

LAS MINERALIZACIONES INTRAGRANÍTICAS DE URANIO EN EL BATOLITO DE CABEZA DE ARAYA (PROVINCIA DE CÁCERES): EL SAGUAZAL, BRECHAS NNE Y LA ZAFRILLA

L. PÉREZ DEL VILLAR y C. MORO

RESUMEN.—Las mineralizaciones de U encajadas en las facies graníticas más evolucionadas del batolito de Cabeza de Araya están controladas por fallas inversas N120-130E (El Saguazal), o por fracturas subverticales NNE (La Zafrilla). En estas mineralizaciones se han diferenciado dos paragénesis distintas, separadas por un proceso de brechificación. La segunda de ellas es la fértil en U y está constituida por pirita, pechblenda (gummitas) y sílice crisptocristalina. Esta paragénesis es la típica de los yacimientos epitermales de U con cuarzo o del tipo jaspe, que son los mejor representados en el Macizo Hespérico.

La génesis de las mineralizaciones estudiadas estaría relacionada con la removilización, transporte y redepósito del U disperso en los granitos encajantes, como consecuencia de la acción conjunta de la alteración supergénica de éstos y del hidrotermalismo relacionado con los grandes desgarres siniestros que, con dirección NNE, afectaron a la zona.

En consecuencia, se sugiere que el primer proceso mineralizador de U se produjo durante el Pérmico. Es decir, después de la consolidación del granito y antes que los grandes desgarres quedaran inactivos, al principio del Triásico. No se descarta la posibilidad de removilizaciones durante la época de intrusión de haz de diques básicos NNE y la tectónica de fracturación alpina.

ABSTRACT.—The U mineralizations within the most evolved granitic facies of the Cabeza de Araya batholith are controlled by reverse faults, N120-130E (El Saguazal), or by subvertical ones, NNE (La Zafrilla). Two different paragenesis have been identified in these mineralizations separated by a brecciation process. The second one is rich in U and is constituted by pyrite, pitchblende (gummites) and cryptocrystalline silica. This paragenesis is typical of the U epithermal deposits with quartz or jasper, which are the best ones represented in the Hesperian Massif.

The origin of the mineralizations is related to the remobilization, transport and redeposition of the disperse U in the host granites. This is a consequence

of the joint action or the granite weathering and the hydrothermal stage associated with the development of huge sinistral strike-slip faults that, with a NNE direction, affected the zone.

Consequently, it can be assumed that the first U mineralizing process occurred in the Permian. That is, after the faults had become inactive at the beginning of the Triassic period. The possibility of remobilizations during the intrusion of the NNE basic dykes and the alpine fracture-type tectonic cannot be put aside.

1. INTRODUCCIÓN

Las mineralizaciones intragraníticas de U de la parte española del Macizo Ibérico fueron las primeras en ser exploradas, explotadas y estudiadas por la J.E.N. Los primeros trabajos científicos que sobre ellas existen se remontan a la década de los años sesenta, y son los debidos a ARRIBAS (1961, 1962, 1963a, 1963b, 1963c, 1964a, 1964b, 1964c y 1975) los que más han contribuido al conocimiento de la mineralogía y metalogía de dichas mineralizaciones.

Sin embargo, las mineralizaciones de U del batolito de Cabeza de Araya son las que han recibido menor atención desde el punto de vista minero y, en consecuencia, científico, lo que fue debido a su escasa importancia económica. La única mineralización explotada, aunque no estudiada, fue la de La Zafrilla.

En 1982, E.N.U.S.A. programó un proyecto de investigación para la provincia de Cáceres que permitió detectar, en el batolito de Araya, algunas mineralizaciones de U hasta entonces desconocidas. Entre ellas destaca la de «El Saguazal» que, por sus dimensiones, importancia de las anomalías radiométricas y posible interés económico, fue objeto de una investigación detallada (PÉREZ DEL VILLAR, 1988).

Los resultados de dicha investigación, los obtenidos del estudio de otras mineralizaciones que, con dirección NNE, se encuentran en las proximidades de la de El Saguazal, y los obtenidos de la mineralización de La Zafrilla se resumen en este trabajo.

2. SITUACIÓN

La mineralización de El Saguazal y las de dirección NNE determinan lo que se ha denominado «el área uranífera de Sto. Domingo» (PÉREZ DEL VILLAR, 1988). Está situada en la hoja n.º 677 (Brozas) del M.T.N., al SSE de Navas del Madroño, a ambos lados de la Ribera de Araya.

La mineralización más importante de dicha área toma el nombre de la dehesa El Saguazal, en cuyas proximidades se encuentra.

La mina de La Zafrilla está situada, en parte, en el ángulo SO de la hoja n.º 678 (El Casar de Cáceres), encontrándose el resto en el ángulo NO de la hoja n.º 704 (Cáceres).

Desde el punto de vista geológico, casi todas las mineralizaciones del área de Sto. Domingo encajan en las facies de granitos equigranulares de dos micas

(B) del batolito de Araya, y en las proximidades del desgarre sinistrorso de Alentejo-Plasencia (Fig. 1). La mineralización de La Zafrilla está encajada, en parte, en dicha facies, mientras que el resto se encuentra en la de los granitos aplíticos de La Zafrilla del Casar (C), (Fig. 1).

Excepto la mineralización del Saguazal, alineada en dirección N120-130E, todas las demás presentan dirección NNE y son, por tanto, paralelas a subparalelas al accidente Alentejo-Plasencia.

3. LOS GRANITOS ENCAJANTES

Las facies B y C del batolito de Araya fueron estudiadas, desde el punto de vista mineralógico, petrológico, geoquímico y petrogenético, por CORRETGE (1971) y CORRETGE *et al.* (1985), y desde el punto de vista de la mineralogía y geoquímica del U y Th, por PÉREZ DEL VILLAR (1988) y PÉREZ DEL VILLAR y MORO (1988).

De acuerdo con los citados autores, las características más sobresalientes de ambas facies graníticas son las siguientes:

— Por su *composición mineralógica*, ambas facies se clasifican como granitos de feldespato alcalino de dos micas, en los que la plagioclasa de la facies B es ligeramente más básica que la de la facies C (CORRETGE, 1971 y CORRETGE *et al.* 1985).

— La asociación de *minerales accesorios* es la siguiente: ilmenita (rutilo y anatasa), monacita, circón, apatito, andalucita, sillimanita y cordierita (CORRETGE, 1971 y PÉREZ DEL VILLAR, 1988). Los tres primeros minerales suelen estar incluidos en la biotita y el apatito es ubícuo, estando incluido también en la plagioclasa. Esta última característica es común en granitos semejantes a los que aquí se describen (RYERSON y HESS, 1980; CUNEY y FRIEDRICH, 1987 y PÉREZ DEL VILLAR y DE LA CRUZ, 1989).

— *Los procesos deutéricos de alteración* identificados en las dos facies son: feldespatización, albitización, moscovitización, baueritización y cloritización de la biotita, turmalinización y cristalización tardía de topacio, fluorita y casiterita (CORRETGE, 1971 y CORRETGE *et al.*, 1985).

— *Desde el punto de vista geoquímico*, las dos facies estudiadas se caracterizan por ser muy semejantes entre sí, muy evolucionadas, ricas en SiO₂ (peraciditas), Al₂O₃, K₂O, P₂O₅, Li, Rb y F; y pobre en CaO, Fe₂O₃, MgO, Ba, Sr, Zr, Y y La (Tabla 1). Es decir, ambas facies tienen una composición química característica de los granitos de feldespato alcalino, o de la serie alcalina de NOCKOLS (1954).

Por lo que se refiere a la *mineralogía y geoquímica del U y Th* conviene resaltar lo siguiente:

— La *uraninita*, mineral accesorio característico de este tipo de granitos (BARBIER *et al.*, 1967; RANCHIN, 1971; BALL y BASHAM, 1979; PAGEL, 1981 y 1982; BALL *et al.*, 1982; BASHAM *et al.* 1982a; BASHAM *et al.* 1982b; FRIEDRICH,

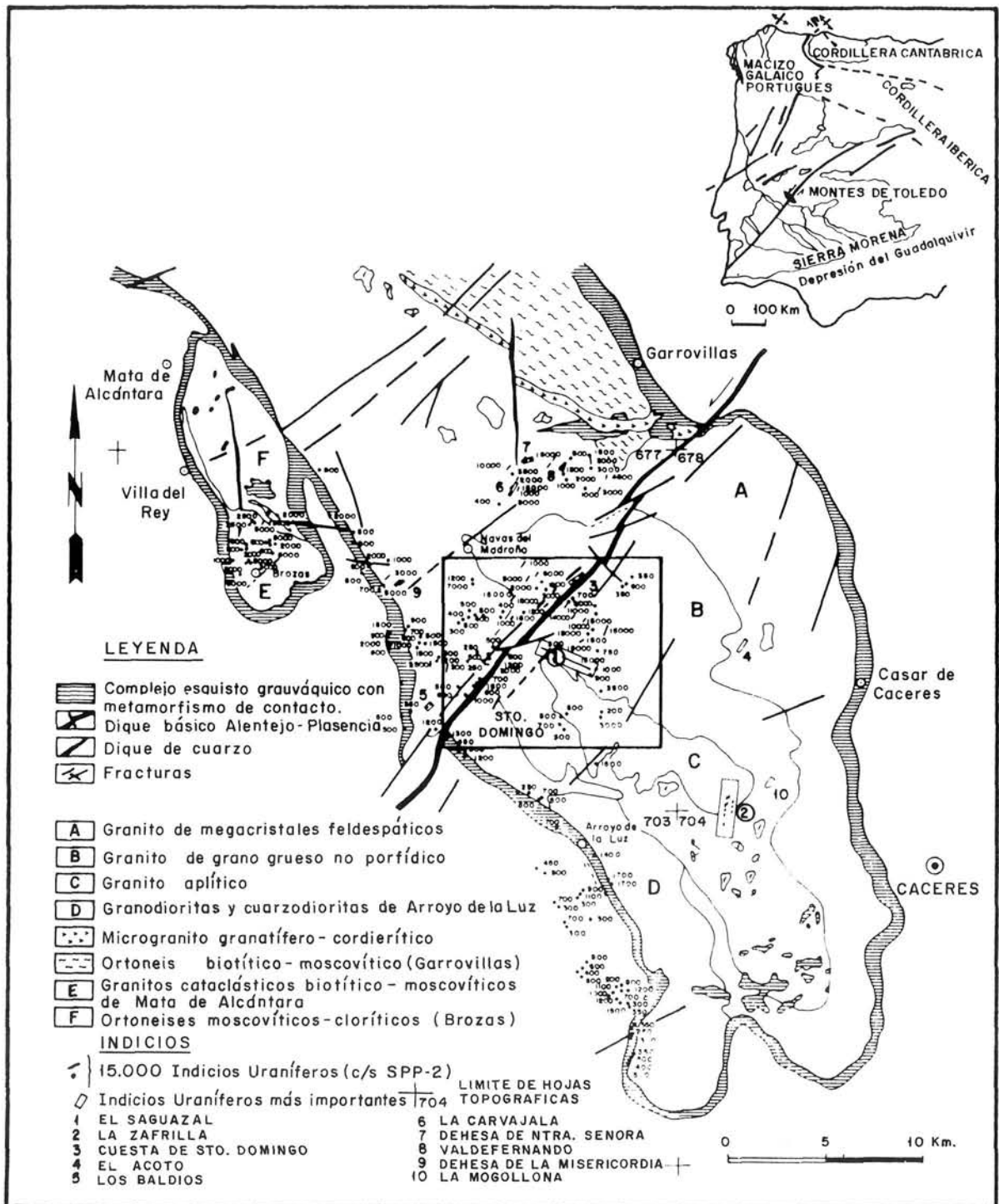


FIG. 1. Esquema geológico del batolito de Cabeza de Araya (CORRETGE, 1971) y situación de los indicios uraníferos más importantes del área de Sto. Domingo y la mina de la Zafrilla (PÉREZ DEL VILLAR, 1988).

TABLA I. COMPOSICIÓN QUÍMICA MEDIA DE LAS FACIES B Y C
(PÉREZ DEL VILLAR, 1988)

FACIES Óxidos	B: 95 Muestras		C: 31 Muestras		FACIES E. Traza	B: 95 Muestras		C: 31 Muestras	
	\bar{X} %	σ	\bar{X} %	σ		\bar{X} ppm	σ	\bar{X} ppm	σ
SiO ₂	75,37	1,62	74,48	1,31	Ba	92	68	104	45
Al ₂ O ₃	12,80	1,10	13,66	0,97	Sr	19	10	28	16
Fe ₂ O ₃	1,48	0,29	1,05	0,21	Zr	71	20	52	16
MgO	0,19	0,10	0,12	0,04	U	8	3	8	4
MnO	0,02	0,007	0,02	0,005	Th	8	3	5	2
CaO	0,43	0,08	0,41	0,12	Rb	283	66	314	45
Na ₂ O	3,06	0,25	3,23	0,31	Li	120	43	142	63
K ₂ O	5,08	0,44	5,10	0,32	Be	6	1	7	2
TiO ₂	0,21	0,04	0,11	0,03	La	7	3	5	1
P ₂ O ₅	0,44	0,07	0,60	0,13	Y	6	2	5	1
P.C.	0,93		1,23		Pb	27	2	25	4
					Zn	52	14	43	12
					V	8	3	5	1
					Ni	5	1	5	1
					Co	10	1	10	1
					Mo	5	—	5	—

SiO₂, U, Th y Rb; Espectroscopía de F.R.X.

Na₂O y K₂O: Espectroscopía de Emisión en Llama.

Resto: Espectroscopía de I.C.P.

1984; CUNEY y FRIEDRICH, 1987 y PÉREZ DEL VILLAR y DE LA CRUZ, 1989), no ha sido identificada en ninguna de las dos facies estudiadas.

— El contenido en UO₂ y ThO₂ de la *monacita* de la facies C, determinado por E.D.X., puede llegar a ser hasta del 6,75 % y 5 %, respectivamente.

— El *circón*, el *apatito* y el *rutilo*, este último procedente de la cloritización de la biotita, presentan cierta actividad α , que detectada mediante autorradiografías, es debida al U y Th estructurales de los dos primeros minerales, y al U absorbido por el tercero. El contenido en U y Th de dichos minerales no ha podido determinarse por estar ambos elementos en concentraciones inferiores al límite de detección de la técnica analítica empleada, E.D.X.

— *A la escala de una lámina delgada* se observa que gran parte de la actividad α de las muestras se localiza en fisuras intracristalinas y espacios intergranulares. Esta actividad se ha interpretado como debida al U, ya que el Th presenta escasa movilidad geoquímica y se encuentra, en su mayor parte, en minerales difícilmente alterables (PÉREZ DEL VILLAR, 1988).

— *La relación U/Th* varía entre 1, para la facies B, y 1,6 para la C, por lo que ambas están enriquecidas en U respecto al Th.

— *El U y Th*, elementos con trayectoria geoquímica antagónica durante la cristalización de granitos peraluminicos e hipocálcicos y, por tanto, con coefi-

ciente de correlación negativo (RANCHIN, 1971 y FRIEDRICH, 1984), no presentan correlación alguna en las dos facies estudiadas (PÉREZ DEL VILLAR, 1988).

En consecuencia, las características mineralógicas y geoquímicas de las facies B y C y el hecho de que las muestras analizadas fueran tomadas de la superficie del batolito inducen a pensar que el U, probablemente en forma de uraninita en un principio, fue removilizado durante los procesos dentéricos y/o supergénicos de alteración que afectaron al batolito de Araya (PÉREZ DEL VILLAR, 1988).

4. LAS MINERALIZACIONES DE URANIO

4.1. El Saguazal

4.1.1. *Características morfológicas y control tectónico de la mineralización*

En superficie, la mineralización secundaria de U está controlada por brechas graníticas asociadas a una familia de fallas inversas, orientadas N120-130E y con buzamiento de unos 30° al NE. Estas fallas, detectadas mediante prospección geoelectrica y calicatas, llevan asociadas bandas arcillosas de hasta 25 cm. de potencia, están separadas por amplias zonas de granito muy brechificado y determinan, en su conjunto, un apilamiento de pequeñas escamas graníticas.

La mineralización, constituida exclusivamente por minerales secundarios de U, impregna totalmente las zonas de brecha.

La continuación en profundidad de las estructuras mineralizadas se ha establecido mediante los registros eléctricos, radiométricos y muestras de los sondeos realizados (Fig. 2).

En este segundo caso, la mineralización primaria, generalmente muy oxidada, está circunscrita a fracturas subhorizontales de tensión, asociadas a las fallas inversas, y a fracturas subverticales, también de tensión, probablemente de dirección NNE. En las primeras, la mineralización tiene morfología lenticular, en las segundas, determina filoncillos de hasta 1 cm de potencia.

4.1.2. *Características texturales y mineralógicas*

En la zona superficial de la mineralización, el mineral predominante es la autunita y, en menor proporción, la bassetita. Ambos minerales impregnan casi por completo las zonas de brecha, las bandas arcillosas asociadas a las superficies de falla y las fracturas antitéticas de tensión (Fig. 3).

La paragénesis primaria y la sucesión mineral se han establecido a partir de muestras procedentes de sondeos, pero la oxidación de éstas ha dificultado seriamente dicho objetivo. No obstante, dichas características se han deducido a partir de una muestra menos oxidada y con una ley en U_3O_8 del 2 %. Las Figs. 4a y b representan la probeta pulida y la autorradiografía de dicha muestra.

En dichas fotografías se distinguen tres zonas. La primera (A) es una brecha constituida por fragmentos de los minerales del granito, pirita y marcasita I, y una pequeña proporción de matriz silíceo de micro a criptocristalina. El cemento está integrado por los minerales de U y pequeños esferulitos de pirita II. La zona B está formada, casi exclusivamente, por pirita III, la cual presenta la textura de un denso acumulado de cristales subidiomorfos a idiomorfos, cuyo tamaño es inferior a 0,1 mm. El material silíceo criptocristalino está

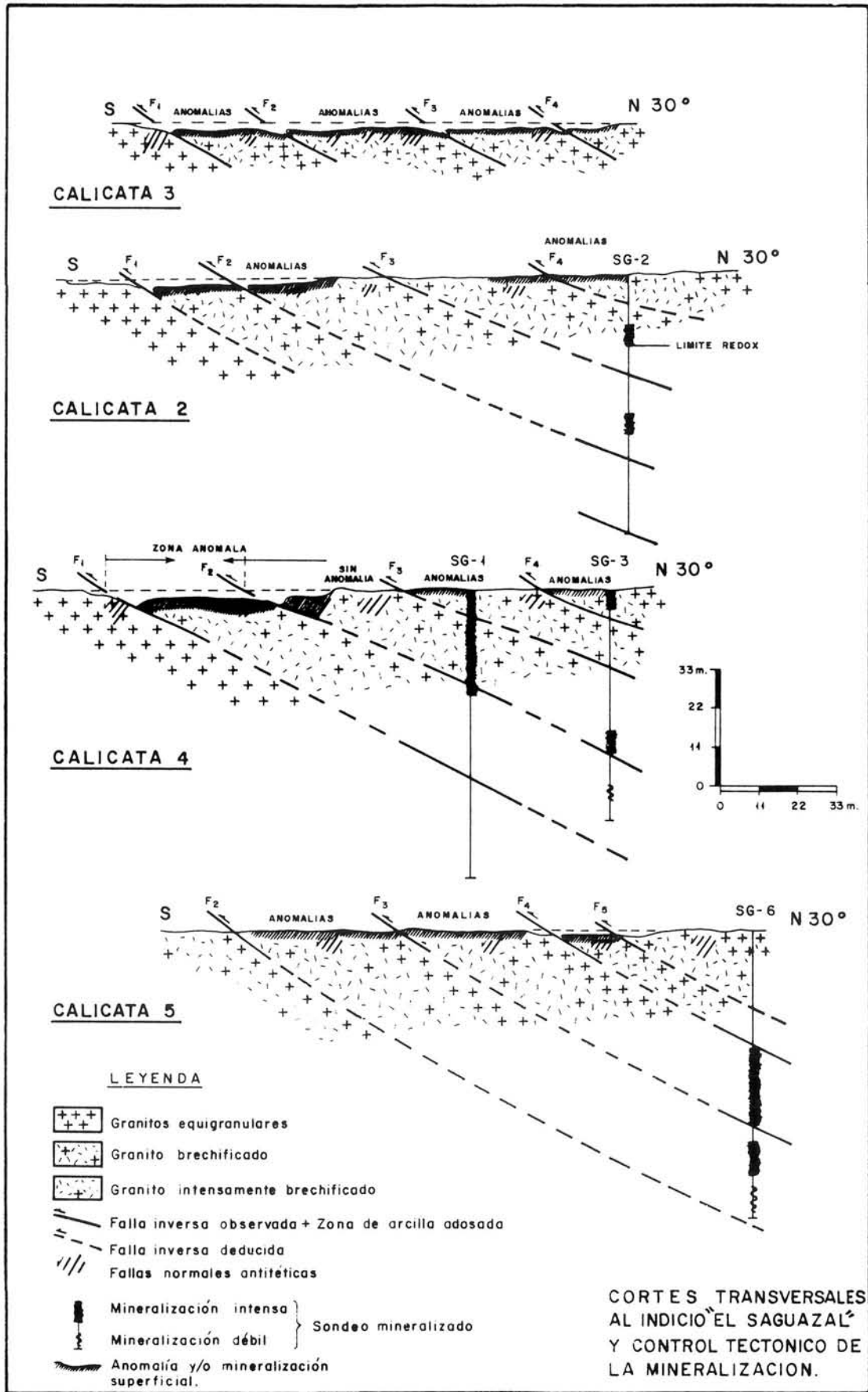


FIG. 2. Cortes transversales al indicio «El Saguazal» y control tectónico de la mineralización.

- FIG. 3. a y b) *Dos aspectos de las fallas inversas que controlan la mineralización de El Saguazal. El granito brechificado corresponde al bloque cabalgante, y el granito sin brechificar al bloque cabalgado. Entre ambos se encuentra una banda arcillosa. Obsérvese la oxidación intensa que afecta al granito.*
- c) *Granito del bloque cabalgante intensamente brechificado, oxidado y mineralizado por fosfatos de UO_2^{++} , fundamentalmente autunita.*
 - d) *Bloque de granito embalado en la zona arcillosa y tapizado por minerales de UO_2^{++} oxi-hidróxidos de Fe.*
 - e) *Arcillas de la superficie de falla, impregnadas por autunita.*
 - f) *Fracturas del bloque cabalgado tapizadas por óxidos de Fe y minerales secundarios de U.*



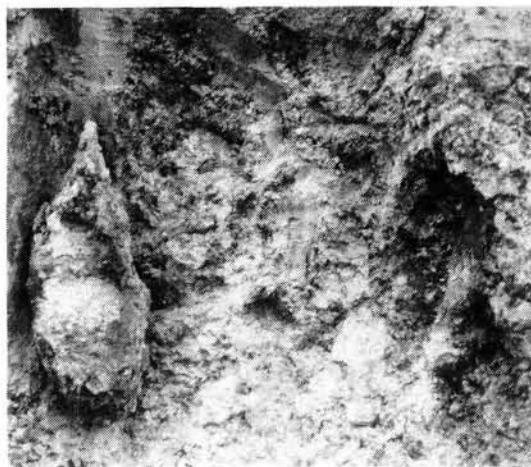
a



b



c



d



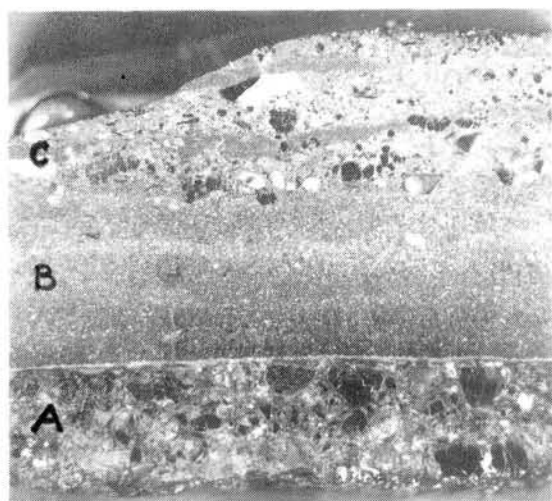
e



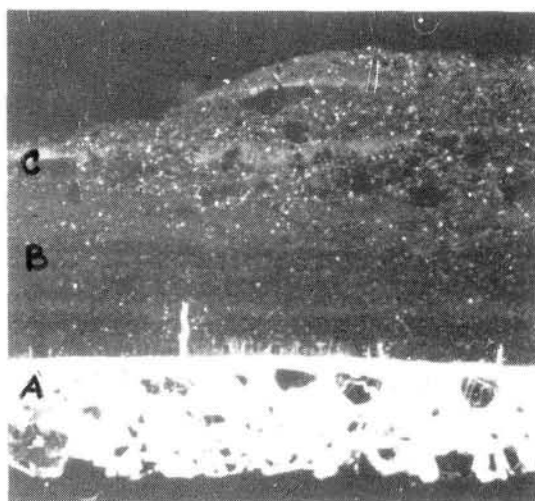
f

FIG. 3

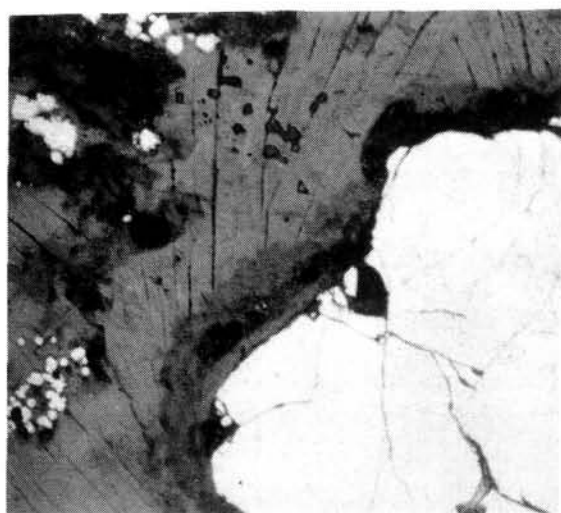
- FIG. 4. a) *Probeta pulida de la brecha subhorizontal mineralizada. A) Zona de la brecha intensamente mineralizada. B) Zona con pirita III. C) Zona de la brecha equivalente a la de la Zona A y débilmente mineralizada, $\times 4$.*
- b) *Autorradiografía de partículas α de la probeta anterior. Obsérvese la distribución irregular de la mineralización.*
- c) *Fragmento de pirita I y esferulitos de pirita II tapizados por óxidos negros con textura coloforme (gummitas negras), rodeados, a su vez, por bassetita. Luz natural $\times 50$.*
- d) *Idem a la anterior entre nícoles cruzados.*
- e) *Imagen electrónica (electrones retrodispersados) del campo de la fotografía anterior. La línea discontinua, pintada sobre la imagen, separa la zona de las gummitas negras seudomorfizadas, de la bassetita propiamente dicha.*
- f) *Detalle de la imagen anterior. Obsérvese la textura más masiva de la zona de las gummitas negras, en la que sólo se insinúan las trazas de los planos de exfoliación de la bassetita. Rodeando esta zona aparece la bassetita perfectamente desarrollada. 1 y 2, puntos analizados mediante E.D.X.*



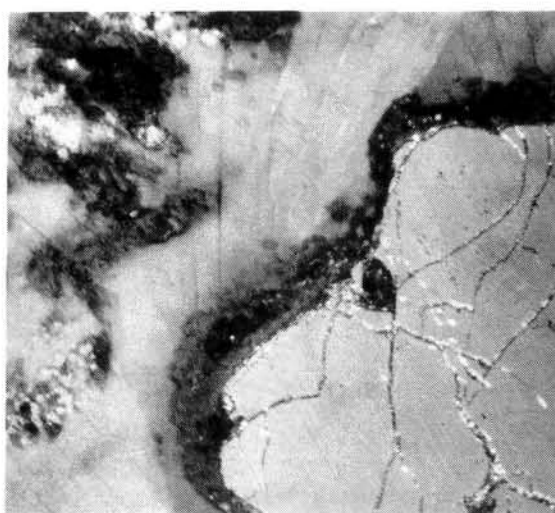
a



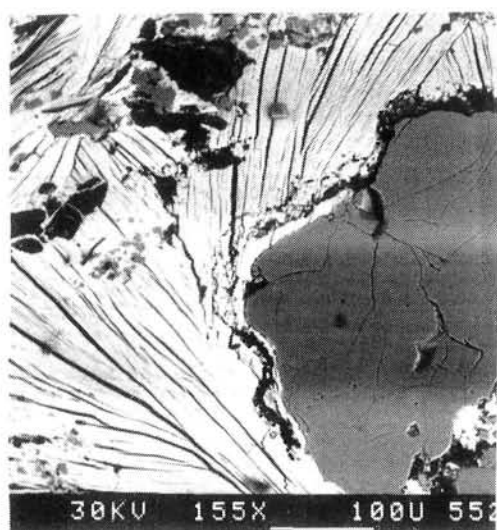
b



c



d



e



f

FIG. 4

En la zona A, la mineralización de U está constituida, casi exclusivamente, por bassetita. No obstante, rodeando los fragmentos de la pirita I y los esferulitos de la II aparece un compuesto de U con características ópticas y texturales de los llamados óxidos negros, sin que se haya podido precisar si se trata de gummitas negras o neopechblenda, compuestos de U con significado genético diferente (Fig. 4c y d).

La observación mediante S.E.M. y el análisis puntual semicuantitativo de los minerales de U de la muestra han puesto de manifiesto que el compuesto de U que rodea a la pirita I y II presenta una textura masiva, con exfoliación incipiente (Fig. 4e y f), y que su composición química es semejante a la de la bassetita del resto de la muestra, pero más pobre en Fe que esta última (Tabla II).

En consecuencia, las características determinadas inducen a pensar en la existencia de un pseudomorfismo incompleto de los óxidos de U^{6+} , constitutivos de las gummitas negras, por bassetita. Este fenómeno parece más evidente en las Figs. 5a y b, en las cuales se observa, además, que los óxidos de U engloban material silíceo criptocristalino, procedente probablemente de la brechificación del granito.

De las observaciones realizadas se deduce la sucesión mineral siguiente:

1.º Después de la brechificación del granito y de la pirita I se depositó la mineralización uranífera, constituida por pechblenda y pirita II.

2.º Posteriormente, tras la reapertura de las fracturas, se depositó la pirita III.

3.º Las aguas meteóricas, canalizadas por la red de fracturas, oxidaron totalmente la pechblenda, transformándola, en un primer estadio, en gummitas negras y después en bassetita.

El pseudomorfismo de las gummitas negras por bassetita, y los altos contenidos en U de la zona mineralizada son indicativos de que no hubo movilización importante del ión UO_2^{++} . Además, la bassetita es uno de los fosfatos de UO_2^{++} que suele formarse en las proximidades de los minerales primarios de U.

Por otra parte, el aporte de iones de PO_4^{-3} no ofrece problemas en el medio granítico, anómalo en P, donde encaja la mineralización. El pH ligeramente ácido, necesario para la formación de la bassetita, pudo alcanzarse por la oxidación de la pirita, la cual aportaría, además, el Fe.

4.2. Las mineralizaciones de uranio en fracturas NNE

4.2.1. Características texturales y mineralógicas

En las muestras procedentes de la zona más superficial de los indicios uraníferos encajados en las fracturas NNE del área de Sto. Domingo se han identificado, además de bassetita y autunita impregnando el granito brechificado, brechas constituidas por fragmentos de jaspe hematítico, cementados por gummitas amarillas y sílice jasperoidea (Figs. 6a y b).

TABLA II. COMPOSICIÓN QUÍMICA SEMICUANTITATIVA DE 1 Y 2

Óxidos %	Punto n.º 1	Punto n.º 2
FeO	7,60	14,05
UO ₂	57,50	56,45
P ₂ O ₅	34,90	29,50

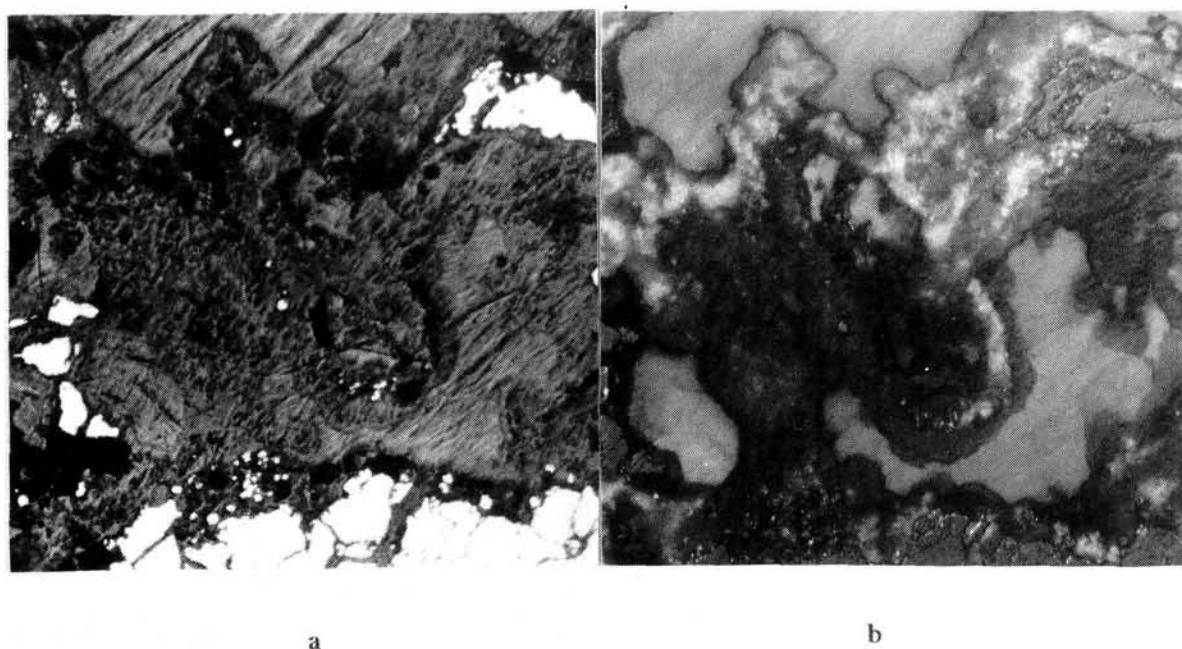


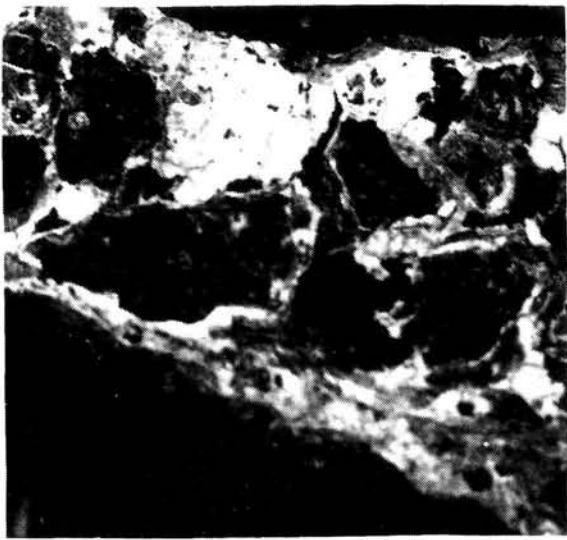
FIG. 5. a) *Aspecto de la pirita I (brechificada) y de la pirita II (esferulítica) rodeadas por bassetita, en la que se observan restos de óxidos negros con textura coloforme. Luz natural $\times 50$.*
 b) *Idem, entre nículos cruzados. Obsérvese la textura botroidal y la isotropía de los óxidos negros residuales, los cuales incluyen material silíceo de cripto a microcristalino.*

Al microscopio, las gummitas conservan la textura botroidal y esferulítica de la pechblenda original, lo que es característico de un pseudomorfismo por óxidos hidratados y silicatos de U^{6+} . Este proceso se produjo en ambiente supergénico y sin removilización del ión UO_2^{++} .

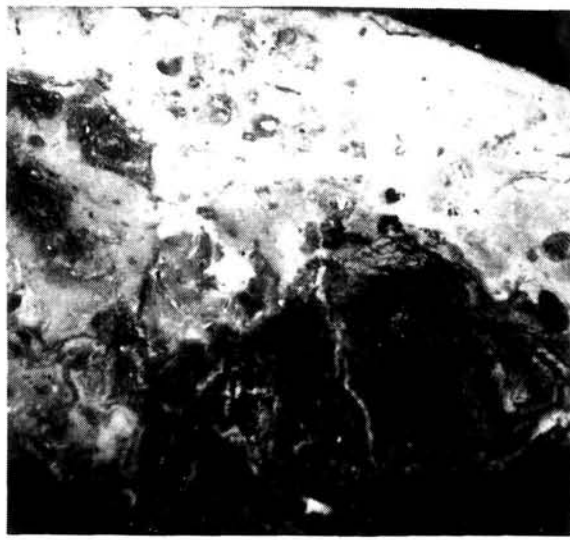
Rodeando a las gummitas se observan los fosfatos de UO_2^{++} , bassetita y autunita (Figs. 6c, d, e y f). La pirita es escasa, se presenta en placas xenomorfas intensamente brechificadas y ocasionalmente está alterada o goethita (Figs. 7a y b, c y d). Esta pirita, por sus características texturales, se ha asimilado con la que normalmente precede al depósito de la pechblenda (pirita I).

Por el contrario, no se han identificado restos de pirita que puedan correlacionarse claramente con la que es paragenética con la pechblenda (pirita II). No obstante, en algunos esferulitos de pechblenda oxidada se observan capas concéntricas, de color pardo rojizo muy intenso, constituidas por goethita. Esta procede, probablemente, de la oxidación de la pirita II que, en facies melnicovita, suele depositarse simultánea o posteriormente a la pechblenda (Figs 7e y f).

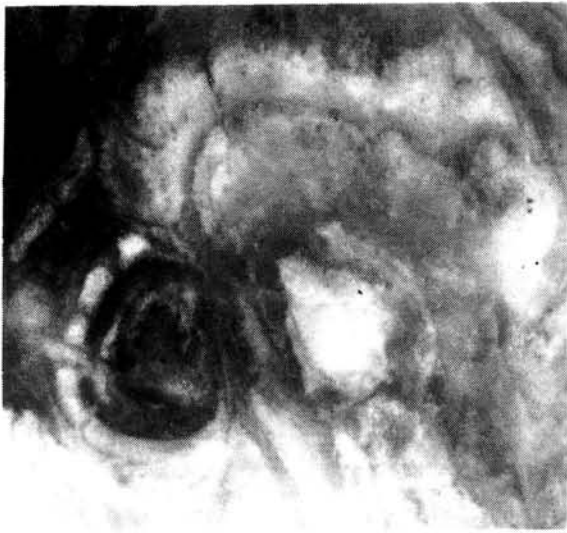
- FIG. 6. a y b) *Dos aspectos de la brecha mineralizada de los indicios NNE. Los fragmentos de jaspe hematítico están cementados por las gummitas amarillas y sílice criptocristalina. Fotografías realizadas sobre las probetas pulidas. × 4.*
- c y d) *Aspecto microscópico de las gummitas amarillas con la textura esferulítica de la pechblenda original. c, en la luz natural. d, entre nícoles cruzados. × 50.*
- e y f) *Gummitas amarillas, con textura esferulítica, rodeadas por bassetita. e, en luz natural. f, entre nícoles cruzados. × 50.*



d



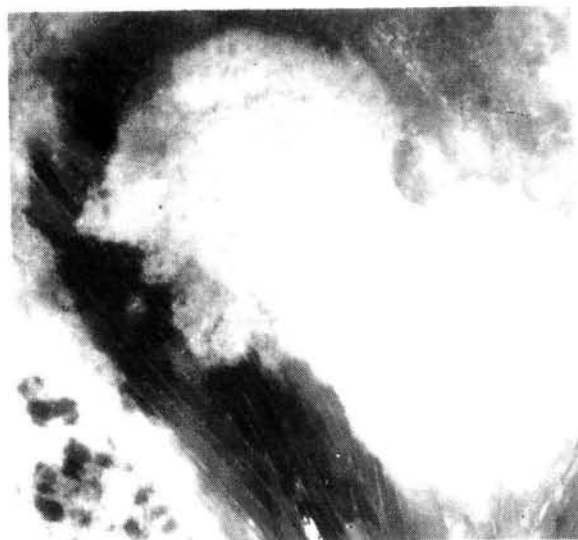
e



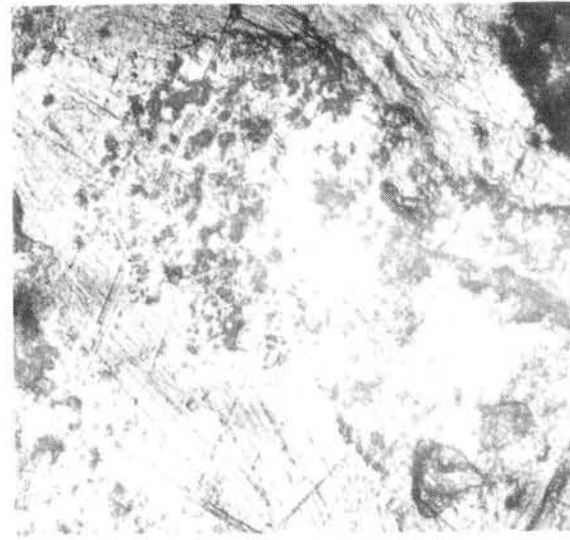
b



c



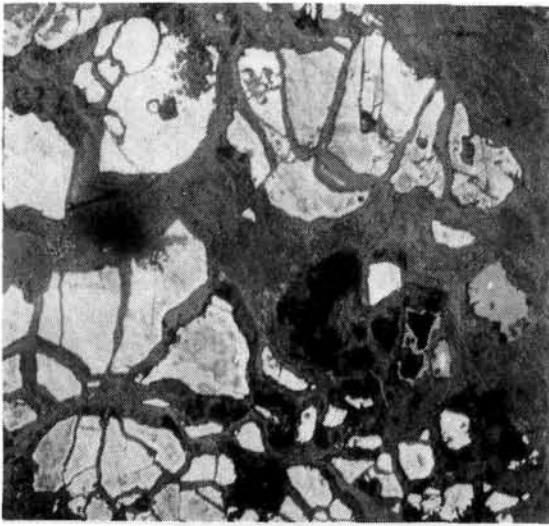
f



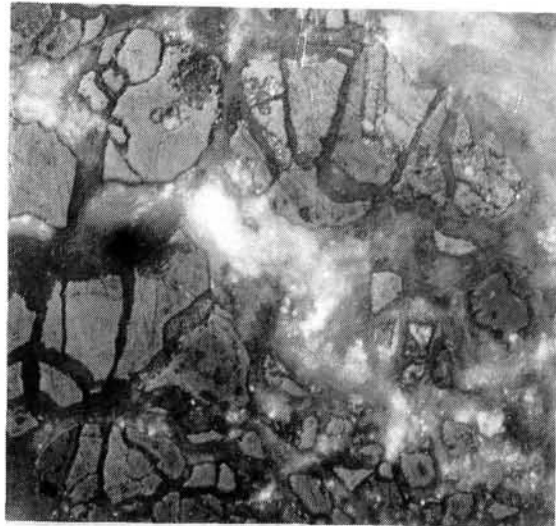
g

FIG. 6

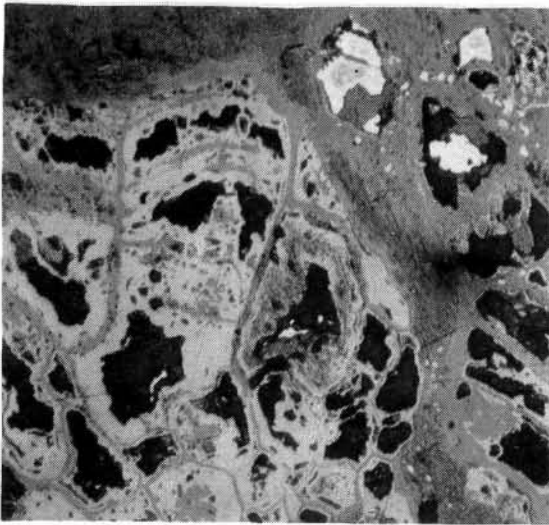
- FIG. 7. a y b) *Pirita I brechificada, parcialmente alterada a goethita y rodeada por gummitas amarillas y sílice criptocrystalona. En luz natural y entre nícoles cruzados. × 200.*
- c y d) *Placa de pirita I intensamente fracturada y totalmente seudomorfizada por goethita. En luz natural y entre nícoles cruzados. × 50.*
- e y f) *Gummitas amarillas y goethita con características texturales que recuerdan a las que se originan cuando la pechblenda coloidal y la pirita, en facies melnicovita, se depositan más o menos simultáneamente. En luz natural y entre nícoles cruzados. × 50.*



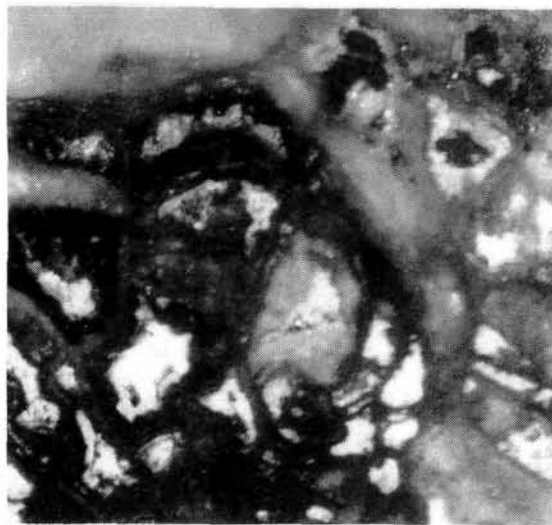
a



b



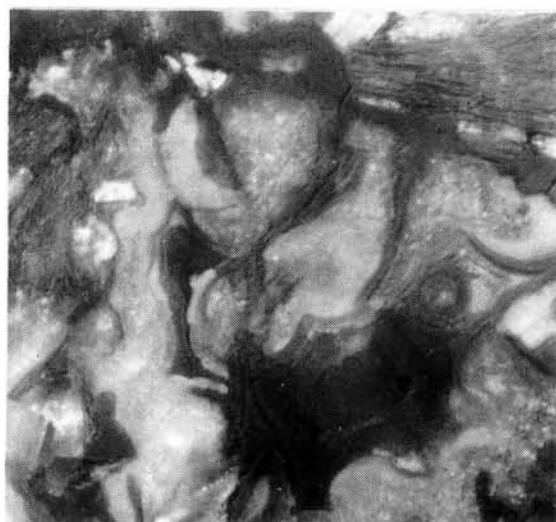
c



d



e



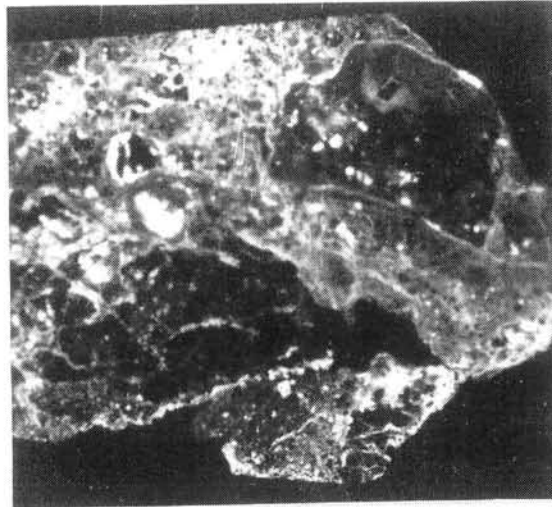
f

FIG. 7

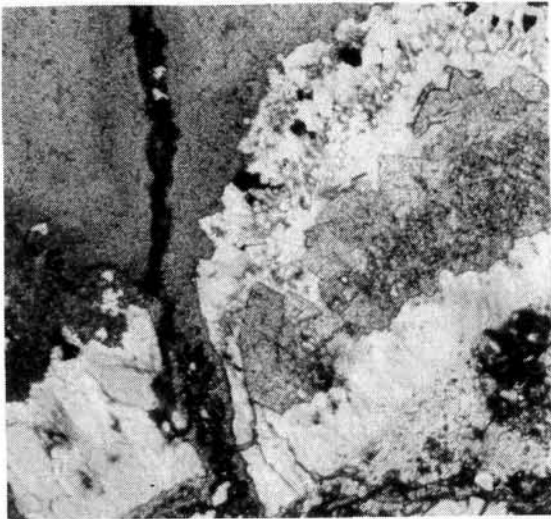
- FIG. 8.
- a) *Probeta pulida de la brecha mineralizada. En ella se observan los fragmentos de jaspe hematítico I decolorados por la segunda paragénesis, que es la fértil en U. Esta última cementa los cantos de jaspe I, está también brechificada y sus fragmentos son de menor tamaño. × 3.*
 - b) *Autorradiografía de partículas α de la probeta anterior. Obsérvese cómo la actividad α de la muestra está concentrada en la brecha de la segunda paragénesis, y en los bordes y fracturas de los cantos del jaspe hematítico I.*
 - c y d) *Apatito y cuarzo en crecimiento costriforme, con textura en peine, y cementados por la primera generación de cuarzo criptocristalino, ligeramente hematitizado. Luz transmitida paralela y entre nícoles cruzados. × 10.*
 - e y f) *Fragmentos de pirita y marcasita de la I y/o II paragénesis, embalados en una matriz de sílice criptocristalina. En la fotografía e se observa un fragmento mixto constituido por pirita y gummitas anaranjadas, estas últimas procedentes de la oxidación de la pechblenda. En la fotografía f se observan los fragmentos de pirita rodeados por gummitas amarillas, con la textura coliforme de la pechblenda original, y sílice criptocristalina. Ambas fotografías entre nícoles cruzados. × 200.*



a



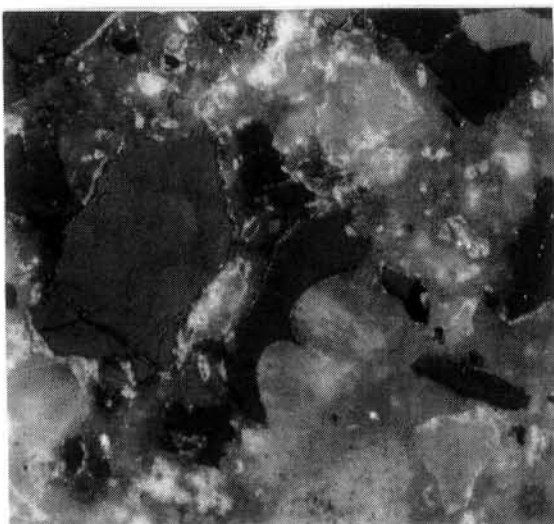
b



c



d



e



f

FIG. 8

La sílice criptocristalina, tercer mineral en depositarse, presenta tonalidades amarillentas por estar impregnada de minerales secundarios de U.

De todo ello se deduce que en los indicios uraníferos NNE existen dos paragénesis diferentes, separadas por una fase de brechificación. Esta secuencia es semejante a la existente en las fracturas subhorizontales de El Saguzal, pero difiere de ella en que la primera paragénesis contiene jaspe hematítico.

4.3. El yacimiento de La Zafrilla

4.3.1. *Características texturales y mineralógicas*

El pequeño yacimiento de La Zafrilla no ha sido explorado recientemente, por lo que los datos que aquí se aportan proceden del estudio de muestras de las escombreras antiguas.

La actividad gamma que caracterizaba a las muestras seleccionadas, así como su color negro y alta densidad, aconsejaron, en una primera aproximación, realizar las correspondientes autorradiografías α para establecer la intensidad de la mineralización y la distribución de los minerales de U (Fig. 8a y b).

El estudio microscópico de la brecha ha puesto de manifiesto que está constituida por una primera paragénesis formada por bandas alternantes de cuarzo y apatito idiomorfos, costriformes y con texturas en peine, lo que es propio de una cristalización en espacios abiertos. Esta fase mineralizadora finaliza con el depósito de cuarzo cripto a microcristalino o jaspe I, el cual está hematitizado (Fig. 8c y d).

Esta primera paragénesis se encuentra intensamente brechificada, y en los cantos de jaspe I se han identificado, además de apatito idiomorfo, placas xenomorfas de esfalerita y algo de pirita, minerales que se han considerado paragenéticos con el cuarzo y apatito anteriormente descritos. Esta brecha está cementada por pirita, minerales de U y una nueva generación de sílice cripto a microcristalina (Jaspe II), paragénesis que provoca efectos de decoloración, por reducción, en los cantos de jaspe hematítico I. A su vez, todo el conjunto está intensamente brechificado.

Los minerales de U aparecen tapizando los cantos de pirita, a los que co-roen, o mezclados con el jaspe II. Ocasionalmente aparecen gummitas anaranjadas y amarillas que conservan la textura esferulítica y coloforme de la pechblenda original (Fig. 8e y f). En luz transmitida se observan pequeños esferulitos fibrosoradiados de uranotilo, silicato de UO_2^{++} que se forma muy próximo a la pechblenda y uno de los que constituyen las gummitas amarillas.

Estos datos indican la existencia de, al menos, dos fases mineralizadoras importantes y con paragénesis diferentes, seguidas por otras dos de brechificación intensa, como ocurre en los dos indicios anteriores.

5. COMPARACIÓN CON OTROS YACIMIENTOS IBÉRICOS DE URANIO

Las mineralizaciones de U encajadas en las fracturas NNE del área de Santo Domingo y el pequeño yacimiento de La Zafrilla son, en casi todos sus aspec-

tos, semejantes a los del tipo Los Ratonos (ARRIBAS, 1962), entre los que se incluyen, además, los siguientes: La Casa del Gallo y La Fuente de la Higuera, en Torremocha (Cáceres); La Carretona, El Cerro Pajar y El Peñascal, en Albalá (Cáceres); El Terruco, Belén y La Breña-Breñilla, en Trujillo (Cáceres); El Toril del Centeno, Engorda y Valderrascón (ARRIBAS, 1963b), en Alburquerque (Badajoz).

Todos estos yacimientos se caracterizan por encontrarse en fracturas NNE, y presentar una primera fase mineralizadora constituida por cuarzo, apatito, jaspe hematítico y sulfuros (pirita, marcasita y, a veces, esfalerita), paragénesis que está siempre brechificada. La segunda fase mineralizadora cementa a la anterior, está también brechificada y constituida por pirita, a veces en facies melnicovita, pechblenda y jaspe.

En todos los yacimientos citados, la pechblenda aparece con sus aspectos normales, si bien, por lo general, está intensamente oxidada, encontrándose siempre, en las zonas de oxidación supergénica, gummitas anaranjadas y amarillas pseudomorfizándola.

Por lo que se refiere al indicio de El Saguazal, éste presenta dos diferencias importantes con relación a los yacimientos citados anteriores. La primera se refiere a que la mayor parte de la mineralización encaja en las zonas de brecha y fracturas de tensión asociadas a las fallas inversas subhorizontales de dirección N120-130E, y la segunda a la mineralogía de la primera paragénesis, en la que sólo se ha identificado la pirita. Sin embargo, la paragénesis uranífera de este indicio es muy semejante a la que caracteriza a las mineralizaciones encajadas en las fracturas subverticales NNE.

De acuerdo con las características mineralógicas de la paragénesis uranífera, las mineralizaciones estudiadas pueden clasificarse, de acuerdo con ARIBAS (1975), como hidrotermales de baja temperatura (epitermales) con cuarzo o del tipo jaspe según la nomenclatura empleada por MATOS DIAS y SOARES DE ANDRADE (1970), para sus equivalentes en Portugal.

6. MODELO METALOGÉNICO

6.1. La roca fuente del uranio

Las mineralizaciones estudiadas encajan en granitos muy evolucionados, peraluminicos, hipocálcicos y cuya relación U/Th varía entre 1 y 1,6, por lo que aquéllos están enriquecidos en U con relación al Th. Aunque el contenido medio en U de las dos facies consideradas, 8 ppm, es suficiente como para que en ellas exista uraninita accesorio (PAGEL, 1981), este mineral no ha sido identificado. La ausencia, al menos aparente, de dicho mineral puede explicarse, en principio, considerando que fue desestabilizado durante los procesos post-magmáticos y/o supergénicos de alteración que afectaron al granito. Este hecho parece confirmarse por la presencia de actividad α importante en las fracturas intracristalinas y espacios intergranulares de las muestras estudiadas.

Por otra parte, de acuerdo con RANCHIN (1971) y FRIEDRICH y CUNNEY (1989), el contenido en U de este tipo de granitos aumenta ostensiblemente

desde las zonas más superficiales a las más profundas de los batolitos, lo que se debe a la lixiviación ejercida, en las primeras, por las aguas meteóricas. Por ello, es previsible que la concentración en U de las facies estudiadas aumente con la profundidad, y que este elemento se encuentre, en parte, formando uraninita.

En consecuencia, se puede considerar que los granitos encajantes de las mineralizaciones uraníferas aquí estudiadas son fértiles en U y, por tanto, las rocas fuente del concentrado en ellas.

Respecto a la edad del batolito de Cabeza de Araya, y a falta aún de datos absolutos definitivos (SANZ *et al.* investigación en curso), se puede decir que es, al menos, contemporáneo con los batolitos que lo rodean, Albalá, Don Benito, Pedroches, Alburquerque y Nisa. Es decir, de una edad comprendida entre 290 y 310 Ma (PENHA y ARRIBAS, 1974 y MENDES, 1968).

6.2. Mecanismos de removilización y transporte del uranio

Al final del Carbonífero, después de las últimas fases hercínicas de deformación, en el Macizo Ibérico tuvieron lugar, casi simultáneamente, dos acontecimientos geológicos de gran importancia para la removilización del U preconcentrado en los granitos. Así, por un lado, se inició el desmantelamiento erosivo del continente y, por otro, el desarrollo de los grandes desgarres tardihercínicos, de los que el sistema NNE es el más importante.

El primero de ellos originaría, además del desmantelamiento de los materiales encajantes y de los propios batolitos, la alteración superficial intensa de éstos últimos, la cual sería más profunda en las zonas de fracturas. Al tiempo, se instalaría un sistema hidrodinámico descendente que, canalizado por la red de fracturas, pudo removilizar y transportar, en condiciones oxidantes, parte del U diseminado en el granito.

El segundo fenómeno sería el responsable del desarrollo y/o reactivación del sistema de fracturas subverticales que, orientadas NNE, estarían preconfiguradas, como fracturas de enfriamiento, y probablemente mineralizadas desde el final del proceso de cristalización magmática. Este proceso de fracturación tangencial pudo ser, además, el responsable del desarrollo de las fallas inversas N120-130E, de acuerdo con el modelo representado en la Fig. 9 y que ha sido propuesto por VIALON *et al.* (1976).

La tectónica de desgarres sería a su vez, durante la fase compresiva, la responsable de la elevación del flujo térmico a lo largo de las zonas de fricción y, durante la distensiva, el motor que pondría en movimiento las aguas del granito, en gran parte de origen meteórico, según el modelo de celdas convectivas.

Por otra parte, según ELLIS (1967), las características químicas de las aguas hidrotermales actuales están en función de la temperatura y de la naturaleza de las rocas que atraviesan. Así, en todos los análisis aportados por dicho autor, el CO₂ es el gas más abundante, seguido por el SH₂ o CH₄ según que las rocas atravesadas sean ígneas o sedimentarias, respectivamente. Además, indepen-

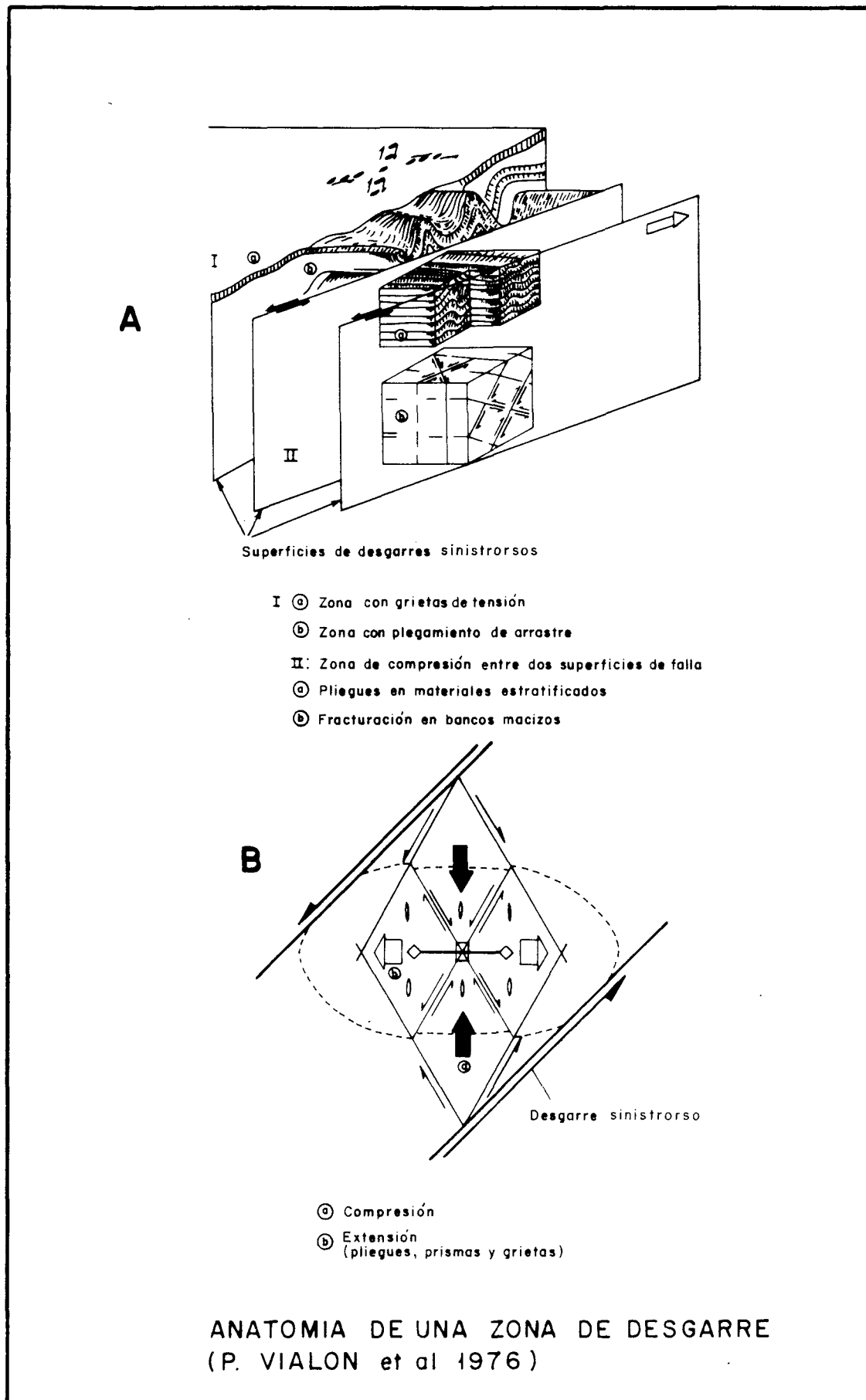


FIG. 9. Anatomía de una zona de desgarre (P. VIALON et al. 1976).

dientemente de las concentraciones de alcalinos y alcalino-térreos, que son muy variables, los aniones más abundantes y frecuentes son CO_3H^- , Cl^- , y SO_4^{-2} , mientras que el contenido en F^- suele estar controlado por la actividad del Ca^{++} . La sílice en disolución suele estar en concentraciones elevadas.

Por lo que se refiere a las características físico-químicas, y de acuerdo con el mismo autor, se puede decir lo siguiente: el pH del agua, medido después de la desgasificación, a presión atmosférica y a 20° C, suele variar entre neutro y débilmente alcalino, mientras que, recalculado a la temperatura real del agua, suele ser algo inferior.

La presencia generalizada de SH_2 o CH_4 en las aguas hidrotermales actuales es indicativa de que el Eh de éstas es negativo y que, por lo tanto, son reductoras.

Aplicando estos datos al caso que aquí se estudia, se puede argumentar que el U del granito fue removilizado y transportado fundamentalmente por las aguas descendentes y oxidantes, ya que las ascendentes tenderían a insolubilizar y precipitar el U.

En este orden de ideas, de acuerdo con ROMBERGER (1984), en un sistema hidrotermal oxidante, cuya temperatura estuviese comprendida entre 100 y 200°C, el complejo de UO_2^{++} predominante en la solución sería el uranil-dicarbonilo (U.D.C.), siempre que dicha solución fuese alcalina y teniendo en cuenta que la neutralidad de la misma estaría fijada en valores de pH comprendidos entre 6,1 (100°C) y 5,6 (200°C).

En consecuencia, se puede admitir que el U pudo movilizarse y transportarse bajo la forma de U.D.C. siempre que las condiciones de $f\text{O}_2$, $f\text{CO}_2$, pH y T°C fuesen las adecuadas. Esta hipótesis, que ha sido sostenida por CUNEY (1978), LEROY (1978) y CATHELINEAU (1982) para explicar la formación de los yacimientos de U de Forez, La Crouzille y La Vendée (Francia), tropieza, en el caso de las mineralizaciones de Cabeza de Araya, con la ausencia total de carbonatos paragenéticos con la pechblenda, lo que puede explicarse teniendo en cuenta la escasa cantidad de Ca^{++} y Mg^{++} disponible en los granitos encajantes.

No obstante, CATHELINEAU (1982) encuentra, en los yacimientos de U encajados a uno y otro lado del batolito granítico de Mortagne (La Vendée), que los carbonatos acompañan a la pechblenda sólo cuando la mineralización atraviesa el complejo metamórfico que rodea al batolito, y nunca en las zonas intragraníticas de aquélla. Además, los valores de la $\delta^{13}\text{C}$ de dichos carbonatos, variable entre -7 y -13 %, hacen sugerir al citado autor que las soluciones mineralizadoras tuvieron una componente importante de agua meteórica.

6.3. Depósito del uranio

En general, el cambio en las condiciones físico-químicas de las soluciones uraníferas daría lugar a la desestabilización del complejo U.D.C. y, previa reducción del UO_2^{++} , a la precipitación de la pechblenda.

Dado que la concentración de Ca y Mg en el medio no debió ser importante para disminuir la actividad de los CO_3^{-2} , la caída de presión, relacionada con

la apertura de las fracturas y el ascenso de las soluciones, pudo ser suficiente para que disminuyera la P_{CO_2} y se desestabilizara el complejo U.D.C. Según NGUYEN-TRUNG (1985), para unas condiciones determinadas de P_{O_2} y pH, la disminución de la P_{CO_2} amplía el campo de la estabilidad del complejo $U(OH)_5^+$ y el paso del campo de estabilidad de los complejos de UO_2^{++} al del UO_2 .

Por lo que se refiere al agente reductor del U^{6+} , y dado que la piritita es el mineral que acompaña siempre a la pechblenda, es razonable pensar que el SH_2 fuese el responsable de la reacción de reducción.

Este modelo podría explicar satisfactoriamente los siguientes hechos de observación:

- La situación generalizada de las mineralizaciones uraníferas en las fracturas de dirección NNE y en las asociadas genéticamente a ellas.
- La superposición, en dichas fracturas, de dos paragénesis diferentes, así como la brechificación existente entre ambas.
- El carácter epitermal de la paragénesis uranífera.
- La mineralogía de la ganga, constituida esencialmente por piritita y cuarzo.

Además, la primera generación de pechblenda podría situarse en el Pérmico ya que, según ALVARADO (1983), los desgarres NNE quedarían inactivos antes de comenzar el Trías.

Otro acontecimiento tectónico e ígneo importante que pudo haber removilizado y redepositado pechblenda pudo ser el adelgazamiento cortical y la intrusión del material básico que, procedente del manto, dio lugar al dique de Plasencia y paralelos, durante el Jurásico medio (175 M.a.). Las condiciones así creadas podrían haber reactivado el modelo convectivo anteriormente explicado.

Por último, la tectónica alpina pudo reactivar de nuevo el sistema y dar lugar a nuevas removilizaciones de la pechblenda.

De esta manera, no sería extraño que se pudiesen obtener, para las pechblendas de la parte española del Macizo Ibérico, una serie de edades parecida a la encontrada en las mineralizaciones del S.O. de Inglaterra (en BALL *et al.* 1982), tal y como parece ocurrir en los yacimientos portugueses (HORNE, 1960; STIEFF y STERN, 1960; DARNLEY, 1961 y CATHELINEAU *et al.*, 1982).

En cualquier caso, en tanto no se disponga de más datos sobre edades absolutas, resulta imposible determinar en qué época se originaron las mayores concentraciones de U en la zona estudiada.

BIBLIOGRAFÍA

- ALVARADO, M. M. (1983): Evolución de la placa ibérica. En *Libro Jubilar J. M.^a Ríos*. Tomo I, Geología de España, 21-55. Ed. I.G.M.E. (Madrid).
- ARRIBAS, A. (1961): *Estudio petrográfico, mineralógico y metalogénico de los yacimientos españoles de minerales radioactivos*. Tesis Doctoral. Universidad de Madrid.

- ARRIBAS, A. (1962): Mineralogía y Metalogenia de los Yacimientos Españoles de Uranio: Los Ratones, Albalá (Cáceres). *Est. Geol.*, XVIII, 117-131.
- ARRIBAS, A. (1963a): Mineralogía y Metalogenia de los Yacimientos Españoles de Uranio: Valdemascaño (Salamanca). *Not. y Com. del Inst. Geol. Min. de España*, 70, 25-45.
- ARRIBAS, A. (1963b): Mineralogía y Metalogenia de los Yacimientos Españoles de Uranio: Valderrascón (Badajoz). *Not. y Com. de Inst. Geol. Min. de España*, 70, 5-23.
- ARRIBAS, A. (1963c): Mineralogía y Metalogenia de los Yacimientos Españoles de Uranio: La Virgen, Andújar (Jaén). *Est. Geol.*, XIX, 15-31.
- ARRIBAS, A. (1964a): Mineralogía y Metalogenia de los Yacimientos Españoles de Uranio: Cardeña (Córdoba). *Not. y Com. del Inst. Geol. Min. de España*, 76, 45-78.
- ARRIBAS, A. (1964b): Mineralogía y Metalogenia de los Yacimientos Españoles de Uranio: Escalona (Toledo). *Not. y Com. del Inst. Geol. Min. de España*, 77, 67-92.
- ARRIBAS, A. (1964c): Mineralogía y Metalogenia de los Yacimientos Españoles de Uranio: Peralonso, Villar de Peralonso (Salamanca). *Est. Geol.*, XX, 149-169.
- ARRIBAS, A. (1975): Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio. (Su importancia económica e interés en el desarrollo energético del país). *Stvd. Geol.*, IX, 7-63.
- BALL, T. K. y BSHAM, I. R. (1979): Radioactive accessory minerals in granites from South-West England. *Proc. Ussher. Soc. (U.K.)*, 437-448.
- BALL, T. K. y BASHAM, I. R. y MICHIE, U. McL. (1982): Uraniferous vein occurrences of South-West England. Paragenesis and Genesis. En *Vein-Type and Similar Uranium Deposits in Rocks Younger than Proterozoic*, Proc. Tech. Comm. I.A.E.A. meeting, Lisbon, 113-158.
- BARBIE, J.; CARRAT, H. G. y RANCHIN, G. (1967): Présence d'uraninite en tant que minéral accessoire usuel dans les granites à deux micas uranifères du Limousin et de La Vendée. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 264, 2.436-2.439.
- BASHAM, I. R.; VAIRINHO, M. M. B. y BOWLES, J. F. W. (1982a): Uranium-bearing accessory minerals in the Sao Pedro do Sul granite, Portugal. En *Vein-Type and Similar Uranium Deposits in Rocks Younger than Proterozoic*, Proc. Tech. Comm. I.A.E.A., Lisbon, 279-297.
- BASHAM, I. R.; BOWLES, J. F. W.; ATKIN, D. y BLAND, D. J. (1982b): Mineralogy of uranium distribution in samples of unaltered and sericitized granite from Urgeirica, Portugal, in relation to mineralization processes. (A preliminary study). En *Vein-Type and Similar Uranium Deposits in Rocks Younger than Proterozoic*. Proc. Tech. Comm. I.A.E.A. Meeting, Lisbon, 229-309.
- CATHELINEAU, M. (1982): Les gisements d'uranium liés spatialement aux leucogranites sud-armoricains et à leur encaissant métamorphique. Relations et interaction entre les minéralisations et divers contextes géologiques et structuraux. *Sci. de la Terre. Mem. n.º 42*, 375 pp.
- CATHELINEAU, M.; CUNEY, M.; LEROY, J.; LHOUE, F.; NGUYEN-TRUNG, C.; PAGEL, M. y POTY, B. (1982): Caractères minéralogiques des pechblendes de la province Hercynienne d'Europe. Comparaison avec les oxydes d'uranium du Protérozoïque de diferentes gisements d'Amérique du Nord, d'Afrique et d'Australie. En *Vein-Type and Similar Uranium Deposits in Rocks Younger than Proterozoic*. Proc. Tech. Comm. I.A.E. meeting, Lisbon, 159-176.
- CORRETGE, L. G. (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, 442 pp.
- CORRETGE, L. G.; BEA, F. y SUÁREZ, O. (1985): Las características geoquímicas del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres, España): Implicaciones Petrogenéticas. *Trab. Geol.*, 15, 219-238.

- CUNNEY, M. (1978): Geologic environment, mineralogy and fluid inclusions of the Bois Noirs Limouzin uranium veins, Forez, France. *Econ. Geol.*, 73, 1.567-1.610.
- CUNNEY, M. y FRIEDRICH, M. (1987): Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications of uranium metallogenesis. *Bull. Mineral.*, 110, 235-247.
- DARNLEY, A. G. (1961): *Pitchblende from Carrasca, Portugal*, Geol. Serv. Great Britain, Atom. Energy Divis. Age Determination. Rep. n.º 17.
- ELLIS, A. J. (1967): The chemistry of some explored geothermal systems. En *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 465-511. Ed. by H.L.L. Barnes. Holt, Rinehart and Winston, Inc. New York, Montreal and London.
- FRIEDRICH, M. (1984): Le complexe granitique hyperalumineux de Saint-Sylvestre, Nord-Ouest du Massif Central Français. *Géol. et Géoch. de l'uranium*. Mem. n.º 5, 361 pp. Ed. par le C.R.E.G.U.
- FRIEDRICH, M. y CUNNEY, M. (1989): Uranium enrichment processes in peraluminous magmatism. En *Uranium Deposits in Magmatic and Metamorphic Rocks*. Procc. Tech. Comm. I.A.E.A. meeting, Salamanca, 11-35.
- HORNE, J. E. T. (1960): Age of pitchblende from Lenteiros, Reboleiro, Portugal. *Technical Paper*, n.º 27, 7-10, J.E.N. Lisboa.
- LEROY, J. (1978): The Margnac and Fanay Uranium Deposits of the La Cruzille District (Western Massif Central, France). Geologic and Fluid Inclusion Studies. *Econ. Geol.*, 73, 1.611-1.634.
- MATOS DIAS, J. M. y SOARES DE ANDRADE (1970): *Uranium deposits in Portugal*. Uranium Exploration Geology. C. R. grupos d'étude. I.A.E.A., Viena, 129-142.
- MENDES, F. (1968). Contribution a l'étude géochronologique par la méthode au strontium des formations cristallines du Portugal. *Bol. Museu e Lab. Min. e Geol. Fac. Ciencias*. Universidad de Lisboa, vol. II, 3-157.
- NGUYEN-TRUNG, G. (1985): *Géochimie théorique et expérimentale des oxydes d'uranium dans les solutions aqueuses de 25 à 700° C sous une pression de 1 à 6000 bars. Synthèse hydrothermale de certains minéraux d'uranium VI y IV*. *Géologie et Géochimie de l'uranium*. Thèse I.N.P.L. Nancy, 479 pp.
- NOCKOLS, S. R. (1954): Average chemical compositions of some igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 65, 1.007-1.032.
- PAGEL, M. (1981): *Facteurs de distribution et de concentration de l'uranium et du thorium dans quelque granites de la chaîne hercynienne d'Europe*. Thèse I.N.P.L. Nancy, 566 pp.
- PAGEL, M. (1982): *Succesions paragénetiques et teneurs en uranium des minéraux accessoires dans les roches granitiques: guides pour la recherche des granites favorables à la présence de gisements d'uranium*. C.R. Symposium «Méthodes de prospection de l'uranium A.E.N./I.A.E.A.», Paris, 445-456.
- PENHA, H. A. y ARRIBAS, A. (1974): Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles. *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, 85, 271-273.
- PÉREZ DEL VILLAR, L. (1988): *El uranio en el batolito de Cabeza de Araya y en el C.E.G. del borde septentrional (Prov. de Cáceres)*. *Prospección Geoquímica, Mineralogía y Metalogenia*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 470 pp.
- PÉREZ DEL VILLAR, L. y MORO, C. (1988): Estudio de la distribución del K, Th y U en el batolito de Cabeza de Araya mediante prospección aeroradiométrica y litogeoquímica: implicaciones petrogenéticas y metalogénicas. En *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro homenaje a L. C. García de Figuerola*. Ed. Rueda, 457-469.
- PÉREZ DEL VILLAR, L. y DE LA CRUZ, B. (1989): Caracterización mineralógica y geoquímica del granito sano y alterado del macizo de El Berrocal. (Sierra de Gredos, Provincia de Toledo). *Stvd. Geol. Salm.*, XXVI, 47-80.

- RANCHIN, G. (1971): La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la provincia uranifère du Nord Limousin. *Sci de la Terre*. Mem. n.º 19, 394 pp. Nancy.
- ROMBERGER, S. B. (1984): Transport and deposition of uranium in hydrothermal systems at temperatures up to 300° C: geological implications. En Uranium geochemistry, mineralogy, geology, exploration and resources. Ed. by De Vivo, B.; Ippolito, F.; Gapaldi, G. y Simpson P. R. *The Institution of Mining and Metallurgy*, 12, 17.
- RYERSON, F. J. y HESS, P. C. (1980): The role of P₂O₅ in silicate melt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 611-624.
- SÁNZ, H.; BENITO, R. y PÉREZ DEL VILLAR, L. (in prep.): Datación absoluta del batolito de Cabeza de Araya por el método Rb-Sr.
- STIEFF, L. R. y STERN, T. W. (1960): Age study of uraninites from the Urgeiriça and Lenteiro mines, Portugal. J. E. N. *Technical Paper*, n.º 27, 11-17, Lisboa.
- VIALON, P.; RUHLAND, M. y GROLTER, J. (1976): *Elements de tectonique analytique*. Ed. Masson, Paris, 102 pp.