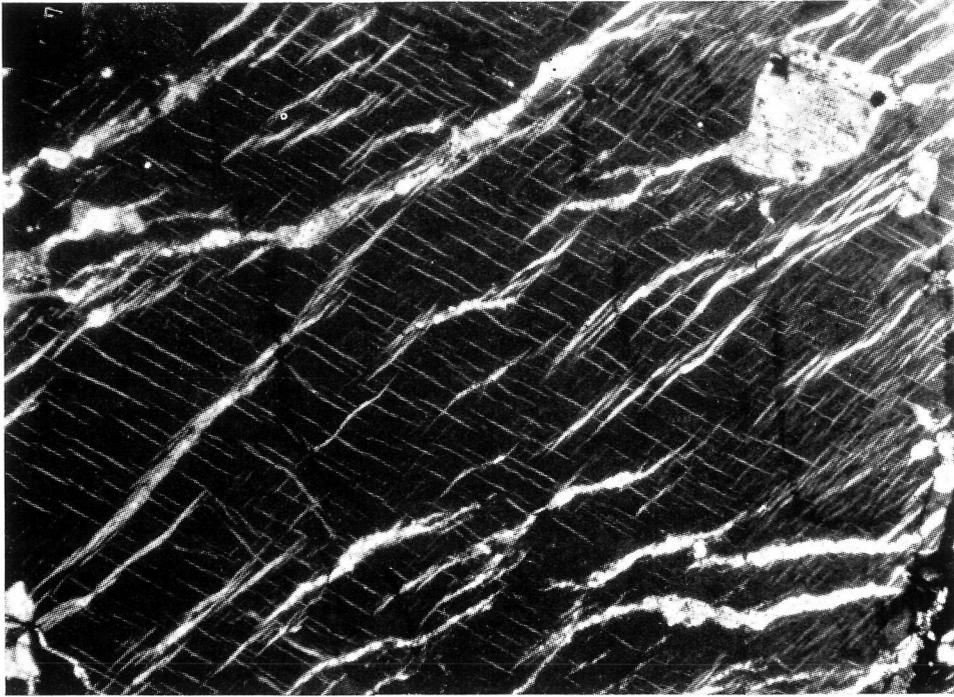


FIG. 5

Granito cataclástico de dos micas de Villar de Peralonso (Salamanca): ejemplo de feldespato potásico con dos generaciones de pertita (vein pertite y film pertite). N.C. × 35

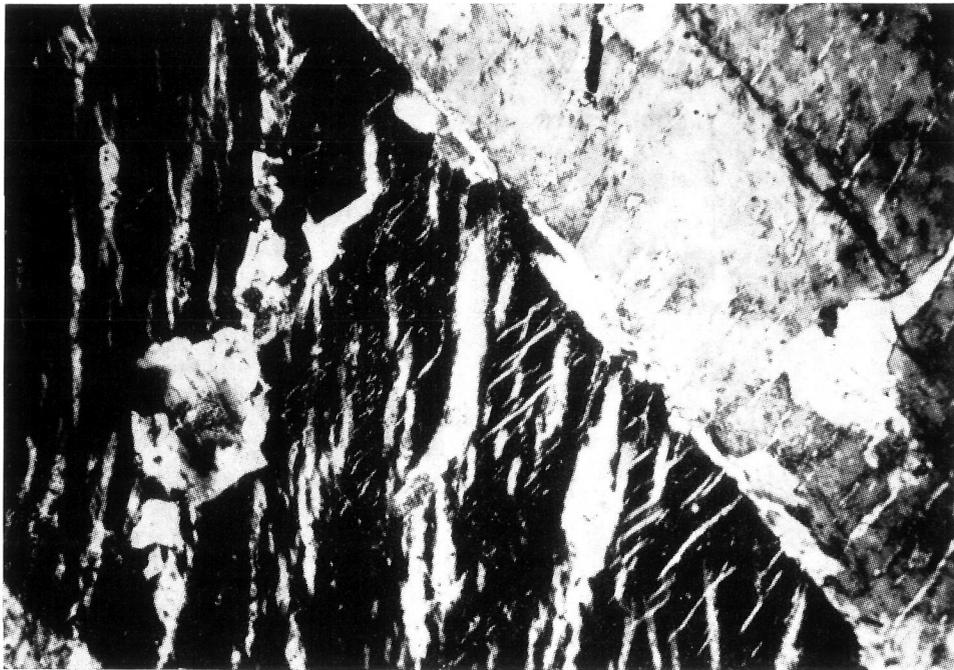


FIG. 6

Granito de megacristales feldespáticos de Cabeza de Araya: Feldespato potásico maclado, con dos generaciones de pertita. N.C. × 20

pertita, llegando a la conclusión de que la pertita más fina ("film pertite") es perpendicular al plano (010) del feldespato potásico, desarrollándose, casi siempre, en los planos de exfoliación finísimos de la murchinsonita. La "vein pertite" suele cortar los planos (010) del feldespato potásico según ángulos muy variables; en ella suelen apreciarse con toda nitidez los planos (010) de la albita.

Por último hay otro tipo de pertita muy emparentado con la "patch pertite" que hemos denominado pertita de sustitución (CORRETGÉ 1971), formada por acción blástica del feldespato potásico sobre las plagioclasas o viceversa (Figura 7). En honor a la verdad, no se puede afirmar muchas veces que se trate de un proceso blástico; quizás se trate de una antipertitización. No hemos encontrado hasta la fecha ningún argumento petrográfico totalmente convincente, salvo el hecho de que una plagioclasa teóricamente no puede disolver más que cantidades bastante limitadas de feldespato potásico; sin embargo, muchas pertitas con morfología de sustitución, en algunos batolitos, por ejemplo Cabeza de Araya, tienen más del 50 % de feldespato potásico. Quizás la solución ecléctica propuesta por algunos autores: exolución + reemplazamiento, sea la más adecuada para explicar las diversas modalidades de pertitización.

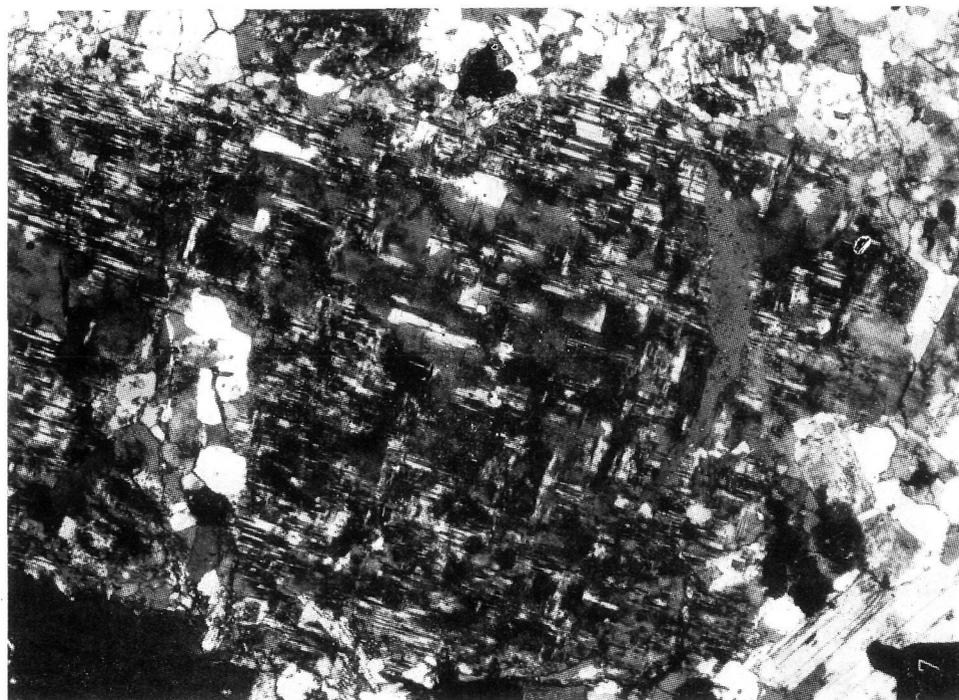


FIG. 7

Granitos de dos micas del Batolito de Cabeza de Araya: pertita de sustitución. N.C. × 20

2) *Albitización mirmequítica*. Es verdaderamente interesante el fenómeno apreciable en muchos granitos (granito de Villar de Peralonso, etc...) que se caracterizan por la existencia en ellos de una aparente acción blástica de la plagioclasa sobre el feldespato potásico. El hábito es el de una mirmequitización, pues se observan texturas lobuladas y pérdida casi total de los planos de macla, así como una cierta cantidad de cuarzo en gotas o bastoncillos similar al cuarzo mirmequítico. Este cuarzo en los granitos de las series calcoalcalinas (granitos y granodioritas biotíticas precoces y tardías) es abundante, y los fenómenos de corrosión del feldespato por la plagioclasa que se desarrolla a sus expensas son muy importantes (Figura 8). Esta plagioclasa presenta formas lobuladas con las convexidades dirigidas hacia el feldespato potásico. Sin embargo, en muchos de estos casos no se trata de una verdadera albitización ya que el contenido en An de los lóbulos de plagioclasa primaria es apenas inferior a la plagioclasa primaria de la roca, que tiene composición de oligoclasa e incluso de andesina ácida en algunos casos. En los granitos de dos micas, el cuarzo de la plagioclasa mirmequítica, la mayor parte de las veces se encuentra en proporciones exiguas, con lo que la textura mirmequítica no es clara. En estos granitos la plagioclasa lobulada es de composición albitica, y su pobreza en cuarzo puede explicarse dado que

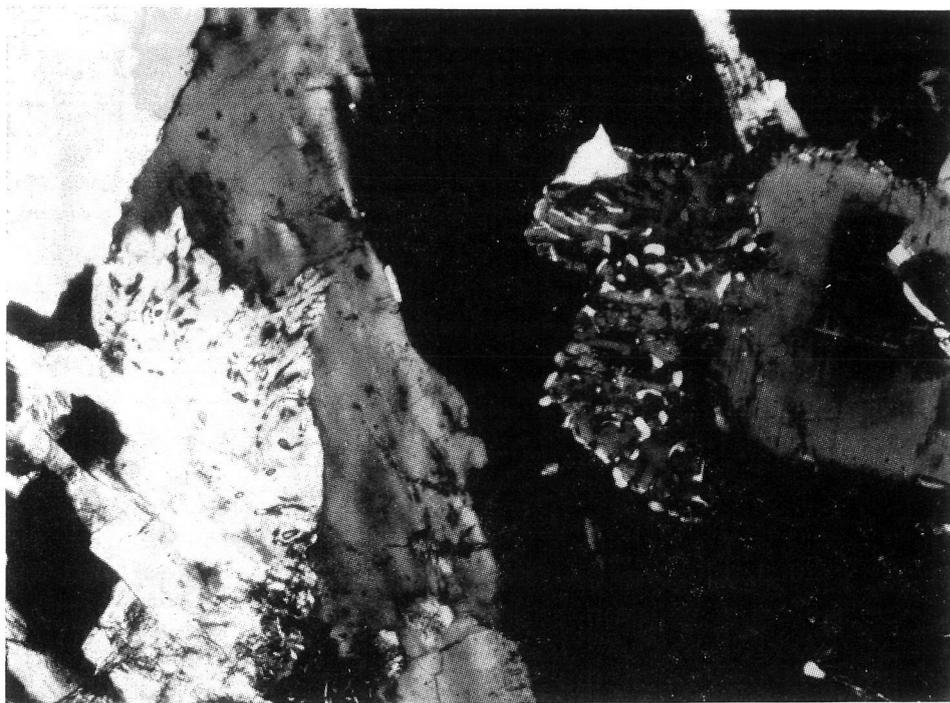


FIG. 8

Granodiorita precoz de megacrystales feldespáticos (Cabeza del Caballo, W de Salamanca): albita mirmequítica blástica. N.C. × 35

hay una relación directa entre el contenido en Ca de la plagioclasa mirmequítica y la riqueza en bastoncillos de cuarzo (WIDENFALK 1969). En efecto, la plagioclasa que sustituye al feldespato potásico es muy pobre en cuarzo, debido a que los granitos tienen una plagioclasa primaria muy pobre en Ca (albita u oligoclasa ácida).

3) *Albitización intergranular*. Es un tipo de albitización que se observa esporádicamente en diversos tipos de granitos, tanto en los de tendencia sílico-sódica como en los granitos calcoalcalinos de tendencia sílico-potásica. Su proporción en el conjunto de la roca es muy pequeña. Este tipo de albitización se localiza preferentemente en las interfases feldespato potásico o bien, menos frecuentemente, en las interfases feldespato potásico-plagioclasa.

Existen dos modalidades texturales de esta albitización ligeramente diferentes, que denominaremos:

- albitización intergranular policristalina
- albitización intergranular monocristalina.

La primera modalidad está formada por pequeños cristales generalmente maclados y aislados, o bien agrupados formando un festoneado, más o menos irregular, que penetra en las fases minerales adyacentes. El efecto blástico suele ser evidente (Figuras 9 y 10). A veces, el agrupamiento de estos cristales y la acción blástica son tan marcados que tienen el aspecto de albita intergranular coalescente (Figura 11).

La segunda modalidad de albita intergranular monocristalina raramente está maclada, tiene siempre un espesor muy pequeño y se presenta como un estrecho film intergranular continuo o discontinuo entre las fases feldespáticas. A veces está maclada y en muchas ocasiones, tiene pequeñas gotas de cuarzo. En este último caso, la albita intergranular podría representar un caso particular de mirmequitización (Figuras 12-13-14-15-16 y 17).

4) *Otros tipos de albitización*. Aunque los anteriormente definidos son los tipos más corrientes de albitización en los granitos estudiados por nosotros, se observan esporádicamente otros que consideramos de interés, aunque suelen estar mejor desarrollados en rocas que han sufrido fuertes procesos metasomáticos, por ejemplo, determinados tipos de rocas volcánicas (BATTEY 1955).

a) *Chess-board*. Este tipo de albita en los granitos considerados se caracteriza por la existencia de una serie de individuos maclados, según la ley de la Albita y Albita-Carsbad, unidos unos con otros según el plano (010) para formar un mosaico que en nicoles cruzados se extingue dando un as-

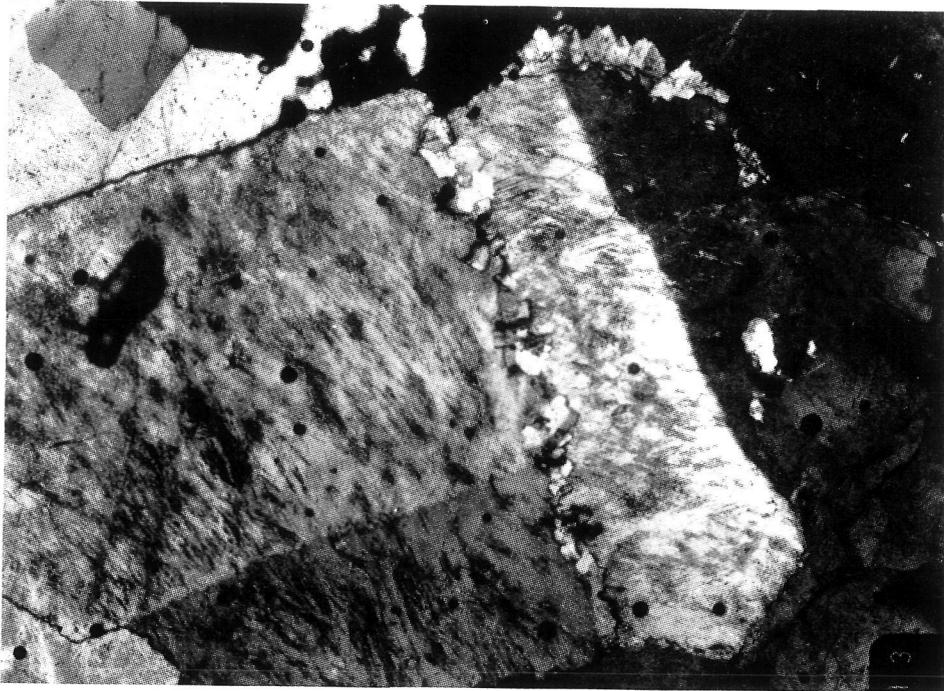


FIG. 9

Granodiorita de la zona de Cardaña-Andújar (batolito de los Pedroches): ejemplo de albitización intergranular policristalina. N.C. × 35

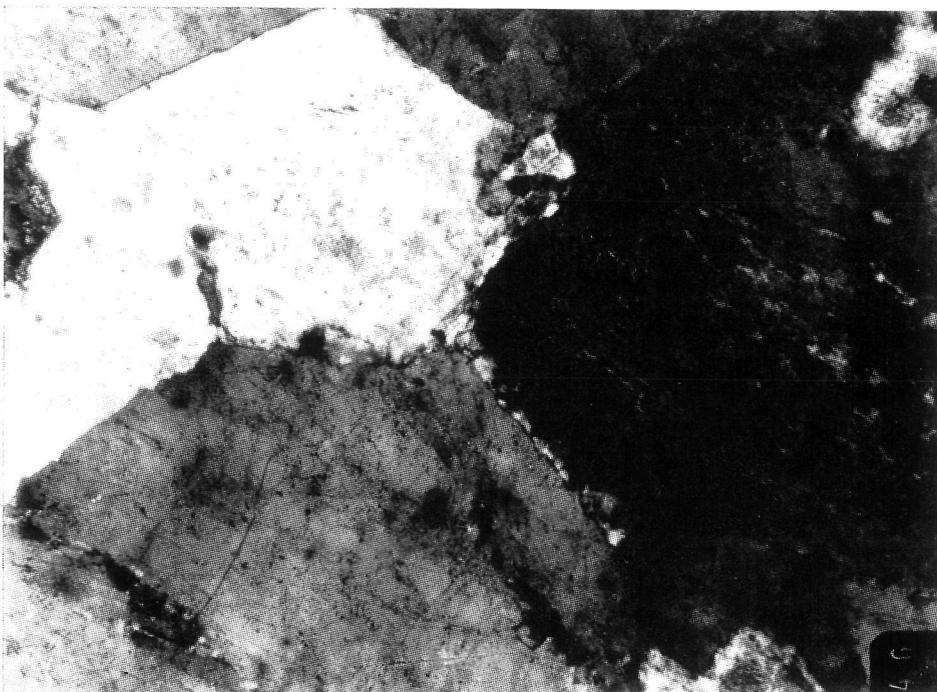


FIG. 10

Granodiorita de la zona de Cardaña-Andújar (batolito de los Pedroches): detalle de la albitización intergranular policristalina en el punto triple de unión entre dos cristales de feldespato y uno de cuarzo. N.C. × 40

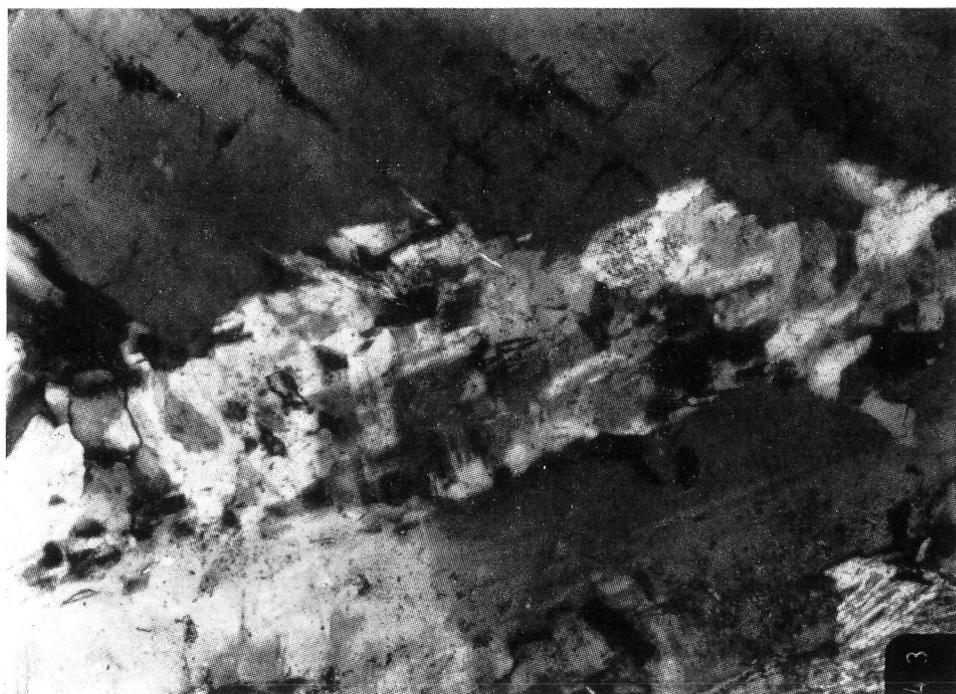


FIG. 11

Granito cataclástico de dos micas de Villar de Peralonso: ejemplo de albitización tardía intergranular. N.C. × 125



FIG. 12

Granito inhomogéneo migmatítico de biotita ± moscovita ± sillimanita (La Peña, Salamanca): albita intergranular monocristalina



FIG. 13

Granito de megacrystales de Cabeza de Araya: albita intergranular monocristalina en la interfase feldespato-feldespato. N.C. × 35



FIG. 14

Granodiorita de la zona Cardena-Andujar (batolito de los Pedroches): albitización intergranular mono y policristalina. N.C. × 35



FIG. 15

Granito de dos micas (presa de Almendra, provincia de Zamora): albita intergranular

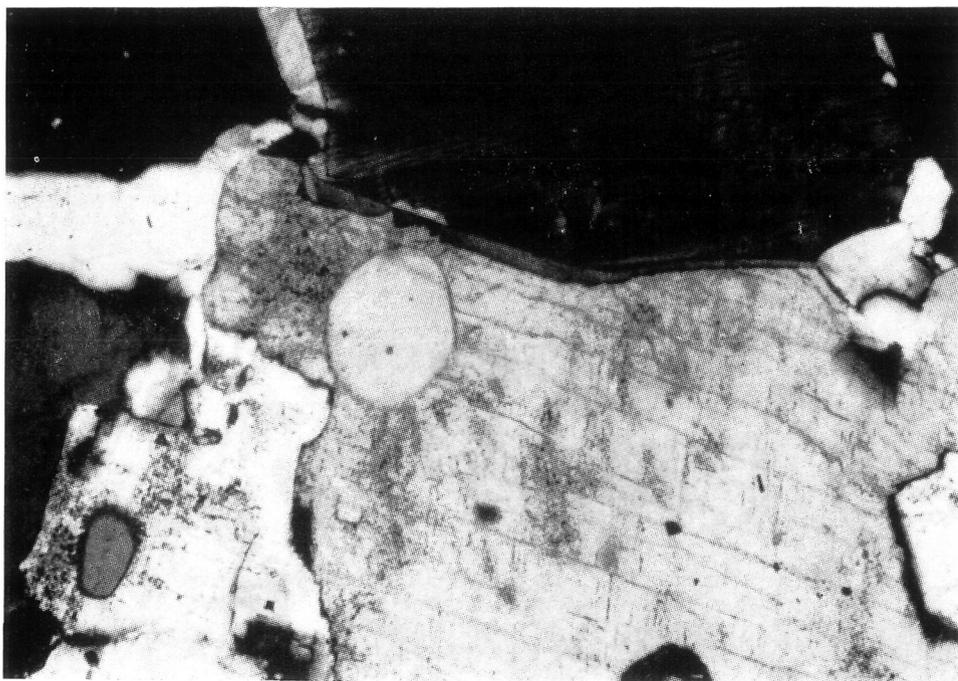


FIG. 16

Granito inhomogéneo migmatítico de La Peña (Salamanca): albita intergranular monocristalina

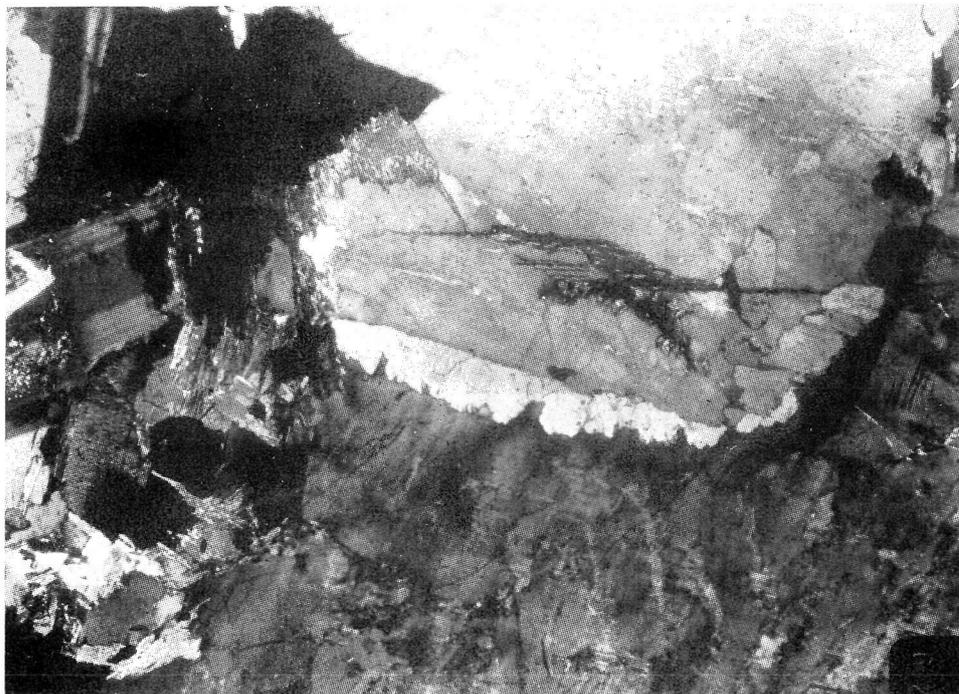


FIG. 17

Granito de megacristemas del batolito de Albalá (Cáceres): albitización intergranular. N.C. × 35



FIG. 18

Granito de tendencia alcalina, eminentemente biotítico, intrusivo en los granitos de dos micas deformados (Villagordo, provincia de Salamanca): albita Chess-board

pecto de damero (Figura 18). Posee cierto carácter blástico puesto que puede sustituir a otras fases cristalinas tales como el feldespató potásico.

Las características texturales definidas en este trabajo como chess-board, difieren algo de las tradicionalmente citadas en la literatura desde BECKE (1906) hasta la actualidad. Las verdaderas chess-board según estos autores (véase STARKEY 1959) se distinguen por un desarrollo característico del maclado, según la ley de la albita, formando una estructura compleja de cortas láminas de macla alternantes que no atraviesan todo el cristal de plagioclasa.

Aunque el tipo de chess-board presentado en este trabajo es algo diferente al citado, hemos creído conveniente considerarlo dentro del grupo de las estructuras chess-board para evitar introducir un nuevo término textural para un fenómeno apenas diferente.

b) *Albita coalescente*. Abunda principalmente en las rocas graníticas que han sufrido procesos cataclásticos y posterior recrystalización en las facies marginales de los granitos de dos micas pre o sintectónicos del W de la provincia de Salamanca (F. J. MARTÍNEZ, *op. cit.*), así como en los granitos alcalinos de dos micas de Galicia Occidental (P. FLOOR 1966).

Se caracteriza por un mosaico extraordinariamente irregular de cristales de albita anhedrales interpenetrados y con una marcada tendencia blástica. Entre estos cristales anhedrales se encuentran otras fases minerales como cuarzo y feldespató potásico fuertemente corroídas por la plagioclasa blástica (Figura 19). La albita coalescente raramente forma agregados cristalinos bien definidos, sino que se encuentra formando manchas irregulares y difusas con bordes muy imprecisos.

Interpretación petrogenética de los procesos de albitización y sodificación

De las características texturales anteriormente expuestas parece deducirse que en la evolución de los sistemas graníticos se dan fenómenos convergentes de albitización y sodificación en diferentes momentos. La albitización blástica como proceso metasomático o postmagmático tardío no presenta grandes problemas de explicación petrogenética salvo el averiguar la procedencia de las posibles fuentes de Na^+ que va a transformar la roca a través de una serie de procesos de sustitución blástica.

El problema parece plantearse, sin embargo, cuando se discute la posibilidad de existencia de líquidos graníticos albiticos o de tendencia albitica. En la literatura geológica se encuentran ejemplos contradictorios: TUTTLE y BOWEN (1950) opinan que la presencia de microclina relativamente pura y albita como producto de cristalización de un magma granítico no es consistente con los hechos experimentales. De ahí que estos autores supongan que

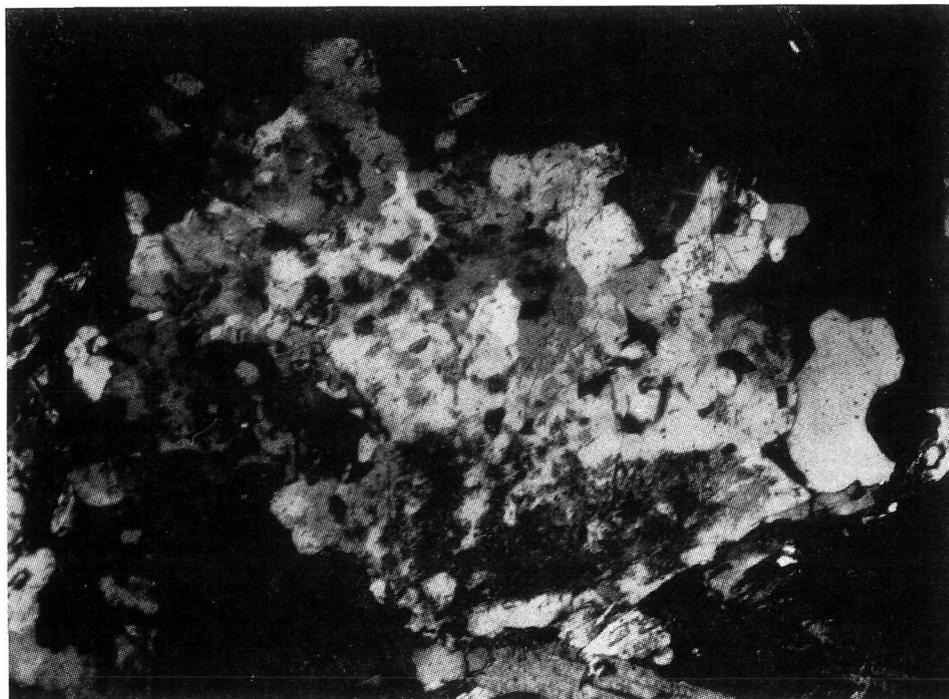


FIG. 19

Albita coalescente blástica en leucogranitos de dos micas intrusivos en las granodioritas precoces (carretera a la presa de Aldeadávila, provincia de Salamanca)

la presencia de dos feldespatos de este tipo puede deberse a la desmezcla por encima del estadio perítico. Presentan como evidencia los granitos subsolvus de Westerly (Rhode Island).

Las normas y moda de este granito han sido efectuadas por CHAYES (1952) y puede comprobarse en su tabulación que más allá del 93 % de la plagioclasa normativa aparece como plagioclasa modal. Esto quiere decir que queda menos de un 7 % de plagioclasa como solución sólida en la ortosa. Este hecho es interpretado por TUTTLE y BOWEN (1958) como prueba de que rocas con una composición similar a esta, requerirían temperaturas de cristalización por debajo de eutéctico, lo cual significa que, o bien este granito es metamórfico, o bien que gran parte de la plagioclasa proviene de desmezcla del feldespato potásico. La textura del granito de Westerly (ver lámina III TUTTLE y BOWEN, *op. cit.*) no ofrece ninguna evidencia del segundo mecanismo propuesto por los autores, aunque puede aceptarse que los rims albiticos entre plagioclasa y microclina pueden proceder de estadios finales de desmezcla. Tampoco la aparente incompatibilidad experimental es una prueba a favor de un origen no magmático, ya que como han mostrado experimentalmente WINKLER y LINDEMANN (1972) solamente tendrán composición eutéctica los fundidos para una determinada proporción albita/anortita, cuan-

do partiendo de sistemas de composición adecuada (plagioclasa, cuarzo, feldespato) el fundido coexista a la vez con estas tres fases sólidas. Como lo que se observa en un sistema granítico es una interpenetración de fases cristalinas en las que no podemos diferenciar ni demostrar qué proporción de las mismas ha cristalizado en el eutéctico y qué proporción por encima del mismo, exceptuando los granitos autóctonos, en consecuencia, no debemos extrañarnos de que una roca granítica cristalizada a partir de un fundido, tenga composiciones lejanas al eutéctico, dado que únicamente se dará esta circunstancia si deriva de una roca con composición eutéctica. Desafortunadamente, son prácticamente desconocidas las composiciones reales de muchas rocas generadoras de magmas graníticos, muy especialmente en los batolitos graníticos alóctonos, por ejemplo, el batolito de Westerly parece representar uno de estos casos.

Por otra parte BOWEN (1913) demuestra que una oligoclasa de composición An_{20-25} debe de estar en equilibrio con un fundido de albita casi pura. Un líquido de tal naturaleza puede formar un subsistema albítico capaz de evolucionar independientemente en circunstancias geotectónicas particulares (por ejemplo, un tectonic squeezing).

En el macizo hespérico se han emplazado durante el carbonífero un gran número de batolitos graníticos magmáticos. Nos referimos a plutones alóctonos epizonales o mesozonales con contactos claramente intrusivos, y desarrollo de facies de metamorfismo de contacto. Ejemplos característicos son los batolitos de Cabeza de Araya (CORRETGÉ 1971), Montehermoso-Béjar (UGIDOS 1973), Nisa Albuquerque, etc.

La paragénesis normal de estos granitos es Q-Fk-Pg-Biot-Moscov con otros accesorios característicos, tales como Cord-And. Gran parte de las facies banales de estos granitos tienen estructura porfídica producida por la presencia de grandes megacristales de Fk. Dichas facies suelen tener carácter granodiorítico con plagioclasas de basicidad superior al An_{15} ; en otros casos las plagioclasas primarias son francamente albíticas (albita pura u oligoclasa muy ácida); posteriormente se han originado procesos de albitización blástica tardía que hemos denominado albita secundaria. En los casos que estamos analizando no puede hablarse de desmezcla feldespática para explicar la presencia de albita primaria, ya que prácticamente en todos los casos observados el Fk o engloba a la albita, o lo que es más interesante, la corroe blásticamente como hemos dicho anteriormente (Fig. 3).

Evidentemente, en los granitos hespéricos se produce con frecuencia una albitización por decalcificación de la plagioclasa primaria (SCHEMERHORN, 1961), pero nos parece improbable que esta albitización sea debida exclusivamente a pérdida de Ca en la plagioclasa, dado que en muchos granitos

albíticos la cantidad de productos secundarios, debido a la transformación de la Pg, es muy pequeña y algunas veces nula. También parece improbable que se deba a la paulatina pérdida de Na de la fase feldespática en su historia subsolvus, ya que si bien es cierto que en muchos granitos albíticos portugueses el feldespato potásico no es perítico o lo es escasamente (SCHERMERHORN, *op. cit.*), en muchos de los macizos graníticos estudiados por nosotros la cantidad de perita en los feldespatos es muy alta.

Cabe concluir por tanto que determinados tipos de granitoides pueden presentar una fase plagioclásica previa muy ácida, amén de los episodios de "sodificación" y albitización secundarios. La génesis de un líquido granítico con una composición exclusiva de albita u oligoclasa muy ácida sería difícil de concebir en un proceso de diferenciación normal, pero es perfectamente explicable en los casos anteriormente considerados, y también si admitimos que determinados "líquidos" graníticos se han podido formar por anatexia de rocas neisicas de Fk-Q-Ab (WINKLER y LINDEMANN 1972). Este tipo de rocas, por otra parte, son bastante comunes en el macizo Hespérico. La formación "Ollo de Sapo" en Galicia, en la parte de bajo grado de la zona de la biotita, y la parte, igualmente de bajo grado, de la zona del granate presenta plagioclasa con un contenido bajísimo en An y fenómenos de albitización de las glándulas feldespáticas (CAPDEVILA 1969), sería por lo tanto un tipo de nivel apto para producir diatexitas alcalinas en determinadas rocas, en líneas generales, granitoides con una relación $K_2O/CaO > 2-4$, es decir, de plagioclasa sumamente ácida. Esto no debe conducirnos, sin embargo, a una generalización, ya que en otros casos las rocas de las que parecen derivarse granitos de dos micas ricos en componente albítico contienen plagioclasa con un contenido en An superior al An_{15} (F. J. MARTÍNEZ 1974).

El comportamiento de los granitos albíticos es, sin embargo, bastante singular en algunos aspectos. En las rocas graníticas que han sufrido procesos de albitización (albitización mirmequítica, intergranular, etc., etc.) la fase albítica es clarísimamente posterior a la fase feldespática; no obstante, en muchos granitos albíticos con albita-oligoclasa primaria, el feldespato potásico corroe a la plagioclasa. Este fenómeno es similar al observado en los granitos albíticos de Montebras-Echassières (AUBER 1969). Tanto el granito de Montebras como el de Beauvoir se caracterizan por un entrecruzamiento de láminas de albita, de mica blanca y de microclina intersticial. Su aspecto, según el trabajo de AUBER es más próximo al de albitas granitizadas por microclinización y cuarcificación que a verdaderos granitos albitizados. En dicho trabajo, únicamente la hipótesis magmática parece explicar la mayor parte de los hechos de observación, con lo que dicho autor supone que la albita es igualmente primaria. No obstante, estos granitos no suelen mostrar las tendencias geoquímicas comunes a los restantes granitoides de la Marche

Oriental, sino tendencia similar a las pegmatitas*. Cabe por tanto pensar que en la evolución de muchos tipos de granitos albiticos ricos en volátiles su comportamiento geoquímico se den particularidades geoquímicas no explicables por un proceso ortomagmático normal.

Albitización como fenómeno postmagmático

Independientemente de la albita que hemos considerado de origen primario todos los restantes tipos cuyas características texturales han sido anteriormente expuestas, pertenecen al grupo de fenómenos tardimagmáticos o postmagmáticos. Algunas modalidades de albitización son extraordinariamente póstumas. Estas modalidades son: algunos tipos de albitización mirmequítica, el chess-board y la albita coalescente, al menos en los diferentes granitos hercínicos considerados. La albita coalescente y la chess-board en los granitos monzoníticos y granodioríticos precoces de la provincia de Salamanca, parecen ser de recristalización postectónica preferentemente localizada en las zonas protomiloníticas o protoclasticas ligadas a la tercera fase de deformación hercínica (F. J. MARTÍNEZ, *op. cit.*). Igualmente las estructuras mirmequíticas cuya génesis ha sido muy discutida en la literatura geológica aparecen en gran abundancia en algunos fracturas muy tardías que afectan a granitos alóctonos, sincinemáticos tardíos o postectónicos en el orogeno Hercínico. Por esa causa la génesis de mirmequitas propuesta por SHELLEY (1964)* nos parece muy atrayente ya que armoniza los efectos de expulsión de albita de la ortoclasa con las causas tectónicas que la motivaron. Por ejemplo, la zona más rica en mirmequitas del batolito de Cabeza de Araya está situada precisamente en el área afectada por la fractura tardihercínica levogira de la ribera de Fresnedosa (CORRETGE, *op. cit.*). Ahora bien, aunque la teoría de SHELLEY explica el fenómeno geológico; en cuanto al mecanismo interno en la formación de mirmequitas se pueden dar otras hipótesis que desbordan el objeto de este trabajo (BECKE 1908, SCHWANTKE 1909, PHILLIPS 1974). Las evidencias geológicas de los granitos estudiados encajan, sin embargo, perfectamente con las hipótesis de SHELLEY (1914) y WIDENFALK (1969), para quienes el problema de la formación de mirmequitas es simplemente una exolución al estado sólido producida por expulsión del Na y Ca del Fk.

Los restantes tipos de albitización secundarios especialmente en lo que se refiere a la albitización intergranular tanto monocristalina como policris-

* DE LA ROCHE, Conferencia en Salamanca, 17 mayo de 1974.

* La albita expulsada de la ortoclasa crecerá en una plagioclasa originada en una textura cataclástica, o bien crecerá en un cristal de plagioclasa adyacente. Como la albita aumenta de volumen y el cuarzo no, aquélla ejercerá una fuerza limitante sobre el cuarzo que adoptará formas vermiculares.

talina, están ligados a procesos de evolución tardía del sistema granítico, considerándolo como sistema abierto o cerrado.

CHAROY (1970) observa algunas particularidades interesantes en el borde meridional del macizo de Questembert. El desarrollo de la albita maclada $An_{2.4}$ en el Fk viene acompañado con la formación de placas de albita en su periferia y de la acidificación de la plagioclasa de la roca. Este fenómeno se observa igualmente en los granitos objeto de este estudio y en otros tipos de granitos hercínicos.

Según la explicación dada por RANCHIN (1970), el desarrollo de estas manchas albiticas se desarrolla a partir de las clásicas venillas de exolución pero con tendencia a formarse fuera de los planos de segregación clásicos (pirtas), utilizando los planos de discontinuidad física del cristal, por ejemplo, fisuras, planos de maclas. No se trata, por tanto, de un fenómeno de albitización, digamos metasomático en el sentido estricto de la palabra, sino una modalidad de desmezcla en sistema cerrado.

En los casos observados por nosotros en preparaciones del granito de megacrístales de Albala, zona de Cardaña-Andújar y granitos de Peralonso, puede constatarse que, en efecto, la modalidad de albitización intergranular (ver microfotografías), suele presentarse en la interfase Feldespato-Feldespato, pero morfología parece distar mucho de lo que pudiera ser una albita de desmezcla. Estamos hablando tan sólo de una mera cuestión morfológica que puede presentarse a discusión, pero que evidentemente, permite plantear el problema de la albitización desde un prisma algo diferente al de un mero proceso de desmezcla con manifestación en los planos de discontinuidad mecánica.

En los anteriores macizos puede demostrarse la existencia de una tendencia sílico-sódica al menos en los episodios finales (CORRETEGÉ 1971, UGIDOS 1973, MONTEIRO PENHA 1973, F. J. MARTÍNEZ 1974), ya que la proporción Na/K permanece casi constante a través de los miembros de la diferenciación, mientras que el Ca sufre una regresión notable. El Ca y Na van casi íntegramente a la fracción plagioclásica por lo que la evolución a escala batolítica es hacia un inequívoco polo sódico. Evolución que por otra parte, puede corresponder bien a una evolución del "líquido" como dijimos anteriormente, es decir, a un proceso de sodificación. La albitización propiamente dicha es un problema diferente puesto que supone una evolución del sistema por encima del "solidus", gobernada en consecuencia por las leyes de la sustitución blástica y las especiales características de las fases fluidas que coexisten en equilibrio con las fases silicatadas (ver artículo de LUTH y TUTTLE 1969).

La acción de los fluidos sobre las fases graníticas cristalizadas es decisiva para poder explicar los procesos de sustitución tardi- y postmagmáticos que

no se darían en forma alguna si la composición de los fluidos y los sólidos en equilibrio fuese la misma. Como el potencial químico de los cationes y aniones disueltos en los fluidos es muy dependiente de las condiciones de P., T., concentración y presión parcial, y en definitiva el equilibrio de determinado catión entre las fases sólidas y fluidas se dará únicamente cuando el potencial químico de dicho catión sea igual en las diferentes partes del sistema; para alcanzar este equilibrio en un sistema en evolución tendrá que haber un intercambio iónico continuo entre las fases sólidas y fluidas presentes. Este intercambio es el que producirá en unos casos fenómenos de sodificación, en otros casos de potasificación y otras veces simples fenómenos de silicificación. Así, por ejemplo, BURHAM (1967) ha mostrado que la relación $Q/Ab+Or$ en la fase acuosa de los magmas graníticos varía inversamente con la presión, este hecho parece sugerir que la silicificación es predominantemente un fenómeno de baja presión, y la feldespatización de alta presión. Estos hechos son bastante congruentes con las observaciones en la naturaleza.

Igualmente, considerando la evolución de los fluidos en un sistema granítico, en las condiciones de mínimo punto de fusión y por debajo del mismo las composiciones son diferentes en determinadas condiciones de presión según demuestran LUTH y TUTTLE (1969) (Fig. 20). En consecuencia, la compo-

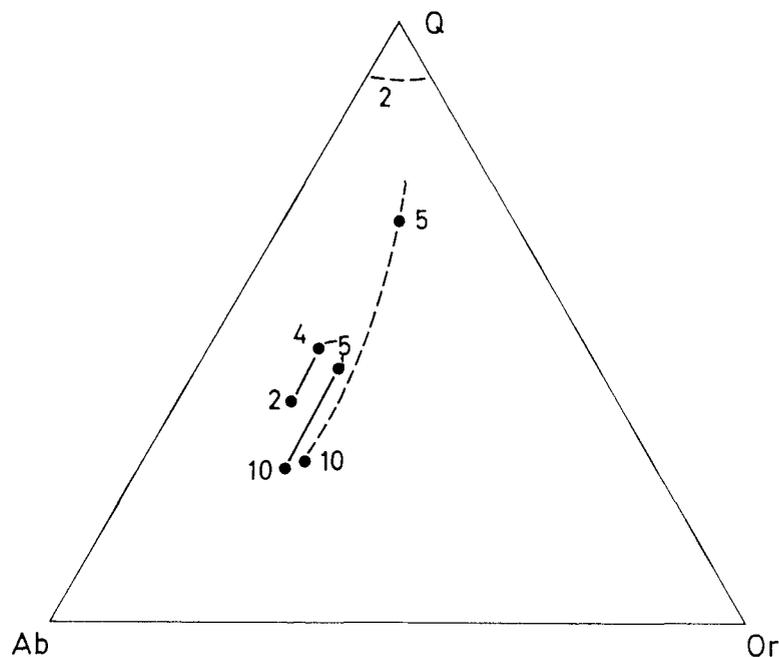


FIG. 20

Relación entre las composiciones de la fase vapor subsólida (línea de trazos) y las composiciones de la fase vapor coexistiendo con el sistema fundido a diferentes presiones expresadas en Kb, según Luth y Tuttle (1969)

sición de la fase vapor por encima del solidus es muy rica en cuarzo, mientras que en condiciones de subsolidus es pobre en cuarzo y rica en albita (suponiendo $P \leq 4$ Kb, que es uno de los límites superiores de presión de emplazamiento de los granitos hercínicos considerados). Los procesos de silificación que se observan en los márgenes de determinados macizos graníticos (por ejemplo, granito de Martinamor, provincia de Salamanca, que tiene gran cantidad de cuarzo de segregación marginal) podría explicarse por este mecanismo. Sin embargo, los fenómenos de feldespatización s.str han debido de realizarse en condiciones de temperatura más alta.

El comportamiento diferencial del Na y del K en los procesos de feldespatización sódico-potásica es el que nos determinará en definitiva el predominio de la potasificación sobre la albitización o viceversa. En la actualidad se conoce bastante bien el comportamiento de estos iones. Según las investigaciones llevadas a cabo por GAMMON y otros en el año 1969 que determinaron las relaciones Na/K en soluciones acuosas en equilibrio con fundidos de composición granítica a temperaturas comprendidas entre 770 y 880° y presiones entre 1.4 y 2.4 Kb, se ha llegado a la conclusión de que dicha relación tiene un valor de

$$(Na/K)_{aq} / (Na/K)_{sil} = 1.35 \pm 0.12$$

(para estos autores esta relación es independiente de la temperatura aunque este último supuesto no es coincidente con los trabajos de ORVILLE (1961) y LUTH y TUTTLE (1969)). Esto significa, sin ninguna duda, que la fase fluida en los líquidos graníticos es más rica en álcali que las fases silicatadas que coexisten con ella. Ahora bien, es necesario analizar el papel jugado por el sodio y el potasio en esa fase fluida, pues como puede deducirse del trabajo de WYART y SABATIER (1961), la casuística será diferente según el predominio de un ión sobre el otro. En efecto, en la (Fig. 8) del trabajo de WYART y SABATIER (Figura 21) puede comprobarse que cuando en la solución la relación $Na/Na+K$ varía de 0 a 0,82 (dominio I) coexisten una plagioclasa de composición variable entre $An_{100}Ab_0$ a $An_{35}Ab_{65}$ y una ortosa de composición variable entre $Or_{100}Ab_0$ a $Or_{80}Ab_{20}$. Para $Na/Na+K=0.82$ (dominio II) se encuentran asociados los siguientes minerales:

Una plagioclasa An_{35}

Una plagioclasa de composición muy próxima a la albita

Una ortosa $Or_{80}Ab_{20}$

Para soluciones más sódicas sólo puede subsistir la albita.

Las determinaciones de ORVILLE (1963) demuestran que la relación Na/K de soluciones de cloruro en equilibrio con dos feldespatos alcalinos varía

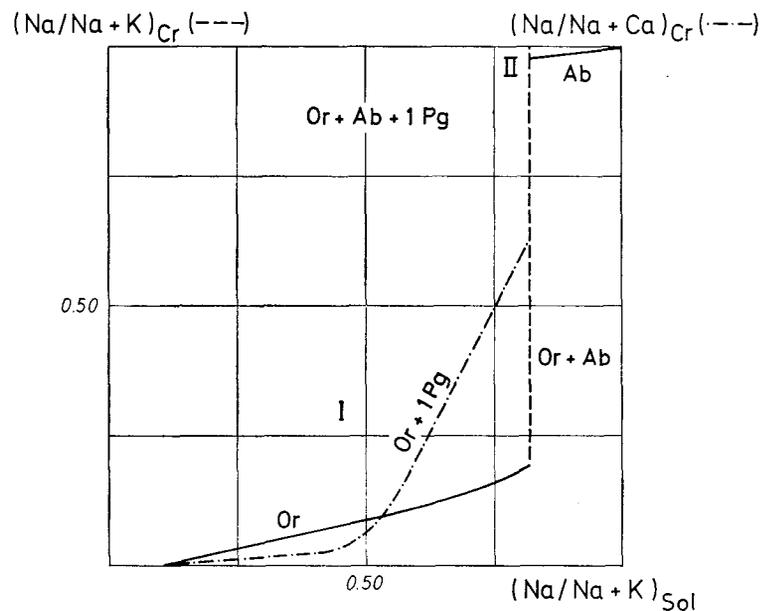


FIG. 21

Diagrama unitario de los sistemas feldespatos alcalinos y plagioclasas a 500° y presión de 650 bars, según Wyart y Sabatier (1962)

considerablemente con la temperatura desde 2.85 a 670° a más de 5.25 a 400°, esto supone relaciones $Na/(Na+K)=0.74$ en el primer caso y 0.84 en el segundo. En consecuencia, en la amplia gama de temperaturas pertenecientes al período tardi y postmagmático neumatolítico-hidrotermal, cabrá esperar relaciones $Na/(Na+K)$ superiores a 0.82 con lo que la única fase feldespática estable será la Albita en base al diagrama anterior de WYART y SABATIER (*op. cit.*).

La albitización será por tanto, un proceso de importancia petrogenética en cualquier tipo de macizo granítico en el que la fase plagioclásica y la fase feldespática se estabilizaron a temperaturas relativamente altas y en consecuencia la fase fluida, más rica en alcalis, ha podido disponer de un amplio campo de temperaturas decrecientes, como consecuencia del enfriamiento, para actuar sobre las fases preexistentes. Creemos que esta es la razón por la cual en los granitos de tendencia alcalina ricos en volátiles, el grado de albitización es tanto mayor cuanto mayor es el grado de aloctonia de los macizos.

La albitización es asimismo especialmente enérgica en los macizos graníticos observados que tienen a la vez moscovita hysteroégena. La presencia de este tipo de mica es en parte consecuencia de una mayor actividad (fugacidad) del H_2O en el sistema, que es el medio de disolución de las soluciones cloruradas. Esta albitización claramente visible en las observaciones petrográ-

ficas apoya plenamente las investigaciones realizadas en el laboratorio pues, según los datos obtenidos por HEMLEY (1967) sobre el comportamiento del sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ en presencia de soluciones cloruradas a 1Kb y temperaturas de 500°, 400° y 300°, se puede comprobar que a partir de los 400° la relación $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ es muy superior a 0.82, para paragénesis de Feldespato potásico-albita-moscovita-cuarzo, llegándose incluso a 0.92 a los 300°, relación para la cual sólo puede existir albita como fase feldespática estable.

BIBLIOGRAFIA

- ALLING, A. L. (1936): *Interpretative Petrology*. Mc. Graw-Hill, New York.
- ALLING, A. L. (1938): *Plutonic perthites*. J. Geol., 46.
- ANDERSON, O. (1928): *Genesis of some types of feldspar from granite pegmatites*. Norks. geol. Tidsstr., 10.
- AUBERT, G. (1969): *Les coupoles granitiques de Montebas et D'Echassières (Massif Central Français) et la genèse de leurs minéralisations en étain, lithium, tungstène et béryllium*. Mem. du B.R.G., 46, 1-345.
- AUGUSTITHIS, S. S. (1962): *Non-autectic, graphic, micrographic and graphic-like myrmekite structures and textures*. Beitr. Miner. Petrogr., 8.
- BATTEY, M. H. (1965): *Alkali Mesomatism and the Petrology of some keratophyres*. Geol. Mag., 92, 204-126.
- BECKE, F. (1906): *Zur Physiographie der Gemengteile der krystallinen Schiefer*. Denk. Kias, Akad der Wissenschaften, Mathe. Mat. Kl., 25, 97-152.
- (1908): *Über Myrmekit*. Min. Pet. Mitt., 377-390.
- BOSE, M. K. (1968): *Perthite, a possible indicator of subsolus temperature*. Norks. geol., 48, 117-120.
- BOWEN, M. L. (1913): *Melting phenomena of the plagioclase feldspar*. Am. Jour. Sci., 35, 577-599.
- BURHAM, C. W. (1967): *Hydrothermal fluids at the magmatic stage*. In Barnes, H. L. (Ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Halt Rinehart and Winston, New York, 34-76.
- CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne)*. Thèse Univ. Montpellier.
- CARSTEN, H. (1967): *Exsolution in Ternary Feldspars I. On the formation of Anti-perthites*. Contr. Mineral. Petrol., 14, 27-35.
- CORRETGÉ, L. G. (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis doctoral. Unv. Salamanca, 453 pp.

- CHAROY, B. (1970): *Le massif de Questembert (Morbihan): variations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas. Etude de la radioactivité.* Thèse, Université de Nancy.
- CHAYES, F. (1952): *The finer-grained calcoalcaline granites of New England.* Jour. Geol., 60, 207-254.
- DE LA ROCHE, H. (1964): *Sur l'expression des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines.* Sciences de la Terre, 9 (3) (1962-1963), 293-337.
- FLOOR, P. (1966): *Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif: the Galiñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain.* Leid. Geol. Meded., 36, 1-203.
- GAMMON, J. B.; BORCSIK, M. & HOLLAND, H. D. (1969): *Potassium-Sodium ratios in aqueous solutions and coexisting silicate melts.* Science, 163, 179-181.
- HEMLEY, J. J. (1967): *Aqueous Na/K ratios in the system $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$.* Geol. Soc. Am. Ann. Meeting, New Orleans, La. 1967, Program pp. 94-95.
- KARAYEVA, Z. G. (1968): *Geochemistry of mineralized granitoids.* Doklady Akad Nauk 555r, Vol. 179.
- LUTH, W. C. & TUTTLE, O. F. (1969): *The hydrous vapor phase in equilibrium with granite magmas.* Geol. Soc. Am., Mem., 115, 513-549.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1974): *Estudio del área metamórfica y granítica de los arribes del Duero (provincias de Salamanca y Zamora).* Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, 287 pp.
- MONTEIRO PENHA, H. (1973): *Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos españoles de Uranio.* Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, 299 pp.
- ORVILLE, P. M. (1963): *Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases.* Am. Journ. Sci., 261, 201-237.
- PHILLIPS, E. R. (1974): *Myrmekite one hundred years later.* Lithos, 7, 181-194.
- RANCHIN, G. (1970): *La géochimie de l'Uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord Limousin.* Nancy, Thèse.
- ROBERTSON, F. (1959): *Perthite formed by reorganization of albite from plagioclase during potash metasomatism.* Am. Miner., 44, 603-619.
- ROGERS, J. J. M. (1961): *Origin of Albite in granitic rocks.* Am. Journ. Sci., 259, 186-193.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1961): *Orthoclase, Microcline and Albite in Granites.* Sweiz. Mineral. Petrog. Mett., 41, 13-36.
- SCHWANTKE, A. (1909): *Die Beimischung von Ca in Kalifeldspat und die Myrmekitbildung.* Centralbl. Mineral, 311-316.
- SHELLEY, D. (1964): *On myrmekite.* Amer. Miner., 49, 41-52.
- SPRY, A. (1969): *Metamorphic textures.* Pergamon Press, Oxford.
- STARKEY, J. (1959): *Chess-board Albite from New Brunswick, Canada.* Geol. Mag., 96 (2), 141-146.

- TUTTLE, O. F. & BOWEN, M. L. (1958): *Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na Al Si₃ O₈ - K Al Si₃O₈ - SiO₂ - H₂O*. Geol. Soc. of America; Men. 74, 1-153.
- UGIDOS, J. M. (1973): *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*. Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, 218 pp.
- WIDENFALK, L. (1969): *Electron micro-probe analyses of myrmekite plagioclases and coexisting feldspars*. Lithos, 2 (3), 295-311.
- WINKLER, M. H. F. & LINDEMANN, W. (1972): *The system Q_z - Or - An - H₂O within the granitic system Q_z - Or - Ab - An - H₂O. Application to granitic magma formation*. M. Jb. Miner. Mh., 2, 49-61.
- WYART, J. et SABATIER, G. (1962): *L'équilibre des feldspathes et des feldspathoïdes en présence de solutions sodi-potassiques*. Norvs. Geol. Tidssk., 42, 317-330.

(Recibido el 15 - XI - 74)

V A R I A

TESIS SOBRE EL MACIZO HESPERICO EN 1974

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J.: *Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero* (Provincias de Salamanca y Zamora). Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

El autor ha redactado esta tesis con una gran concisión y tiende a evitar las descripciones innecesarias, o las reseñaciones de autores anteriores. Apenas dedica 9 páginas, de las 286 que tiene el texto, al marco geológico y datos estratigráficos de la zona estudiada. Por supuesto no había para nada del clima, morfología, etc., y si trae a colación algunos datos de estratigrafía es porque el metamorfismo se desarrolla sobre formaciones Preordovícicas mal datadas. Da a este fin una columna estratigráfica y una evolución espacial de la misma entre Miranda y Tamames.

A la tectónica le dedica mayor atención ya que luego correlaciona el metamorfismo y las intrusiones plutónicas de las fases que establece. Es importante reseñar que establece una fase local, pero bastante intensa, situada entre las dos generalmente establecidas para el Macizo.

La parte dedicada al metamorfismo es sin duda la más elaborada y está tratada de una forma elegante, discutiendo las paragénesis que encuentra según las reglas de las fases. Utiliza el triángulo AFM y sigue los criterios de ZEN para establecer las paragénesis en equilibrio. En la secuencia pelítica establece 4 zonas de metamorfismo progrado cuyas isogradas positivas (clorita, biotita, andalucita-cordierita y sillimanita-feldes. k) tienden a disponerse cartográficamente en torno a las masas mayores de los granitos y a los complejos gneísicos. Hay, pues, un fenómeno de "telescoping" que levanta las isogradas, y un efecto de zócalo. Este metamorfismo es de baja P, con andalucita-cordierita-sillimanita similar al tipo Abukuma.

Pero deduce que con anterioridad hay un momento metamórfico con asociaciones de granate y estaurólita de tipo kinzingítico que supone con una presión confinante mayor.

La disminución de esa presión confinante desestabiliza las asociaciones granate-cordierita y granate con estaurólita. Simultáneamente comienzan a desarrollarse los fundidos anatéticos.

Dedica 5 capítulos al estudio de los granitoides. Los agrupa en dos grandes series fundamentales; calcoalcalinos y de tendencia alcalina y alumínica. La primera serie de origen infracrustal con una secuencia de emplazamiento en el que los primeros términos quedan englobados en parte por los siguientes. Cree que la intrusión de tonalitas y cuarzodioritas de esta serie se efectúa preferentemente entre el complejo gneísico y el esquisto grauwáckico por ser una zona de debilidad estructural. El 2.º grupo es de anatexia relacionada con el metamorfismo. Están atravesados por unos granitos monzoníticos fundamentalmente con biotita así como por diques porfídicos calcoalcalinos que identifica con los "Younger" de Portugal.

En el último capítulo discute la edad de los granitos comparando datos geocronológicos próximos y otros del mismo área sobre los granitos de tendencia alcalina. La de 310 m. a. parece la más correcta, se trata de un "Older" de acuerdo con los otros datos aportados.

Todo el estudio de los granitos es denso por el número de datos aportados, tanto cartográficos como estructurales o mineralógicos y geoquímicos.

INDICE

	<u>Págs.</u>
A. ARRIBAS: <i>Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio...</i>	7
G. FERNÁNDEZ ALVAREZ: <i>Los yacimientos de sulfuros polimetálicos del S.O. Ibérico y sus métodos de prospección</i>	65
J. SAAVEDRA ALONSO, A. GARCÍA SÁNCHEZ y M. ^a CARIDAD GONZÁLEZ CUASANTE: <i>Biotitas graníticas del Sur de la provincia de Salamanca (España)</i>	103
L. G. CORRETEGÉ y FRANCISCO J. MARTÍNEZ: <i>Albitización y sodificación en granitos hercínicos españoles... ..</i>	115
 VARIA:	
<i>Tesis sobre el Macizo Hespérico (F. J. Martínez Fernández)... ..</i>	145

NORMAS PARA LOS AUTORES

Los autores que remitan originales para su publicación en esta revista han de tener en cuenta las normas generales de todas las publicaciones científicas. Conviene, no obstante, hacer resaltar algunas.

La bibliografía se debe disponer en orden alfabético de apellidos, figurando, a continuación de las iniciales del nombre propio, el año de su publicación, añadiendo letras minúsculas, por orden alfabético, cuando aparezca más de un trabajo del mismo autor o autores en un solo año. Después se indicará el título del trabajo y la revista donde fue publicado, así como la primera y última página del mismo. Cuando se trate de libro, se pondrá el nombre de la editorial y lugar de la edición.

Las citas de autores dentro del texto se subrayarán con dos líneas, y a continuación, entre paréntesis, figurará el año.

Los mapas, dibujos, diagramas y fotografías habrán de ser originales, nunca copias de cualquier clase, y venir independientes del texto, pero indicando el punto en que habrán de intercalarse. Debido a los problemas de reducción, es preferible que los mapas tengan una escala gráfica. En la reducción se atenderá, dentro de lo posible, a las indicaciones que formule el autor marginalmente a los mapas, dibujos, etc.

Los trabajos podrán publicarse en español, portugués, francés, alemán e inglés. A continuación del nombre del autor o autores se indicará el centro u organización a los que pertenecen. El trabajo se comenzará con un corto resumen redactado en inglés y el idioma original.

Los autores recibirán gratuitamente 50 separatas de su trabajo. Si alguno desea un número mayor lo debe indicar en el propio original y abonar posteriormente su coste.

Por último, dados los fines de esta revista, se ruega a los autores sean breves, claros y concisos.

INSTRUCTIONS TO AUTHORS

Authors sending originals to be published in this journal should comply with the general regulations governing all scientific publications. In particular they should be mindful of the following instructions:

The bibliography must be set out in alphabetical order of surnames, immediately followed by the initials of christian names and the year of publication, in that order. Next will come the title of the paper and the name of the journal in which it appeared, as well as the first and the last page of the contribution. Where more than one piece of work by the same author or authors is included for the same year, they should be listed and common letters of the alphabet used to enumerate them. In the case of a book, the name of the publishing-house should be indicated together with the place where it was published.

Quotations from other authors within the text must be doubly underlined and the year indicated immediately afterwards, in brackets. Maps, drawings, diagrams and photographs ought to be originals, and under no circumstances copies of any kind; they should be sent separate from the text but accompanied by instructions from the author showing where they are to be inserted. For reduction purposes, maps should preferably include a graph scale. As far as possible, care will be taken to respect the author's instructions, written in the margin of maps, drawings, etc., during the process of reduction.

The papers can be published in Spanish, Portuguese, French, German and English. Following the name of the author(s), the body or organisation to which he or they belong, will be stated. The work will be introduced by a short summary in English and the original language.

The authors will receive fifty free copies of their work. Anyone requiring more copies should indicate this on the original and remit the corresponding amount in due course.

Finally, given the aims of this journal, authors are requested to be brief, clear and concise.

INDICE

	<u>Págs.</u>
A. ARRIBAS: <i>Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio...</i>	7
G. FERNÁNDEZ ALVAREZ: <i>Los yacimientos de sulfuros polimetálicos del S.O. Ibérico y sus métodos de prospección</i>	65
J. SAAVEDRA ALONSO, A. GARCÍA SÁNCHEZ y M. ^ª CARIDAD GONZÁLEZ CUASANTE: <i>Biotitas graníticas del Sur de la provincia de Salamanca (España)</i>	103
L. G. CORRETGÉ y FRANCISCO J. MARTÍNEZ: <i>Albitización y sodificación en granitos hercínicos españoles... ..</i>	115
VARIA:	
<i>Tesis sobre el Macizo Hespérico (F. J. Martínez Fernández)... ..</i>	145