

STVDIA GEOLOGICA

VI



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1973

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

VI

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

STVDIA GEOLOGICA

VI



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1973

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, 1973

COMPOSICION QUIMICA DE LAS BIOTITAS DE GRANITOS DE LA PROVINCIA DE SALAMANCA RELACIONADA CON LAS CONDICIONES DE FORMACION

J. SAAVEDRA*

A. GARCÍA SÁNCHEZ*

RESUMEN.—Se hace un estudio petrológico, geoquímico y mineralógico de 35 muestras de granito y sus biotitas correspondientes del Sur de Salamanca. Los resultados obtenidos por estas vías relacionan la distribución de elementos trazas en biotitas en función de las condiciones genéticas.

SUMMARY.—A petrological, geochemical and mineralogical study of 35 granite samples and their corresponding biotites from Southern Salamanca has been made. The results obtained show a relationship between trace elements distribution and genetic conditions.

INTRODUCCION

El estudio de biotitas procedentes de distintos granitos muestra siempre una marcada variación en propiedades físicas y químicas, por ser este mineral muy susceptible a los cambios de factores que rigen la génesis de la roca; por tal motivo ha sido usado frecuentemente como indicador petrogenético. Pero desde el punto de vista metalogenético su importancia es considerable. No hay más que pensar en el paso de granito biotítico ordinario a granito de dos micas o moscovita sola; admitiendo concentraciones normales de elementos en trazas en biotitas son muchas toneladas por kilómetro cúbico de éstos las que emigran por desestabilizaciones de dicho mineral.

La distribución de elementos en biotitas no es sólo una función de las características cristaloquímicas; esto puede ocurrir en circunstancias especiales, pero el fenómeno ha mostrado ser mucho más complicado en general. El caso de una cristalización lenta, con aparición sucesiva de productos cada vez más diferenciados y, paralelamente, con gran enriquecimiento o empobrecimiento de elementos metálicos, es bastante raro. Son frecuentes en la bibliografía datos de contenidos de elementos en diferentes fases de la cristalización que no difieren apenas entre sí.

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

Por tales motivos, para este trabajo se han considerado no sólo las relaciones cristaloquímicas, sino también los factores geológicos que afectan de manera importante a la génesis y composición de las biotitas. Dado el carácter de investigación previa y el escaso número de datos que se tienen de los granitos implicados, se ha tenido en cuenta solamente un número reducido de elementos.

EL MEDIO GEOLOGICO

En la figura 1 quedan representadas la posición de las muestras empleadas y el esquema geológico de la zona correspondiente, según LÓPEZ DE AZCONA y cols. (1967). La situación precisa de éstas, así como su composición química, se da en las tablas 1 y 2.

El granito situado al E y S de Linares de Riofrío es notablemente más homogéneo que los restantes, en apariencia. Corta claramente a las estructuras hercinianas del sinclinal de Tamames. Más hacia el E, en Cespedosa, ya hay un acomodo de los contactos a las estructuras de las rocas encajantes, como señala SCHMIDT-THOMÉ (1950). La intrusión sinorogénica de dirección SE-NW del granito de La Alberca-Sequeros es muy clara, más aún que en el granito situado al S de Navasfrías.

Las edades exactas de las intrusiones se desconocen. Estos granitos cortan ciertas estructuras hercinianas o se acomodan a ellas; entre Linares de Riofrío y Los Santos se ponen en contacto con el granito, en diversas zonas, rocas carbonatadas (SAAVEDRA, 1971; SAAVEDRA y cols., 1971) de edad cámbrica (MARTÍNEZ y GARCÍA DE FIGUEROLA, 1972), al mismo tiempo que se evidencia una modificación estructural de este encajante (K. MARZ, comunicación verbal). La aureola al S de Linares contiene abundante quistolita, mientras que al E del mismo lugar hay un desarrollo de cordierita y otros minerales inexistentes o poco abundantes en la primera.

Los estudios de PELLITERO (1971), SAAVEDRA y cols. (1971) y MADRUGA (1972) han puesto de manifiesto la presencia de andalucita en granitos de La Alberca-Sequeros, cordierita en el de Linares y vesubiana y wollastonita en la aureola de contacto en Monleón, Casas de Monleón y Los Santos. Por otra parte, GARCÍA DE FIGUEROLA (1954, 1966 y 1973) ha señalado la existencia de diversas variedades de granitos, desde los de tendencia alcalina hasta granodioritas, en el área de Fuenteguinaldo-Navasfrías-El Payo, indicando asimismo la aparición de andalucita en el granito de contacto de las proximidades de Peñaparda y el débil carácter del metamorfismo regional, sobre el que se superpone un metamorfismo de contacto de grado medio o bajo que, sólo muy excepcionalmente, en un punto de la región, alcanza el grado de las corneanas piroxénicas.

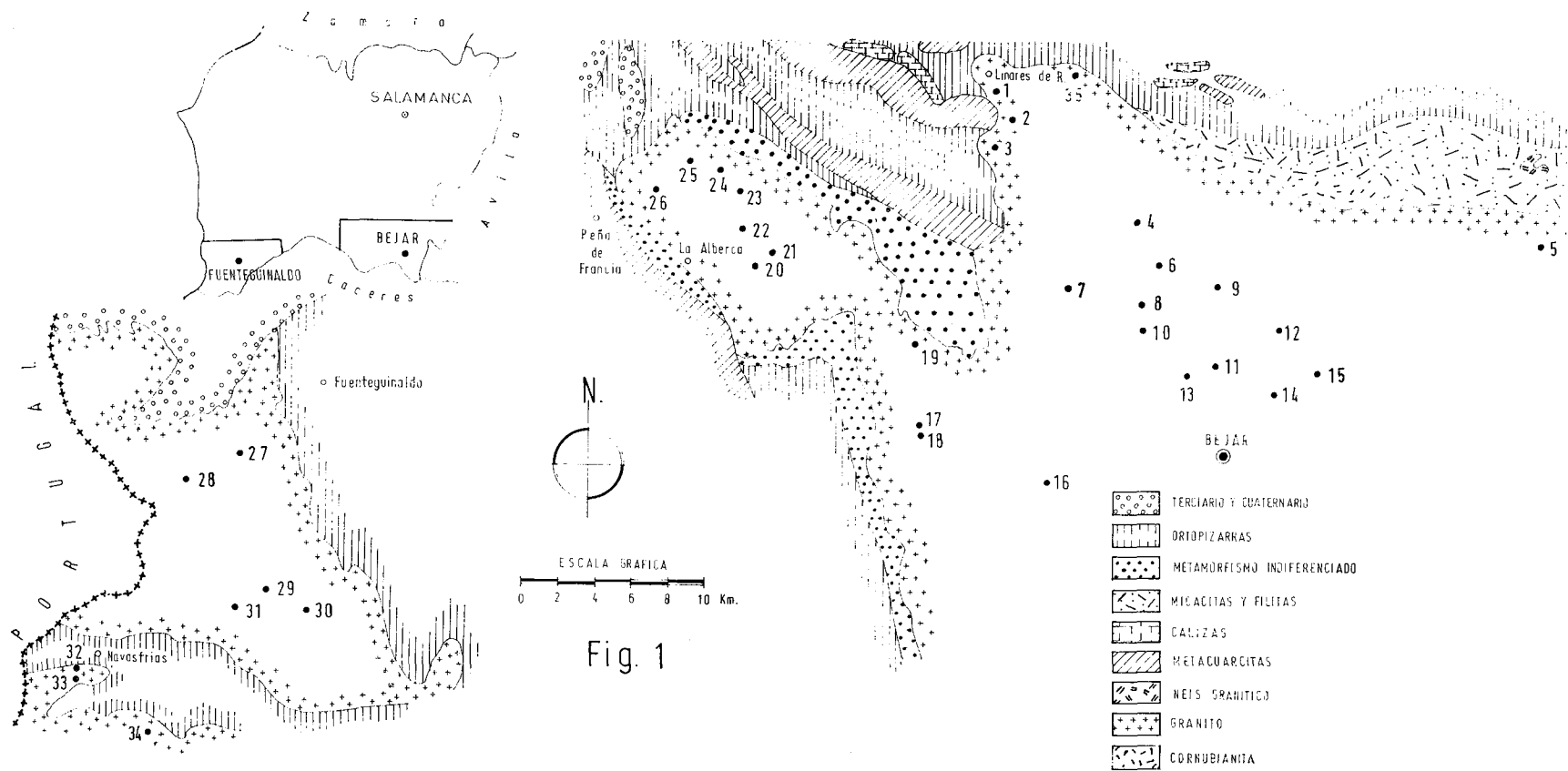


Fig. 1

Granito al E y S de Linares

Los contenidos en Na_2O , K_2O , CaO y ferromagnesianos (SAAVEDRA, 1971, y datos de este trabajo, tabla 3) corresponden en su mayor parte a adamellititas, con variaciones locales a términos más o menos alcalinos. La moscovita no existe o está muy subordinada, mientras que la cordierita es a veces abundante (cercañas de Los Santos, por ejemplo).

Al microscopio se observa, normalmente, un desarrollo de plagioclasas. La albita u oligoclasa ácida corroe a los feldespatos potásicos: se desarrolla a veces una corona a su alrededor. En otras ocasiones, aparecen manchas y, en general, hay un contenido notable de pertitas en casi todos los casos. La zonación de feldespatos es común, así como la presencia de microclina.

Químicamente, es muy claro este fenómeno: son estos granitos precisamente los más ricos en sodio y calcio, tabla 3, que traducen la abundancia de plagioclasas.

El batolito, en general, es relativamente uniforme. Da aureolas de contanto amplias y bien desarrolladas (la quiastolita, p. ej., se sigue en el terreno, al S de Linares, durante más de 1 Km. de distancia del contanto). No se han observado pequeños apuntamientos graníticos en ella. Fuera del batolito, a veces a notable distancia, aparecen rocas de su cortejo (pegmatitas, etc.).

Granito de La Alberca-Sequeros

El hecho más llamativo es la abundancia de facies en relación con sus reducidas dimensiones. El centro del batolito está constituido por un granito de grano fino, sacaroide, más o menos leucocrático, con biotita o de dos micas, frecuentemente andalucítico, y variado: tendencias alcalinas o dioríticas, sistemas de diaclasas ordenados de acuerdo con el encajante, etc. En los bordes existe un granito semejante en parte al de Linares: grano grueso, cordierítico, feldespatos zonados, con biotita sola o con moscovita muy subordinada. Finalmente, en el extremo S de este granito, el carácter porfioride se desarrolla de manera considerable.

En general, ya hay factores nuevos con respecto al anterior. Además, la clorita es mucho más abundante y, sobre todo, se hace evidente el fenómeno de microclinización de plagioclasas; éstas quedan corroídas y rodeadas de una capa de feldespato potásico. El aumento de K y disminución de Ca y Na con relación al granito de Linares traducen químicamente muy bien esta evolución mineralógica, tablas 2 y 3.

La aureola de contacto es aquí más reducida que en el caso anterior.

Granito al W y S de Fuenteguinaldo

La presencia de microclina, más o menos abundante, es permanente. El granito es de dos micas, con clorita y biotita en cantidades variables. La corrosión de plagioclasas es común (descenso en Na y Ca, con aumento de K, tablas 2 y 3). Además, la andalucita prismática hace su aparición en el centro del macizo, a lo largo de una banda de dirección NE (curso del río Agueda), sin asociación visible a enclaves. Hay, pues, varias facies. Pero se trata ya de verdaderos granitos, todo lo más calcoalcalinos.

Granito al S de Navasfrías

Las características cambian ya notablemente. Existen semejanzas con respecto al granito anterior: presencia de microclina, moscovita y biotita con predominio general de la segunda sobre la tercera, clorita más o menos abundante y clasificación adecuada como granitos. Pero la corrosión de plagioclasas por feldespato potásico está mucho más avanzada (descensos brutales de Na, Ca y aumento del K, tablas 2 y 3) y, sobre todo, ya hay intensas deformaciones: cristales de feldespatos o micas torcidos, alteración de biotita en feldespato potásico (reacción de Chayes, muy común en granitos con biotita que sufren deformaciones tectónicas). No existen minerales zonados.

Por tanto, la evolución granítica está controlada aquí por cierto número de factores que no se presentaban en los otros granitos.

El metamorfismo de contacto

La presencia de niveles carbonatados entre niveles silíceos, más o menos pelíticos, y su metamorfización por el granito (borde Linares-Los Santos) da una gama de minerales metamórficos extraordinariamente útil para definir el fenómeno.

Entre Monleón y Los Santos aparecen cornubianitas: los materiales silíceos afectados por un débil metamorfismo regional (facies esquistos verdes) han recrystalizado. Aparece sillimanita fibrosa en poca cantidad, incluida en otros minerales. La impresión es que se está muy próximo a las condiciones de estabilidad de ésta, justamente en el límite. Por tanto, es evidente que, en el diagrama P-T, la posición de los minerales presentes puede arrojar mucha luz sobre estas condiciones de presión y temperatura.

El problema radica en la falta de diagramas apropiados para dar una buena exactitud. En la tabla 4 se indica la posición del punto triple según diversos autores. Desde luego, son menos de fiar los datos obtenidos termodinámica-

mente. Los estudios experimentales se iniciaron con BELL (1963) y KHITAROV y cols. (1963). Pero los trabajos más recientes tienden a bajar la presión correspondiente al punto triple. Las observaciones de WINKLER (1965) a este respecto ya indican que hay que rechazar valores de P superiores a unos 7 kb. Las citas más modernas señalan, en efecto, presiones que nunca alcanzan los 8 kb. En el caso aquí considerado no interesa exactamente la posición del punto triple, sino el límite de estabilidad andalucita-sillimanita. Y, prácticamente, para presiones inferiores a 4 kb la línea límite aludida dada por Althaus (1967), PUGIN y KHITAROV (1968), etc., es muy semejante. Se adoptó, pues, una de ellas, la dada por WINKLER (1965). Los resultados obtenidos utilizando otras más recientes han sido los mismos.

Las diferencias que puedan existir aquí quedan enmascaradas por otro factor importante, prácticamente no estudiado. Se trata de la materia carbonosa. En los esquistos aquí presentes es común la presencia de carbono, bien sea como grafito u otra forma química. Con Fe hay una reacción de equilibrio de oxidación-reducción con formación de cantidades variables, según la P y T de CO_2 (MIYASHIRO, 1964), siendo entonces $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{Total}}$ por ser $P_{\text{H}_2\text{O}} + P_{\text{CO}_2} = P_{\text{Total}}$. Los campos de estabilidad varían, como ha puesto de manifiesto KERRICK (1972) en su estudio sobre la génesis de andalucita a partir de moscovita.

Con estas reservas hay que considerar toda interpretación teórica. En la figura 2 se representan los campos de estabilidad de diversos minerales de acuerdo con los datos recogidos en WINKLER (1965), GREENWOOD (1962 y 1967), PIWINSKII (1968) y PIWINSKII y WILLIE (1968). No se han representado las líneas correspondientes a los límites de estabilidad de la idocrasa (ITO y AREM, 1970), mineral considerado del más alto grado del metamorfismo de contacto, por ser extraordinariamente amplios.

La presencia de sillimanita en el límite de estabilidad indica que se está en la línea andalucita-sillimanita, a una temperatura mayor de 600°C (WINKLER, 1965). Las consideraciones de JAEGER (1957) indican que, admitiendo las temperaturas del magma granítico del orden 700-800°C (WINKLER, 1962), sería preciso una profundidad máxima del orden de 5-6 Km. (alrededor de 1,5 kb). Si se tiene en cuenta la presencia de microclina en granito (temperatura inferior a 650°C), puede precisarse más, pero este límite es suficiente. En estas condiciones la presencia de wollastonita no sería posible para una presión parcial de CO_2 inferior a 0,25 aproximadamente. Ello limita también superiormente la presión: los valores de ésta han de ser inferiores a algo más de 3 kb. De la misma manera, los valores de X_{CO_2} superiores a 0,5 han de ser descartados. Así quedan establecidos los límites de P y T de formación del contacto inmediato como 630-670°C ($\pm 20^\circ$) y 1,5-3,8 kb.

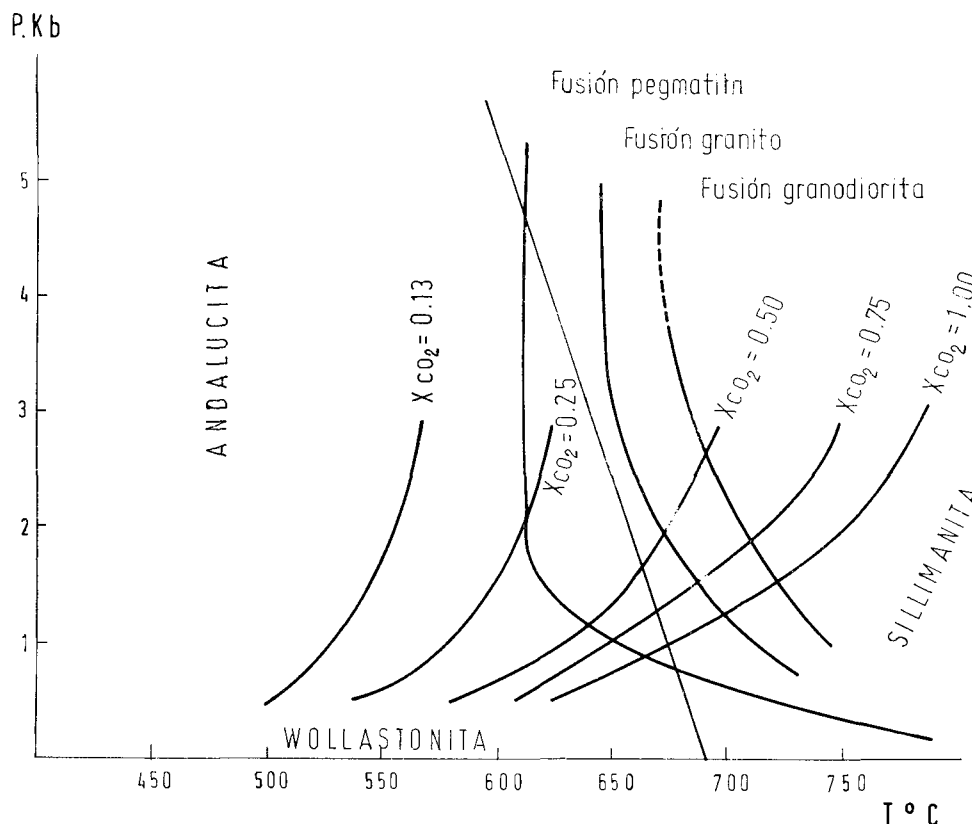


Fig. 2

Las consideraciones de REVERDATTO y cols. (1970), basadas en el estudio de más de 50 casos en todo el mundo, pueden precisar más. El criterio de Ingersoll (razón del espesor de la aureola al espesor del granito) es siempre inferior a 0,2-0,3, situándose en el dominio que llaman no abisal (3 ó menos kb y 400-800°C de temperatura), de metamorfismo de contacto puro. En estas condiciones estos autores ponen de manifiesto que la temperatura de sobrecalentamiento del magma tiene una importancia secundaria frente a la temperatura de cristalización del mismo; el principal factor, entonces, en el desarrollo del metamorfismo de contacto es la profundidad, es decir, la temperatura de la roca encajante. En el caso aquí considerado, con una aureola relativamente extensa, esta temperatura ha debido de ser alta y, por tanto, también la profundidad de emplazamiento. Por tanto, se está en la zona más superior de este tipo de metamorfismo, de 2 a 3 kb de presión, en completo acuerdo también con la profundidad aproximada que darían las consideraciones de JAEGER (1957), un mínimo de unos 8 Km. Para esto último puede objetarse que el grado geotérmico tal vez haya sido mucho mayor (lo que implicaría menor profundidad), pero se está precisamente en una zona de débil metamorfismo regional.

En la misma figura 2 se pone de manifiesto la imposibilidad de existencia de andalucita primaria en granodioritas. Pero al pasar a términos menos cálcicos hay una aproximación de la curva de fusión al campo de estabilidad de la andalucita. Es decir, que cabe la posibilidad de aparición de este mineral en granitos verdaderos (carácter alcalino) a bajas presiones, del orden de 2 kb. Las formas de presentación de este mineral en las muestras estudiadas son también compatibles con un origen primario, sin ser considerado forzosamente como un resto metamórfico. Por tanto, al menos parte de los granitos de La Alberca-Sequeros y proximidades de Fuenteguinaldo se han formado a profundidades inferiores al de Linares, de unos 6 Km. o menos. Otro tanto cabe decir del granito situado inmediatamente al S de Navasfrías, en función de su aureola metamórfica con minerales correspondientes de grado medio o bajo.

CONSIDERACIONES GEOQUIMICAS

Técnicas empleadas

La separación de las biotitas se ha llevado a cabo previa pulverización grosera de los granitos, hasta tamaño de grano inferior a 2 mm., y utilización de separadora magnética y líquidos densos (bromoformo).

Una última purificación se realizó a mano y con ayuda de una lupa binocular.

El análisis químico de los elementos mayores y trazas se hizo siguiendo el método de SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ (1972). Los resultados se presentan en tabla 5. Para las rocas graníticas utilizadas se ha seguido el mismo método de análisis previa pulverización a tamaño de grano ≤ 74 micras (200 mallas). Los resultados se incluyen en tabla 2.

El tratamiento estadístico de los resultados analíticos obtenidos se ha realizado considerando separadamente grupos de datos correspondientes a muestras de tipos determinados de granitos. Las medias aritméticas, desviaciones típicas y varianzas figuran en tabla 3. Las correlaciones realizadas, representadas por los coeficientes de correlación se presentan en la tabla 6.

Estudio de la distribución de elementos

Cuando se aborda el problema de la distribución geoquímica de los elementos trazas dentro de una serie magmática, es necesario considerar en primer lugar el aspecto dinámico del isomorfismo, SHAW (1964), puesto que en cada etapa de la cristalización varían las composiciones de las fases implicadas en el equilibrio y también los coeficientes de partición $(\frac{Tr}{M})_s / (\frac{Tr}{M})_c = D$ siendo Tr la concentración de el elemento traza y M la del elemento

mayor al cual sustituye en la red, s indica la solución y c la fase cristalina, McINTIRE (1963). El tiempo y la inmovilidad son bastante importantes para alcanzar el equilibrio. Por consiguiente la actividad tectónica reinante es un factor primordial en el problema, TAUSON (1967), así como también las condiciones de profundidad y tamaño de la intrusión magmática.

Por lo que cabe pensar que una distribución cristaloquímica se favorece cuando las condiciones de cristalización son propicias para conseguir un verdadero equilibrio, que siendo función de P y T, lo será por consiguiente de la profundidad. También lo es del tamaño, composición y actividad tectónica de la intrusión. Recíprocamente la dispersión o amplitud de variación en el contenido de un determinado elemento dentro de una fase mineral será índice de las condiciones de cristalización del magma.

TAUSON (1967) hace una clasificación de los elementos trazas en función de la genética de la intrusión en elementos de dispersión cristaloquímica y elementos de concentración residual.

Se ha estudiado la dispersión de Co, Ni, Cu, Zn y Mn, expresada por la desviación típica σ o varianza σ^2 , tabla 3, observando que la menor dispersión en biotitas, menor valor numérico de estos parámetros, se presenta para la intrusión al E y S de Linares, de lo que se deduce que sus características de formación indican unas condiciones de equilibrio más perfectas (granito abisal en el sentido de Tauson). Esto implica una mayor profundidad y una menor influencia de la actividad tectónica que en los otros granitos (La Alberca-Sequeros, granito al W y S de Fuenteguinaldo), mesoabisales según TAUSON. Hechos que corroboran lo deducido anteriormente bajo otros criterios muy diferentes. Así pues la distribución geoquímica de los elementos trazas está íntimamente relacionada a las condiciones genéticas de la intrusión.

Por otra parte los contenidos medios de Fe y Ti en biotitas, tabla 3, armonizan los resultados antes citados y las conclusiones de IVANOV (1970), BUSHLYAKOV (1969), etc.: ambos porcentajes son función de la temperatura, más altos en batolitos más profundos. De idéntica manera la menor proporción media de Al en biotitas en el granito de Linares es un índice de mayor alcalinidad, IVANOV (1970), esto es, la mayor actividad del K, que se traduce en un estadio inferior de evolución postmagmática de este granito con respecto a los restantes.

Características cristaloquímicas

En cuanto se refiere a la distribución cristaloquímica, no se pretende establecer unas reglas o decidirse por alguna de las ya establecidas. La confusión al respecto es muy grande, ninguna de las reglas tiene aplicación universal pues sobre los parámetros cristaloquímicos en que se basan no son

constantes para un elemento dado, y únicamente se puede hablar de tendencias más o menos claras. Las reglas establecidas por GOLDSCHMIDT (1937) basadas únicamente en la carga y el radio del catión, no son aplicables en numerosos casos. Bien es verdad que este mismo parámetro, el radio, ha sido determinado (GOLDSCHMIDT (1937), PAULING (1949), WICKOFF (1963) etc.), utilizando distintos criterios teóricos y distintas experiencias, para distintas coordinaciones y aniones. Así, es normal encontrar tablas de radios iónicos cuyos valores oscilan ostensiblemente. Además tengamos en cuenta que los radios efectivos, MATSUI y SMOMEI (1969), vienen condicionados por la polarizabilidad de los aniones integrantes de la estructura cristalina, en este caso de las biotitas, que de por sí ya varían considerablemente, y por el poder polarizante del catión, DE VORE (1957). Por consiguiente, utilizando solamente este parámetro, es muy difícil encontrar algo coherente.

Las correlaciones más significativas que hemos encontrado, tabla 6, indican una clara tendencia para $\text{Fe}^{2+} - \text{Ni}^{2+}$ y para $\text{Mg}^{2+} - \text{Co}^{2+}$. Observando los radios iónicos de estos elementos, tabla 7, debería pensarse en un comportamiento geoquímico más estrecho entre $\text{Fe}^{2+} - \text{Co}^{2+}$ y $\text{Mg}^{2+} - \text{Ni}^{2+}$, al contrario de lo encontrado experimentalmente.

Al margen de este caso particular, hay un gran volumen bibliográfico, WAGER y MITCHELL (1951), RINGWOOD (1956), SMIRNOVA y cols. (1968), FLEISHER (1968), JAMBOR (1971 etc., que habla de la misma contradicción para estos pares de elementos y para otros muchos de supuesta afinidad geoquímica. RINGWOOD (1955) trató de aclarar el problema indicando que no se puede hablar de compuestos iónicos puros, sino que debido al poder de polarización del catión y polarizabilidad del anión se crea una distorsión de la densidad de carga electrónica alrededor de un ión, traduciéndose esto en la aparición de un carácter covalente más o menos acusado, en el enlace. RAMBERG (1952) ha demostrado que la polarización aumenta desde los ortosilicatos hacia los tectosilicatos. Ella disminuye por el contrario con el reemplazamiento de Si por Al.

Por todo ello, RINGWOOD, propuso la electronegatividad como parámetro ideal para explicar el isomorfismo. Por las mismas causas que RINGWOOD, AHRENS (1952), JEDWAD (1951) y NOCKOLD y MITCHELL (1948) buscaron sus reglas particulares. AHRENS utiliza el potencial de ionización y define una función $\Phi = \frac{I_A}{I_B}$, afinidad aniónica y demuestra una coherencia estrecha entre dos cationes A y B cuando sus potenciales de ionización son muy semejantes y la afinidad aniónica, por consiguiente, muy cercana a la unidad.

JEDWAD (1951) utiliza los coeficientes de energía reticular, concebidos como la contribución de un ión a la energía reticular del compuesto.

NOCKOLD y MITCHELL, se basan en los calores de fusión de los óxidos. Pero todas ellas tienen numerosos inconvenientes para su aplicación. Más recientemente, BURNS y FYFE (1966) (1967), concluyen que ninguna de ellas son leyes generales puesto que todos los parámetros utilizados son calculados en condiciones especiales y naturalmente varían dependiendo de numerosos factores, como la polarización y polarizabilidad ya apuntada, estructura cristalina, variaciones en la composición química del sistema y las funciones termodinámicas.

También hay que señalar la aplicación de las reglas de isomorfismo para estructuras cristalinas perfectas. Aparte de los trabajos de DE VORE (1955, 1963) es muy raro encontrar publicaciones que consideren estructuras cristalinas reales. En este mismo punto insiste GOÑI (1966), quien además de no ignorar la existencia del isomorfismo como tal, indica la enorme importancia de los fenómenos de absorción y adsorción, en la localización de los elementos trazas dentro de las imperfecciones estructurales de la red, en las microfisuras o en las superficies de separación de los cristales. Hechos demostrados experimentalmente con el estudio mediante microsonda electrónica. Igualmente parece ser que la tectónica está íntimamente relacionada con este último modo de localización de los elementos trazas.

Se vio anteriormente una tendencia clara entre $\text{Fe}^{2+} - \text{Ni}^{2+}$ y $\text{Mg}^{2+} - \text{Co}^{2+}$, y también, pero no tanto, entre $\text{Mg}^{2+} - \text{Mn}^{2+}$, inexplicables desde el punto de vista de sus radios iónicos respectivos. Siguiendo los criterios expuestos anteriormente y utilizando las electronegatividades, tabla 7, ahora sí observamos la similitud de estos parámetros entre $\text{Ni}^{2+} - \text{Fe}^{2+}$, $\text{Co}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ y $\text{Mn}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$. En este caso sí parece evidente el criterio de RINGWOOD. Si atendemos a la afinidad aniónica de AHRENS, tenemos para $\text{Ni}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ $\Phi = 1,20$, y para $\text{Ni}^{2+} - \text{Fe}^{2+}$ $\Phi = 1,11$ completamente de acuerdo con lo observado, pues las diferencias de ambas Φ son considerables. Sin embargo, para $\text{Co}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$, $\text{Co}^{2+} - \text{Fe}^{2+}$ y $\text{Mn}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$, $\text{Mn}^{2+} - \text{Fe}^{2+}$, no hay nada claro pero hay que considerar que todos estos valores de Φ difieren muy poco de la unidad, son todos inferiores a 1,15, valor que parece limitar la afinidad geoquímica entre dos elementos.

Los coeficientes energéticos EK, tabla 7, no parecen dar ninguna luz sobre el comportamiento de estos elementos en el caso que nos ocupa.

Los puntos de fusión para los óxidos MgO, CoO, FeO, NiO, con coordinación octaédrica y los calores de fusión, indican una similitud para la pareja $\text{Fe}^{2+} - \text{Ni}^{2+}$ pero no así para $\text{Co}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$.

En lo que se refiere al Cu y Zn no hemos encontrado ninguna correlación significativa que se traduzca en alguna tendencia semejante con algún elemento mayor de los considerados. Lo mismo puede decirse para las correla-

ciones hechas con el Ti y el Al, aunque haya algunas significativas, pero de carácter particular para alguno de los grupos de datos considerados y que no parecen indicar ninguna tendencia general. Es, pues, muy claro que en las condiciones de presión y temperatura en que cristalizaron los granitos estudiados el Ni, Co y Mn se distribuyen más o menos de acuerdo con los contenidos en elementos mayores, mientras que para los restantes elementos en trazas hay que buscar un modelo distinto. Pueden estar como compuestos independientes englobados en otros minerales, como inclusiones fisurales, etc.

CONCLUSIONES

La aplicación conjunta de los datos experimentales de la Petrología experimental, las observaciones en el campo, los estudios mineralógicos y las consideraciones geoquímicas conducen a un resultado coherente. El granito de Linares se ha emplazado a una profundidad no inferior a 8 Km., viéndose relativamente libre de la influencia tectónica. Por tanto, sus productos de diferenciación han podido alejarse del batolito, la cristalización es más próxima a las condiciones ideales que en los otros granitos y la evolución post-magmática es menor, no apareciendo asociadas las mineralizaciones de Sn, W, etc. (VARLAMOFF, 1968). La dispersión de elementos trazas queda regulada por las leyes cristaloquímicas y, en general, es pequeña. La varianza correspondiente a los diversos elementos en biotitas es la tercera o cuarta parte de la que aparece en los restantes batolitos.

En los granitos de La Alberca-Sequeros, Fuenteguinaldo y Navasfrías (este último constituyendo la parte más septentrional del batolito del Jálama) la profundidad de emplazamiento es menor, afectándose ya notablemente por la tectónica: la disposición NW-SE, herciniana, es a veces muy evidente; la dispersión de los elementos traza en biotitas es notable, comienza una desestabilización de biotitas y plagioclasas con liberación de elementos traza incluidos en estos minerales que constituyen yacimientos importantes.

Los contenidos medios en Fe_2O_3 , TiO_2 y Al_2O_3 en biotitas corroboran las condiciones genéticas ya deducidas.

Con respecto a la distribución cristaloquímica en biotitas la coherencia geoquímica más clara se presenta para los pares $\text{Fe}^{2+} - \text{Ni}^{2+}$ y $\text{Mg}^{2+} - \text{Co}^{2+}$, explicables perfectamente desde el punto de vista de Ringwood, es decir, considerando las electronegatividades de estos iones como el factor determinante en el isomorfismo, independientemente de la carga y el radio.

Muestra	Latitud N	Longitud W	Hoja topográfica
1	40°35'25"	2°13'50"	527
2	40°31'40"	2°13'35"	527
3	40°32'35"	2°13'50"	527
4	40°30'0"	2°7'0"	553
5	40°28'55"	1°52'10"	553
6	40°29'40"	2°9'10"	553
7	40°29'10"	2°11'5"	552
8	40°27'10"	2°8'25"	553
9	40°29'30"	2°5'25"	553
10	40°29'30"	2°8'35"	553
11	40°25'20"	2°5'35"	553
12	40°26'35"	2°3'0"	553
13	40°25'10"	2°5'55"	553
14	40°24'45"	2°2'50"	553
15	40°26'15"	2°0'48"	553
16	40°22'40"	2°10'0"	552
17	40°24'20"	2°15'10"	552
18	40°24'25"	2°15'15"	552
19	40°26'45"	2°16'15"	552
20	40°28'50"	2°22'50"	527
21	40°29'20"	2°22'30"	527
22	40°29'30"	2°23'10"	552
23	40°31'50"	2°23'45"	527
24	40°31'30"	2°24'5"	527
25	40°32'10"	2°25'35"	527
26	40°31'20"	2°27'10"	527
27	40°23'32"	3°1'45"	550
28	40°22'50"	3°3'50"	550
29	40°18'20"	3°0'20"	573
30	40°18'55"	2°59'35"	573
31	40°17'30"	3°1'40"	573
32	40°16'30"	3°8'50"	573
33	40°16'40"	3°8'40"	573
34	40°13'40"	3°5'50"	573
35	40°35'0"	2°9'35"	528

TABLA 1

Coordenadas de situación de las muestras. Longitud con respecto al meridiano de Madrid

Muestra	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃ Total	TiO ₂
1	2,98	5,28	2,10	0,99	3,30	0,25
2	3,10	5,28	1,75	1,01	3,25	0,24
3	3,13	5,04	1,95	1,14	3,70	0,30
4	3,20	5,52	2,25	1,28	4,25	0,30
5	2,90	4,92	2,28	1,30	4,70	0,35
6	2,95	4,80	2,02	1,22	4,15	0,37
7	2,65	3,78	1,60	1,00	3,38	0,25
8	2,95	4,56	2,35	1,25	3,50	0,30
9	3,20	4,44	2,34	1,78	5,00	0,35
10	2,90	5,28	2,42	1,30	3,87	0,30
11	3,15	5,16	2,35	1,40	3,69	0,25
12	3,00	4,80	2,45	1,70	4,81	0,40
13	2,94	4,56	2,05	1,12	3,70	0,30
14	3,04	5,04	2,95	1,95	5,94	0,35
15	3,05	5,05	2,45	1,45	4,06	0,25
16	2,94	4,92	2,15	1,30	3,87	0,25
17	3,01	4,56	1,81	1,12	3,38	0,30
18	2,85	5,28	1,55	1,00	3,25	0,31
19	3,10	6,00	1,51	0,95	3,08	0,30
20	2,75	5,64	0,61	0,42	1,75	0,20
21	3,02	5,64	1,20	0,50	2,13	0,15
22	2,31	6,94	0,44	0,39	1,75	0,10
23	2,90	6,00	1,18	0,83	2,51	0,22
24	3,03	5,64	1,36	0,76	2,97	0,28
25	3,13	6,12	1,39	1,22	4,00	0,30
26	2,95	3,00	2,30	1,09	4,25	0,25
27	2,93	5,76	1,20	0,60	2,25	0,21
28	3,25	6,36	1,02	0,55	1,75	0,15
29	2,90	5,52	1,42	0,88	2,80	0,25
30	2,55	6,48	1,40	0,85	1,88	0,20
31	2,50	5,40	1,41	1,03	2,80	0,25
32	2,00	6,72	0,45	0,69	2,80	0,20
33	2,40	6,84	0,48	0,55	2,90	0,35
34	2,98	6,00	0,88	0,35	1,50	0,09
35	3,02	5,52	1,98	1,04	3,19	0,30

TABLA 2

Datos analíticos de los granitos utilizados. Resultados expresados en % en peso

	Ni	Co	Zn	Cu	MnO	Fe ₂ O ₃	Total	TiO ₂ Al ₂ O ₃
Biotitas del granito de Linares	$\bar{X}$ 68	43	420	30	0,420	25,02	2,89	18,20
	σ 13	9	48	17	0,084			
	σ^2 169	81	2.323	285	0,010			
Biotitas del granito de La Alberca- Sequeros	$\bar{X}$ 58	42	516	32	0,500	19,21	2,10	19,93
	σ 28	15	103	20	0,180			
	σ^2 799	226	10.692	400	0,030			
Biotitas de los granitos de Fuente- guinaldo y Navasfrías	$\bar{X}$ 75	27	693	32	0,364	20,52	2,43	20,61
	σ 25	9	239	23	0,085			
	σ^2 625	81	57.000	507	0,010			

	Na ₂ O	K ₂ O	CaO
Granito de Linares $\bar{X}$	3,00	4,99	2,12
Granito de La Alberca-Sequeros $\bar{X}$	2,87	5,56	1,21
Granito al S y W de Fuenteguinaldo $\bar{X}$	2,69	6,14	1,03

TABLA 3

Medias aritméticas, $\bar{X}$, desviaciones típicas, σ , y varianza, σ^2 , de los valores de contenidos en elementos en granitos y biotitas correspondientes. Oxidos expresados en % en peso. Elementos en partes por millón. Obsérvese la menor dispersión en las muestras del granito de Linares

Temperatura °C	Presión Kb	Referencia
320	8	Miyashiro (1961)
580	12,5	Buerger (1961)
570	7,5	Schiling (1962)
300	8	Bell (1963)
390	9	Khitarov y col. (1963)
570	7,5	Winkler (1965)
410	2,4	Weill (1966)
430-480	2,1-2,8	Fyfe y Turner (1966)
510	4	Newton (1966)
430	5,9	Holm y Kleppa (1966)
595	6,5	Althaus (1967)
520	7,5	Pugin y Khitarov (1968)
622	5,5	Richardson y col. (1969)
501	3,76	Holdaway (1971)

TABLA 4

Coordenadas del punto triple del sistema andalucita-sillimanita-distena en el diagrama P-T

Mues- tra	FeO	MgO	Fe ₂ O ₃ Total	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	Ni	Co	Cu	Zn
1	16,00	6,65	21,25	19,50	2,37	0,470	68	35	52	440
2	14,05	8,12	26,60	22,50	3,00	0,630	35	35	17	450
3	16,77	6,88	22,75	20,25	3,00	0,430	65	35	13	390
4	16,30	8,50	22,50	15,25	3,50	0,405	68	35	60	400
5	—	7,50	28,75	16,75	4,00	0,390	68	45	50	350
6	13,85	8,00	26,00	17,75	3,12	0,395	63	45	25	390
7	18,74	7,77	23,75	20,00	3,12	0,430	70	35	10	430
8	15,20	7,75	26,50	17,50	1,70	0,500	70	45	12	400
9	18,00	8,20	38,75	15,50	3,00	0,350	68	33	32	370
10	14,52	8,75	25,00	17,50	4,00	0,495	70	50	37	440
11	15,50	10,37	32,50	21,75	3,12	0,495	65	58	50	520
12	16,35	8,50	21,87	14,75	3,35	0,350	67	48	21	370
13	12,20	7,50	25,80	17,50	2,05	0,425	30	55	17	400
14	16,46	9,38	23,75	14,50	3,50	0,295	85	40	29	390
15	12,56	8,50	22,00	17,00	2,25	0,455	45	45	28	380
16	18,90	7,20	26,50	—	—	—	72	35	—	—
17	16,20	7,75	25,80	16,75	3,12	0,430	68	50	28	410
18	—	6,50	12,50	17,75	3,00	0,250	150	60	61	500
19	13,50	7,62	24,50	21,50	1,87	0,330	70	45	18	510
20	13,60	5,25	23,75	22,50	1,55	0,820	35	40	10	590
21	11,80	6,20	15,50	19,25	1,30	0,600	60	60	20	480
22	16,50	5,00	18,25	23,50	1,50	0,320	110	35	30	700
23	16,07	6,25	21,87	15,75	2,75	0,500	35	40	26	480
24	17,60	7,25	21,87	19,25	2,87	0,475	70	35	60	490
25	16,17	4,37	18,70	21,25	1,87	0,290	68	20	60	370
26	12,20	8,85	14,50	17,50	2,87	0,500	30	63	20	500
27	18,90	5,75	25,00	20,75	3,25	0,480	50	34	28	650
28	12,80	7,80	15,25	27,25	1,70	0,350	120	35	80	880
29	16,80	6,25	20,50	15,75	2,20	0,335	75	20	17	580
30	—	6,20	16,25	17,25	2,50	0,280	85	20	16	580
31	18,50	6,70	21,50	18,50	2,50	0,395	80	30	18	560
32	—	6,63	26,25	—	2,87	0,320	85	30	48	640
33	15,60	4,63	17,50	22,75	2,25	0,275	45	30	37	450
34	18,50	4,75	21,87	20,75	2,25	0,475	70	18	15	1.200
35	18,80	6,20	22,30	21,75	1,75	0,435	70	28	12	420

TABLA 5

Datos analíticos de las biotitas. Oxidos en % en peso. Elementos en p.p.m.

	TiO ₂	MnO	Ni	Cu	Zn	Co	
FeO	0,19	—0,25	0,63	—0,63	—0,23	—0,23	Biotitas del granito de Linares. N = 20.
MgO	0,42	0,16	0,05	0,31	0,15	0,06	
TiO ₂	—	—0,10	0,19	0,12	0,46	—0,20	
FeO	0,45	—0,39	0,51	—0,78	—0,01	0,15	Biotitas de los granitos de La Alberca-Sequeros, Fuenteguinaldo y Navasfrías. N = 15.
MgO	0,36	0,22	0,04	0,53	0,18	—0,07	
TiO ₂	—	—0,17	—0,35	—0,08	—0,01	—0,09	

TABLA 6

Coefficientes de correlación entre pares de elementos de biotitas

N = número de muestras.

	c	r	e	I	EK
Fe ²⁺	6	0,74	185	16,2	580
Mg ²⁺	6	0,66	174	15	590
Ti ⁴⁺	6	0,68	260	44,7	2.150
Al ³⁺	6	0,51	—	28,3	1.280
Mn ²⁺	6	0,80	170	15,7	560
Ni ²⁺	6	0,69	220	18,1	620
Co ²⁺	6	0,72	200	17,3	620
Zn ²⁺	6	0,74	208	17,9	610
Cu ²⁺	6	0,72	235	20,3	630

TABLA 7

Parámetros cristaloquímicos de los elementos estudiados

c = coordinación
r = radio iónico en Å
e = electronegatividad Kcal / atom.g
I = potencial de ionización eV
EK = coeficiente de energía reticular
Según GREEN (1959)

BIBLIOGRAFIA

- AHRENS, L. H. (1952): *The use of ionisation potentials*. Geochim. Cosmochim. Acta, 2, 155-169.
- ALTHAUS, E. (1967): *The triple point andalusite-sillimanite-kyanite*. Contr. Mineral and Petrol., 16, 29-44.
- BELL, P. (1963): *Aluminium silicate system: Experimental of the triple point*. Science, 139, 1055-1056.
- BUERGER, M. J. (1961): *Polymorphism and phase transformation*. Fortschr. Mineral, 39, 9-24.
- BURNS, R. G. and FYFE, W. S. (1966): *Distribution of elements in geological processes*. Chem. Geol., 1, 49-56.
- (1967): *Trace element distribution rules and their significance*. Chem. Geol., 2, 89-104.
- BUSHLYAKOV, I. N. (1969): *Titanium content of amphibole and biotite from granitoids as an indicator of the conditions under which they formed*. Doklady Akad. Nauk S.S.S.R., 186, 924-927.
- DE VORE, G. W. (1955a): *The role of adsorption in the fractionation and distribution of elements*. Journal of Geol., 63, 159-190.
- (1955b): *Crystal growth and the distribution of elements*. Journal of Geol., 63, 471-495.
- (1957): *The association of strongly polarizing anions with weakly polarizing cations as a major influence in element distribution, mineral composition and crystal growth*. Journal of Geol., 65, 178-195.
- (1963): *Composition of silicate surface and surface phenomena*. Univ. Wyoming Contrib. Geol., 2, 21-38.
- FLEICHER, M. (1968): *Variation of the ratio Ni/Co in igneous rocks series*. Journ. of the Washington Acad. Sci., 108-117.
- FYFE, W. S. and TURNER, F. J. (1966): *Reappraisal of the metamorphic facies concept*. Contrib. Mineral and Petrol., 12, 354-364.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1954): *Contacto entre el granito y facies de los esquistos verdes en Perosín (Peñaparda, Salamanca)*. Extracto de Notas y Comun. del Inst. Geol. y Min. de España, n.º 33, 2-31.
- (1966): *Datos petrológicos de la Sierra de Gata (Cáceres)*. Rev. Fac. Cienc. de Oviedo, VII, 53-79.
- (1973): *Memoria explicativa de la Hoja Geológica, escala 1:50.000, n.º 573 (Gata, Cáceres)*. Inst. Geol. y Min. de España.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): *El Cámbrico Inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central)*. Stvdia Geológica, 3, 33-41.
- GOLDSCHMIDT, J. R. (1937): *The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks*. Journ. Chem. Soc., 655.
- GOÑI, J. (1966): *Contribution à l'étude de la localisation et de la distribution des éléments en traces dans les minéraux et les roches granitiques*. Mémoires du B.R.G.M., 45, 1-70.
- GREEN, J. (1959): *Geochemical table of the elements for 1959*. Geol. Soc. Amer. Bull., 70, 1127-1184.

- GREENWOOD, H. J. (1962): *Metamorphic reactions involving two volatile components*. Carnegie Inst. Wash. Year Book, 61, 82-85.
- (1967): *Wollastonite: stability in H_2O - CO_2 mixtures and occurrence in a contact-metamorphic aureole near Salmo, British Columbia, Canada*. The Amer. Mineral., 52, 1669-1680.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): *Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram*. Amer. Journ. of Science, 271, 97-131.
- HOLM, J. L. and KLEPPA, O. J. (1966): *The thermodynamic properties of the aluminium silicates*. Amer. Mineralogist, 51, 1608-1622.
- ITO, J. and AREM, J. E. (1970): *Idocrase: Synthesis, phase relations and crystal chemistry*. The Amer. Mineral., 55, 880-912.
- IVANOV, V. S. (1970): *Composition of biotite in granitoids, as influenced by temperature and chemical activity of potassium*. Internat. Geol. Rev., 13, n.º 5, 649-657.
- JAEGER, J. C. (1957): *The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet*. Amer. Journ. of Sci., 255, 306-318.
- JAMBOR, J. L. (1971): *Some minor elements in the Nipissing Diabase*. Geol. Surv. of Canada, 320-353.
- JEDWAB, J. (1951): *La théorie des coefficients énergétiques*. Soc. Geol. Belg., 74, 7, 10, 237-243.
- KERRICK, D. M. (1972): *Experimental determination of muscovite + quartz stability with $P_{H_2O} < P_{total}$* . Amer. Journ. of Sci., 272, 946-958.
- KHITAROV, N. I.; PUGIN, V. A.; BIN, C. and SLUTSKII, A. B. (1963): *Relation between andalusite, kyanite and sillimanite in the field of moderate temperatures and pressures*. Geochemistry, 3, 235-244.
- LÓPEZ DE AZCONA, J. M.; MINGARRO MARTÍN, F. y LÓPEZ DE AZCONA Y FRAYLE, M. C. (1967): *Mapa Geológico 1:200.000 de la provincia de Salamanca*. Inst. Geol. y Min. de España.
- MCINTIRE, W. L. (1963): *Trace element partition coefficients, a review of theory and applications to geology*. Geochim. Cosmochim. Acta, 27, 1209-1264.
- MADRUGA, F. (1972): Trabajo de licenciatura. Salamanca.
- MATSUI, Y. and BANNO, S. (1970): *Partition of divalent transition metals between coexisting ferromagnesian minerals*. Chem. Geol., 5, 259-265.
- MIYASHIRO, A. (1961): *Evolution of metamorphic belts*. Journ. Petrol., 2, 277-311.
- (1964): *Oxidation and reduction in the Earth's crust with special reference to the role of graphite*. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 717-729.
- NEWTON, R. C. (1966): *Kyanite-andalusite equilibrium from 700° to 800°C*. Science, 153, 170-172.
- NOCKOLS, S. R. and MITCHELL, R. L. (1948): *The geochemistry of some caledonian plutonic rocks: a study in the relationship between the major and trace elements of igneous rocks and their minerals*. Roy. Soc. Edinburgh Trans., 61, II, n.º 20, 533-575.
- PAULING, L. (1949): *La nature de la liaison chimique*. Presses Univ. de France. Paris.
- PELLITERO, E. (1971): Trabajo de licenciatura. Salamanca.
- PIWINSKII, A. J. and WYLLIE, P. J. (1968): *Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon*. Journ. of Geol., 76, 205-234.
- PIWINSKII, A. J. (1968): *Experimental studies of igneous rock series. Central Sierra Nevada Batholith, California*. Journ. of Geol., 76, 548-570.

- PUGIN, V. A. and KHITARON, N. I. (1968): *The system Al_2O_3 - SiO_2 at high temperatures and pressures*. Geokhimiya, 2, 157-165.
- RAMBERG, H. (1952): *Chemical bond and distribution of cations in silicates*. Journ. of Geol., 60, 331-355.
- REVERDATTO, V. V.; SHARAPOV, V. N. and MELAMED, V. G. (1970): *The controls and selected peculiarities of the origin of contact metamorphic zonation*. Contr. Mineral. and Petrol., 29, 310-337.
- RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M. C. and BELL, P. M. (1969): *Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point*. Amer. Journ. of Sciences, 267, 259-272.
- RINGWOOD, A. E. (1956): *The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization. Part. I: The influence of electronegativity*. Geochim. Cosmochim. Acta, 7, 189-202.
- SAAVEDRA ALONSO, J. (1971): *Las formaciones paleozoicas de la comarca salmantina, Sierra de Francia y sus procesos de alteración*. Tesis de Ciencias 1969-70 (Acta Salmanticensia, Ciencias 37).
- SAAVEDRA ALONSO, J.; PELLITERO PASCUAL, E.; EGIDO MANZANO, M. y SÁNCHEZ HERNÁNDEZ, M. C.: *Estudios mineralogénicos en el borde granítico de Linares de Riofrío-Fuentes de Béjar (Salamanca)*. Reunión conmemorativa del I Centenario de la fundación de la R. Soc. Esp. de Hist. Nat. Madrid 1971 (en prensa).
- SAAVEDRA ALONSO, J. y GARCÍA SÁNCHEZ, A. (1972): *Método rápido de determinación de elementos mayores, menores y trazas en rocas y suelos*. Anales de Edaf. y Agrobiol., XXXI, 7-8, 649-672.
- SHAW, D. M. (1964): *Interpretation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines*. Masson & Cie. Paris.
- SMIRNOVA, V. P.; NESTERINKO, G. V. and AL'MUKHAMEDOV, A. I. (1968): *The mode of occurrence of nickel and cobalt in mafic rocks*. Geokhimiya, 4, 411-423.
- SCHMIDT-THOME, P. (1950): *Basamento paleozoico y cobertura moderna en la parte occidental de España Central (Provincias de Salamanca y Cáceres)*. Public. extr. s. geol. de España. C.S.I.C., V, 93-146.
- SCHUILING, R. D. (1962): *Die petrogenetische Bedeutung der drei Modifikationen von Al_2SiO_5* . Neues Jahrb. Mineral, Montsch., 200-214.
- TAUSON, L. V. (1967): *Geochemical behavior of rare elements during crystallization and differentiation of granitic magmas*. Geochem. Internat., 4, 1067-1075.
- VARLAMOFF, N. (1968): *Importance des phénomènes pulsatoires dans les processus postmagmatiques des granitoïdes*. XXIII Intern. Geol. Congress, 7, 233-239. Czechoslovakia.
- WAGER, L. R. and MITCHELL, R. L. (1951): *The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma*. Geochim. Cosmochim. Acta, 1, 129-208.
- WEILL, D. F. (1966): *Stability relations in the Al_2O_3 - SiO_2 system calculated from solubilities in the Al_2O_3 - SiO_2 - Na_3AlF_6 system*. Geochim. Cosmochim. Acta, 30, 223-238.
- WICKOFF, R. W. G. (1963): *Crystal structures*. Interscience. New York.
- WINKLER, H. G. (1962): *Viel Basalt und wenig Gabbrovening Rhyolith und viel Granit*. Beitr. Miner. und Petr., 8, 22-231.
- (1965): *Die Genese der metamorphen Gesteine*. Springer-Verlag. Berlin 1965.

(Recibido el 15 - Abril - 1973)

PRESENCIA DE UNA NUEVA FASE DE DEFORMACION PROBABLEMENTE PREHERCINICA EN EL NOROESTE Y CENTRO DE LA PENINSULA IBERICA (Galicia Central, Zamora y Salamanca)

F. ALDAYA*

A. ARRIBAS**

F. GONZÁLEZ-LODEIRO***

M. IGLESIAS*

J. R. MARTÍNEZ-CATALÁN***

E. MARTÍNEZ-GARCÍA*

RESUMEN.—Las investigaciones realizadas en Galicia, Zamora y Salamanca en materiales del Paleozoico y Precámbrico superior (?) han mostrado la existencia de una esquistosidad anterior a la considerada generalmente como primera (MATTE 1968) en todo el NW y centro del Macizo Hespérico. Esta esquistosidad está asociada a pliegues isoclinales y a un metamorfismo que como mínimo ha dado lugar a biotita. Según los datos disponibles es posible que se trate de una fase preherciniana.

SUMMARY.—Field and thin section reconnaissance of Lower Paleozoic (and Upper Precambrian ?) terranes of Galicia, Zamora and Salamanca evidence the existence of a cleavage older than the deformation phase generally believed to be the first one (MATTE 1968) in the NW and Central part of the Hesperian Massif. This flow-cleavage is associated to isoclinal minor folds and produced a metamorphic formation of at least biotite crystals. After all available data there is the possibility of this deformation-phase being prehercynian in age.

Parte de los resultados que se presentan en este trabajo, concretamente los que corresponden a la región central de Galicia, han sido obtenidos durante la realización de cuatro hojas del Plan MAGNA.

Agradecemos a la División de Geología del Instituto Geológico y Minero de España, su autorización para la publicación de dichos resultados.

INTRODUCCION

El conocimiento detallado de la tectónica que ha afectado a los materiales precámbricos y paleozoicos del Macizo Hespérico, y en particular al seg-

* Departamento de Geomorfología y Geotectónica, F. Ciencias, Salamanca.

** Departamento de Cristalografía y Mineralogía, F. Ciencias, Salamanca.

*** GEOTEHIC, General Mola, 210 - Madrid.

mento noroeste del mismo (considerando comprendidos en él las provincias de Salamanca, Zamora, León, Orense, Pontevedra, La Coruña, Lugo y Asturias), no ha tenido lugar hasta comenzar a conocerse cartográficamente a pequeña escala (trabajos principalmente de las escuelas holandesa y alemana) SCHERMERHORN 1957, NISSEN 1959, DIETRICH 1962, RIEMER 1962, WALTER 1962, NOLLAU 1963, DE SITTER 1962, JULIVERT 1967, etc., y a interpretarse la relación de las estructuras menores y etapas de metamorfismo (MATTE 1968, CAPDEVILA 1969, ZUUREN 1967, VOGEL 1969, etc.). Para una revisión más detallada de las conclusiones de estos autores se pueden consultar otros trabajos referentes principalmente a Galicia (MARTÍNEZ-GARCÍA 1973, DEN TEX y FLOOR 1971).

El esquema generalmente aceptado por gran número de autores para el NW de la Península Ibérica es el enunciado por MATTE (1968), el cual establece la existencia en el Paleozoico y Precámbrico superior, de dos fases principales de plegamiento y una etapa de metamorfismo. Ambas fases serían hercinianas. La fase 1 daría lugar a pliegues tumbados con esquistosidad de flujo (plano axial) y la fase 2 a pliegues verticales con esquistosidad de crenulación. La esquistosidad más visible pues en todo el NW sería la de la fase 1. Posteriormente (BARD *et al* 1971), amplían el esquema tectónico a todo el Macizo Hespérico, diferenciando regiones de pliegues de la fase 1 tumbados, vergentes o verticales, incluyendo a la zona de Salamanca en esta última subdivisión.

Aunque el esquema parece un tanto simple, no es necesario entrar en más detalles, para los cuales se pueden consultar las obras citadas, sino hacer énfasis en que este esquema que es el más generalmente admitido, considera que no existe un metamorfismo preherciniano con excepción del que afecta a los macizos básicos de Galicia (considerados como Precámbrico antiguo por la escuela holandesa, cf. DEN TEX y FLOOR 1971) ni tampoco fases de plegamiento entre este Precámbrico antiguo y el ciclo herciniano.

En contra de este esquema se han pronunciado diferentes autores. OENING SOEN (1970) considera que en el N de Portugal (zona de Oporto-Satao) existe una fase de plegamiento intensa de edad Cámbrico superior. El metamorfismo de alta presión que afecta a las rocas del complejo esquistograuwáquico en dicha región podría estar asociado a esta fase "sárdica" de plegamiento. Por otra parte MARTÍNEZ-GARCÍA & CORRETGE (1970), admiten la existencia de un metamorfismo preherciniano en el SE de Galicia y MARTÍNEZ-GARCÍA (1971, 1972, 1973) acepta en el NW de Zamora la existencia de una fase de plegamiento intenso acompañado de metamorfismo de presión elevada, de edad probablemente silúrica basándose en la existencia de cantos de rocas metamórficas en conglomerados de edad Wenlock. La primera fase herciniana, que es la que da lugar a la esquistosidad visible, ha borrado

en gran parte los efectos del plegamiento y metamorfismo prehercinianos. Por último, FERRAGNE (1972) considera asimismo la existencia de una fase de plegamiento de edad Ordovícico superior que es la que origina la esquistosidad visible en la actualidad, siendo a su vez precedida por dos fases de plegamiento y dos de metamorfismo en el Precámbrico superior y una fase de plegamiento y otra de metamorfismo en el Precámbrico antiguo.

Como ideas diferentes respecto al número de fases podemos citar a RIBEIRO (1970) que intercala una fase de cabalgamiento entre la 1 y 2 de MATTE (1968) con crenulación asociada. Iguales conclusiones son citadas por MARCOS (1971) respecto a la zona occidental de Asturias.

Omitimos aquí las ideas referentes a los complejos básicos de Galicia y el N de Portugal debido a la interpretación diferente que la mayor parte de los autores les da con respecto a su posición cronológica y tectónica en el Macizo Hespérico.

Por último citaremos que la escuela holandesa (MEERBEKE *et. al.* 1973) considera también la posibilidad de existencia de una fase anterior a la fase 1 definida por MATTE, representada por una esquistosidad que afectaría a rocas de probable edad silúrica, por lo que es considerada como herciniana.

Como acabamos de reseñar varios autores admiten una fase de deformación acompañada de metamorfismo con anterioridad a la fase 1 definida por MATTE. No existe acuerdo, sin embargo, entre estos autores, en cuanto a la situación de esta fase en el tiempo. Ello es lógico si se tiene en cuenta la dificultad de datar los terrenos antiguos en el NW de la Península. Hemos visto también cómo uno de nosotros (E. M.-G.) se ha pronunciado al respecto por lo que concierne a la región de la Sanabria.

Nuestras investigaciones en la región comprendida entre Galicia Central y Salamanca han puesto de manifiesto una serie de hechos que creemos apoyan las conclusiones obtenidas en la Sanabria y permiten su extensión a un dominio mucho más amplio.

Varios de nosotros (F. A., A. A., F. G.-L., M. I. y J. R. M.-C.) hemos trabajado en Galicia Central, en el área que comprenden las hojas número 154 (Lalín), 155 (Chantada), 187 (Orense) y 188 (Nogueira de Ramuín).

Los resultados correspondientes a la región de Salamanca han sido obtenidos por dos de nosotros (F. A. y E. M.-G.) en un área que comprende desde la vertiente septentrional de la Sierra de Béjar hasta la ciudad de Salamanca. Desde Salamanca hasta la región de la Sanabria, las observaciones han sido realizadas por E. M.-G.

* * *

Como iremos viendo posteriormente, esta primera fase de deformación se manifiesta gracias a la existencia de una esquistosidad de flujo, anterior a la S_1 definida por MATTE (1968).

Nuestras propias observaciones nos han llevado al convencimiento de que el esquema de este autor, en lo que respecta a su fase 1, es correcto, salvo alguna modificación de poca importancia: en toda la región objeto de este trabajo se puede comprobar la existencia de una esquistosidad de flujo. Es una esquistosidad de plano axial de pliegues isoclinales originariamente sub-horizontales. Esta esquistosidad y los pliegues a que va asociada han sido deformados por fases tectónicas posteriores, pero sigue siendo la más visible en los afloramientos. En diversos puntos del área estudiada se observa que corta o pliega a una esquistosidad anterior. Veamos cómo se pone de manifiesto este hecho en algunos puntos del área estudiada.

A partir de ahora denominaremos S_1 a esta esquistosidad antigua, y S_2 a la denominada S_1 , por MATTE.

REGION CENTRAL DE GALICIA

Afloran en esta región materiales que pertenecen a tres series diferentes, exclusión hecha de las rocas plutónicas y neógeno-cuaternarias. Para una descripción detallada de las series mencionadas a continuación remitimos al lector a las hojas de Lalín, Chantada, Orense y Nogueira de Ramuín (GONZÁLEZ-LODEIRO, IGLESIAS y MARTÍNEZ-CATALÁN *in litt.*).

En la parte oriental del área que corresponde a la hoja de Chantada y esquina nororiental de la hoja de Nogueira de Ramuín, afloran los materiales pertenecientes a la Serie de la denominada Antiforma del "Ollo de sapo". En la parte noroccidental de la hoja de Lalín aflora la "Unidad de Lalín" (HILGEN 1971).

El resto de los materiales que aparecen en las cuatro hojas mencionadas pertenecen, salvo algún pequeño afloramiento de dudosa atribución, a la denominada "Serie del Anticlinal de Frontón-Herbedeiro" (Hojas de Chantada y Nogueira de Ramuín, GONZÁLEZ-LODEIRO, IGLESIAS y MARTÍNEZ-CATALÁN *in litt.*).

Esta serie se puede esquematizar como sigue:

Comienza por esquistos micáceos con delgadas intercalaciones de cuarcitas y cuarcitas micáceas.

Sobre esta formación aparece una formación de metavulcanitas ácidas, que muestra hacia el techo intercalaciones de esquistos más frecuentes e importantes hacia arriba hasta que las metavulcanitas llegan a desaparecer.

Sobre estos esquistos se sitúa una formación en la que alternan cuarcitas y cuarcitas-micáceas con esquistos.

En esta formación existen algunas intercalaciones de mármoles, hacia la parte superior, así como esquistos y cuarcitas de color negro.

Sobre la formación anterior y en discordancia cartográfica se sitúa una segunda formación de metavulcanitas ácidas dentro de la cual existen algunas intercalaciones de escasa potencia de los llamados gneises anfibólicos y esquistos negros.

No han aparecido fósiles en esta serie. Podría ser asimilable a la "Serie de Porto" descrita por MARTÍNEZ-GARCÍA (1973) en cuyo caso habría que asignarle una edad Precámbrico-Cámbrico inferior.

SECTOR DE LALIN

Entre los kilómetros 600 y 601 de la carretera de Zamora a Santiago (según M. T. N., escala 1:50.000, hoja de Lalín, n.º 154) aflora una serie en la que alternan esquistos, cuarcitas, cuarcitas moscovíticas y delgados niveles de metavulcanitas. Esta serie es asociable a la formación superior de metavulcanitas descrita anteriormente al tratar de la "Serie del Anticlinal de Frontón-Herbedeiro".

La esquistosidad S_2 , que normalmente presenta un espaciado del orden de la décima de milímetro, se hace localmente más espaciada cuando atraviesa niveles más competentes, más ricos en cuarzo y feldespatos. En estos



FIG. 1

Esquistosidad principal S_2 (paralela a la cerilla) que traspone a superficies antiguas S_1 marcadas por lechos de biotita. Carretera de Zamora a Santiago, km. 600,5 (Pontevedra)



FIG. 2

Esquistosidad principal S_2 (paralela a la cerilla) que traspone superficies de esquistosidad más antiguas S_1 marcadas por lechos de biotita. Misma localización que fig. 1



FIG. 3

Detalle de la figura anterior en que puede apreciarse el pequeñísimo espaciado existente entre las superficies de la esquistosidad anterior S_1 . S_2 es paralela a la cerilla

casos se puede encontrar, entre dos superficies S_2 , una esquistosidad anterior cortada por dicha S_2 (figuras 1, 2 y 3) o bien plegada de forma que el plano axial de los pequeños micropliegues isoclinales es paralelo a la S_2 (figs. 4 y 5).



FIG. 4

Superficies de esquistosidad S_1 plegadas y traspuestas por la esquistosidad principal S_2 (paralela a la cerilla). Misma localización que la fig. 1



FIG. 5

Detalle de la fig. 4

La esquistosidad S_1 se caracteriza al microscopio por una alternancia de pequeños lechos biotíticos y cuarzo-feldespáticos. Las biotitas no se disponen en forma arqueada, siguiendo el trazado de esta superficie, sino que han sido reorientadas por la fase II y actualmente se disponen según la S_2 .

Creemos que se trata de una esquistosidad, y no de una traza de la primitiva estratificación. En efecto, es muy difícil suponer que se conserve una estratificación con un espaciado tan reducido en un sector donde la segunda fase de deformación ha sido muy intensa y donde el metamorfismo asociado a la segunda fase ha llegado a dar una paragénesis estaurolita-andalucita-almandino. Incluso la isograda de la sillimanita aparece ya a unos 500 m. del afloramiento que ahora comentamos. No es extraño, sin embargo, que se conserve una esquistosidad marcada por biotita, si bien esta biotita ha sido reorientada en la fase II, como ya hemos señalado.

Ello equivale a admitir que con anterioridad a la segunda fase de deformación tuvo lugar una fase anterior con formación de esquistosidad y acompañada de un metamorfismo de cierta intensidad.

Es verosímil que existan otros minerales de metamorfismo anteriores a la segunda fase, probablemente granates, pero por el momento no tenemos argumentos decisivos al respecto.

SECTOR DE LOS PEARES

La localidad de los Peares se encuentra situada en el punto de confluencia de los ríos Miño y Sil (hoja de Nogueira de Ramuín, n.º 188, escala 1:50.000 del M. T. N.). Las observaciones se han realizado en la trinchera de la pista que va desde la presa del embalse de lo Peares hasta Chouzán. En los tres primeros kilómetros de esta pista, aproximadamente, aflora el nivel superior de metavulcanitas de la "Serie del Anticlinal de Frontón-Herbedeiro", descrito anteriormente.

Estas rocas están afectadas por una esquistosidad de flujo S_2 , que aparece como de plano axial de pliegues que deforman a una esquistosidad anterior (figuras 6 y 7), que es la S_1 .

La S_1 está determinada por lechos de moscovita y biotita que alternan con lechos cuarzosos. Las micas han recrecido durante la segunda fase y se disponen en general, paralelamente a la S_2 .

Sin embargo, algunas micas han quedado dispuestas según la esquistosidad S_1 y actualmente aparecen plegadas por los pliegues de segunda fase.



FIG. 6

Superficies de la esquistosidad anterior S_1 cortadas por la esquistosidad principal S_2 (paralela a la cerilla), la cual forma el plano axial de los pliegues de fase 2 que afectan a S_1 . Metavulcanitas de la Serie de Frontón-Herbedeiro. Carretera de la presa de Peares a Chouzán (Lugo)

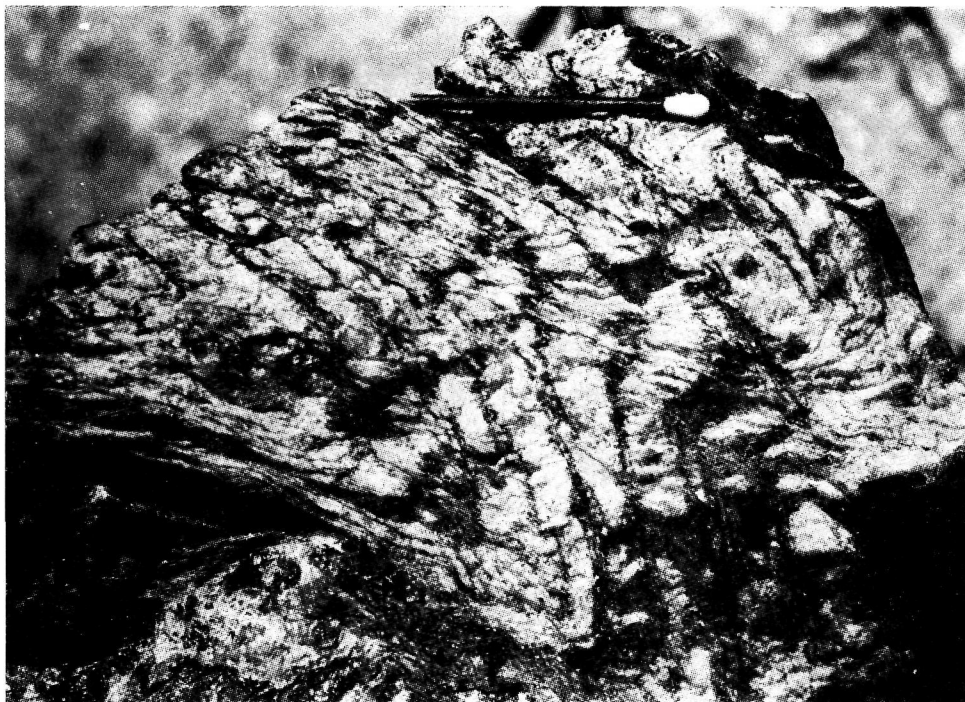


FIG. 7

Pliegues de fase 2 con esquistosidad de plano axial poco marcada que afectan a superficies de la esquistosidad anterior S_1 . Los ejes de los pliegues 2 son subverticales. Metavulcanitas de la Serie de Frontón-Herbedeiro. Carretera de la presa de Peares a Chouzán (Lugo)

PROVINCIA DE SALAMANCA

En la región situada al S y SE de Salamanca, aflora una serie que ha sido resumida en cuanto a sus principales características estratigráficas y tectónicas en una reciente publicación (MARTÍNEZ-GARCÍA & NICOLAU *in litt.*) y que ocupa el núcleo de una antiforma denominada Antiforma de Martinamor, estando constituida por esquistos biotíticos y moscovíticos, metacuarcitas, gneises anfibólicos, anfibolitas, bancos calizo-dolomíticos y vulcanitas de tipo ácido asociadas a niveles detríticos con aporte volcánico. Esta serie, denominada Serie de Morille, supera los 1.000 m. de espesor, pudiéndose considerar, por su posición regional y comparación con series del noroeste de la Península Ibérica, como de edad Cámbrico inferior o Precámbrico superior. En algunos puntos (Morille) muestra evidencia de haber sufrido un metamorfismo regional elevado (presencia de estauroлита, piroxenos, anfíboles, etc.). En cuanto a las rocas volcánicas intercaladas muestran un carácter de intermedio a ácido. Las rocas detríticas con aporte volcánico son conglomeráticas en ciertos puntos, con cantos extraordinariamente alargados.

Esta Serie está afectada por una esquistosidad de flujo S_2 , muy marcada. Es posible comprobar que está relacionada con pliegues isoclinales extraordinariamente apretados.

Por medio de observaciones casi continuas se puede concluir que esta esquistosidad es la misma que hemos denominado S_2 para las regiones de Galicia Central y la Sanabria. Nuestras observaciones en la región comprendida entre Salamanca y el NW de la provincia de Zamora nos permiten enlazar ambas regiones.

En la región situada al Sur de Salamanca esta esquistosidad S_2 está deformada por plegamientos posteriores (Fases III y IV de MARTÍNEZ-GARCÍA, 1971, 1973 y fases tardías), no demasiado violentos. Es posible deducir, y se observa en algunos puntos, que tanto los pliegues isoclinales de la segunda fase como la esquistosidad a ellos asociada fueron subhorizontales originalmente (1).

Vamos a continuación a describir dos casos en los que se puede constatar la existencia de una fase de deformación anterior a la segunda fase.

SECTOR DE CESPEDOSA

El primero corresponde a un afloramiento situado en el camino de Cespadosa a Salvatierra de Tormes, aproximadamente a 1 Km. de Cespadosa (hoja n.º 528, Guijuelo, del M. T. N. escala 1:50.000).

¹ En este punto no estamos de acuerdo con BARD, CAPDEVILA y MATTE (1971, fig. 4) que sitúan hacia esta región pliegues de "primera fase" con plano axial subvertical.



FIG. 8

Pliegue de fase 2 con esquistosidad principal S_2 de plano axial (paralela al bolígrafo) que afecta a una esquistosidad anterior S_1 conservada por la naturaleza cuarcítica del material. En la charnela del pliegue, S_2 se traduce en esquistosidad de crenulación, que al alejarse de la misma pasa a esquistosidad de flujo. Esquistos y cuarcitas de la Serie de Morille. Carretera de Cespedosa a Salvatierra de Tormes, a 1 km. de la primera localidad (Salamanca)

Afloran allí esquistos pertenecientes a la "Serie de Morille". El metamorfismo asociado a la segunda fase no es muy intenso en este sector, pues los únicos minerales índice encontrados han sido biotita y almandino. En la Serie aparecen intercalaciones de cuarcitas de un espesor centimétrico a decimétrico. La S_2 se hace más espaciada al afectar a los niveles cuarcíticos, y en tales casos se puede observar que traspone a una esquistosidad anterior. En la figura 8 se puede observar un pliegue de fase II. Este pliegue presenta esquistosidad de plano axial S_2 que se esfuma hacia la charnela, constituida por un banco cuarcítico. No obstante se reconoce una linearidad L_2 de intersección entre S_0 (estratificación) y S_2 (figura 9). El pliegue deforma dos superficies S : S_0 y S_1 , que forman entre sí un ángulo de unos 3° como se ilustra en la figura 10 (S_1 ha sido señalada expresamente).

En la figura 9 se puede observar una linearidad L_1 , de intersección entre S_0 y S_1 . Esta linearidad L_1 es oblicua con respecto a L_2 . El examen microscópico de una sección de este pliegue permite excluir que la que hemos denominado L_1 sea de crenulación o de intersección de alguna otra superficie S (figura 11), ya que la única crenulación observable (figura 10) produce una es-

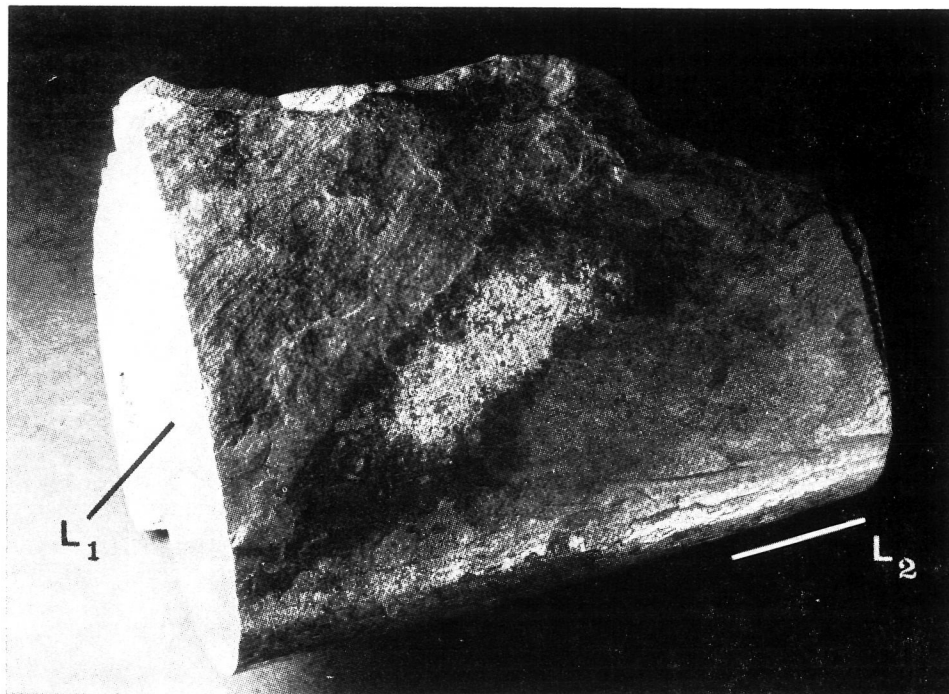


FIG. 9

El mismo pliegue de la fig. 8 mostrando la lineación de intersección entre S_0 y S_1 (L_1) así como la de intersección entre S_0 y S_2 (L_2), esta última paralela a la charnela del pliegue de fase 2

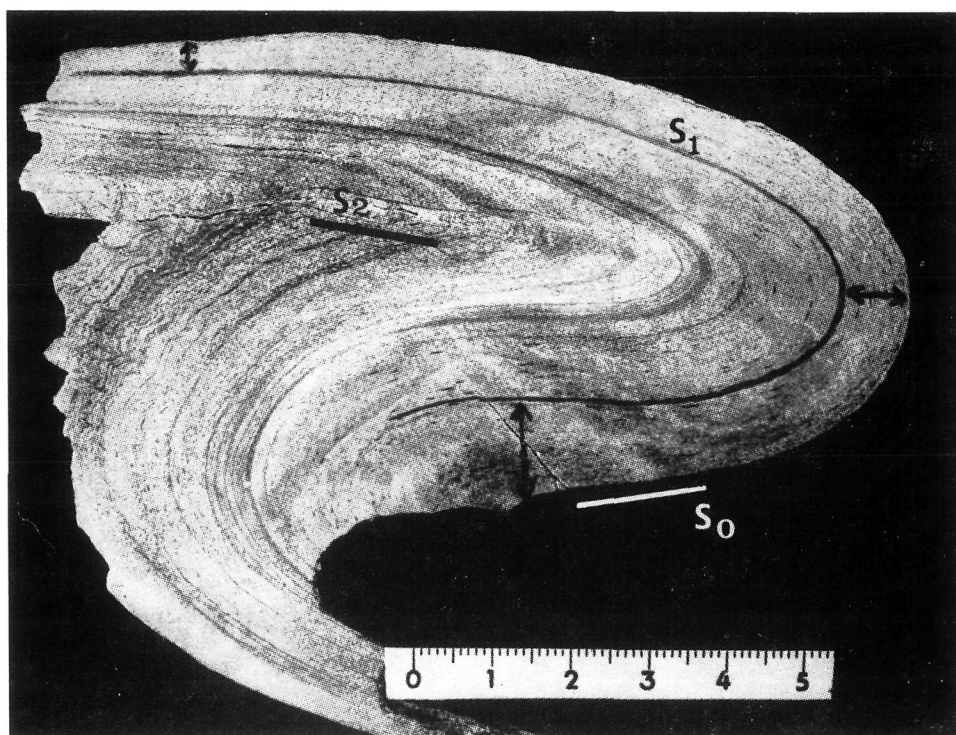


FIG. 10

Sección pulida del pliegue de las figuras 8 y 9 en que se observa el ángulo formado por la esquistosidad antigua S_1 y la estratificación S_0 , estando ambas superficies replegadas por la fase 2. En el núcleo del pliegue se observa una esquistosidad de crenulación paralela al plano axial del mismo (S_2). Esta esquistosidad llega a perderse en la zona más cuarcítica de la charnela

quistosidad irregular paralela al plano axial del pliegue 2 y cuya lineación es L_2 (figura 9).

En este caso la S_1 está determinada por delgados lechos micáceos (preferentemente biotíticos) en el interior de la cuarcita. La biotita ha cristalizado también en las superficies S_2 .

No hemos localizado pliegues de primera fase en este afloramiento. Pero el ángulo entre S_0 y S_2 es de unos 3° . Ello quiere decir que los pliegues de primera fase debieron ser muy apretados, incluso isoclinales.

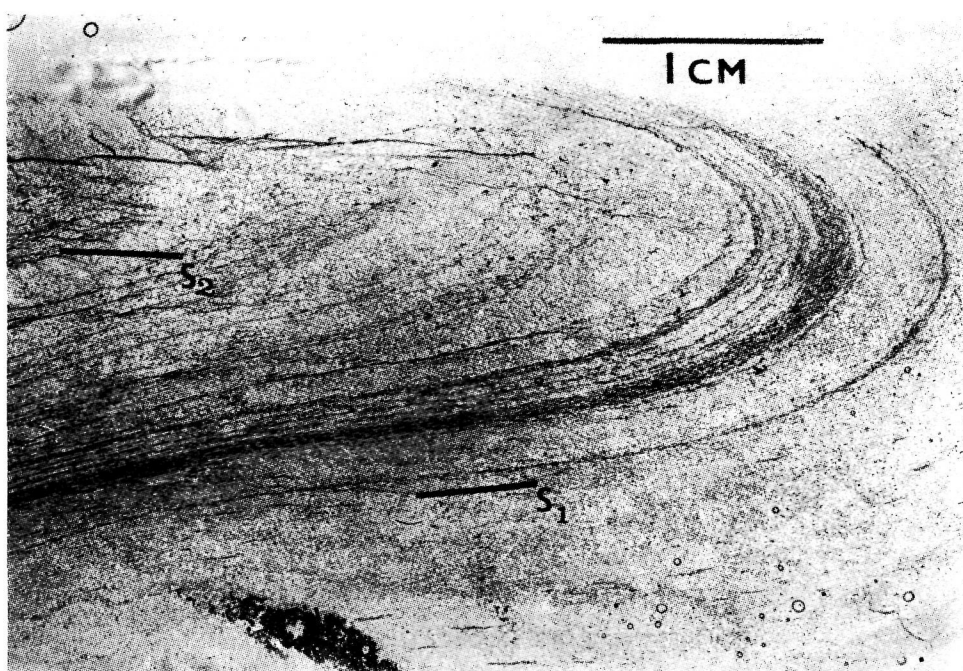


FIG. 11

Microfotografía de una lámina delgada del pliegue de la fig. 10 en que se observan las relaciones entre éste y las esquistosidades S_1 y S_2

SECTOR DE ALBA DE TORMES

El afloramiento está situado en la margen izquierda del embalse del Azud de Villagonzalo, en la vertiente E de una pequeña colina que se alza a unos 500 m. al S de la presa, justamente a la orilla del embalse (cota 844, long. $40^\circ 52' 8''$, lat. $1^\circ 48' 40''$, hoja n.º 479, Peñaranda de Bracamonte, del M. T. N. escala 1:50.000).

En este sector aflora la misma serie, pero con un grado de metamorfismo inferior.

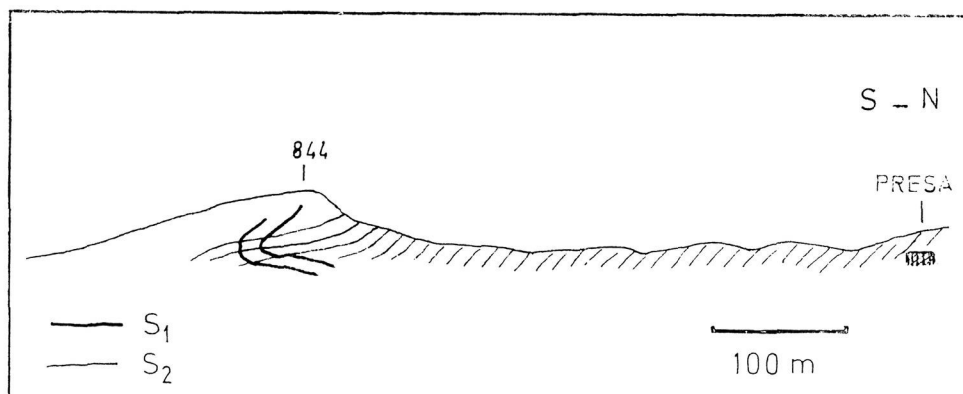


FIG. 12

Corte esquemático desde el Azud de Villagonzalo hasta el cerro cota 844, 500 m. al S del mismo, mostrando la disposición general de la esquistosidad principal S_2 y de la anterior S_1 en el punto correspondiente a las figuras 13, 14 y 15



FIG. 13

Pliegues de tamaño medio de la fase 2 con plano axial subhorizontal (paralelo a la esquistosidad S_2) que afectan a la esquistosidad anterior S_1 , aquí conservada debido a la existencia de un material más cuarcítico. Vertiente E del cerro cota 844, 500 m. al S del Azud de Villagonzalo (Salamanca)

La esquistosidad S_2 se dispone según se ilustra en la figura 12. En la colina mencionada la S_2 adopta una posición subhorizontal y es paralela al plano axial subhorizontal de un pliegue que se sitúa tal como se ve en la figura 12 y cuya charnela se ilustra en la figura 13. La superficie deformada

por este pliegue es la S_1 , una esquistosidad de flujo determinada por la alternancia de lechos cuarzosos y micáceos. Las micas son moscovitas, biotita y clorita. La biotita está en parte deferrificada y en parte transformada en penninita.



FIG. 14

Microfotografía de una lámina delgada de los materiales de la fig. 12 cuya situación se puede apreciar en la fig. 17. La esquistosidad antigua S_1 plegada muestra ser de flujo con alineación de biotitas y se encuentra cortada por la esquistosidad horizontal (S_2) de crenulación e irregular en este punto

La S_2 en este punto pierde su carácter de esquistosidad de flujo y pasa a ser de crenulación. Ambas esquistosidades y sus relaciones mutuas se ilustran en la figura 14. Una vez más se comprueba el cambio de comportamiento de la S_2 al pasar a niveles más competentes.

Entre los esquistos y esquistos cuarcíticos existen algunas intercalaciones de cuarcitas, muy delgadas, que aparecen formando micropliegues de tipo

isoclinal, de plano axial subvertical en este punto (figuras 15 y 16). La esquistosidad S_1 es de plano axial con respecto a estos micropliegues.

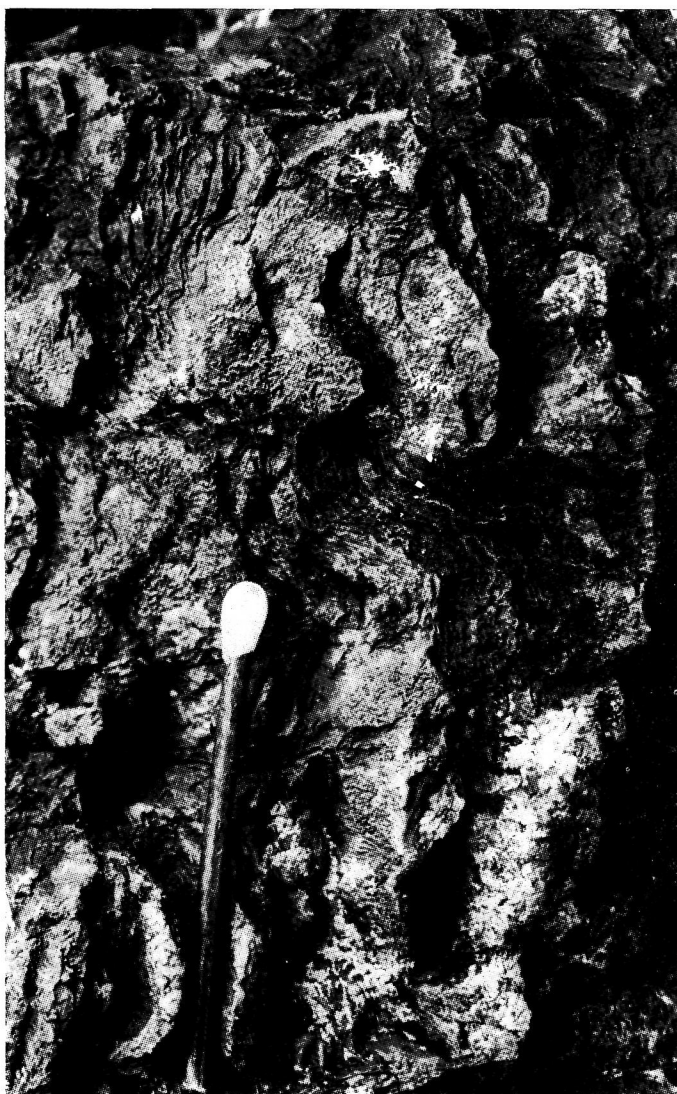


FIG. 15

Detalle de los pliegues de fase I con esquistosidad de plano axial S_1 afectada por la esquistosidad S_2 subhorizontal. La situación de la misma respecto al afloramiento de la fig. 13 está expresada en el esquema de la fig. 17. Las relaciones entre las diversas superficies se esquematizan en la fig. 16. La cerilla es paralela a la esquistosidad antigua S_1

Fotos: F. Aldaya

Son pues, pliegues de fase I.

La figura 17 muestra las relaciones $S_1 - S_2$ y la posición de las figuras 13, 14 y 15 con relación al pliegue de segunda fase.

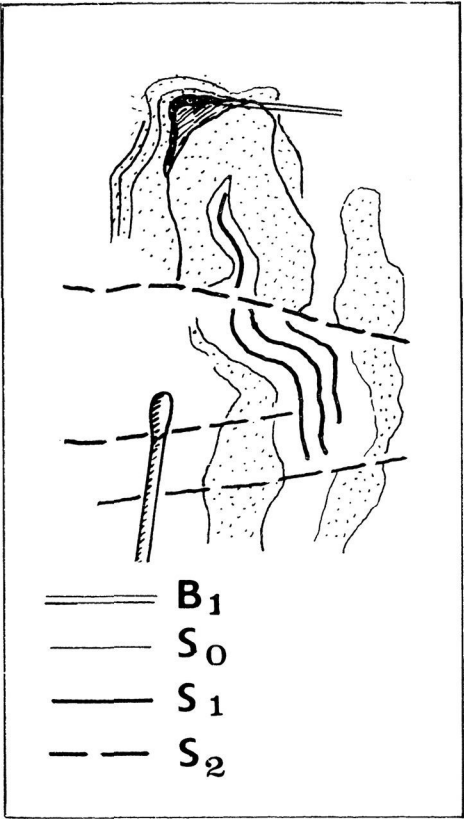


FIG. 16

Esquema ilustrativo de la disposición en la fig. 15 de los pliegues de la fase 1 (charnelas B₁) que doblan a la estratificación (S₀) y presentan una esquistosidad de plano axial (S₁) que a su vez está crenulada y cortada por una esquistosidad S₂, en este caso bastante espaciada y con carácter de fractura

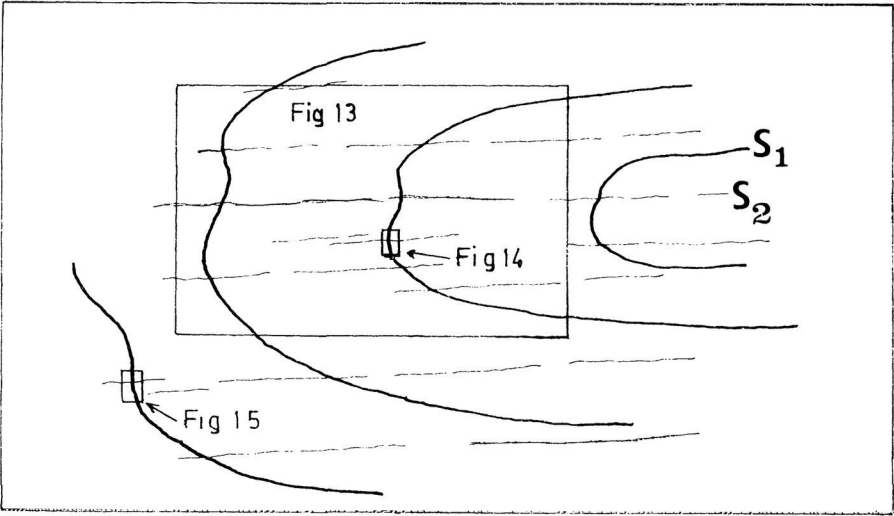


FIG. 17

Esquema explicativo de la situación en la fig. 13 de las esquistosidades S₁ y S₂, así como de la posición de las figuras 13, 14 y 15. La charnela que dibuja la esquistosidad S₁ es la misma que la esquematizada en la fig. 12

EDAD DE LA PRIMERA FASE

La edad de esta fase de deformación es muy difícil de determinar en la región estudiada. El único dato disponible es el que ha citado MARTÍNEZ-GARCÍA (1972) sobre la existencia de fragmentos de rocas metamórficas en niveles silúricos (Wenlock) poco metamórficos en la localidad de San Vitero (Zamora).

Es realmente muy difícil imaginar que estos fragmentos puedan provenir de un Precámbrico antiguo y, por otra parte, el Precámbrico reciente de esta región parece haber sufrido las mismas fases de metamorfismo que el Paleozoico infrasilúrico. El dato aportado por MARTÍNEZ-GARCÍA parece pues de sumo interés.

Además, en terrenos silúricos y posteriores no hemos encontrado trazas de esta fase, por lo que parece que en terrenos de esta edad la primera fase sería la segunda. Este argumento no es, sin embargo, definitivo ya que no es frecuente encontrar afloramientos donde la fase I se pueda detectar claramente, dada la enérgica actuación de la segunda fase.

No deja de ser significativo el hecho de que en numerosos sectores exista una importante laguna que abarca el Ordovícico medio y superior y la base del Silúrico.

Esta laguna se puede interpretar, desde luego, como resultado de movimientos epirogénicos. Pero también es cierto que no sería fácil encontrar una discordancia angular si el Silúrico se hubiese depositado sobre un Paleozoico inferior plegado isoclinalmente y si se tiene en cuenta la importancia de la esquistosidad ligada a la segunda fase.

En espera de nuevos argumentos preferimos no pronunciarnos sobre la edad de esta fase. De todos modos, nos parece más verosímil asignarle provisionalmente una edad prehercínica.

Finalmente, no proponemos un esquema regional sobre número y orden de fases de plegamiento. No hemos trabajado en el Precámbrico antiguo (?) ni tampoco hemos encontrado la fase II de RIBEIRO (1970) y MARCOS (1971). En Galicia Central hemos encontrado dos fases que deben corresponder con las III y IV de MARTÍNEZ-GARCÍA (una de ellas es la fase II de MATTE), pero en muchos casos no podemos decidir, ante el afloramiento, de cuál de ellas se trata.

Y hemos encontrado, también en Galicia Central, pliegues de dirección N 110° E, muy abiertos, de plano axial subvertical, sin esquistosidad asociada, y que deforman a la S₂ de MATTE.

Estos pliegues son de poca importancia, pero aparecen en un área muy extensa (cuatro hojas a escala 1:50.000). Probablemente se trata de una deformación tardía.

Creemos que esta parte del Macizo Hespérico, insuficientemente conocida en muchos sectores, nos reserva todavía muchos descubrimientos y es pronto aún para dar una síntesis detallada sobre los acontecimientos tectónicos y metamórficos.

BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P. M. (1969): *Étude pétrographique et structurale des régions de Bragança et Morais (Tras-os-Montes, Portugal)*. Thèse Univ. Poitiers.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R. & MATTE, Ph. (1971): *La estructura de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins*. Publ. Inst. Fr. Petr., Coll. Col. et Sem., n.º 22, pp. 1-68. Paris.
- 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.
- DIETRICH, G. (1962): *Das ostgalicische Grundgebirge im Raume Becerreá (Provinz Lugo, Spanien)*. Diss. Math. Naturw. Fak. Univ. Münster.
- FERRAGNE, A. (1972): *Le précambrien et le Paléozoïque de la province d'Orense (Nord-ouest de l'Espagne). Stratigraphie, Tectonique-Métamorphisme*. Thèse Univ. Bordeaux I.
- GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; IGLESIAS, M. & MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. (in litt): *Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, Hoja n.º 154 (Lalín)*. Inst. Geol. Min. Esp.
- (in litt): *Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, Hoja n.º 155 (Chantada)*. Inst. Geol. Min. Esp.
- (in litt): *Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, Hoja n.º 187 (Orense)*. Inst. Geol. Min. Esp.
- (in litt): *Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, Hoja n.º 188 (Nogueira de Ramuin)*. Inst. Geol. Min. Esp.
- HILGEN, J. D. (1971): *The Lalín Unit: a new structural element in the hercynian orogeny of Galicia (NW Spain)*. Koninkl. Nederl. Akad. van Wetensch., Proc. Ser. B, v. 74, n.º 4, Amsterdam.
- JULIVERT, M. (1967): *La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del manto del Ponga (Cordillera Cantábrica, España)*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, n.º 1, pp. 1-26. Oviedo.
- MARCOS, A. (1971): *Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase herciniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España)*. Brev. Geol. Ast., año XV, n.º 4, pp. 59-64. Oviedo.
- MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (1971): *Esquema Geológico del Noroeste de la Provincia de Zamora*. Publ. I Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econ., Sec. I, T. I, pp. 273-286. Madrid.

- (1972): *El Silúrico de San Vitero (Zamora). Comparación con series vecinas e importancia orogénica*. Acta Geol. Hisp., t. VII, n.º 4, pp. 104-108. Barcelona.
- (1973): *Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (provs. de León, Zamora y Orense)*. Stvd. Geol. Univ. Salamanca, n.º V, pp. 7-106. Salamanca.
- MARTÍNEZ-GARCÍA, E. & CORRETGÉ, L. G. (1970): *Nota sobre la Serie metamórfica de Porto-Villavieja (Zamora-Orense)*. Stvd. Geol., Univ. Salamanca, n.º I, pp. 47-58. Salamanca.
- MARTÍNEZ-GARCÍA, E. & NICOLAU, J. (in litt): *Los terrenos anteordovícicos de la Antiforma de Martinamor (Salamanca)*. Bol. Geol. Min.
- MATTE, Ph. (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble, t. 44, pp. 153-281. Grenoble.
- MEERBEKE, G. L. E. van; HILGEN, J. D. & FOOR, P. (1973): *Preliminary results of the investigations of the Central Galician Schist area (prov. Orense and Pontevedra, NW Spain)*. Leidse Geol. Meded., v. 49, pp. 33-37.
- NISSEN, H. U. (1959): *Deformation und Kristallisation in Nord-west spanischen Küstengebirge bei Vivero*. Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster.
- NOLLAU, G. (1963): *Die Geologie der Montes de Leon zwischen Astorga und Ponferrada*. Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster.
- OEN ING SOEN (1970): *Granite intrusion, folding and metamorphism in Central-Northern Portugal*. Bol. Geol. Min., t. LXXXI, fasc. 2-3, pp. 271-298. Madrid.
- RIBEIRO, A. (1970): *Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Tras-os-Montes)*. Com. Serv. Geol. Port., n.º 104, pp. 115-138.
- RIEMER, W. (1962): *Geologie der südöstlichen Provinz Lugo (Spanien)*. Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1957): *Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-Sao Pedro do Sul-Satao region (Northern Portugal)*. Com. Serv. Geol. Port., n.º 37, 617 pp.
- SITTER, L. U. de (1962): *The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains*. Leidse Geol. Meded., v. 26, pp. 255-264. Leiden.
- TEX, E. den & FLOOR, P. (1971): *A synopsis of the geology of Western Galicia*. Publ. Inst. Fr. Petrole, Coll. Colloq. et Sem., n.º 22, pp. 1-13. Paris.
- VOGEL, D. E. (1967): *Petrology of an eclogite and pyrogranite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain*. Leidse Geol. Meded., d. 40, pp. 121-213.
- WALTER, R. (1962): *Stratigraphie und Tektonik in der nordöstlichen Provinz Lugo (Norwest Spanien)*. Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster.
- ZUUREN, A. van (1969): *Structural Petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain)*. Leidse Geol. Meded., d. 45, pp. 1-71.

(Recibido el 27 - Junio - 1973)

ESTUDIO GEOQUIMICO DE ROCAS IGNEAS DEL NORTE DE LA PROVINCIA DE CACERES

J. SAAVEDRA ALONSO*
E. PELLITERO PASCUAL**

RESUMEN.—El estudio químico-mineralógico del batolito del Jálama ha demostrado su carácter zonado inverso y su contaminación en el borde externo del encajante. De igual manera, se clasifican como basaltos tholeíticos o ricos en alúmina los diques asociados en el espacio a mineralizaciones de scheelita, discutiéndose la relación de éstas, con las rocas ígneas.

SUMMARY.—In this paper is defined the inverse zoned character of the Jálama batholith and also its contamination by assimilation from the wall rocks. The dykes with associated mineralisation of scheelite are classified as tholeiitic basalts or hyperaluminous basalts. The relations of this mineralisation with these igneous rocks are discussed.

INTRODUCCION

La región Centro-Oeste de España es una de las más interesantes en el aspecto metalogénico (elementos Sn — W — Mo). Sin embargo, son muy pocos los estudios sobre el problema y, prácticamente, no se ha atacado nunca su lado geoquímico. En este trabajo, y ayudado por los escasos datos que existen sobre la región, pretendemos comenzar a obtener un conocimiento más racional, y vincular la mineralización al contexto geológico global, con objeto de poner en evidencia los orígenes de ésta.

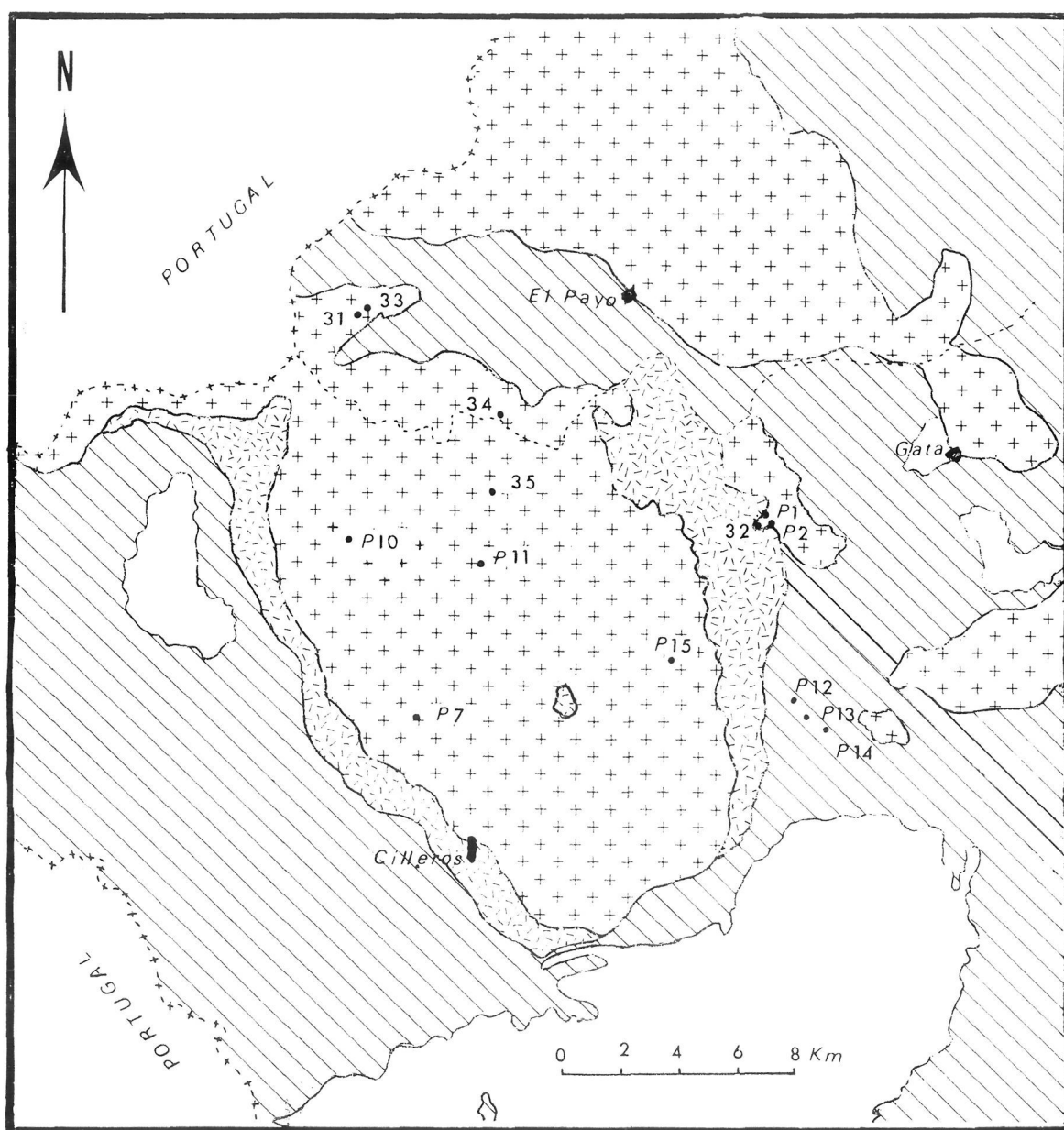
GEOLOGIA GENERAL

El batolito de la formación del Jálama ha sido descrito petrológicamente por GARCÍA DE FIGUEROLA (1966, 1972). SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ (1973) dan algunas informaciones, esencialmente geoquímicas, de su zona Norte. Se trata de una roca que incluye términos que van desde verdaderos granitos a granodioritas. Suelen predominar los términos de dos micas y ocasionalmente son cortados por diques de carácter francamente básico.

* Centro de Edafología y Biología Aplicada del C.S.I.C. de Salamanca.

** Departamento de Mineralogía, Universidad de Salamanca.

Al E, entre Puerto Perales y el pueblo de Perales aparece un pequeño apuntamiento granítico leucocrático, con arsenopirita, y muy rico en cuarzo. Toda la serie esquistosa que rodea a este granito, desde el límite de la formación del Jálama hacia el E del pueblo citado, presenta un metamorfismo de



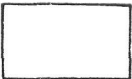
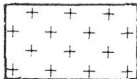
- | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|--|---|---|
| 1 |  | 2 |  | 3 |  | 4 |  |
| | 1. Cobertera reciente. | | | | 3. Granitos. | | |
| | 2. Pizarras, etc. | | | | 4. Pizarras mosqueadas. | | |

FIG. 1

Localización de las muestras analizadas

contacto débil-medio, pero a causa de su escasa potencia; el granito debe encontrarse a pocos metros de profundidad.

Este área de pizarras, areniscas, etc., es cruzada por tres alineaciones paralelas de diabasas con ocasional mineralización de scheelita. Aparentemente, el granito corta a estas rocas básicas. En la figura 1 se indica la situación de las muestras tomadas para el análisis, realizado, por el método de SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ (1972), basándose en la cartografía de RAMÍREZ (1972) y LÓPEZ DE AZCONA y cols. (1967), con alguna modificación de los autores.

En la tabla 1 se precisan estos puntos de demuestre.

Muestra	Latitud N	Longitud W	Hoja topográfica
P-1	40° 13' 00"	2° 59' 30"	573
P-2	40° 12' 45"	2° 59' 15"	573
P-7	40° 09' 20"	3° 07' 45"	596
P-10	40° 12' 50"	3° 09' 30"	573
P-10B	40° 12' 50"	3° 09' 30"	573
P-11	40° 12' 25"	3° 06' 20"	573
P-12	40° 09' 30"	2° 59' 00"	596
P-13	40° 09' 10"	2° 58' 40"	596
P-14	40° 08' 55"	2° 58' 10"	596
P-15	40° 10' 30"	3° 01' 20"	573
31	40° 16' 30"	3° 08' 50"	573
32	40° 12' 50"	2° 59' 30"	573
33	40° 16' 40"	3° 08' 40"	573
34	40° 14' 45"	3° 05' 30"	573
35	40° 13' 40"	3° 05' 50"	573

TABLA 1

Situación de las muestras analizadas

ROCAS BASICAS

De las diversas muestras seleccionadas en campo, se han elegido, finalmente, cuatro, para un estudio detallado en los aspectos químico y mineralógico. Su grado de alteración superficial es despreciable y su representatividad alta.

Desde el punto de vista metalogénico, el problema tiene interés. Hay varios yacimientos de minerales de wolframio asociados a los diques de diabasa

que aparecen en las proximidades de Perales del Puerto, cuyo origen se presta a discusión. En efecto, caben las posibilidades: a) la asociación es puramente accidental, la mineralización aparece en ese punto por aprovechar una zona de debilidad causada por la intrusión de la diabasa. b) Los fluidos mineralizadores reaccionaron con un nivel enriquecido en calcio (sea una anfibolita, sea una diabasa) depositando scheelita. c) Se trata de una capa junto a rocas metavolcánicas submarinas, aspecto inédito de estas mineralizaciones recientemente citado por HÖLL y cols. (1972) y CUNNINGHAM y cols. (1973) en el Paleozoico inferior de los Alpes y en el Precámbrico de Rodesia, respectivamente.

Este trabajo pretende cubrir una primera etapa básica de conocimiento fundamental de la naturaleza de estas rocas. Como se ve, la complicación es notable y, desde luego, los esquemas simples no pueden admitirse sin una profunda discusión.

Ante la ambigüedad del término "diabasa" y la incompleta información que proporcionan las observaciones microscópicas, hemos recurrido al análisis químico total. Desde luego, las rocas han sufrido un metamorfismo regional de bajo grado, pero (al menos localmente, en las muestras seleccionadas) la composición química primitiva difiere de la actual fundamentalmente en el contenido en volátiles, por no evidenciarse metasomatismos o cambios químicos postformacionales. Este criterio ha sido utilizado ya ocasionalmente (MIYASHIRO, 1958; HASHIMOTO y FUJIMOTO, 1962) y aplicado incluso a rocas del Paleozoico inferior de España (SAAVEDRA, 1972). De todas maneras, la alteración postmagmática no es aquí muy importante (Tabla 2).

Consideramos fundamental el empleo de diagramas basados en la composición química. Pero, a nuestro juicio, son, en general, menos recomendables los que usan parámetros químicos establecidos sin fundamento mineralógico. Por tal motivo, se ha usado para este trabajo el diagrama de la Roche y Leterrier (1973), que contiene una información mineralógica significativa. Se basa en proyectar en el plano el tetraedro de Yoder y Tilley ($\text{Ne} - \text{CPX} - \text{Q} - \text{Ol}$). Teniendo en cuenta la composición de los minerales implicados y el sistema de proyección, la abcisa y la ordenada se representan, respectivamente por $4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ y $6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$.

En esta representación, las muestras quedan dentro del campo tholeítico, junto al de los basaltos hiperalumínicos.

La composición normativa (CIPW) de las muestras P-12, P-13 y P-14 encaja dentro de las rocas del campo tholeítico aludido. El diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (MACDONALD y KATSURA, 1964) confirma esta clasificación, con la posición de las muestras próxima a la línea de separación del campo de basaltos alcalinos; en el diagrama de KUNO (1960) las muestras quedan, en

	P - 10 B		P - 12		P - 13		P - 14	
	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)
SiO ₂	62,1	62,7	45,3	46,6	46,1	47,4	49,0	49,3
Al ₂ O ₃	15,3	15,4	12,3	12,6	12,0	12,3	11,1	11,1
Fe ₂ O ₃ T...	6,3	6,3	15,5	15,9	15,3	15,7	14,9	15,0
FeO	3,0	3,05	11,9	12,26	12,3	12,67	10,23	10,3
TiO ₂	1,39	1,45	3,4	3,5	3,9	4,0	3,7	3,7
P ₂ O ₅	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,6	0,6
MnO	0,10	0,10	0,22	0,23	0,20	0,21	0,18	0,18
CaO	3,2	3,2	11,3	11,6	9,8	10,0	10,9	10,9
MgO	2,3	2,3	5,6	5,7	5,9	6,0	5,0	5,0
Na ₂ O	3,6	3,6	1,9	1,96	2,1	2,16	2,3	2,3
K ₂ O	3,5	3,5	0,56	0,58	0,94	0,97	0,56	0,56
Volátiles..	2,23	—	2,77	—	3,82	—	2,20	—
Total	100,42	—	99,25	—	100,45	—	100,44	—

PARAMETROS DE LA ROCHE				
Y		1775	1612	1636
X		1913	1880	1990
Ap	0,8	0,8	0,8	1,3
Il	2,0	5,2	5,8	5,4
Or	21,0	3,5	6,0	3,5
Ab	33,0	18,5	20,5	22,0
An	14,0	25,2	22,3	19,5
Mt	2,3	2,6	1,8	4,0
Wo	—	13,4	11,0	13,6
En	6,6	16,8	17,6	14,8
Fs	1,4	13,4	14,0	9,2
Q	17,6	0,6	0,3	6,8
C	0,8	—	—	—

TABLA 2

Composición química natural (a). Idem, eliminando volátiles (b) y parámetros de la Roche y Leterrier de las muestras P-12, P-13 y P-14. Se ha calculado también la norma CIPW

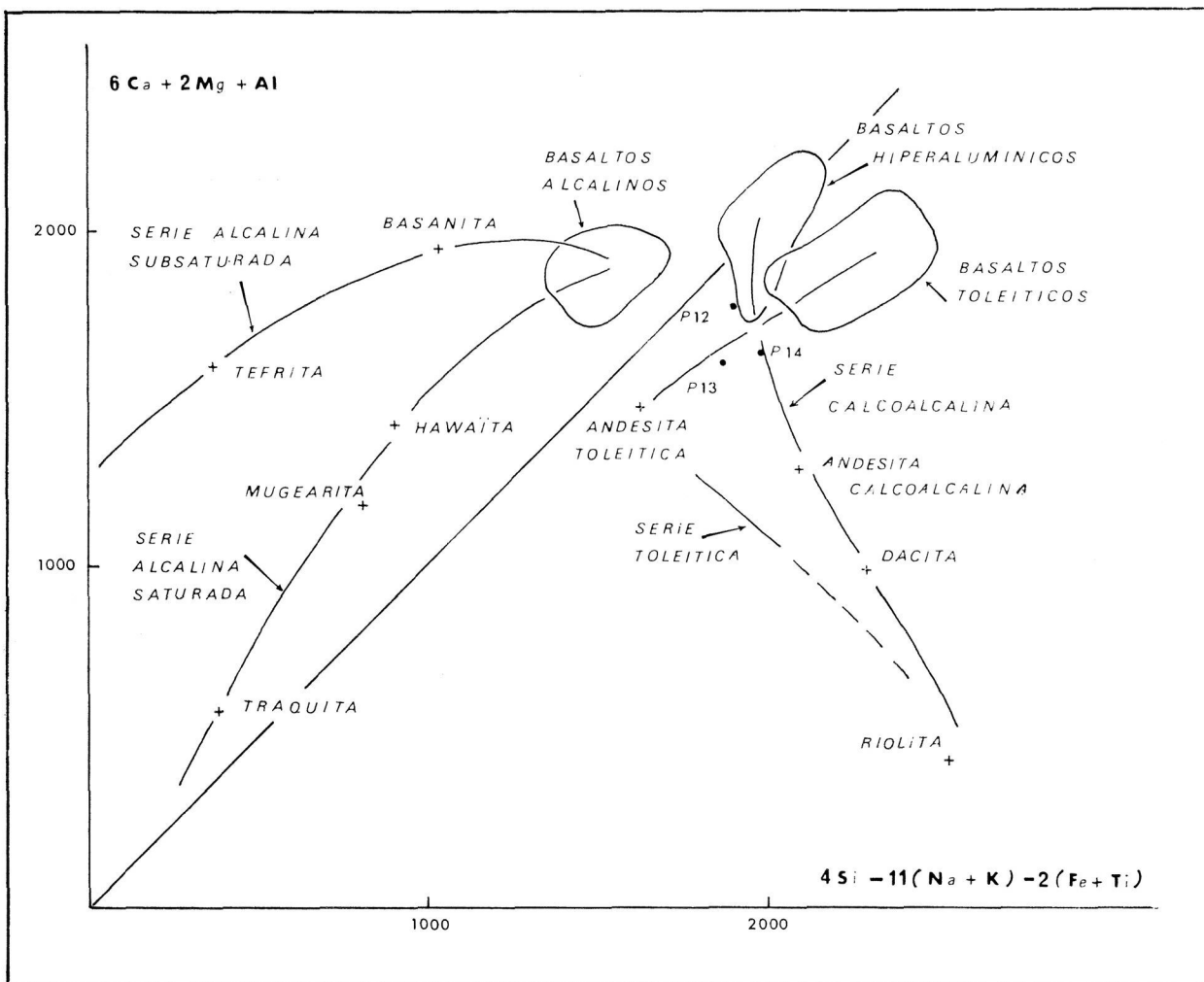


FIG. 2

Posición de los basaltos en los diagramas de la Roche y Leterrier. Obsérvese la situación de las muestras en el campo toleítico, junto al de basaltos hiperalumínicos

efecto, dentro del área de basaltos ricos en aluminio, intermedia entre las dos anteriores.

Por tanto, la clasificación propuesta parece indudable. De acuerdo con KUNO (1960), serían rocas magmáticas originadas a unos 150 - 200 Kms. de profundidad. Pero, según GREEN y cols. (1967), el quimismo de estos basaltos estaría determinado por una profundidad mucho menor. En realidad, no se conoce la relación Composición química — Profundidad, pero su origen ígneo, infracortical es claro. No hay tampoco evidencia de contaminación por la corteza silíceas, que se manifestaría mineralógicamente por xenolitos de plagioclasa sódica o, lo que es más significativo, cuarzo (con una corona de reacción de clinopiroxenos), y químicamente por un contenido en K_2O superior al 1.0 - 1.7 % (DOE y cols., 1969).

En resumen, creemos que el origen de estas rocas está fuera de toda duda; no proviene de un nivel enriquecido sedimentariamente en calcio, o de una capa volcánica con participación sedimentaria importante, sino que se trata de un basalto tholeítico, rico en aluminio.

De índole distinta es la roca P-10B, tomada junto al pueblo de Eljas. Por su mineralogía y composiciones mineralógica y química tiene caracteres esencialmente dioríticos. La abundancia de biotita y el hecho de que este sea el único silicato máfico visible sugieren que la clasificación más adecuada es de un lamprófidio diorítico, la Kersantita o, mejor aún, su variedad Aschaffita, pues presenta minerales característicos de contaminación (cuarzo, silicatos aluminicos, etc.).

ROCAS GRANITICAS

Las muestras estudiadas corresponden a dos áreas: a) Afloramiento granítico al S de Puerto Perales, divisoria entre las provincias de Cáceres y Salamanca. b) Granitos de la formación del Jálama (GARCÍA DE FIGUEROLA, 1966). Las que consideramos con más detalles pertenecen a la segunda zona.

Para el presente estudio se han tomado los análisis de cinco muestras dados en la bibliografía reciente (SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ, 1973), excluyéndose algunos más antiguos en razón de los errores sistemáticos y siempre en el mismo sentido para algunos elementos que ofrecen los métodos clásicos; además, no es recomendable nunca utilizar datos obtenidos por distintos métodos sobre todo si son de porcentajes inferiores al 5 % y, precisamente, los elementos fundamentales para la clasificación de los granitos, están en este rango (SHAW, 1964).

Empleamos aquí, como útiles básicos, los diagramas de la ROCHE (1964, 1968). Su aún escasa divulgación hace necesario indicar algo sobre su fundamento.

En el diagrama Q-F, el parámetro $Q = \frac{\text{Si}}{3} - (\text{Na} + \text{K} + \frac{2}{3}\text{Ca})$ mide

la diferencia entre la sílice total y la combinada con los feldespatos potásicos y plagioclasas, es, por tanto, proporcional a la sílice libre (cuarzo), mientras que $F = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ aleja al máximo los minerales citados. Es, por tanto, un diagrama clave, puesto que se basa en composición química de minerales que suelen constituir la mayor parte, con mucho, de los granitos.

El diagrama B-F introduce el parámetro $B = \text{Fe} + \text{Ti} + \text{Mg}$ y completa el anterior, al considerar los minerales ferromagnesianos (en general, biotita) que, aunque accesorios, son ocasionalmente importantes.

	GRANITOS DE LA FORMACION DEL JALAMA								GRANITOS DEL S. DEL PUERTO PERALES		
	P - 7	P - 10	P - 11	P - 15	31	33	34	35	P - 1	P - 2	32
SiO ₂	71,03	72,04	71,68	70,41	68,93	71,31	75,43	72,99	71,31	72,37	76,53
Al ₂ O ₃	15,87	16,12	16,00	16,49	14,30	12,50	12,20	13,10	16,00	16,28	9,10
Fe ₂ O ₃ T	2,06	1,22	1,30	2,26	2,80	2,90	1,06	1,50	1,30	0,92	1,95
TiO ₂	0,31	0,17	0,19	0,37	0,20	0,35	0,10	0,09	0,22	0,12	0,20
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,04	0,04	0,36	0,31	0,46	0,27	0,24	0,02	0,39
MnO	0,04	0,04	0,04	0,05	0,02	0,55	0,02	0,02	0,05	0,03	0,02
CaO	0,74	0,63	0,56	0,80	0,85	0,80	0,94	0,88	0,62	0,51	1,06
MgO	0,54	0,24	0,28	0,63	0,69	0,01	0,38	0,35	0,33	0,19	0,25
Na ₂ O	3,04	3,36	3,60	2,88	2,00	2,40	2,90	2,98	3,85	2,83	2,06
K ₂ O	5,15	4,74	4,10	4,79	6,72	6,84	5,28	6,00	4,40	4,12	6,48
Volátiles	0,88	0,76	1,47	0,86	2,73	2,40	1,09	1,00	1,36	1,70	1,36
Total	99,69	99,35	98,17	99,52	99,60	100,45	99,86	99,18	99,68	99,07	99,40
PARAMETROS DE LA ROCHE											
Q	196	200	202	204	171	168	206	177	186	231	215
F	—17	—34	—51	—20	62	51	1	15	—56	—26	50
B	45	24	26	50	56	57	23	30	26	19	34
Al / 3-K	13	22	33	24	—49	—63	—32	—41	28	34	—88
Al / 3-Na	9	— 1	— 8	18	29	4	—13	—10	—16	—17	— 5

TABLA 3
*Composición química y parámetros de La Roche de las muestras graníticas empleadas.
Los números 31, 32, 33, 34 y 35 tomadas de SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ (1973)*

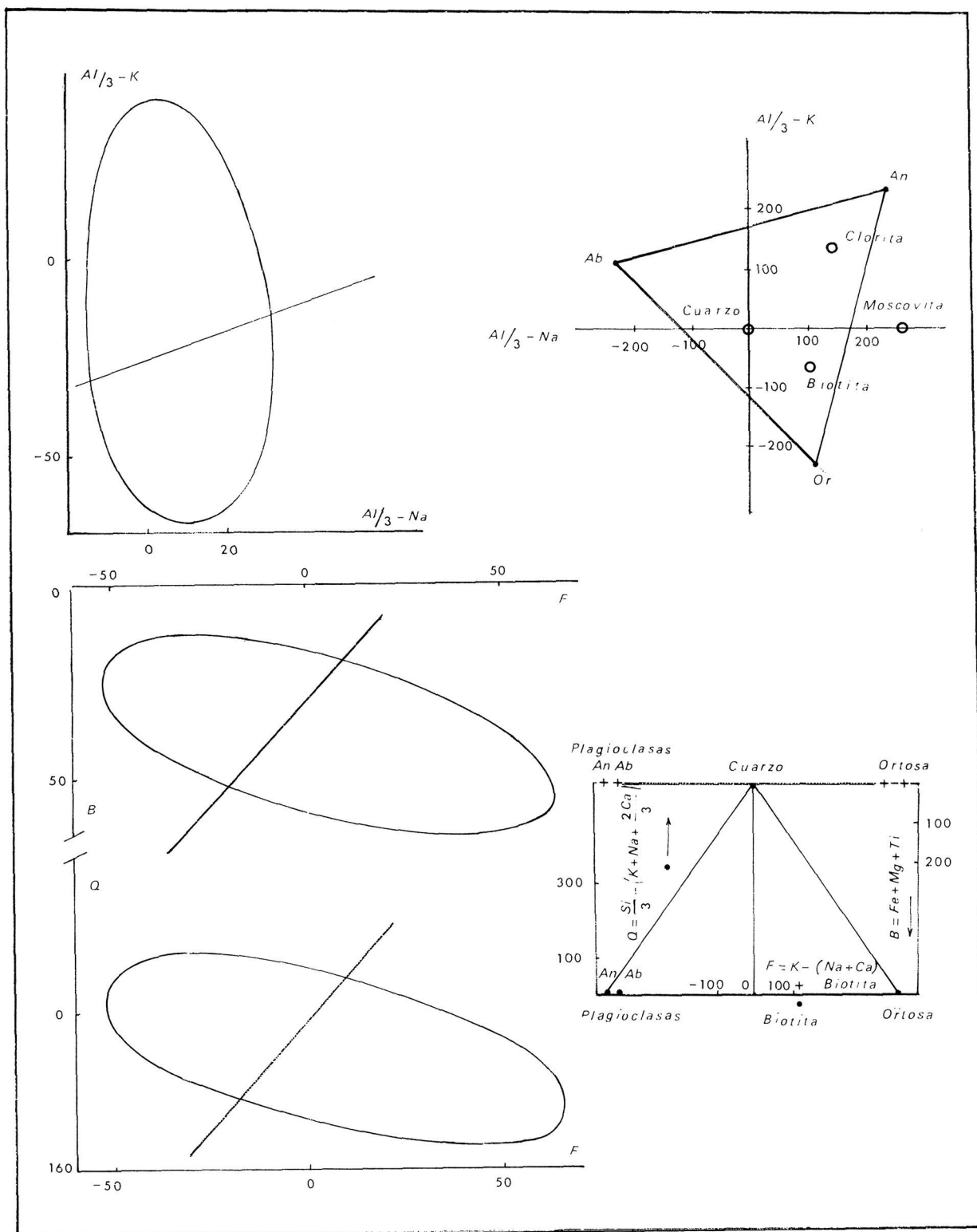


FIG. 3

Disposición general de las muestras correspondientes a la formación del Jálama. Obsérvese la caracterización de dos subgrupos, netamente definidos en los tres diagramas

Finalmente, el diagrama $Al/3 - Na$ frente a $Al/3 - K$ evidencia el papel del Al, integrante en ciertas rocas y, comúnmente en granitos moscovíticos, ya que la moscovita es el mineral índice de exceso en este elemento; ocasionalmente, son también importantes otros silicatos aluminicos.

En la tabla 3 figuran los análisis químicos totales utilizados, así como los valores de los parámetros de La Roche. Se han separado las muestras de los dos afloramientos graníticos. En la figura 3 se han representado las ocho muestras pertenecientes al batolito granítico principal. Puede observarse una disposición general silicosódica, con una variación paralela en elementos ferromagnesianos.

Las tres muestras del afloramiento menor representan los términos más evolucionados del anterior, en sentido silíceo.

Teniendo en cuenta la posición de cada muestra en los tres diagramas, es posible dividir el conjunto en dos subgrupos, tal y como se indica en la figura. Químicamente, las variaciones no son muy grandes, tabla 4, pero, con ayuda de este diagrama fuertemente dispersivo se evidencia que el grupo más sódico es el menos ferromagnesiano, siendo débil la variación de cuarzo.

Al mismo resultado conduce la aplicación de la norma. Hemos elegido la mesonorma de BARTH (1959) por adaptarse mejor a la realidad observada: el incremento en Al se traduce por aparición de moscovita, y no de corindón. Se observa que los cambios más brutales radican en los contenidos opuestos de moscovita y feldespato potásico; el grupo más potásico lo es por su contenido en microclina y ortosa (es el más pobre en micas), tabla 4. Sin embargo, el hecho de la alteración superficial plantea una duda muy fundamentada: ¿el mayor o menor grado de meteorización es la causa de la existencia de ambos grupos?

Está demostrado que la alteración atmosférica se inicia por una pérdida de sodio, sin perderse aún la estructura mineral. Bastante después de comenzado el proceso, cuando se ha eliminado gran parte del sodio, conservándose sin embargo todo lo demás, se pierde el calcio. Apenas hay variación en el porcentaje de los demás elementos, pareciendo incluso que todo se limita a una sustitución de Na por agua, manteniéndose la misma disposición que en la albita. En el diagrama de La Roche Q-F, este fenómeno de alteración aparece como un vector en sentido silicopotásico, hecho comprobado en granitos del Centro-Oeste de España (HERRERO, 1973). Justamente, la división en subgrupos la hemos hecho mediante líneas paralelas a este vector. Por tanto estos subgrupos se han formado independientemente de la alteración, ésta se limita a sustituir la actual disposición por otra más o menos silicosódica, pero respetando la división.

No se excluye que parte de la moscovita sea sericita, procedente de la alteración superficial. Pero es indudable que se tienen dos gru-

	GRUPO I	GRUPO II
SiO ₂	71,29	72,18
Al ₂ O ₃	16,12	13,09
Fe ₂ O ₃ T.	1,71	2,06
TiO ₂	0,26	0,19
P ₂ O ₅	0,04	0,35
MnO	0,04	0,03
CaO	0,68	0,89
MgO	0,42	0,36
Na ₂ O	3,22	2,57
K ₂ O	4,69	6,21
Volátiles	0,99	1,80
Total	99,46	99,67
Ap	0,2	0,8
Ab	29,5	24,0
An	3,0	2,0
Or	12,2	30,9
Mn	18,2	5,3
Bi	5,3	5,6
Q	31,6	31,4
Total	100,0	100,0

TABLA 4

Composición química media de los subgrupos evidenciados en la fig. 3 y valor correspondiente de la mesonorma de Barth

pos: uno, correspondiente a un granito propiamente dicho, quizá con tendencia adamellítica, y otro a una roca adamellítica-granodiorítica, mucho más rica en plagioclasa normativa (oligoclasa), seguramente seritizada notablemente por alteración superficial.

Este hecho tiene una interesante aplicación en el terreno: las muestras de carácter más granodiorítico ocupan el centro del batolito, hecho señalado por GARCÍA DE FIGUEROLA (1973). En la figura 4, se ha indicado esta zonación; para el extremo Sur, de donde no se dispone de rocas suficientemente frescas para tener un análisis representativo, se ha completado la separación con muestras estudiadas microscópicamente; las que apenas contienen pla-

gioclasas pertenecen indudablemente al grupo de granitos (o granitos adame-llíticos).

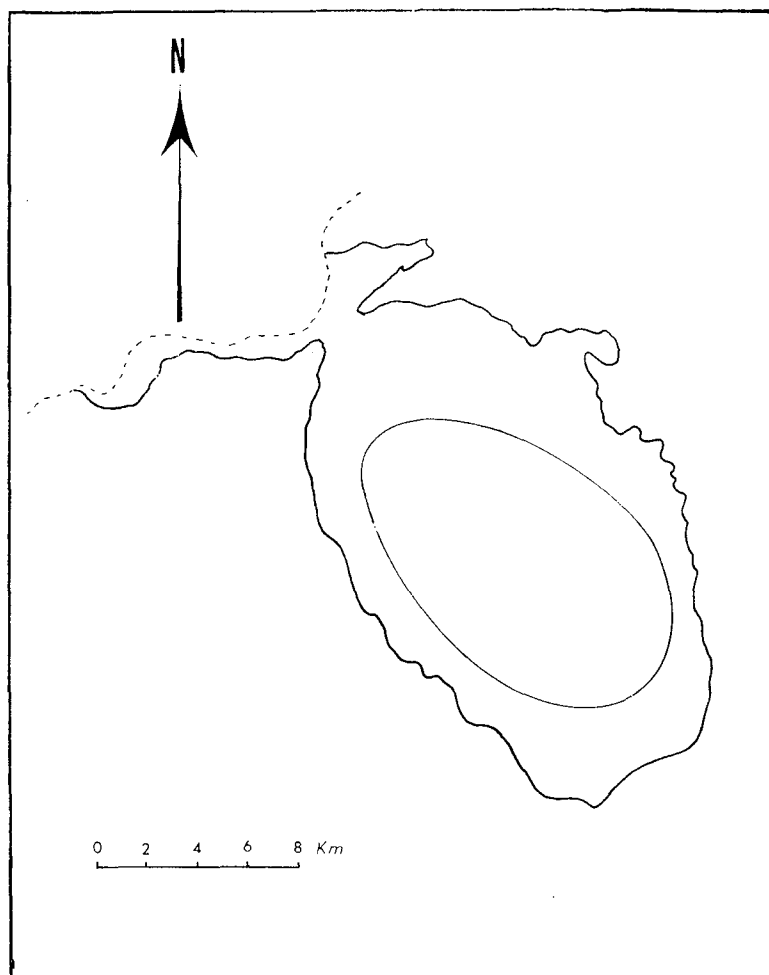


FIG. 4

Zonación del batolito del Jálama. La parte central es la de carácter granodiorítico más acusado

El subgrupo más sódico, al microscopio, no denota un intenso fenómeno de albitización, sino que aparece un corazón alterado en las plagioclasas y una corona de oligoclasa normal. Parece, pues, que no se trata de un término producto de evolución postmagmática, sino que más bien es un granito distinto, emplazado en un tiempo diferente al de carácter más alcalino (opinión ya indicada en GARCÍA DE FIGUEROLA, 1966). Por otra parte, hay otros hechos: en el granito externo aparece frecuentemente cordierita y otros silicatos aluminicos más o menos alterados, indicio de una contaminación, caso que no suele darse en general en el interior. En ambos se dan láminas de micas y cristales de feldespatos deformados.

Estos hechos apoyan la idea de una estructura zonada con los términos más básicos en el centro (zonación inversa). Esto podría explicarse de acuerdo con el mecanismo propuesto por HUTCHINSON (1960), con varias emisiones magmáticas que se solapan. Pero la presencia de cordierita en el área externa confirma también las hipótesis de REESOR (1958): magma único, no diferenciado, contaminado por las rocas encajantes y cuya composición original es la del centro, y la de LAEY (1960), que añade a la de Reesor la posibilidad de más de una emisión magmática. Desde luego, cabe pensar en que el modelo sea una participación de todos los citados, pero nos parece más adecuada la interpretación del último de los autores citados. Un desmuestre más abundante podría resolver esta cuestión.

La orientación general, tanto del batolito como de la zona más calcoalcalina central, paralela a la NW (hercínica) apoya la idea del carácter sinorogénico (al menos en parte) del granito; recuérdese también la existencia de minerales deformados al tiempo de la cristalización.

En resumen, nos mostramos partidarios de la idea de batolito zonado. Añadimos que el granito externo sufrió una contaminación durante su emplazamiento, como se ha citado en otros lugares (UGIDOS, 1973), que es fundamentalmente sintectónico y que, por tanto, su profundidad de emplazamiento es inferior a 6 Km. (batolito mesoabiral, TAUSON 1967), confirmado por las características de la aureola (metamorfismo de grado medio o bajo, en general).

Desde este punto de vista, podemos tener una información metalogénica básica. La existencia de fenómenos postmagmáticos da lugar a la desestabilización de minerales primarios y acumulaciones de elementos metálicos. El paso biotita $\rightarrow$ clorita implica una preconcentración. Los elementos se liberan en el tránsito clorita $\rightarrow$ moscovita, al igual que en la microclinización y albitización. Estos procesos corresponden a la fase postmagmática, y en mayor o menor grado, se evidencian aquí. La acumulación de fluidos enriquecidos de esta manera, y el hecho de que, simultáneamente (minerales con extinción ondulante, deformados) la masa sufra fuerzas tectónicas importantes, favorece la posibilidad de formación de zonas de debilidad por donde se escapen los fluidos mineralizadores. Es decir, son posibles yacimientos asociados al granito formados principalmente en el ciclo hercínico (fase postorogénica).

CONCLUSIONES

En la zona existen tres alineaciones aproximadamente NW-SE de rocas básicas (basaltos tholeíticos ricos en aluminio), no contaminadas y sin rela-

ción genética directa con los yacimientos de scheelita. Probablemente, son diques emplazados anteriormente a las mineralizaciones, por tanto prealpinos.

El batolito corresponde a un granito mesoabiral (emplazado a menos de 6 Km. de profundidad), sintectónico, contaminado externamente, con zonación inversa, y metalogénicamente fértil. Los fluidos mineralizadores se han originado en las zonas de más intensas microclinización y albitización, finalmente, a favor del juego de fracturas del ciclo hercínico.

BIBLIOGRAFIA

- BARTH, T. F. W. (1959): *Principles of Classification and Norm Calculations of metamorphic Rocks*. Jour. Geology, 67, 348-363.
- CUNNINGHAM, W. B.; HOLL, R.; TAUPITZ, K. C. (1973): *Two New Tungsten Bearing Horizons in the Older Precambrian of Rhodesia*. Mineral. Deposita, 8, 200-203.
- DOE, B. R.; LIPMAN, P. W.; HEDGE, C. E.; KURASAWA (1969): *Primitive and Contaminated Basalts from the Southern Rocky Mountains, U.S.A.* Contr. Mineral. and Petrol., 21, 142-156.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1966): *Datos petrológicos de la Sierra de Gata (Cáceres)*. Rev. Fac. Cien. Oviedo, VII, 53-83.
- (1972): *Memoria explicativa de la Hoja Geológica n.º 451 (Sierra de Gata, Cáceres), escala 1:50.000 (Hoja Topográfica Nacional n.º 573)*. Inst. Geol. y Min. de España, Madrid.
- GREEN, H.; GREEN, D. H.; RINGWOOD, A. E. (1967): *The origin of high-alumina basalts and their relationships to quartz-tholeiites and alkali basalts*. Earth Planet. Sci. Letters, Nederl., 2, 41-51.
- HASHIMOTO, M.; FUJIMOTO, N. (1962): *The Konoha Metamorphic Rocks, Kynshn*. Bull. Nat. Sci. Museum (Tokyo), 6, 17-36.
- HERRERO PAYO, J. (1973): Trabajo de licenciatura, Salamanca.
- HOLL, R.; MANCHER, A.; WESTENBERG, H. (1972): *Synsedimentary-Diagenetic Ore Fabrics in the Strata and Time-Bound Scheelite Deposits of Kleinarltal and Felbertal in the Eastern Alps*. Mineral. Deposita, 7, 217-226.
- HUTCHINSON, R. M. (1960): *Petrotectonics and petrochemistry of late precambrian batholiths of Central Texas and the north end of Pikes Peak Batholith, Colorado*. Intern. Geol. Congr. XXI Sess. Norden (1960), part. XIV, 96-107.
- KUNO, H. (1960): *High-alumina basalts*. Petrol., 1, 121-145.
- LACY, E. D. (1960): *Melts of granitic composition: their structure, properties and behaviour*. Intern. Geol. Congr., XXI Sess., Norden (1960), part. XIV, 7-15.
- LÓPEZ DE AZCONA, J. M.; MINGARRO MARTÍN, F.; LÓPEZ DE AZCONA Y FRAILE, M. C. (1967): *Mapa Geológico 1:200.000 de la provincia de Salamanca*. Inst. Geol. y Min. de España, Madrid.
- MACDONALD, G. A.; KATSURA, T. (1964): *Chemical composition of Hawaiian lavas*. J. Petrol. G. B., 5, 82-133.
- MIYASHIRO, A. (1958): *Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takamuki District in the Central Abukuma Plateau*. Jor. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 2, 219-272.

- RAMÍREZ Y RAMÍREZ, E. (1971): *Mapa Geológico 1:200.000 de la provincia de Cáceres*. Inst. Geol. y Min. de España, Madrid.
- REESOR, J. E. (1958): *Dewar Creek map area with special emphasis on the White Creek Batholith, British Columbia, Canada*. Geol. Surv. Mem., 292-78 pp.
- ROCHE, H. DE LA (1964): *Sur l'expression graphique des relations dans la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines*. Sci. Terre, Nancy, IX, 293-377.
- (1968): *Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires; un guide pour l'étude des formations métamorphiques*. C. R. Ac. Sci. Paris, 267, sér. D., 39-42.
- ROCHE, H. DE LA; LETERRIER, J. (1973): *Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques*. C. R. Ac. Sci. Paris, 276, sér. D., 3115-3118.
- SAAVEDRA ALONSO, J. (1972): *Estudio geoquímico de elementos en trazas en rocas volcánicas del Paleozoico Inferior de la Península Ibérica*. Trabajo de licenciatura. Salamanca.
- SAAVEDRA ALONSO, J.; GARCÍA SÁNCHEZ, A. (1972): *Método rápido de determinación de elementos mayores, menores y trazas en rocas y suelos*. Anal. de Edaf. y Agrob., XXXI, 649-672.
- (1973): *Estudio geoquímico de algunos granitos de la provincia de Salamanca*. Bol. Geol. Min. (en prensa).
- SHAW, D. M. (1964): *Interpretation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines*. Masson & Cie. Paris.
- TAUSON, L. V. (1967): *Geochemical behavior of rare elements during crystallization and differentiation of granitic magmas*. Geochem. Internat., 4, 1067-1075.
- UGIDOS MEANA, J. M. (1973): *Estudio Petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*. Tesis doctoral. Salamanca.

(Recibido el 23 - setiembre - 1973)

EL METAMORFISMO AL ESTE DE PLASENCIA (Cáceres)

J. M. UGIDOS MEANA*

F. J. FERNÁNDEZ LAGUNA*

RESUMEN.—El área estudiada revela la presencia de dos momentos de diferente intensidad metamórfica. El primero en relación con las principales fases de deformación hercínicas y el segundo tardío respecto a las mismas.

SUMMARY.—The studied area shows two moments of different metamorphic intensity. The first one is related with main hercynian deformation phases and the second one is late with regard to those phases.

INTRODUCCION

Se pretende en esta nota previa señalar las principales características del metamorfismo en el área situada al E de Plasencia (Cáceres) a modo de primer paso en un estudio más amplio en vías de finalización en el que se expondrán diversos aspectos petrogenéticos.

En la zona que aquí se considera, más restringida, pueden distinguirse dos conjuntos petrográficos diferentes. Por una parte micacitas y por otra rocas de tipo migmatítico (ver esquema adjunto) que no guardan relación de continuidad con las primeras. Es decir, que según revela el estudio de la relación metamorfismo-deformaciones, ambos tipos de rocas son debidos a procesos que han tenido lugar en momentos diferentes.

Petrográficamente las rocas afectadas por el metamorfismo corresponden a una serie pizarrosa de tipo pelítico integrada en el complejo esquisto-grauváquico, cuyas características presentan en general poca variación.

El comienzo de la mineralogía metamórfica va acompañado de una esquistosidad de flujo (S_1) definida por el desarrollo de clorita y partir de la isograda de la biotita por este último mineral fundamentalmente.

Casi homoaxialmente con la S_1 se manifiesta una crenulación (S_2) que pliega a la primera, aumentando su desarrollo con la intensidad del metamorfismo.

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

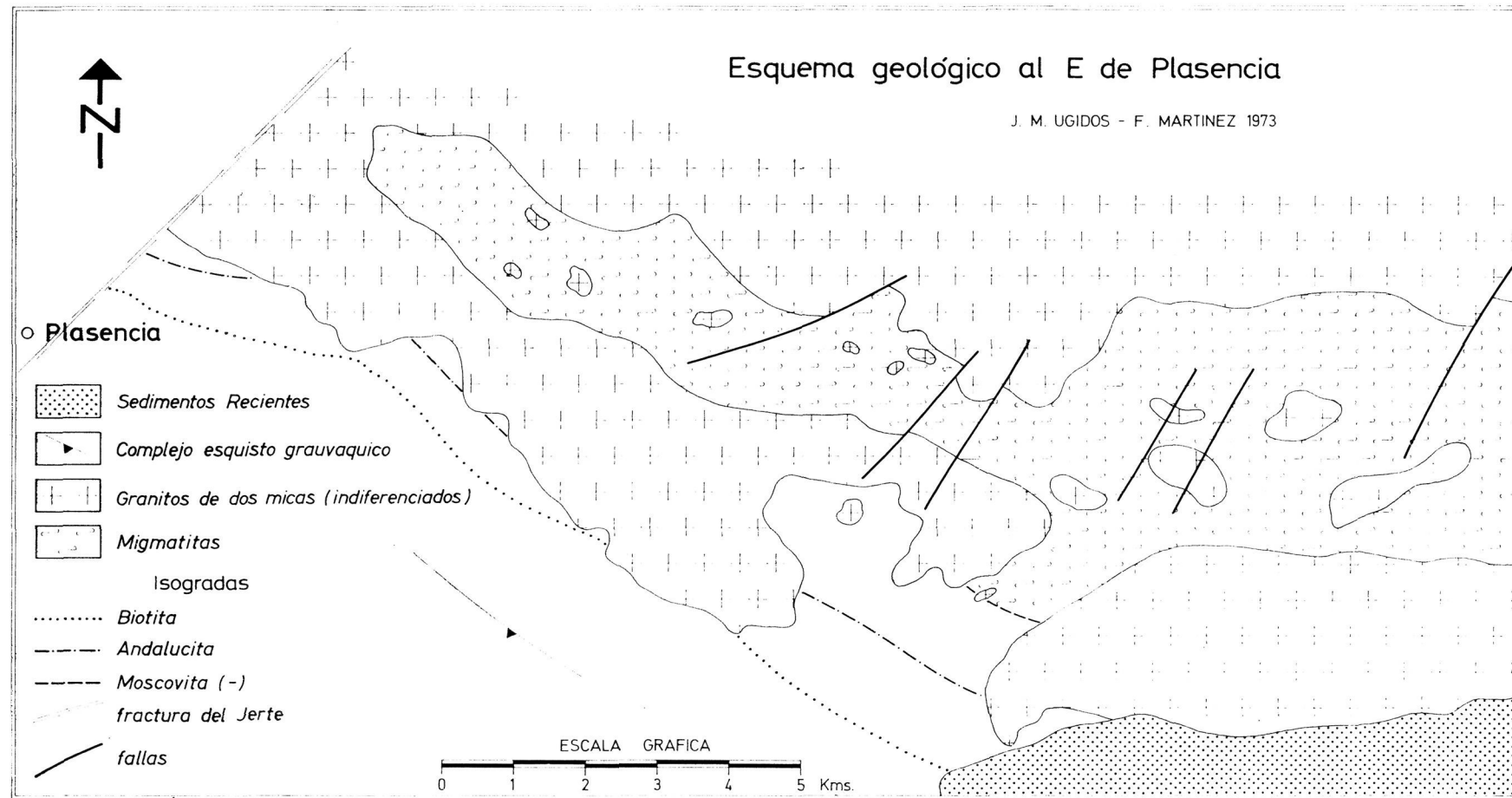


FIG. 1

Estas dos deformaciones son las principales y las que ofrecen más interés respecto a la secuencia petrogenética general. En áreas próximas se ha señalado la existencia de otras deformaciones (BABIN, R., 1971; MARTÍN ESCORZA, 1971) además de las dos que aquí se consideran. Dado que no es finalidad fundamental de este trabajo el estudio de la microtectónica regional, en lo sucesivo se hará referencia a fase I y fase II de deformación, bien entendido que esta denominación tiene significado relativo.

La dirección de estas esquistosidades es prácticamente constante y varía en todo caso de E-O a NO-SE en concordancia con las estructuras regionales admitidas como hercínicas en todo el Macizo Hespérico.

La separación de la zona de las micacitas y la de las migmatitas tiene lugar sin que se desarrolle apenas una zona de transición petrográfica, pasando bruscamente de las primeras a las segundas. El límite viene señalado desde un punto de vista mineralógico, por la desaparición de moscovita primaria en presencia de cuarzo (moscovita —) y la entrada de feldespato potásico como componente mineralógico estable, así como de la sillimanita.

Zona de las micacitas

La petrología de estas rocas está desarrollada bajo condiciones de metamorfismo dinámico, al que se superpone un metamorfismo de contacto producido por el efecto térmico debido a la intrusión de los granitos de dos micas.

A fin de establecer la relación del metamorfismo con las deformaciones se exponen a continuación las características de los minerales fundamentales en la asociación metamórfica.

Biotita

Su formación tiene lugar durante un largo período de tiempo que abarca desde el desarrollo de la esquistosidad de flujo S_1 , etapa en la que alcanza su máxima importancia cuantitativa, hasta etapas posteriores a la S_2 donde se desarrolla a consecuencia del metamorfismo de contacto debido a la intrusión de los granitos próximos. En este último caso tiene carácter poiquiloblástico y su distribución es totalmente heterogénea.

Andalucita

Pueden distinguirse dos momentos principales en la génesis de este mineral.

— Andalucita I, de tendencia heteroblástica; no puede precisarse con exactitud su posición respecto a las deformaciones. Es, probablemente, anterior a la fase II.

— Andalucita II, de tendencia idiomórfica bien definida; es posterior y originada a consecuencia del metamorfismo de contacto. Es perfectamente distinguible de la andalucita I pues incluye las micas producidas durante S_1 , plegadas por la segunda deformación. En ambos casos es frecuente la transformación en mayor o menor grado a sericita y en relación con pequeñas agujas de fibrolita.

Moscovita

Se presenta en forma de pequeñas láminas siendo abundante su desarrollo durante la deformación principal alcanzando el máximo en el metamorfismo de contacto, siendo entonces típicamente poiquiloblástica.

Cordierita

Es el mineral que mayores dificultades presenta en lo que se refiere a establecer los momentos en los que ha tenido lugar su cristalización.

La presencia de una cordierita I, asociada a la esquistosidad principal, no puede establecerse con seguridad debido a que los fenómenos de retrometamorfismo han provocado la alteración de los aluminosilicatos y la presencia de pequeños restos de minerales de características semejantes a las que presentarían los productos de alteración de la cordierita no permite establecer su existencia de un modo definitivo. Más netos son otros tipos de cordieritas.

— Cordierita II, en relación con pequeños filones de cuarzo producidos posteriormente a la fase II. Ambos minerales, cuarzo y cordierita se disponen en un apretado mosaico en el que la segunda tiene carácter intersticial, encontrándose frecuentemente alterada a una masa isótropa de tonos pardos.

— Cordierita III, al igual que los otros minerales citados es poiquiloblástica y debida a la acción térmica del metamorfismo de contacto.

Sillimanita

Se encuentra únicamente bajo la forma de fibrolita, en la que es posible distinguir dos tipos:

— Fibrolita I, en relación con la alteración de la andalucita I que con frecuencia muestra un incipiente paso al primer mineral. En este fenómeno han debido jugar un papel importante fluidos hidrotermales que no han tenido relación directa con los granitos ya que esta fibrolita precede a la intrusión de los mismos, pues se encuentra afectada por la fase II de deformación y los granitos son posteriores a esta fase.

— Fibrolita II, presente bajo la forma de finísimas agujas de distribución irregular y en relación con pequeños filones de cuarzo dispuestos según los planos de esquistosidad, no encontrándose nunca plegados.

Dada su localización restringida al contorno de los granitos de dos micas, su génesis debe de estar relacionada con fenómenos causados por fluidos hidrotermales que afectan a las rocas encajantes. En ocasiones se encuentra también asociada a turmalina.

Tipos semejantes de fibrolita han sido citados por otros autores (OEN ING SOEN, 1958; ZWART, 1958) en diversas localidades, admitiendo, asimismo, su origen a partir de los granitos.

En ningún caso estos tipos de sillimanita pueden utilizarse como criterio para definir una isograda de metamorfismo.

Plagioclasas

Poco abundantes y mal desarrolladas por lo que no ha sido posible la medida de valores de contenido en anortita.

Zona de las migmatitas¹

Es una zona mucho más amplia que la precedente y que ofrece mejores condiciones de estudio. Su petrografía es muy variable aunque mineralógicamente es casi constante la asociación biotita-sillimanita-cordierita-feldespatopotásico, que marca una transición brusca con la mineralogía de las micacitas.

Los tipos migmatíticos más frecuentes son: flebitas, schlieren y nebulitas las cuales representan estadios diferentes en el proceso anatéctico y su variación estructural consiste en una distinta relación entre paleo y neosome que oscila entre un predominio micacítico con nódulos y pequeñas venas de movilizado, hasta el caso inverso donde el paleosome micacítico tiene carácter de auténtico palimpsesto.

Paleo y neosome: relación con las deformaciones

El paleosome de las migmatitas responde a las mismas características que se han señalado para las micacitas, en lo que se refiere a los minerales que definen la esquistosidad de flujo y estructura general de la roca. Falta por completo en el paleosome la andalucita y es frecuente en cambio la fibrolita y también agregados prismáticos de sillimanita. La presencia de este último mineral en el paleosome de las migmatitas, afectado también por la crenula-

¹ El término migmatita y otros relacionados con su problemática se emplean según fueron definidos por MEHNERT (1968).

ción, hace pensar que durante el metamorfismo se llegó a su formación, pero que posteriormente a esta fase el metamorfismo responsable del desarrollo de las migmatitas ha modificado su relación paragenética quedando como mineral relictos en las mismas.

En las migmatitas más evolucionadas el paleosome tiene carácter residual y está integrado únicamente por biotita y sillimanita, mientras que el resto de la roca tiene apariencia de movilizado granitoide.

El nesome está formado principalmente por cuarzo, plagioclasas, cordierita, feldespato potásico y biotita. Es homogéneo y su variación porcentual define los tipos de migmatitas hasta llegar a rocas de aspecto completamente isótropo en las que sólo ocasionalmente se conservan restos de la mineralogía y textura del paleosome.

El estudio de las características petrográficas de las migmatitas revela que paleo y neosome han tenido una historia tectónica diferente. Todos los componentes del primero son anteriores a la fase II que desarrolla sobre ellos una crenulación. El neosome por el contrario es posterior a la citada fase y su disposición textural es completamente isótropa, tal como se ha señalado.

En cualquier caso, movilización y cristalización del neosome son tardíos respecto a la segunda fase.

Si el paleosome, relacionado con acontecimientos metamórficos pre-fase II, llegó a presentar una mineralogía más compleja que la actualmente observable es un dato que en la zona estudiada no ha podido ser determinado. Los fenómenos metamórficos posteriores han borrado todo vestigio posible y como se ha citado más arriba, el mineral de más alto grado en relación con la esquistosidad S^1 es la sillimanita que se conserva como palimpsesto en los productos anatéticos tardíos.

CONCLUSIONES

De la consideración de los aspectos señalados se concluye que al E de Plasencia el metamorfismo se ha producido en dos momentos diferentes, por relación a las fases de deformación y la secuencia de acontecimientos ha sido la siguiente:

- 1) Desarrollo de un metamorfismo simultáneo con la fase principal durante el cual se produjeron las isogradas de clorita (—) en presencia de cuarzo, biotita, andalucita, posible cordierita y sillimanita no encontrándose esta última en su paragénesis original sino que se deduce su existencia a partir de estructuras palimpsésticas de las que forma parte.

- 2) La formación de las migmatitas actualmente observables como predominantes es debida a un momento metamórfico posterior a las principales

fases de deformación, no habiendo evidencia de procesos metamórficos intensos durante la fase II. Es decir, que esta fase separa dos etapas de paroxismo térmico, al menos en el actual nivel estructural, sin que ésto signifique la existencia de dos metamorfismos diferentes.

BIBLIOGRAFIA

- BABIN VICH, R. S. (1971): *Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico de El Vellón*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 69, n.º 1, 5-29.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1971): *Estudio mesotectónico en los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (Prov. de Avila-Toledo)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 69, 303-328.
- MEHNERT, K. P. (1968): *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier Pub. Co. Amsterdam.
- OEN ING SOEN (1958): *The Geology, petrology and ore deposits of the Viseu Region, northern Portugal*. Geol. Mij., 22, 257-296.
- ZWART, H. J. (1958): *Regional metamorphism and related granitization in the Valle de Aran (Central Pyrenees)*. Geol. Mij., 20, 18-30.

(Recibido el 3 - Octubre - 1973)

EL EXTREMO NORESTE DEL GRAN DIQUE DEL ALENTEJO-PLASENCIA

L. C. GARCÍA DE FIGUEROLA*

A. CARNICERO*

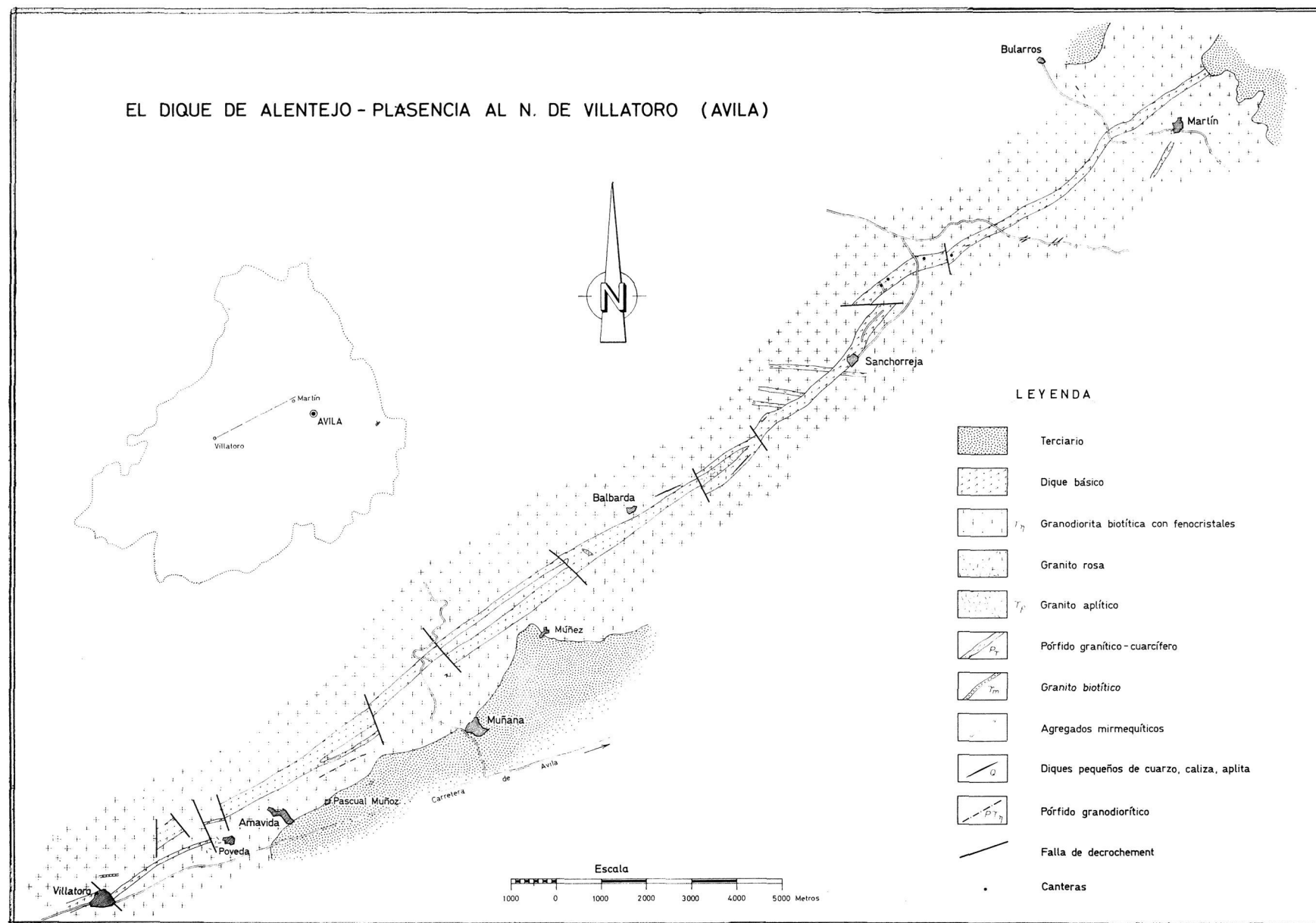
RESUMEN.—Se ha localizado y cartografiado en detalle el extremo NE del dique que desaparece bajo las formaciones terciarias de la meseta cerca de Avila. Petrográficamente está constituido por una secuencia tholeítica con diabasas, gabros normales, gabros de grano grueso e incluso términos entre gabros y dioritas que se disponen del borde hacia el centro del dique de forma continua.

SUMMARY.—The long (500 km.) dyke of Alentejo-Plasencia is mapped in its NE end near Avila where it dissapears beneath tertiary continental formations. From the petrographical point of view it is made up of tholeiitic vrockes including diabase, coarse grained gabbros and intermediate gabbro-diorites from edge to core.

INTRODUCCION

Durante el curso 1972-1973 hemos recorrido y cartografiado el segmento abulense del dique del Alentejo-Plasencia. En especial se ha seguido paso a paso desde Villatoro hasta su desaparición bajo el Terciario en las inmediaciones de Monsalupe. La interpretación cartográfica va en la figura 1 y apenas hay que añadir algún dato aclaratorio al dibujo. Con anterioridad al puerto de Villatoro se localiza bien en las inmediaciones de Casas del Puerto y de Villafranca de la Sierra pero no aparece entre el Barco de Avila y el Puerto de Tornavacas (Com. verb. de UGIDOS), quizás escamoteado por una tectónica posterior que aquí se muestra muy vigorosa. Esta tectónica es además muy compleja y ya no se encuentra el dique encajado en la zona de trituración como en la provincia de Cáceres e incluso hasta el puerto de Villatoro. Ahora las zonas trituradas se orientan más al Este formando las depresiones del Corneja y del Valle de Ambles, mientras que el dique atraviesa las elevaciones de Narrillos y Marlin. Entre una dirección y otra hay más de 25° de diferencia y dada la longitud de ambas estructuras se hace bien patente sobre cualquier mapa.

* Departamento de Petrología, Universidad de Salamanca.



La trituración en el Ambles afecta claramente al dique como puede verse entre Villatoro y el Puerto o en las inmediaciones de Muñana. De esta forma queda claro que es un sistema de fracturación que ha funcionado con posterioridad a la intrusión del dique. Seguramente en épocas muy recientes puesto que en el kilómetro 21,650 del F. C. de Avila a Salamanca puede observarse nítidamente cómo el granito monta sobre un terciario reciente constituido por conglomerados arcósicos que por cierto contiene cantos pertenecientes al dique básico. Además hay desplazamientos locales con dirección N 30°W 40W y entre ambos puede formar un sistema conjugado.

Debida a la trituración se hace muy imprecisa su disposición entre Casas del Puerto y Villatoro. En buena parte del puerto aparece como constituido por dos ramas muy potentes e incluso dentro de él se localiza un lentejón de granodiorita con más de 800 m. de longitud. Si verdaderamente se trata de un lentejón el dique tiene aquí más de un kilómetro de potencia. Es uno de los puntos más interesantes del mismo en toda la longitud conocida ya que contiene una brecha cementada por calcita originada sobre las facies de grano grueso (figura 1). Los cantos son de tamaños de puños angulosos y subangulosos y serán objeto de un estudio aparte así como de la fracción fina que aparecen en el borde sur y de los filoncillos de agregado cuarzo feldespático. El lentejón de la granodiorita contiene una roca básica constituida por plagioclasas en láminas pequeñas, abundantes fenocristales prismáticos

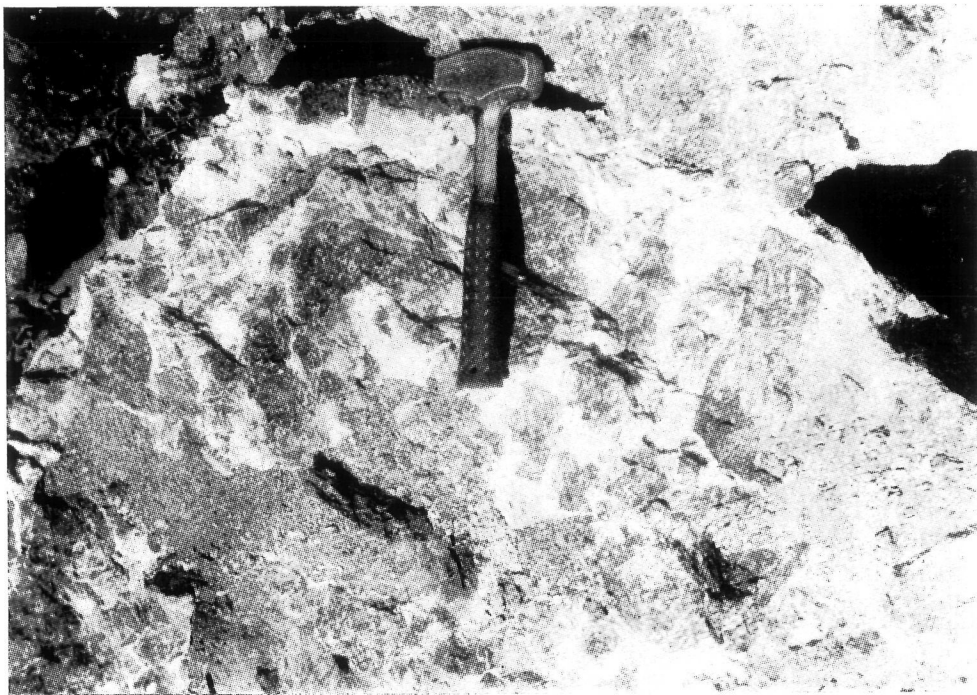


FIG. 1

Brecha del gabro cementada por carbonatos. Cantera en el puerto de Villatoro

de hornblenda parda y láminas menos frecuentes de augita o diópsido casi íntegramente transformadas en clorita más calcita que contrasta fuertemente con lo bien conservado del anfíbol. Lo consideramos como una spessartita y probablemente su génesis es independiente del dique.

Ya dentro de la zona cartografiada aparecen también desplazamientos laterales o también dos ramas de tendencia paralela como ocurre en Poveda o Pascual Muñoz.

Las rocas encajantes. Sólo queremos indicar las características fundamentales de las mismas en las inmediaciones del dique. En general se trata de una granodiorita biotítica que contiene pórfidos graníticos y granodioríticos, diques de granito aplítico y micropegmatíticos, así como facies de granito de color rosa y de grano medio a grueso. Localmente aparecen enclaves discoi-
dales en disposición paralela entre sí. No se ha localizado ninguna otra formación básica.

La granodiorita fundamental es de grano medio a grueso con cuarzo a veces dispuesto en mosaico por cristales con bordes de sutura y que incluyen biotita, feldespato potásico y plagioclasas. Hay algún cristal de anfíbol de tendencia euhedral. Seguramente existen dos generaciones de feldespato potásico pues, aparecen frecuentes fenocristales bastante pertitzados. Las plagioclasas alguna zonación; bordes mirmequíticos y maclas de Albita-Carlsbad y Periclina. La proporción de An medida varía de 30 a 33 %. La biotita se altera a pennina y lleva incluidos un opaco, circón y apatito. En su paso a pennina aparecen también agujas de rutilo. La media de las preparaciones medidas es como sigue:

Cuarzo	25,0
Plagioclasas... ..	45,1
Feldespato-K	17,8
Biotita	11,8
Otros... ..	0,3
	100,0

Con índice de color relativamente bajo pues varía de unas preparaciones a otras de 10 a 13.

Los pórfidos aparecen con dirección N 100° E con excepción de un filoncillo paralelo al dique en el Cerro del Encerradero. Los hay que alcanzan bastante longitud mientras que otros apenas tienen algunos metros. El límite con la granodiorita es muy neto. Por su mineralogía son de carácter granítico y granodiorítico con fenocristales lobulados de cuarzo que incluye a los otros

componentes (Biotita, Feldes K, etc.). También hay fenocristales de plagioclasas maclados y zonados en general con un proceso avanzado de alteración. Al sur de Sanchorreja presentan algunas características diferentes con tendencia a pórfidos cuarcíferos. Forman topográficamente elevaciones pequeñas que son cortadas por el dique básico. El elemento dominante es el cuarzo tanto en cristales pequeños como en fenocristales de clara tendencia euedral. Los feldespatos aparecen muy alterados igual que el fémico (probablemente biotita), cloritizado con formación de agujas de rutilo y en algunos casos asociada a epidota y óxidos de Fe.

Hay también algunas formaciones de granito aplítico que resaltan en la topografía de detalle. Su dirección es NNE y presenta textura isométrica constituida por cuarzo con bordes de sutura o incluidos en los feldespatos en disposición poiquilítica. Se trata de microclina pertilizada. También hay plagioclasas de An. 30 - 32 % bastante alteradas con inclusiones de biotita y moscovita. Curiosamente hemos encontrado un cristal de andalucita en una preparación de esta roca.

Por último los "granitos rosa" o de tendencia a rosados son muy abundantes en la región con diferentes tipos en cuanto a proporción mineralógica, tamaño del grano e incluso intensidad de la coloración. Cerca del dique, pero no en su inmediato contacto, sólo se han localizado términos débilmente rosa formando masas imprecisas dentro de la granodiorita general. Como en todos los casos observados la característica dominante es a la presencia de clorita como mineral ferromagnesiano fundamental. Las plagioclasas son abundantes y entremezcladas con el feldespato-K, mientras que los cristales de cuarzo forman núcleos en mosaico. Contienen algunos opacos, allanita, apatito y probablemente topacio.

No parece que la intrusión de la roca básica haya influido, mucho sobre las encajantes. La presencia de un lamprófido en sus inmediaciones la consideramos casual. En el "Encerradero", en el kilómetro 11 de la carretera de Muñana a San Juan del Olmo, y al N de Sanchorreja aparecen productos extraños entre el dique básico y la roca encajante. Se trata de un agregado mirmequítico de textura granoblástica y heterométrica de grano medio y constituida por plagioclasas y feldespato-K muy alterados y con crecimientos marginales mirmequíticos.

Hay también cuarzo y clorita que seguramente procede de biotita ya que se observan algunos restos de este mineral. Como en otros puntos y dentro de la formación básica se encuentran también productos similares de los que hablaremos luego parece más propio suponerlos del mismo origen que formados a partir de la roca encajante.

Las rocas del dique. Se pueden establecer dos tipos fundamentales de ro-

cas básicas si nos atenemos al tamaño del grano. Uno de grano grueso y otro de grano fino que localmente pasa a verdaderas diabasas.

Gabro (?) de grano grueso. Aparece en el centro del dique y cuando tiene una potencia superior a los 250 m. El paso entre éste y el de grano medio a fino es muy impreciso. Su textura es diabásica cuando aparecen grandes láminas de clinopiroxeno. Las plagioclasas son variables en cuanto a tamaño y contienen frecuentemente en torno a ellas crecimientos mirmequíticos y gráficos con el cuarzo. Están bastante alteradas con neoformación de caolinita, sericita, calcita, e incluso clorita. Las medidas de los cristales maclados según Carlsbad nos dan un porcentaje de An comprendido entre el 46 y el 47. Aparecen dos clinopiroxenos. Uno se identifica como pigeonita con algunas maclas polisintéticas. El otro es dialaga en láminas grandes, maclada y en algunos casos con tendencia zonada. Se altera a uralita, calcita y clorita - serpentina, como accesorios aparece el cuarzo, muy irregularmente repartido, opacos, algo de feldespato K y en algunos casos un anfíbol no identificable.

La media de cuatro preparaciones y un total de 5.090 puntos da los valores siguientes:

Plagioclasas (+ Feldes.-K)	66,6
Clinopiroxenos... ..	27,1
Cuarzo	2,2
Otros... ..	4,1
	100,0

Queda un índice de color muy bajo y plantea, junto con la basicidad de las plagioclasas el problema de considerarlas como leucogabros o como dioritas piroxénicas de grano grueso.

Gabro de grano medio a fino (figura 2), es el más abundante a lo largo de toda la formación y ocupa casi todo el dique cuando su potencia es inferior a los 250 m. sólo hacia el borde, el tamaño se degrada rápidamente para formar una banda marginal de grano no discernible a simple vista. Son entonces verdaderas diabasas similares a las descritas para otros puntos meridionales (TÔRRE DE ASSUNÇÃO, 1949 y GARCÍA DE FIGUEROLA, 1963 y 1966, TEIXEIRA y cols., 1970). La textura es ofítica o subofítica con microlitos de plagioclasas y en raras ocasiones algo de mirmequitas (figura 3). El contenido de An es de 48 %. La dialaga presenta caracteres similares al del gabro anterior salvo en el tamaño. La pigeonita está bastante bien conservada con un cÅz de 22° a 39°. Hay uralita y clorita-serpentina como productos de alteración.

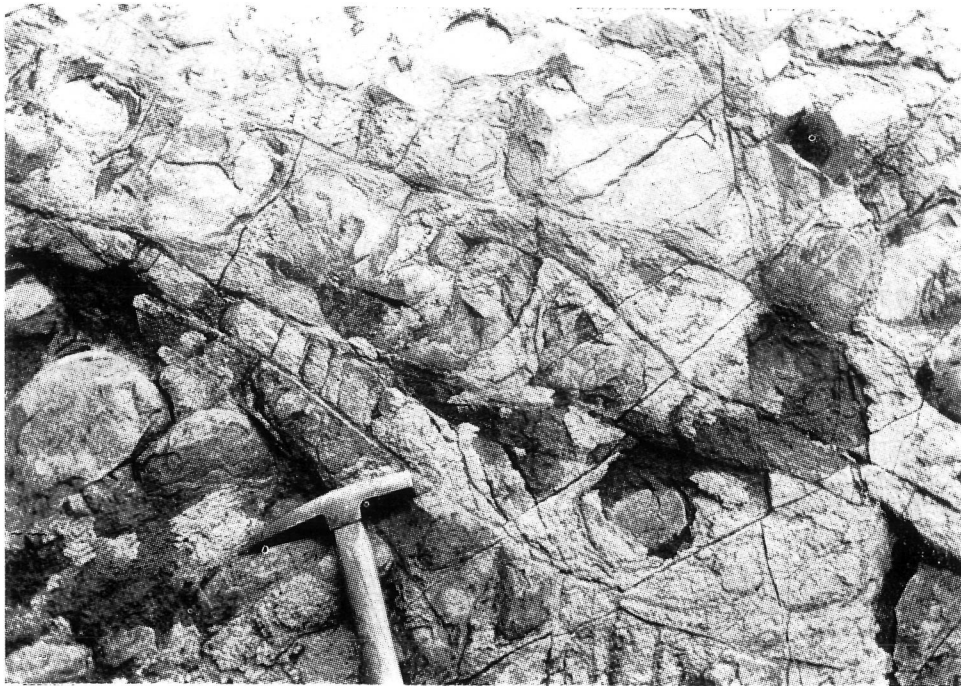


FIG. 2

Aspecto más frecuente del gabro de grano medio. Canteras del Cid (Sanchorreja)

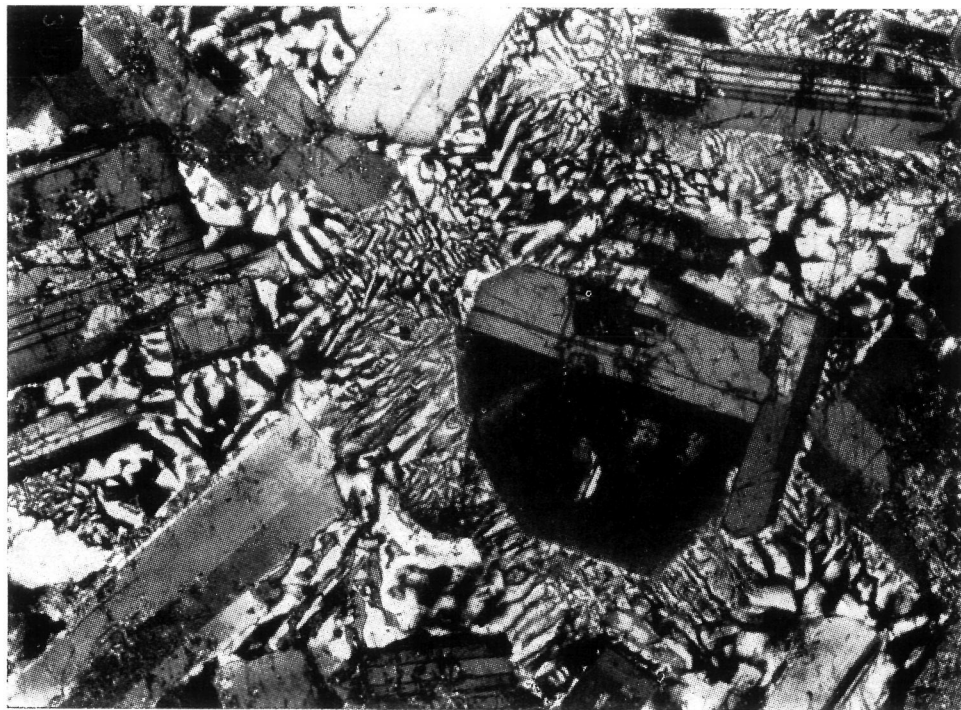


FIG. 3

*Formaciones mirmequiticas en el grabo de grano medio
N+, D × 80*

Las proporciones mineralógicas a partir de 5 preparaciones (unos 7.000 puntos) es la siguiente:

Plagioclasas... ..	42,3
Clinopiroxenos... ..	54,5
Otros... ..	3,2
	100,0

Con un índice de color (58,1) más de acuerdo con el tipo de gabros.

Si hacemos una comparación con las muestras descritas para otros segmentos del dique en su parte meridional encontramos que TÔRRE DE ASSUNÇÃO (1949) en el Alentejo encuentra pigeonita como piroxeno dominante así como otro no reconocible que se altera a uralita. También para la parte española hasta el norte de Plasencia (GARCÍA DE FIGUEROLA, 1963-1965) da este mineral como fémico dominante y encuentra al mismo tiempo la dialaga. Ambos autores describen la roca como de grano fino en gran parte de la formación y consideran el dique constituido fundamentalmente por dolerita (=diabasa). Podemos pues admitir una similitud en los componentes ferromagnesianos fundamentales.

Hay sin embargo, una diferencia importante respecto a un componente fémico acesorio. Nos referimos al olivino citado por García de Figuerola en algunas muestras del Arco los Baldíos y Grimaldo, si bien convertidos en iddingsita y/o serpentina y frecuentemente dentro de los piroxenos. También TEIXEIRA, CANILHO y LOPES (1971) lo citan en la parte portuguesa. En ninguna de las preparaciones estudiadas por nosotros en este segmento aparecen restos olivínicos. Seguramente se debe a que en nuestro caso apenas contamos con preparaciones de borde donde el grano es más fino. Los olivinos representan, quizás, un estado inicial de cristalización marginal que sólo se conserva en algunos puntos.

Los anfíboles se han citado como abundantes en algunas zonas pero seguramente son productos secundarios.

Las plagioclasas presentan una interesante variabilidad en cuanto al contenido de An que sintetizamos en el cuadro siguiente:

En el Alentejo (TÔRRE DE ASSUNÇÃO)	55-60 % de An
En Riotajo-Aliseda (G. DE FIGUEROLA)	61-63
En Media Cacha (G. DE FIGUEROLA)	60
Al Sur del Sinclinal de Aliseda (G. DE FIGUEROLA)	50
En la dehesa Ventosa (G. DE FIGUEROLA)	43-58
En el segmento estudiado aquí	45-48

Los más similares son los del Sur del Sinclinal de Aliseda y los de la dehesa Ventosa. La primera es de un segmento bastante potente del dique y en la segunda zona aparece una gran variabilidad en el contenido de An y corresponde a muestras con bastantes mirmequitas así como con cuarzo y cuya proporción crece del borde hacia el centro según el autor citado. Se deduce entonces que el contenido de An disminuye desde el borde hacia el centro y que las diferencias encontradas pueden explicarse por la posición de los ejemplares estudiados en relación a las paredes del dique. Falta por saber si el contenido de Ca en la roca total disminuye igualmente hacia el centro o es debido a la presencia de mayor cantidad de dialaga frente a la pigeonita. De cualquier forma estaríamos ante un caso de diferenciación mineralógica con crecimiento de fémicos y anortita hacia los bordes y mayor cantidad de leucocráticos y albita hacia el centro. Es un fenómeno descrito en muchos casos como es por ejemplo en Palisado (WALKER, 1949). Uno de nosotros (GARCÍA DE FIGUEROLA, 1965) lo interpretó así para la parte extrema de esta formación.

Otros productos dentro del dique. Los carbonatos aparecen formando masas apreciables. Tal es el caso de la brecha del puerto de Villatoro donde los bloques del gabro se encuentran cementados por calcita que aparece también en multitud de fisuras de las zonas inmediatas. En la Cruz de Gorria

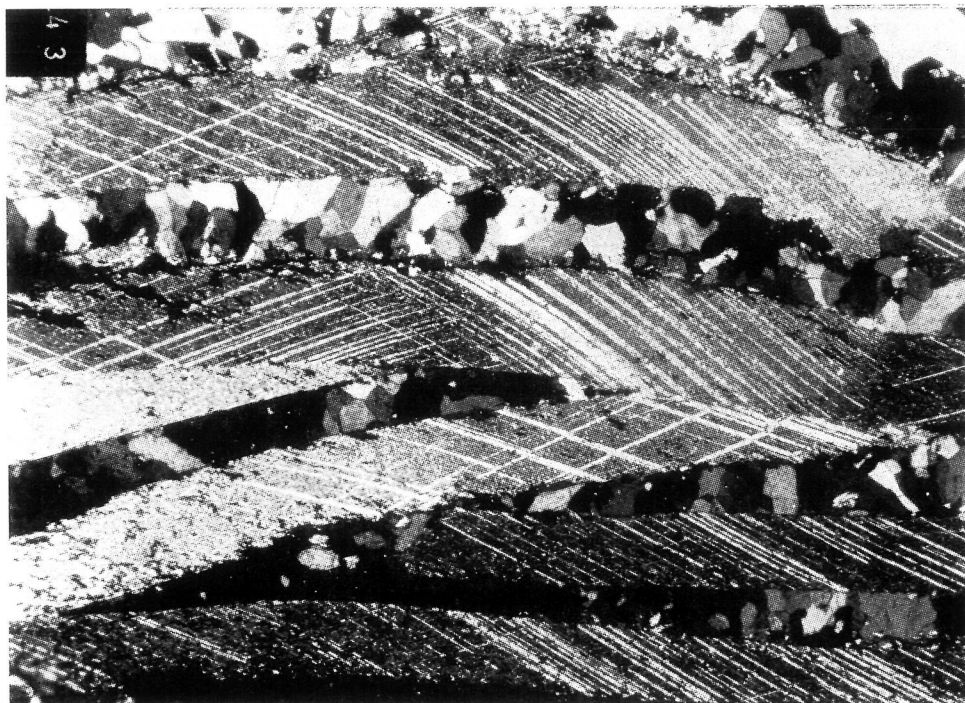


FIG. 4

Intercrecimiento de cuarzo y calcita como productos de alteración en el gabro en la Cruz de Gorria. N+, D × 50

la masa de calcita forma un lentejón alargado en el mismo sentido del dique. Es de carácter hojoso y en el microscopio aparecen láminas paralelas de calcita separadas por otras de cristales de cuarzo con elongación perpendicular a las láminas (figura 4) de calcita lo que demuestra que la movilidad de la sílice ha sido simultánea, o posterior, a la del carbonato.

Muy interesante es la presencia de un agregado cuarzo-mirmequítico que forma filoncillos atravesando a la masa básica. Generalmente presenta un alto grado de alteración y se han localizado en Casas del Puerto con disposición horizontal o subhorizontal y en los puntos citados anteriormente. También aparece en el corte nuevo de la carretera a Garrovillas muy lejos de nuestra zona. La formación más espectacular está al norte de Sanchorreja con unos 10 m. de potencia, vertical y paralela a los bordes del dique (figura 5).



FIG. 5

Formación del agregado cuarzo-mirmequítico en el centro del dique básico

Presenta textura granoblástica de grano fino con el cuarzo en cristales redondeados formando mirmequitas alrededor de los feldespatos que aparecen hemimórficos y casi totalmente coalinitizados. También hay algo de sericita y calcita como productos de alteración. Como fémico sólo aparecen algunas laminillas de biotita. Aparece también epidota y agujas pequeñas de apatito.

Esta composición mineralógica muestra gran disparidad con la del gabro y hasta cierto punto se asemeja más a las rocas encajantes pero sin ningún género de dudas es intrusiva y posterior al emplazamiento del dique básico. Por otra parte no hemos localizado estas intrusiones en las granodioritas inmediatas y únicamente el agregado mirmequítico citado antes aparece entre el gabro y la encajante. En los demás casos siempre está hacia el eje del dique básico.

CONCLUSIONES

Los datos más importantes a resaltar de todo lo que antecede son:

a) Queda demostrada y cartografiada la continuación del dique básico del Alentejo-Plasencia hasta su desaparición bajo el Terciario de la meseta, al NW de Avila. La longitud total desde el Atlántico es del orden de 500 Km. si bien no se ha localizado en algunos segmentos. Su potencia tiende en general a crecer desde el Alentejo a la provincia de Avila.

b) Ha sufrido efectos tectónicos posteriores a su emplazamiento con cortos desplazamientos, o procesos de trituración por los sistemas N-30-35 E y E-W. El primero de ellos se ha producido o rejugado posteriormente a la sedimentación del terciario de Monsalupe.

c) Posteriormente a su emplazamiento se ha introducido en su masa un agregado cuarzo mirmequítico que no se encuentra en las rocas encajantes del dique.

d) La composición mineralógica es similar a la descrita para otras partes pero la proporción de fémicos leucocráticos disminuye al mismo tiempo que aumenta el tamaño del grano llegando a una proporción de tendencia diorítica cuando se sobrepasan los 250 m. de potencia. También el carácter diabásico o gabroide es función de la distancia al borde.

e) Por la similitud en la composición mineralógica y el paso lateral e insensible de unas texturas a otras se deduce que la intrusión del magma tholeítico debió ser en un solo acto, dejando como es lógico aparte los filoncillos del agregado cuarzo mirmequítico.

BIBLIOGRAFIA

- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1963): *El dique diabásico del Norte de Extremadura*. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de Esp., n.º 69, pp. 43-78.
- (1965): *La continuación hacia el SW del dique básico de Plasencia (Cáceres)*. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de Esp., n.º 77.
- TEIXEIRA, C.; CANILHO, M. H. et LOPES, J. C. (1971): *Le grand dyke doléritique de L'Alentejo*. Bol. Geol. y Min., t. LXXXII, fasc. 3.º, 4.º, pp. 346-350.
- TÔRRE DE ASSUNÇÃO, C. F. (1949): *Sobre una intrusão dolerítica no Antracolítico do Baixo-Alentejo*. Bol. Soc. Port. de Ciencias Naturales, v. II, 2.ª ser., fas. 1. pp. 66-74.
- WALKER, F. (1940): *Differentiation of the Palisades diabase. New Jersey*. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 51, pp. 1059-1106.

(Reçibido el 9 - Octubre - 1973)

LOS GRANITOS APLÍTICOS DE NÓDULOS EN EL AREA BEJAR-BARCO DE AVILA (Salamanca-Avila)

J. M. UGIDOS MEANA*

RESUMEN.—El estudio de los granitos aplíticos de nódulos revela que están integrados por dos componentes de distinto significado petrológico. Por una parte los nódulos que representan la roca encajante afectada por fenómenos de retrogresión a escala de mineral y por otra el componente aplítico derivado de granitos biotíticos próximos.

SUMMARY.—The study of nodular aplitic granites shows that they are formed by two components of different petrological signification. Partly by nodules representing marginal rocks affected by retrogression processes to mineral scale and on the other hand by aplitic components derived from neighbouring biotite granites.

INTRODUCCION

Estos granitos se encuentran principalmente en las zonas de Puerto de Tornavacas, La Calzada de Béjar y Candelario-Becedas, localidad esta última donde anteriormente habían sido citados (GARCÍA DE FIGUEROLA, MARÍN BENAVENTE, 1959).

Sus características macroscópicas más importantes pueden resumirse en las siguientes:

- a) Se disponen en general según direcciones NE-SO y más raramente en pequeños "stocks" de contorno irregular.
- b) Su área de distribución está restringida a zonas de alto grado de metamorfismo que han sido posteriormente granitizadas (UGIDOS, 1973) y faltan por completo en facies marginales o de cúpula de otros granitos, así como en la roca regional afectada por metamorfismos de bajo grado.
- c) Dos conjuntos mineralógicos claramente distinguibles definen el aspecto de estos granitos. Por una parte los nódulos integrados mayoritariamente por minerales de tonos verdosos y pardo-verdosos que presentan una forma redondeada de tamaño variable entre 2,5 y 10 cm.

* Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias. Salamanca.

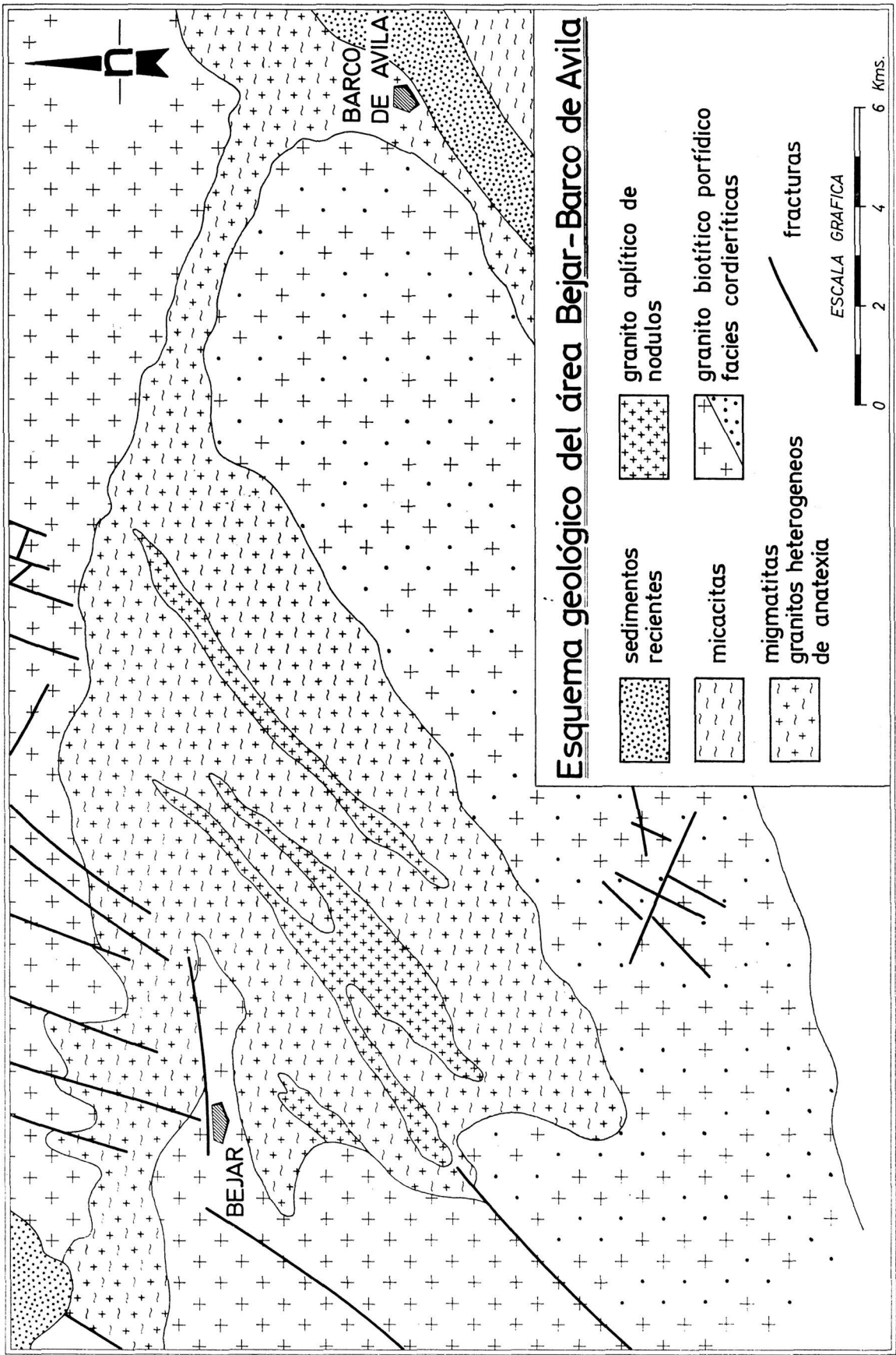


FIG. 1

La distribución de los nódulos no es en general homogénea y localmente pueden llegar a definir estructuras fluidales debido a su disposición elongada, aunque esto es más bien una excepción.

El otro conjunto mineralógico está constituido por minerales leucocráticos, cuarzo y feldespatos, entre los que es posible observar pequeñas proporciones de moscovita y biotita (clorita). El tamaño de grano que no suele ser superior a los 2 mm. y la mineralogía, son en todo semejantes a tipos aplíticos asociados a intrusiones graníticas.

En algunas ocasiones, además de los nódulos se encuentran enclaves de rocas micacítico-migmatíticas semejantes a las encajantes.

Características microscópicas

El estudio microscópico revela con mayor fuerza la neta separación entre los nódulos y el componente leucocrático de tal forma que puede establecerse, en general, un límite perfectamente definido entre ambos.

— Los nódulos: se caracterizan por presentar como minerales leucocráticos cuarzo y más raramente plagioclasas de pequeño tamaño y carácter totalmente anhedral.

Por lo que se refiere al cuarzo se presenta en granos totalmente xenomórficos de tamaños variables y formando un apretado mosaico con los minerales melanocráticos que proceden en su mayor parte de la retrogresión de cordierita a productos pinníticos y cloríticos.

Otro mineral cuantitativamente menos importante es la biotita que puede presentarse bien en los nódulos o bien incluida en el componente aplítico. En el primer caso se encuentra bien desarrollada y presenta las mismas características ópticas y texturales que en el caso de las migmatitas encajantes, siendo muy frecuente en vías de cloritización. Las biotitas incluidas en la masa aplítica tienen un desarrollo escaso, están muy corroídas y a veces alteradas a clorita con formación de esfena y rutilo.

Otros minerales asociados exclusivamente a los nódulos son:

— Sillimanita: en general, parcialmente transformada a moscovita por procesos secundarios. Normalmente se presenta en forma de pequeños prismas incluidos en las cordieritas.

— Granate: solamente han podido localizarse dos ejemplares de este mineral, incluidos en cordieritas alteradas. Tienen escaso desarrollo y tendencia idiomórfica. Probablemente representan un relictos de una mineralogía anterior a la formación de las cordieritas.

— Andalucita: frecuente en formas totalmente irregulares y parcialmente transformada en moscovita se encuentra a menudo en relación con los pro-



FIG. 2

Aspecto general de los granitos aplíticos de nódulos

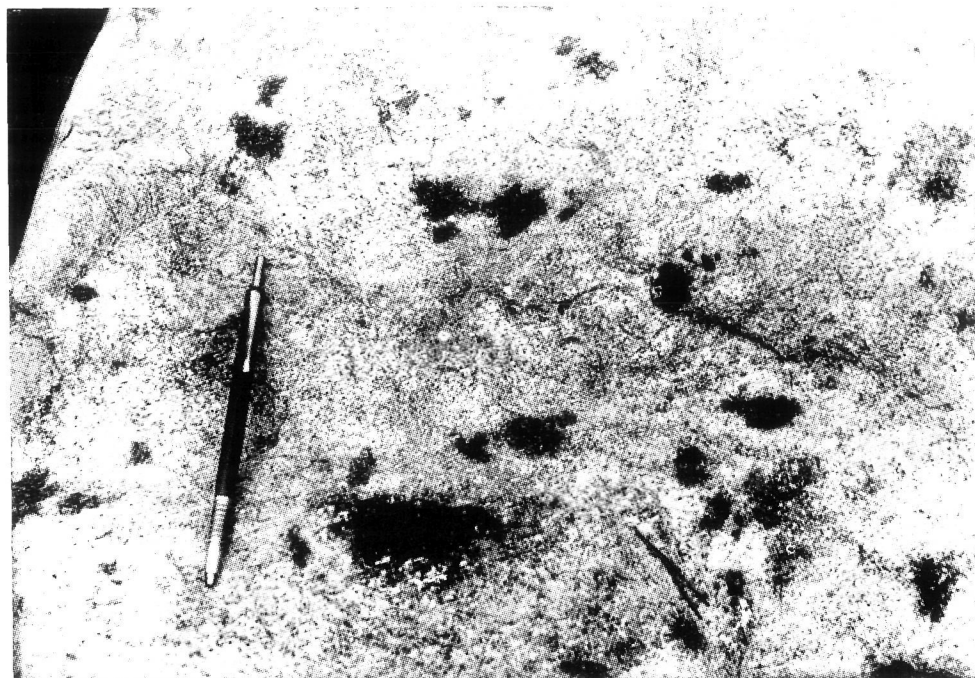


FIG. 3

Detalle de la anterior

ductos de alteración de la cordierita. No puede señalarse con seguridad que la andalucita sea uno de los minerales producidos en la citada alteración. Sin embargo, el hecho de que aparezca únicamente en los nódulos en los que predominan los productos pinnítico-cloríticos y el que no se encuentre en las rocas anatócticas migmatíticas encajantes cuando la cordierita no está transformada, parece apoyar la idea señalada.

— El componente aplitico: está integrado por cuarzo, plagioclasas y feldespato potásico como minerales mayoritarios y también moscovita en láminas poco desarrolladas. A veces se encuentra también biotita pardo-rojiza más o menos cloritizada (pennina y vermiculita).

Pueden reconocerse varios tipos de cuarzo:

— Cuarzo I: en forma de gotas, se encuentra generalmente dentro de las plagioclasas, tiene tendencia subhedral.

— Cuarzo II: es el más abundante y se caracteriza por su hábito totalmente irregular y extinción generalmente ondulante. Cuando se presenta en contacto con otros minerales es notable la corrosión ejercida sobre los mismos, especialmente en el caso de biotita y plagioclasas cuyos bordes generalmente cóncavos están ocupados por este tipo de cuarzo.

— Cuarzo III: asociado a fenómenos de moscovitización del feldespato potásico disponiéndose con la moscovita de un modo anastomosado.

— Plagioclasas: no existe más que una generación de las mismas y se caracterizan por su hábito irregular debido a la corrosión y por el estado más o menos avanzado de alteración a sericita. No se encuentran zonadas por lo que esta alteración tiene lugar de un modo uniforme por todo el mineral.

— Feldespato potásico: no es muy abundante y se presenta en cristales generalmente anhedrales englobando cuarzo y plagioclasas.

— Minerales accesorios: es notable la casi total ausencia de los mismos en el componente aplitico que sólo ocasionalmente presenta topacio y a veces turmalina, faltando por completo minerales metálicos y apatito.

Únicamente en los nódulos o bien en las biotitas que se encuentran tanto en uno como en otro componente es frecuente el circón y en menor proporción esfena y rutilo.

Dadas las peculiares características de estos granitos, la solución de su génesis está en admitir como elementos integrantes del mismo dos componentes de distinto valor genético, explicables únicamente si se consideran conjuntamente todos los aspectos petrográficos y petrológicos de la zona estudiada. Así, pueden establecerse tres puntos básicos para la discusión acerca



FIG. 4

Relación textural entre cordierita y cuarzo, frecuente en las migmatitas encajantes. N. C. $\times 40$



FIG. 5

Relación textural semejante a la anterior, con la cordierita totalmente transformada; típica de los nódulos de los granitos aplíticos. L. N. $\times 40$

de las condiciones petrogenéticas que han llevado a la formación de estos granitos.

a) Los nódulos presentan una serie de propiedades que los hacen equiparables de todo punto al nesome de las migmatitas que forman parte del encajante así como a las granodioritas cordieríticas asociadas a la migmatización (UGIDOS, *in press*), tanto mineralógica como texturalmente.

b) Es patente la semejanza entre el componente aplítico de estos granitos y las aplitas asociadas a los últimos estadios de la evolución de batolitos graníticos.

En el caso aquí estudiado es evidente la presencia de granitos en niveles inferiores, tal como puede deducirse de la cartografía.

c) La dirección casi constante NE-SO en los afloramientos de estos granitos indica su relación con fracturas o zonas de debilidad según los sistemas de fallas predominantes en esta zona.

El ascenso de fluidos hidrotermales a través de algunas de estas fracturas ha sido la causa principal condicionante de la formación de los granitos aplíticos, representando los nódulos restos de la roca encajante a través de la cual ha tenido lugar la intrusión de los citados fluidos.

Desde un punto de vista petrogenético son de destacar los siguientes puntos, en apoyo de la anterior interpretación:

a) La gran importancia que la mayor parte de los autores conceden a la fase gaseosa por lo que se refiere a la formación de rocas aplíticas (LUTH, 1969), siendo un hecho comprobado la alta solubilidad de la sílice y álcalis en las fases vapor (MOREY-HESSELGESSER, 1952; TUTTLE-BOWEN, 1958; LUTH-TUTTLE, 1969) y que la cantidad de material disuelto es función de la presión. Así, a 10 Kbars de presión, la fase vapor en relación con un magma granítico puede contener hasta un 10 % del mismo (LUTH-TUTTLE, *op. cit.*) y a más bajas presiones el vapor cambia su composición hacia términos más ricos en sílice, disminuyendo notablemente la solubilidad.

b) Del conjunto metamórfico de todo el área se deduce que las condiciones bajo las cuales se ha desarrollado el metamorfismo han sido predominantemente de baja presión (UGIDOS, *op. cit.*), por lo que puede hablarse también de unas condiciones de baja presión para los fluidos hidrotermales.

En estas circunstancias, la composición de la fase vapor en cuanto a contenido en material disuelto, se aleja de valores próximos a una composición granítica para hacerse silíceo fundamentalmente y en menor proporción alcalina.

Otro factor con el que ha de contarse es la baja solubilidad de calcio, magnesio y P_2O_5 en las fases vapor hidratadas (TUTTLE-BOWEN, *op. cit.*) lo

cual explica probablemente la ausencia de apatito, mineral relativamente frecuente en los otros tipos graníticos no aplíticos de los que pueden proceder los fluidos hidrotermales.

CONCLUSIONES

Como conclusión de los aspectos considerados puede establecerse que el principal mecanismo formador de los granitos aplíticos de nódulos ha sido un fenómeno de migración y acumulación de fluidos con una importante fase gaseosa, que actuaron sobre rocas hiperalumínicas ricas en cordierita y sillimanita, produciendo en las mismas los efectos ya citados de alteración, corrosión, etc.

La persistencia de los nódulos es debida, sin duda, a la prácticamente nula solubilidad de magnesio, hierro y calcio en las fases vapor hidratadas. Por otra parte, el potasio fijado en los nódulos dio lugar a los aluminosilicatos potásicos, lo cual contribuyó aún más a disminuir la solubilidad (KENNEDY, 1955).

Por lo que se refiere al momento de formación de estos granitos, puede señalarse que debió de tener lugar en los primeros estadios de cristalización del granito biotítico próximo. La ausencia de minerales metálicos es un importante dato que apoya esta idea, pues según los diagramas de H. NEUMANN (in BARTH, 1962) estos minerales de relativamente poca solubilidad en la fase vapor hidratada se formarían en los estadios finales de la cristalización, en función de su coeficiente de distribución k ,

$$k = \frac{\text{solubilidad en el magma}}{\text{solubilidad en la fase vapor}}$$

ya que su solubilidad en la fase vapor es muy inferior a la de la sílice y álcalis, que predominan en los momentos iniciales.

BIBLIOGRAFIA

- BARTH, T. F. W. (1962): *Theoretical petrology*. 2nd. ed. John Wiley & Sons. New York.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARÍN BENAVENTE (1959): *Tres granitos diferentes al E de Béjar*. Est. Geol., V. XV, pp. 181-187.
- KENNEDY, D. M. (1955): *Some aspects of the role of water in rock melts*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, n.º 62. Crust of the Earth, pp. 489-504.

- LUTH, W. C. (1969): *The systems $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - SiO_2 and KAlSi_3O_8 - SiO_2 to 20 Kb and the relationship between H_2O content P_{H_2O} and P_{total} in granitic magmas.* Am. J. Sc. V. 267-A, Schairer Vol., pp. 325-342.
- LUTH, W. C. and TUTTLE, O. F. (1969): *The hydrous vapor phase in equilibrium with granite and granite magmas.* Geol. Soc. Am. Mem. n.º 115, Igneous and metamorphic Geology, pp. 513-549.
- MOREY, G. W. and HESSELGESSER, J. M. (1952): *The system H_2O - Na_2O - SiO_2 at 400°C.* Am. J. Sc. Bowen volume, pp. 343-371.
- TUTTLE, O. F. and BOWEN, N. L. (1958): *Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - $H_2\text{O}$.* Geol. Soc. Am. Mem., n.º 74.
- UGIDOS, J. M. (1973): *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres).* Tesis. Salamanca.
- (i.l.): *Estudio del metamorfismo en el área Plasencia-Barco de Avila.*

(Recibido el 15 - Octubre - 1973)

FIJACION DE ELEMENTOS TRAZAS POR LA FRACCION ARCILLA EN SUELOS DE LA PROVINCIA DE SALAMANCA

A. GARCÍA SÁNCHEZ*

J. SAAVEDRA ALONSO*

RESUMEN.—Se hace un estudio en distintos tipos de suelos del sur de la provincia de Salamanca sobre la retención de elementos trazas por la fracción arcilla. Los resultados ponen de manifiesto que esta retención es alta para la mayoría de los elementos considerados. A lo largo del perfil la retención viene determinada por la mineralogía de dicha fracción.

SUMMARY.—A study of the fixation of trace elements in the clay fraction of several soil types of the Salamanca province is made in this paper. The results show that this fixation is high for most of the involved elements. The fixation is determined by the mineralogical composition of the clay fraction along the profile.

INTRODUCCION

El grado con que un mineral puede fijar un elemento traza depende de numerosos factores, tales como radio, carga, poder polarizante, número de coordinación, medio químico de formación, estructura del mineral, etc. Refiriéndose más concretamente a los minerales arcillosos, muchos autores han señalado la gran capacidad de retención de estos minerales, con respecto a tales elementos, BUTLER (1953), McLAUGHLIN (1957), DOBROVOL'SKIY (1960), TOOKER (1963), BORCHARDT y cols. (1971). También se considera que el factor determinante en el poder de fijación de la fracción arcilla de un suelo es la naturaleza mineralógica de ésta. Pero son muchos los mecanismos implicados en la sorción de los microelementos por las arcillas. Principalmente se consideran: la sustitución isomórfica por otro elemento mayor de parecidas constantes cristalógicas en coordinación octaédrica, la retención interlaminar como cationes de cambio, la absorción superficial y la oclusión formando parte de los geles de óxidos e hidróxidos presentes en las arcillas, principalmente de hierro y manganeso.

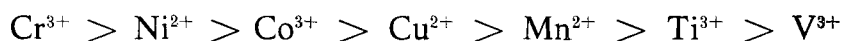
* Centro de Edafología del C.S.I.C. de Salamanca. Departamento de Mineralogía, Universidad de Salamanca.

Con respecto al primer punto las sustituciones isomórficas son más comunes para los minerales del grupo de la montmorillonita que los del caolín, ROLFE y cols. (1960). Las sustituciones isomórficas del Al en coordinación octaédrica por otros cationes tales como Fe^{+++} , Fe^{++} , Mg^{++} , Mn^{++} , etc., y del Si por Al en coordinación tetraédrica, originan un exceso de carga negativa en la red que determina la capacidad de cambio del mineral, ROSS y HENDRICKS (1945). Esta capacidad de cambio también es mayor para la montmorillonita que para la caolinita, HAWKES y WEBB (1962). Para MITCHELL (1959) es la capacidad de cambio el factor primordial en la retención de los microelementos por las arcillas. ELGABALY (1950), NELSON y MELSTED (1955), BANERJEE y cols. (1953), HATHAWAY (1956), HODSON y TILLER (1960), HODSON (1960), etc., consideran dos formas de retención, una no cambiante, por introducción del catión en la red en coordinación octaédrica y otra cambiante por retención más débil. HODSON (1963) piensa que es la absorción superficial, externa al mineral, el principal factor implicado en la fijación de elementos trazas. MENZEL y JACSON (1950) sugieren lo mismo, únicamente para el Cu^{++} . La meteorización química provoca defectos estructurales en las superficies basales externas favoreciendo su capacidad de absorción. Parece ser que este fenómeno es más acentuado en la caolinita que en la montmorillonita.

GONZÁLEZ GARCÍA y GARCÍA GÓMEZ (1964), concretamente para el cobalto, indican que la mayor proporción se encuentra formando parte los geles de óxidos e hidróxidos presentes en las arcillas. También hay que considerar en este fenómeno las ideas de DE VORE (1955) sobre la oclusión de los microelementos en los defectos estructurales de la red. Para un mineral arcilloso determinado, son las propiedades químicas del catión implicado en el fenómeno las que determinan su mayor o menor retención. Para los alcalinos y alcalinotérreos es la energía de hidratación del ión la que determina su selectiva retención como catión de cambio. Baja energía de hidratación conduce a una mayor fijación, SAWHNEY (1972).

Para los elementos de transición (1.^a serie), BURNS (1970), aplica la teoría del campo cristalino a los fenómenos de retención de estos metales en las redes cristalinas en aquellas posiciones con coordinación octaédrica. Considera la energía de activación del campo cristalino, originada por el desdoblamiento de los orbitales 3d, en dos estados, uno de triple degeneración (t_{2g}) y otro de doble degeneración (e_g), debido a la acción de un campo eléctrico octaédrico. La fijación de un metal de transición, retenido en la red del mineral arcilloso en coordinación octaédrica, dependerá de la facilidad con que una molécula de agua (o cualquier otro anión en disolución) pueda aproximarse al catión, para formar un complejo de número de coordinación siete. Esta facilidad será mayor si cualquiera de los tres orbitales t_{2g} , de más baja energía que los e_g , y en dirección de las diagonales de los ejes cristalográ-

ficos está vacío. También lo es si las diferencias de energías de activación entre la coordinación 6 y la coordinación 7 (octaedro y bipirámide pentagonal) son mínimas. Considerando las energías de activación para estas dos coordinaciones y para los dos tipos de campos, fuerte y débil, dadas por BASOLO y PEARSON (1958), se deduce la siguiente secuencia de retención (resistencia a la hidrólisis):



En este trabajo se estudia la acumulación y distribución a lo largo del perfil en la fracción arcilla de varios elementos trazas, en diversos suelos de la provincia de Salamanca.

Además de todas las consideraciones anteriores se tienen en cuenta los factores edáficos principalmente. Se han elegido suelos de distintos tipos y con diferentes condiciones de formación. Los datos utilizados que no pertenecen estrictamente a la fracción arcilla figuran en el trabajo de GARCÍA SÁNCHEZ (Tesis doctoral, en preparación).

TECNICAS DE ESTUDIO

Las muestras de suelos se desecaron al aire y se tamizaron a tamaño de grano menor de 2 mm.

Para la obtención del porcentaje de fracción menor de 2 micras, se utilizó el método de la pipeta, utilizando como dispersante mezcla de polimetafosfato sódico y carbonato sódico.

En la extracción de la fracción arcilla se trató previamente la muestra con agua oxigenada, para la eliminación de materia orgánica, en tratamientos sucesivos. Posteriormente se realizó la extracción por agitación de suspensiones al 50 % en agua, con amoníaco como agente dispersante. Se dejó sedimentar durante ocho horas y se sifonó hasta una profundidad de 10 cm., desecando finalmente a 60°C.

Los análisis químicos de los elementos trazas en esta fracción, se realizaron siguiendo el método de SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ (1972).

Por difracción de Rayos X se obtuvieron los siguientes diagramas:

- a) de polvo, de la fracción arcilla obtenida como se citó anteriormente y molida a tamaño de grano inferior a 50 micras.
- b) de agregados orientados, por evaporación a sequedad a 60°C de suspensiones al 2 %.
- c) de agregados orientados tratados con glicerol.

Los resultados obtenidos figuran en las tablas 1 y 2.

Las arcillas detectadas se presentan en orden decreciente de abundancia. Esta concentración relativa se ha obtenido considerando las áreas de los picos de difracción corregidas mediante la utilización de algunos factores (SCHULTZ, 1964). También se obtuvieron las curvas de análisis térmico diferencial para las muestras que se estimó conveniente.

CARACTERISTICAS DE LOS SUELOS UTILIZADOS

Para este estudio se han elegido nueve perfiles, todos ellos desarrollados sobre diversos tipos de rocas del basamento antemesozoico de la provincia de Salamanca. Su descripción, características físicas y químicas y clasificación se detallan en el trabajo antes citado de GARCÍA SÁNCHEZ. Unicamente se aludirán aquí a algunas de sus características más relacionadas con los fines de este trabajo.

Los perfiles n.º 1, 2, 3 y 4 están desarrollados sobre granitos. Todos ellos en zona llana o en vaguada. La topografía es la que condiciona principalmente su tipología. Aunque no pueden considerarse estrictamente como suelos gley, es común para todos ellos, el presentar un drenaje muy dificultoso, depósitos de reducción y en la fracción arcilla minerales del grupo de la montmorillonita (en este punto son los únicos desarrollados sobre granitos de la región con este mineral). Pueden considerarse como tierras pardas gleyzadas. Es de señalar también que para un perfil determinado, la mayor abundancia de la montmorillonita está en profundidad.

El perfil n.º 5, corresponde a un suelo desarrollado sobre un granito más cálcico que los correspondientes a los demás suelos utilizados en este estudio (SAAVEDRA y GARCÍA SÁNCHEZ, 1973). La topografía es mucho más accidentada que en los casos anteriores (pendiente del 15 %). Es un suelo muy poco evolucionado. En su fracción arcilla sólo se han detectado ilita y clorita y/o vermiculita. Se le puede considerar como ranker subhúmedo.

Los perfiles n.º 6 y 7, presentan una tendencia hacia la podsolización. Su tipo de humus es moder, tienen gran acidez, y la fracción de ácidos fúlvicos es importante, condicionando la génesis de arcillas de forma distinta a los demás (GARCÍA SÁNCHEZ y cols. 1973). La característica más importante de su fracción arcilla es la presencia de gibsita, cuya concentración aumenta con la profundidad, en estos perfiles.

El perfil n.º 8 está desarrollado sobre cornubianitas. Aquí el clima es mucho más cálido que en los restantes. Su desarrollo es muy potente (4 ó 5 metros de profundidad) y el arrastre es evidente, por lo que se le puede considerar como vega parda.

Finalmente el perfil n.º 9, corresponde a un suelo desarrollado sobre pizarras, en una zona de topografía suave, sin posibilidad de arrastre de otros materiales litológicos distintos. Es un suelo delgado (profundidad inferior a 1 metro). Gran parte de su mineralogía arcillosa es heredada. Su tipología es: tierra parda meridional.

INTERPRETACION Y DISCUSION

Para la interpretación de los datos de los análisis químicos de las fracciones granulométricas de un suelo se han propuesto varios coeficientes o índices de concentración y distribución. Por ejemplo, CONNOR y cols. (1956), proponen el cociente entre la concentración de un elemento dado en la fracción arcilla del horizonte A o B por la concentración de ese elemento en el horizonte C (en todo él). Puesto que las variaciones edáficas ocurren a partir del horizonte C (éste es únicamente una meteorización físico-química de la roca madre) parece ser que este coeficiente será un índice solamente parcial de la meteorización y formación del suelo. SHORT (1961) propone como índice de concentración la relación entre la concentración de un elemento en una fracción granulométrica de un determinado horizonte, por la concentración en el suelo total para ese horizonte. Puesto que no considera el porcentaje de fracción arcilla en el horizonte, ni la contribución de dicha fracción a la concentración del elemento en la muestra total del horizonte, en este trabajo utilizaremos el siguiente índice de acumulación:

$$\frac{(X)_{AH}}{(X)_H - \% A_H \cdot (X)_{AH}}$$

$(X)_{AH}$: concentración del elemento X en la fracción arcilla de un determinado horizonte H.

$(X)_H$: concentración del elemento X en el horizonte H.

$\% A_H$: porcentaje de arcilla en el horizonte H.

Este índice tiene un poder dispersivo mucho mayor que los anteriores, acusándose más fuertemente cualquier enriquecimiento o empobrecimiento de un elemento en esta fracción arcilla.

Los índices de acumulación obtenidos según este procedimiento, se presentan en la tabla 3.

En dicha tabla se observa que el conjunto de valores del índice de acu-

mulación en la fracción menor de 2 micras (en cuyo fenómeno están implicados todos los procesos de la meteorización, geoquímicos y edáficos) indican una acumulación más o menos acentuada de todos los elementos en dicha fracción, exceptuando vanadio y fósforo.

También se deduce el siguiente orden de retención por las arcillas, de mayor a menor:

$$\text{Ni} > \text{Co} > \text{Pb} > \text{Cu} > \text{Zn}, \text{Mn} > \text{P}, \text{V}$$

No concuerda en nada con lo propuesto por MITCHELL (1959), pero sí perfectamente en lo que se refiere a los elementos de transición, con las deducciones teóricas de BURNS (1970), utilizando como base las energías de activación del campo cristalino.

De una forma general se advierte que el índice de acumulación crece con la profundidad, presentando un valor máximo en el horizonte inferior, roca meteorizada (arenización), donde al parecer los procesos edáficos no han actuado, al menos intensamente. En este horizonte la capacidad receptiva para con los elementos traza parece ser exclusiva de la fracción arcilla. Esta es prácticamente la única fracción del horizonte, de neoformación, puesto que los porcentajes de fracción orgánica son despreciables y los demás minerales son los mismos de la roca madre ligeramente meteorizados. Parece ser que están implicados en el fenómeno dos mecanismos: o bien son lixiviados de horizontes superiores, o son liberados de los minerales primarios en los procesos iniciales de meteorización, lo que supone una gran movilidad, puesta ya de manifiesto en diversos trabajos de alteración experimental, GOÑI (1964), etcétera, debida a su débil retención como elementos fisurales.

Los elementos P y V, de potencial químico elevado, tienen gran facilidad para formar aniones complejos solubles. Su movilidad en los procesos geoquímicos exógenos, es en general, elevada. De aquí que no presenten una tendencia a la acumulación en la fracción arcilla de estos suelos, producto final de la meteorización. Para el fósforo hay que considerar también su acumulación tan acusada por las plantas. Aunque todos los suelos estudiados son predominantemente naturales, en general, es manifiesta la acción del pastoreo y desforestación, por lo que el proceso del fósforo es irreversible, con su empobrecimiento paulatino en los perfiles. En algunos suelos hay una acumulación en superficie, probablemente debido a la acumulación de restos vegetales.

El manganeso presenta un carácter muy complejo, debido a su gran facilidad de oxidación y reducción en los suelos. En un medio reductor se encuentra como Mn^{++} , con un comportamiento semejante a los demás elementos divalentes de transición. Su movilidad en este caso es más grande que

en medio oxidante, donde precipita como dióxido de manganeso muy poco soluble.

Considerando separadamente los suelos, agrupados según las características de la roca madre y demás factores edafológicos de formación, encontramos que estos últimos tienen una participación muy importante en los procesos de acumulación por la fracción arcilla.

Los perfiles n.º 1, 2, 3 y 4 desarrollados sobre granitos, y como se indicó anteriormente, con un carácter gleyzado, y presencia de minerales arcillosos del grupo de la montmorillonita. El porcentaje de arcilla total, el de montmorillonita y los índices de acumulación, todos ellos crecen con la profundidad, presentando los máximos valores en los horizontes de gleyzación. Parece ser que esta acumulación de elementos en estos tipos de suelos, viene condicionada principalmente por la montmorillonita, con su mayor capacidad de cambio de cationes y su facilidad para el isomorfismo, así como también por el drenaje restringido y ambiente reductor en algunos casos, que disminuyen la movilidad de estos iones. Para el vanadio, en general no se observa acumulación como se dijo anteriormente de forma general, pero sí se advierte un ligero incremento en profundidad, debida probablemente al carácter reductor que permitiría las sustituciones isomórficas de V^{3+} , en coordinación octaédrica. En los casos de ambiente oxidante cabría esperar una mayor movilidad de V^{4+} y V^{5+} o incluso de aniones complejos. Un punto de interés es el fósforo. En el perfil n.º 4, hay un descenso de su concentración con la profundidad. Como tampoco se aprecia acumulación en el mismo perfil parece clara la acción antropológica, talas de bosques y posterior dedicación al pastoreo, lo que acarrea una pérdida constante de este elemento en el suelo.

Los perfiles n.º 6 y 7 también desarrollados sobre granitos, tienen como característica primordial su tendencia hacia la podsolización (criptopodssoles). La naturaleza de la roca madre, granito leucocrático de grano fino y tendencia alcalina, su pluviosidad abundante y su topografía accidentada condicionan un proceso edáfico muy distinto al anterior, con la génesis de gibsita como mineral arcilloso más característico. En ellos el porcentaje de gibsita crece con la profundidad, por el contrario el porcentaje global de arcillas así como el de illita y clorita y/o vermiculita desciende. Como los índices de acumulación en general aumentan hacia la superficie parece ser que son estos últimos minerales citados, los implicados principalmente en la retención de los microelementos. Encontramos una cita bibliográfica, MUÑOZ TABOADELLA y RAMÍREZ MUÑOZ (1953), que indica una concentración alta de Zn en gibsita; sin embargo, en el perfil n.º 6, claramente se observa la disminución del índice de acumulación del Zn con el aumento del porcentaje de gibsita; en el perfil n.º 7 no se aprecia variación notable para el índice del Zn. De todas

formas en estos suelos (criptopodsólicos) probablemente es la materia orgánica (fracción fúlvica) la que debe condicionar sobre todo la dinámica de los elementos trazas en el perfil.

El perfil n.º 5 también desarrollado sobre granitos, está poco evolucionado (ranker), las variaciones en los índices de acumulación son pequeñas, siendo de resaltar únicamente cierta acumulación en el horizonte intermedio, (B), correspondiendo también a una mayor proporción en fracción arcilla.

En el perfil n.º 8 (vega parda) con la presencia de montmorillonita, además creciente en profundidad, se pone de manifiesto un aumento de los índices de acumulación paralelamente a ella. En este perfil se observa una acumulación de fósforo en superficie, debida claramente a la acumulación de restos vegetales, dado que en este caso (monte bajo, jaras) la acción antropológica es muy escasa.

Finalmente en el perfil n.º 9, desarrollado sobre pizarras, delgado y poco evolucionado, los minerales arcillosos son principalmente heredados y la influencia edáfica en la distribución de los elementos trazas es muy pequeña. Cabe destacar cierta acumulación en el horizonte intermedio. Es el único perfil de los estudiados que presenta alguna acumulación de vanadio en la fracción arcilla. Estas pizarras, material originario de perfil, son ricas en materia orgánica. La gran afinidad geoquímica del vanadio por la materia orgánica, SZILAY and SZILAGYI (1966), y el carácter heredado de la fracción arcilla de este perfil pueden ser la causa de su acumulación.

CONCLUSIONES

En general, considerando los diversos tipos de suelos estudiados, se aprecia en todos ellos una acumulación en la fracción arcilla de los distintos horizontes del perfil, de los elementos trazas considerados, con la excepción de vanadio y fósforo. La secuencia de retención observada parece concordar perfectamente con las ideas de BURNS sobre la resistencia a la hidrólisis de los elementos de transición presentes en los silicatos. También se advierte en la mayoría de los suelos un aumento de la acumulación en la fracción arcilla con la profundidad, que en general se debe a las arcillas del tipo montmorillonita cuyo porcentaje, cuando está presente en el perfil, crece también con la profundidad.

Este fenómeno está emparejado igualmente con los drenajes impedidos y ambiente reductor (suelos gleyzados). Por el contrario, en los perfiles con tendencia a la podsolización la acumulación se presenta hacia la superficie, inversamente a como lo hace el porcentaje de gibsita, presente en este tipo de suelos.

Perfil	Profundidad cm.	Cu	Pb	Zn	MnO	Co	Ni	V	P ₂ O ₅
1	0-30	11,3	31	78	680	5,0	68	50	900
	30-85	14,0	42	100	860	7,2	85	85	760
	85	15,3	40	115	520	6,5	80	80	600
2	0-10	20,0	22	100	495	3,5	42	105	2000
	10-60	18,5	26	104	910	12,8	58	90	2500
	60	17,4	31	106	390	9,6	30	80	1800
3	0-15	13,5	19	76	230	6,0	80	100	380
	15-70	20,3	24	122	450	7,2	72	85	300
	70	21,2	23	100	340	6,8	65	75	300
4	0-10	12,9	28	88	550	6,7	30	80	400
	10-60	18,5	31	163	1053	5,8	60	85	320
	60	24,2	37	119	380	16,6	42	100	200
5	0-10	19,3	44	161	2260	6,7	85	75	1200
	10-40	18,5	38	170	1750	7,7	80	80	1000
	40	16,3	20	160	1400	8,0	76	100	880
6	0-50	26,0	45	330	400	12,0	50	75	2000
	50-75	25,0	42	350	400	14,0	40	70	1800
	75	20,5	40	374	416	10,1	45	70	2000
7	0-40	14,6	42	116	1230	5,5	75	70	2800
	40-56	12,1	41	110	660	5,8	68	70	1200
	65	8,0	46	50	330	8,8	56	80	2800
8	0-40	40,8	28	200	2400	8,5	92	155	800
	40-200	51,0	26	231	1426	23,3	98	160	920
9	0-15	40,8	44	180	2560	6,7	110	200	3200
	15-35	37,5	39	168	1033	8,0	105	140	900
	35	35,7	42	168	1160	18,0	105	140	800

TABLA 1

*Concentración de elementos trazas en la fracción arcilla
(expresada en p.p.m.)*

Perfil	Profundidad cm.	% Arcilla	Minerales arcillosos encontrados			
1	0-30	8,5	M.	I.	K.	
	30-85	10,6	M.	I.	K.	
	85	15,7	M.	K.	I.	
2	0-10	13,0	I.	K.	M.	
	10-60	15,7	I.	K.	M.	
	60	25,6	I.	K.	M.	
3	0-15	13,0	K.	M.	CV.	I.
	15-70	12,5	K.	M.	CV.	I.
	70	23,6	M.	K.	I.	CV.
4	0-10	11,2	M.	K.	I.	
	10-60	12,8	M.	K.	I.	G.
	60	14,4	M.	K.	I.	G.
5	0-10	9,7	I.	CV.	K.	
	10-40	10,8	I.	K.	CV.	
	40	8,8	I.	K.	CV.	
6	0-50	7,3	I.	K.	CV.	G.
	50-75	10,0	G.	K.	I.	CV.
	75	6,0	G.	K.		
7	0-40	14,3	I.	K.	G.	
	40-65	11,8	K.	G.	I.	
	65	6,0	G.	K.	I.	
8	0-40	16,7	M.	K.	I.	
	40-200	20,1	M.	K.	I.	
9	0-15	13,2	I.	K.	CV.	M.
	15-35	14,1	I.	K.	CV.	M.
	35	14,0	I.	K.	M.	CV.

I. = ilita
K. = caolín
M. = montmorillonita
CV. = clorita y / o vermiculita
G. = gibsitita

TABLA 2

*Porcentaje de fracción arcilla y minerales de dicha fracción en orden
decreciente de abundancia*

Perfil	Profundidad cm.	Cu	Pb	Zn	MnO	Co	Ni	V	P ₂ O ₅
1	0-30	1,5	4,2	1,2	1,2	3,1	7,4	1,6	1,2
	30-85	2,8	5,5	1,8	2,0	4,1	24,3	1,2	2,3
	85	3,1	7,0	1,4	1,6	3,3	16,6	1,3	0,8
2	0-10	1,3	1,4	1,1	1,1	6,3	20,6	1,0	1,6
	10-60	1,7	2,6	1,3	2,5	8,5	65,0	1,2	1,6
	60	2,6	15,0	1,8	1,5	24,0	90,0	2,0	2,4
3	0-15	1,8	1,6	1,2	3,2	1,6	22,2	1,0	1,0
	15-70	1,5	2,6	1,4	1,8	2,7	36,0	1,5	0,8
	70	3,0	5,0	2,1	1,5	2,1	98,5	1,5	0,7
4	0-10	1,2	1,6	1,2	1,6	8,9	56,0	0,9	1,1
	10-60	1,0	1,9	4,1	2,5	4,6	45,5	1,5	0,6
	60	1,8	6,5	1,5	0,8	14,9	93,3	2,0	0,3
5	0-10	3,7	2,8	2,6	3,9	7,8	17,8	0,9	0,8
	10-40	3,7	4,8	3,8	8,2	4,6	33,9	1,3	1,0
	40	3,6	3,2	3,2	4,2	6,1	18,8	1,7	0,8
6	0-50	4,7	1,8	7,6	2,3	10,6	5,3	1,8	1,2
	50-75	7,1	7,2	5,3	6,6	12,7	5,0	1,3	2,9
	75	2,8	4,1	3,1	1,5	10,0	3,9	1,7	1,3
7	0-40	2,9	2,3	1,7	1,9	7,6	32,8	1,1	4,6
	40-65	2,2	2,4	1,7	3,0	4,4	17,1	1,2	2,6
	65	3,0	6,3	1,1	3,4	3,5	7,3	1,4	4,4
8	0-40	2,1	2,1	2,6	3,0	14,6	10,6	1,3	4,8
	40-200	2,7	5,4	4,9	2,8	28,4	75,3	1,4	2,2
9	0-15	4,3	13,8	2,2	5,5	10,8	20,1	5,9	4,7
	15-35	5,1	8,6	2,5	6,7	4,3	52,5	4,0	1,6
	35	4,7	6,8	2,4	5,5	12,2	35,0	3,6	1,6

TABLA 3

Indices de acumulación en fracción arcilla

BIBLIOGRAFIA

- BANERJEE, D. K.; BRAY, R. H. and MELSTED, S. W. (1953): *Some aspects of the chemistry of cobalt in soils*. Soil Sci., 75, 421-431.
- BASOLO, F. and PEARSON, R. G. (1958): *Mechanisms of Inorganic Reactions*. J. Wiley and Sons, New York.
- BORCHARDT, G. A.; HARWARD, M. E. and KNOX, E. G. (1971): *Trace element concentration in amorphous clays of volcanic ash soils in Oregon*. Clays and Clay Miner., 19, 375-382.
- BURNS, R. G. (1970): *Mineralogical Applications of Crystal Field Theory*. Cambridge University Press. Cambridge.
- BUTLER, J. R. (1953): *The geochemistry and mineralogy of rock weathering. I. The Lizard area, Cornwall*. Geochim. Cosmochim. Acta, 4, 157-163.
- CONNOR, J.; SHIMP, N. F. and TEDROW, J. C. F. (1957): *A spectrographic study of the distribution of trace elements in some podzolic soils*. Jour. Soil Sci., 83, 65-73.
- DE VORE, G. W. (1955): *The role of adsorption in the fractionation and distribution of elements*. J. of Geol., 63, 159-190.
- DOBROVOL'SKIY, V. V. (1960): *Microelements in several soils and soil-forming parent materials of Kazakhstan*. Soviet Soil Sci., V, 120-127.
- ELGABALY, M. M. (1950): *Mechanism of zinc fixation by colloidal clays and related minerals*. Soil Sci., 69, 167-173.
- GARCÍA SÁNCHEZ, A.; SAAVEDRA ALONSO, J. y SÁNCHEZ CAMAZANO, M. (1973): *Génesis de la gibsitita en suelos sobre granitos del Sistema Central, España*. Agrochimica (en prensa).
- GONZÁLEZ GARCÍA, F. y GARCÍA GÓMEZ, A. M. (1964): *Geoquímica del cobalto en los suelos de Andalucía Occidental. IV. Formas de cobalto y el de hierro, arcilla y manganeso*. An. Edaf. y Agrobiol., XXIII, 563-572.
- GOÑI, J. (1966): *Contribution a l'étude de la localisation et de la distribution des éléments en traces dans les minéraux et les roches granitiques*. Memoires du B.R.G.M., n.º 45, 68 pp.
- HATHAWAY, J. C. (1956): *Mixed-Layered Structures in Vanadium Clays*. Clays and Clay Miner. Proc. 4 Nat. Conf., 456-460.
- HAWKES, H. E. and WEBB, J. S. (1962): *Geochemistry in mineral exploration*. Harper & Row, New York.
- HODSON, J. F. (1963): *Chemistry of the micronutrient elements in soils*. Advan. in Agron., 15, 119-156.
- HODSON, J. F. and TILLER, K. G. (1960): *The location of bound cobalt on 2:1 layer silicates*. Clays and Clay Miner. Proc., 9 Nat. Conf., 404-411.
- MCLAUGHLIN, R. J. W. (1957): *Element partition in a Kaolinitic Clay*. Clay Min. Bull., 3, 184-188.
- MENZEL, R. G. and JACKSON, M. L. (1950): *Mechanism of sorption of hydroxy Cupric Ion by Clays*. Soil. Sci. Soc. Am. Proc., 15, 122-124.
- MITCHELL, R. L. (1959): *The geochemical and pedological distribution of trace elements in soils*. Pontificiae Academiae Scientiarum Scripta Varia, 14, 39-69.
- MUÑOZ TABOADELLA, M. y RAMÍREZ MUÑOZ, J. (1953): *Contribución al estudio de algunos elementos trazas en varios materiales arcillosos españoles*. An. Edaf. y Agrobiol., XII, 231-236.

- NELSON, J. L. and MELSTED, S. W. (1955): *The chemistry of zinc added to soils and clays*. Soil. Sci. Soc. Am. Proc., 19, 439-443.
- ROLFE, B. N.; MILLER, R. F. and MCQUEEN, I. S. (1960): *Dispersion Characteristics of Montmorillonite, Kaolinite and Illite Clays in Waters of Varying Quality, and Their Control with Phosphate Dispersants*. Geol. Surv. Prof. Paper, 334-G, 273 pp.
- ROSS, C. S. and HENDRICKS, S. B. (1945): *Minerals of the montmorillonite group. Their origin and relation to soils and clays*. Geol. Surv. Prof. Paper, 205-B, 79 pp.
- SAAVEDRA ALONSO, J. y GARCÍA SÁNCHEZ, A. (1972): *Método rápido de determinación de elementos mayores, menores y trazas en rocas y suelos*. An. Edaf. y Agrobiol., XXXI, 649-672.
- (1973): *Estudio geoquímico de algunos granitos de la provincia de Salamanca*. Bol. Geol. y Min. (en prensa).
- SAWHNEY, B. L. (1972): *Selective sorption and fixation of cations by clay minerals: a review*. Clays and Clay Miner., 20, 93-100.
- SHORT, N. M. (1961): *Geochemical variations in four residual soils*. J. of Geol., 69, 534-571.
- SCHULTZ, L. G. (1964): *Quantitative Interpretation of mineralogical composition from X-ray and Chemical Data for the Pierre Shale*. Geol. Surv. Prof. Paper, 391-C, 31 pp.
- SZALAY, A. and SZILAGYI, M. (1966): *The association of vanadium with humic acid*. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 1-6.
- TOOKER, E. W. (1963): *Altered Wallrocks in the Central Part of the Front Range Mineral Belt Gilpin and Clear Creek Countier, Colorado*. Geol. Surv. Prof. Paper, 439, 102 pp.

V A R I A

PONDERACION ECONOMICA DE LOS DIVERSOS METODOS DE INVESTIGACION DE YACIMIENTOS

Aplicación especial en el caso de los yacimientos de uranio

J. A. FERNÁNDEZ AMIGOT

Una vez localizada una anomalía sobre el terreno (yacimiento en potencia), se nos plantea el problema de cuantificar sus estimadores (mineral, metal y ley) para poder definir su rentabilidad. Si se trata de un yacimiento de tipo medio, la investigación deberá de ser muy cuidadosa pues sobre sus resultados puede pesar la responsabilidad de una programación importante y hay que evitar a toda costa el riesgo de ruina. En este sentido es conveniente calcular siempre que sea posible el error que se comete sobre los estimadores. Por otra parte los gastos realizados durante la investigación gravarán en una cantidad más o menos importante la tonelada de mineral extraído.

Podríamos definir la investigación de yacimientos como el arte de reconocer un máximo volumen con un mínimo de inversión para una precisión predeterminada sobre los estimadores.

Se desprende de esta definición que resulta imposible una formulación general que pueda resolver cuantos casos se presenten. Normalmente el geólogo encargado de la investigación, estudiará la misma en un punto muy concreto sobre el cual será el máximo conocedor de datos y el responsable en definitiva de las decisiones a tomar.

Indicamos a continuación algunas de las situaciones que se nos han presentado en la práctica y la solución que se les ha dado.

1.º COMPARACIÓN DE GASTOS DE INVESTIGACIÓN ENTRE SONDEOS DE TESTIGO Y LABORES MINERAS

Aunque cada yacimiento constituya un caso particular, la experiencia e imaginación del geólogo, unida a los datos proporcionados por las labores previas que se realizan en todo yacimiento, serán los datos base para la determinación aproximada de la geometría del yacimiento.

En cualquier caso compararemos el costo de la investigación por unidad de volumen reconocido en una y otra circunstancia.

Es necesario para una comparación de este tipo intuir aproximadamente la retícula de sondeos que resultará más adecuada para el objetivo perseguido, así como el futuro trazado minero si la investigación se hace por galerías.

Ejemplo: mina Fe-3 (Ciudad Rodrigo).—Esta mina había sido reconocida anteriormente mediante sondeos Wagon-drill con una red cuadrangular regular de 10 m. de lado. Como en todos los casos de yacimientos en esquistos de esta área, dichos sondeos sólo aportaron datos cualitativos y morfológicos, por lo que habría que optar para el reconocimiento cuantitativo entre una investigación por sondeos de testigo o labores mineras.

La anomalía superficial ofrecía un aspecto groseramente elíptico con ejes aproximados de 900 y 200 m.

De acuerdo con la experiencia adquirida durante la investigación de la mina Fe-1 distante 1 km. y de características muy similares, era previsible que la mineralización útil no profundizase más de 60 m., por lo que en el caso de un reconocimiento minero habría que realizar dos secciones a los niveles —20 y —40 o bien una sola sección al nivel —30.

En el caso más favorable de una sola sección, el trazado minero sería el de la fig. 1.

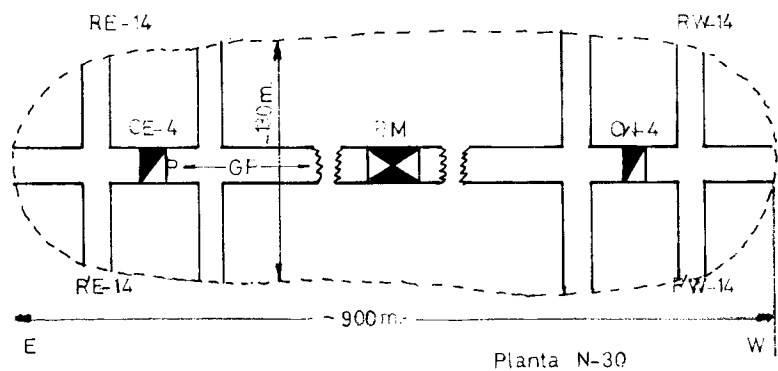


FIG. 1

- = Límite imaginario del mineral
- P.M = Pozo maestro
- C = Chimenea
- R = Recorte
- G.P = Galería principal

- 1) Una galería principal siguiendo el eje de la masa y de una longitud aproximada de 900 m. a P_1 pts./metro.
- 2) Unos 28 recortes de una longitud aproximada media de unos 130 m. cada uno a P_2 pts./metro.
- 3) Unas 8 chimeneas espaciadas en el caso óptimo 100 m. a P_3 pts./metro.
- 4) Un poco maestro de 50 m. a P_4 pts./metro.

Coste global de labores:

Galería principal	$900 \cdot P_1$ pts.
Recortes	$3.460 \cdot P_2$ pts.
Chimeneas	$240 \cdot P_3$ pts.
Pozo maestro	$50 \cdot P_4$ pts.
TOTAL.....	$m_n \cdot P_n$ pts.
Volumen reconocido	$V \text{ m}^3$

Para un reconocimiento hecho por sondeos a malla rectangular de 25 m. según la dirección de los recortes y 50 m. según la de la galería principal* (malla casi equivalente a la cuadrangular centrada de 50 m. de lado que se había realizado en Fe-1), eran previsibles unos 160 sondeos de 60 m. de profundidad media y precio P_s pts./m. En resumen, para reconocer el mismo volumen era preciso invertir $160 \cdot 60 \cdot P_s$ pts.

En el primer caso el gravamen de la investigación por m^3 reconocido era

$$\frac{\sum m_n P_n}{V}$$

y en el segundo caso

$$\frac{160 \cdot 60 \cdot P_s}{V}$$

Comparados estos dos datos se vio que el reconocimiento de $1 m^3$ por labores mineras era aproximadamente dos veces más costoso que el proyectado por sondeos. Como no era previsible una utilidad de las labores mineras en la futura explotación, la elección de sistema no ofreció duda. Se comenzó realizando varios sondeos en puntos estratégicos de la red a 100 m. de profundidad, seguidos de otros a 75 m. Una vez comprobado que la mineralización no rebasaba los 50 m. comenzó la fase sistemática con sondeos de esta profundidad que partiendo del centro se alejaban hacia los bordes hasta determinar la completa morfología del yacimiento al quedar rodeado por una aureola de sondeos negativos.

En este caso disponíamos de equipo minero y equipo de sondeos, por lo que estos últimos resultaron francamente baratos trabajando a gran escala. Es indudable que la disposición de medios es un factor que puede pesar sobre una elección dudosa del método de investigación.

Los errores obtenidos sobre los estimadores de ambas minas fueron del mismo orden de magnitud.

2.º SUSTITUCIÓN DE UN NÚMERO DE SONDEOS TESTIFICADOS POR OTROS NO TESTIFICADOS

En la idea de disminuir los gastos de investigación (sobre todo en el caso de minerales radiactivos) una vez que se ha llegado a una correspondencia entre radiometría y ley para los sondeos de testigo, podría pensarse en sustituir buena parte de los sondeos testificados por otros no testificados realizados con sondeos similares basándonos en la diferencia de precios por metro perforado en uno u otro caso. A este respecto debemos hacer algunas aclaraciones:

a) *Yacimientos de tipo medio heterogéneo*: Por dar un orden de magnitud podría considerarse como yacimiento de tipo medio aquel cuyo volumen oscila entre 0,5 y 2 millones de toneladas. El término heterogéneo se refiere a la irregularidad de la repartición de mineral.

Teóricamente podría suprimirse la fase de sondeos Wagon-drill a malla de 10 m. a la que antes hicimos referencia; y avanzando más, incluso sustituir algunos sondeos

* Una malla cuadrada es la que da más precisión en la estimación de la ley de un yacimiento, en cambio una cierta proporcionalidad entre la retícula de sondeos y la geometría del yacimiento da mayor precisión sobre el volumen.

testificados por otros no testificados (por ejemplo centrando la malla de sondeos testificados con otros no testificados) reduciendo de esta forma los gastos de investigación posiblemente a la mitad.

En la práctica tropezamos con dificultades insoslayables: La primera y fundamental es que tanto en las pruebas de perforación en seco como con inyección de agua sin recuperación, se produce un tapizado muy grande de las paredes del sondeo que falsea totalmente las lecturas radiamétricas, sin posibilidad de extraer de ellas un diagrama limpio que ofrezca garantía por muy espectacular que resulte el método de corrección empleado.

En segundo lugar la retícula de 10 m. servirá para varios objetivos como son: 1.º Limitación del número de sondeos de testigo a realizar y a veces su profundidad. 2.º Orientación de la explotación para prever sus envíos de mineral. 3.º Sustituir a través de coeficientes correctores progresivos según las fases de explotación las superficies de influencia de los sondeos testificados (que superan los 1.000 m²) por otras de 100 m². 4.º Eliminación de anomalías con bajo coste de investigación.

Finalmente, al sustituir parte de los sondeos de testigo por otros no testificados hay que contabilizar el error de correspondencia radiamétrica, los errores sobre los estimadores de una mina media aumentan rápidamente y es fácil sobrepasar los límites admisibles cuando media una programación a corto plazo.

Por estas razones en un yacimiento de tipo medio heterogéneo no es aconsejable efectuar la sustitución.

Si el yacimiento es homogéneo y se consigue un orificio de sondeo limpio podrá utilizarse la correspondencia radiamétrica siempre que sea muy bajo el porcentaje de error de correspondencia sobre el número total de sondeos no testificados. Tampoco es lícito una vez obtenida una correspondencia radiamétrica-ley a partir de sondeos de testigo, terminar la investigación con sondeos no testificados, pues el desequilibrio químico-radiamétrico no tiene por qué ser constante para una misma mina y puede conducir a graves errores sobre la estimación de su ley media. Los sondeos no testificados deben de hacerse sistemáticamente en simetría y concordancia con la red de sondeos de testigo.

En todo caso, si la mina no es marginal, en el sentido de que sobre ella ha de pesar parte de la decisión de un proyecto futuro, lo más seguro es prescindir de la sustitución.

b) *Grandes yacimientos*: En este caso sí será recomendable compaginar la red de sondeos testificados con la de no testificados. Si el orificio del sondeo es limpio mejoraremos la valoración y en caso contrario obtendremos datos cualitativos también interesantes.

Frecuentemente con solo una parte del yacimiento se eliminan riesgos.

3.º COMPARACIÓN DE COSTOS DE INVESTIGACIÓN POR LABORES MINERAS Y CANTERA

Este caso se da con más frecuencia en la fase de explotación, pero es necesario aclarar para el concepto de muchas personas que a veces una pequeña cantera es una auténtica labor de investigación, sobre todo cuando por las características naturales inherentes al tipo de yacimiento, este sólo va a estar bien reconocido después de realizar alguna labor como las antedichas (fig. 2).

Independientemente de la rentabilidad económica de la operación puede plantearse la cuestión siguiente, fig. 2. Para extraer el volumen del cilindro de base S, que es más económico, ¿explotar en mina o en cantera?

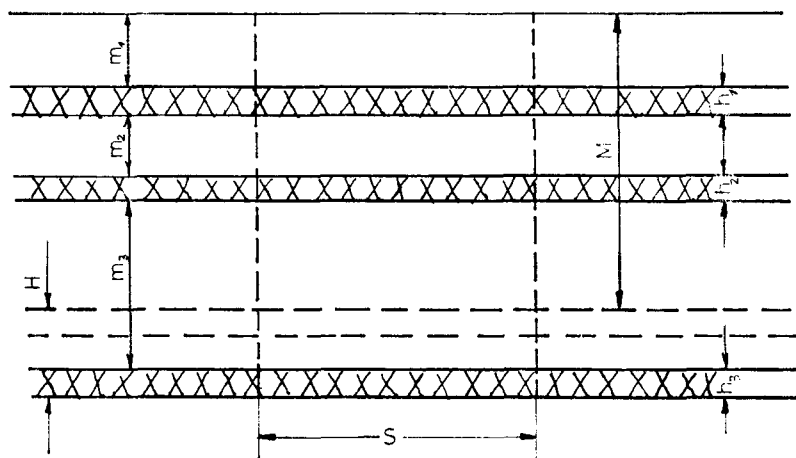


FIG. 2

Sean h_1, h_2, h_3 distintos niveles mineralizados.

Sean m_1, m_2, m_3 distintos tramos de estéril intercalados.

Si C_M es el costo de extracción por m^3 en mina

y C_c es el costo de extracción por m^3 en cantera

$$H = h_1 + h_2 + h_3$$

$$M = m_1 + m_2 + m_3$$

El signo de la desigualdad

$$S(H+M) C_c \begin{matrix} > \\ = \\ < \end{matrix} S \cdot H \cdot C_M \text{ o lo que es igual}$$

$$\frac{H+M}{H} \begin{matrix} > \\ = \\ < \end{matrix} \frac{C_M}{C_c} \text{ o en definitiva}$$

$$\frac{M}{H} \begin{matrix} > \\ = \\ < \end{matrix} \frac{C_M}{C_c} - 1 \text{ nos indicará el método a elegir que como se ve}$$

sólo depende de la relación estéril-mineral y de los costes unitarios.

En C_c va incluida la parte alicuota correspondiente al aumento de volumen por el ángulo de talud natural de la roca, y en C_M los correspondientes a labores de preparación, ensuciamiento y pérdidas inherentes al método de explotación.

ASPECTS SUR L'APPLICATION DES MÉTHODES GÉOPHYSIQUES COMPLEXES DANS LA RECHERCHE DES GISEMENTS D'EAUX MINÉRALES ET THERMOMINÉRALES

SORIN RADULESCU*

ANDREI APOSTOL**

Le grand développement des stations balnéoclimatériques de Roumanie réalisé dans les dernières années par le soin du Ministère du Tourisme, le volume important d'investissements pour la construction de complexes sanatoriaux modernes, a posé le problème, de plus en plus insistant, des recherches détaillées des facteurs naturels de cure, d'assurer les quantités et les qualités requises par l'activité du traitement et d'une valorisation complexe.

Dans le cadre du vaste programme de recherches complexes géologiques, hydro-géologiques, hydrochimiques, biologiques, biochimiques, etc., initié dans les derniers temps, un important volume a été attribué aux méthodes géophysiques appliquées, dans cette étape, avec un caractère expérimental.

Ainsi, on a appliqué expérimentalement les méthodes sismiques, électrométriques, magnétiques, thermométriques, et dowsing-reaction (D.R.).

Les problèmes majeurs poursuivis par les recherches géophysiques sont les suivants:

- 1) L'établissement et l'extension spatiale de certaines accumulations d'eaux minérales et thermominérales souterraines.
- 2) L'établissement, dans les zones avec des possibilités réduites d'observation à la surface, des lignes de fracture locale ou régionale, des voies potentielles de circulation des eaux minérales et thermominérales.
- 3) L'établissement de détails stratigraphiques aussi dans des zones couvertes, avec référence au caractère de perméabilité des roches de la succession.
- 4) La poursuite d'une éventuelle interdépendance entre la disposition spatiale de certains cas de cancer gastriques et divers procès de l'écorce.

Etant donné le caractère restreint et introductif de cette communication, on présente seulement 3 des cas solutionnés par des recherches géophysiques.

Pour commencer, on présente un tableau sur l'applicabilité des méthodes géophysiques dans la recherche des gisements hydrominéraux (fig. 1).

Le premier cas présenté se rapporte à l'application des méthodes: sondages électriques verticaux, géothermométrie et dowsing-reaction (D.R.) à la recherche du gisement d'eaux thermominérales Felix cantonné dans le périmètre de la station balnéoclimatérique connue sous le même nom.

* Ministerul turismului-Directia Investitii-Bd. Magheru 7 Bucuresti.

** Institutul de Geofizică Aplicată-str. Izvor 78 Bucuresti.

METHODES GEOPHYSIQUES APPLIQUEES DANS LA RECHERCHE
DES GISEMENTS HYDROMINERAUX

Nr. crt.	Méthode	Paramètre physique mesuré	Domaine d'utilisation
1	Aéromagnétique	Champ magnétique total T	Eléments structuraux régionaux. Localisation du volcanisme néogène
2	Magnétique à sol	Composantes z et H du champ magnétique ou du champ magnétique totale T	Prospections dans des zones sans affleurement
3	Micromagnétique	Composantes z et H du champ magnétique ou du champ magnétique totale T	Microtectonique, directions de fissuration
4	Gravimétrie	Champ de la gravité	Eléments structuraux régionaux. Carsts.
5	Electrométrie Sondages électriques verticaux	Resistivité électrique	Accumulations d'eaux souterrains. Carsts
6	Electrométries Polarisation naturelle	Champ électrique naturel	Infiltrations et circulation superficielle d'eaux
7	Séismique	Vitesse de propagation des ondes sismiques	Eléments structuraux régionaux et locaux. Epaisseur des paquets des roches
8	Thermométriques	Température à 1,5 m. profondeur	Indications sur les zones d'élévation vers la surface d'eaux thermominérales
9	Radiométrie	Radioactivité naturelle ou provoquée	L'âge d'eaux, recherche avec traceur radioactif
10	Dowsing-reaction (D.R.)	Paramètres biophysiques liés de la variation du potentiel électrique musculaire	Fractures géologiques avec circulation d'eaux

FIG. 1

Les résultats corrélatifs de ces méthodes sont donnés dans les figures 2, 3 et 4.

Dans la figure 2 on peut remarquer la zonalité thermométrique du gisement corrélatif aux anomalies géoélectriques et aux signaux D.R. qui signalent principalement les zones de circulation ascensionnelle des eaux thermominérales. Les sondages effectués ont certifié la justesse des mensurations géophysiques, mettant en évidence des eaux thermominérales à des températures jusqu'à 52°C, dans le voisinage des zones axiales des anomalies, en remarquant un abaissement de la thermalité dans les puits creusés vers leur périphérie.

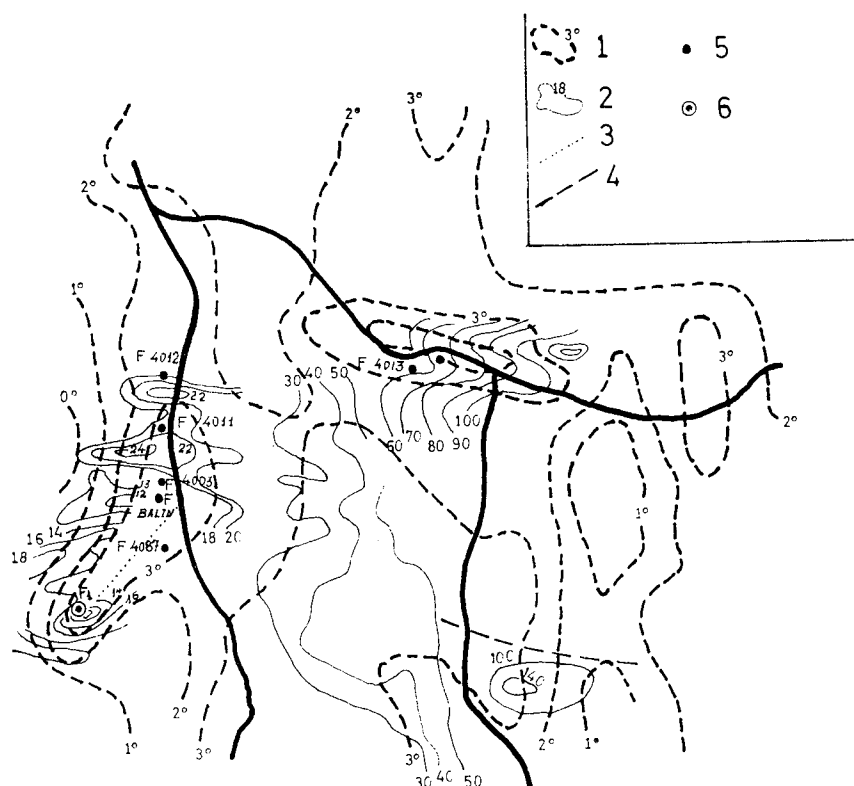


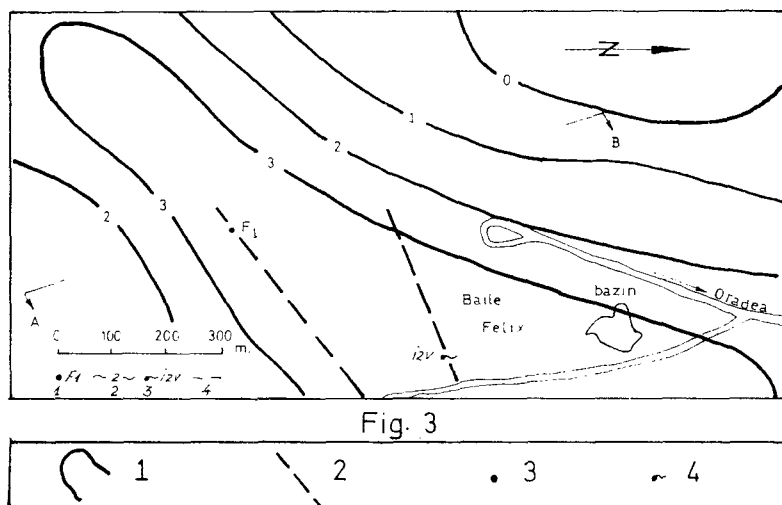
FIG. 2

Mensurations géothermométriques, géoélectriques et D.R. dans le gisement d'eaux thermominérales FELIX

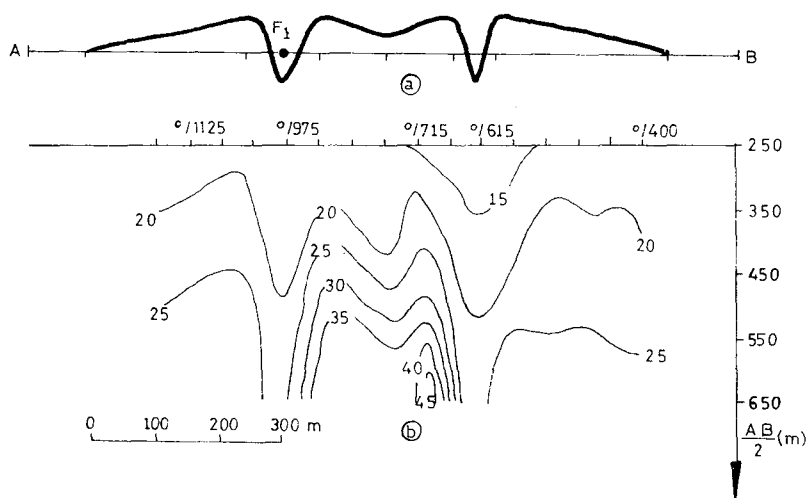
1. géoisotherme.—2. isohm.—3. axe du signal D.R.—4. faille.—5. sondage exécuté.—6. F₁ - sondage en exécution

Dans la figure 3 on présente un détail avec la corrélation entre l'axe de l'anomalie géothermique et l'axe des signaux D.R., et dans la figure 4, en section, l'incidence de cette corrélation avec l'anomalie de minimum géoélectrique (résistivité). Tous les trois types d'anomalies incidentes sont attribués à des fractures à circulation d'eau thermominérale masquées par des sédiments plus récents qui les couvrent d'une grosseur d'environ 100 m. On suppose que le sondage emplanté dans la zone anormale axiale va intercepter la zone de circulation primaire des eaux thermominérales à une température élevée, débit et pression correspondants.

Le second présenté se rapporte aux mensurations magnétiques, géoélectriques, géothermométriques, et dowsing-reaction (D.R.), sur le gisement d'eaux thermominérales



Détail concernant la corrélation des anomalies géothermométriques avec l'axe du signal D.R. dans le gisement d'eaux thermominérales FELIX
 1. géoïsotherme.—2. axe du signal D.R.—3. sondage en exécution.—4. source



Section géoélectrique et signaux D.R. pour le profil A-B dans les gisements d'eaux thermominérales FELIX
 a) signaux D.R.—b) section géoélectrique

Herculane, qui se trouve en relations spatiales avec des granites et calcaires carstirés dans le périmètre de la station renommée qui porte le même nom, connue dès l'antiquité.

Les problèmes poursuivis par les mensurations géophysiques effectuées ont été les suivants:

1) L'établissement en ensemble des voies de circulation ascensionnelle, par lesquelles les eaux thermominérales sont cédées par les accumulations souterraines au moyen des écrans péltiques.

2) L'application particulière des méthodes pour l'établissement des causes des infiltrations d'eaux froides à la source Hercules I, avec le débit le plus important, où, à certaines époques, on remarque un abaissement de température de 52 °C à 17 °C ce qui la rend inutilisable pour le traitement balnéaire environ 5 mois par an.

La figure 5 indique les résultats obtenus pour la première situation en observant la bonne corrélation des axes des anomalies minimum magnétique et des axes des signaux D.R. avec les lignes des fractures mises en évidence par prospection géologique et qui représentent des voies actives ou potentielles de circulation des eaux thermominérales. De plus, apparaissent des zones qui n'ont pas été dépistées par la recherche géologique de surface, comme la fracture de podul Rosu. Un sondage réalisé dans cette zone a fourni un débit important d'eau thermominérale.

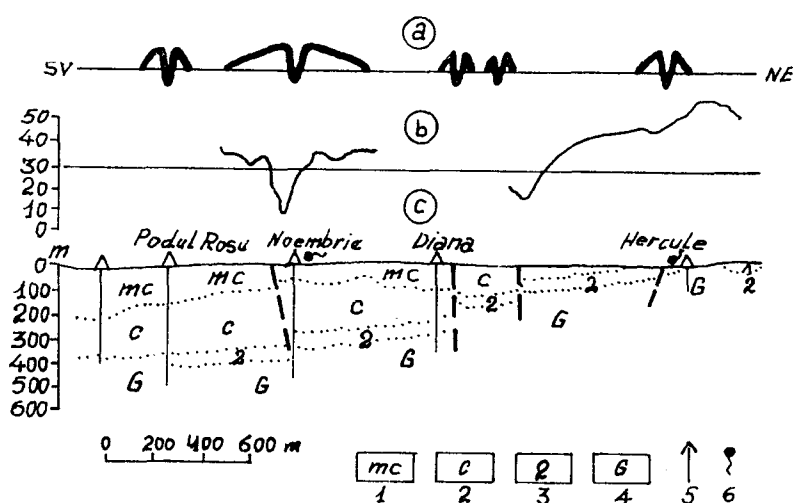


FIG. 5

Le gisement d'eaux thermominérales Herculané; profil D.R. (a), profil magnétique (b) et profil géologique (c) sur la rive droite de la rivière Cerna

1. marnocalcaires.—2. calcaires.—3. grès.—4. granites.—5. sondages.—
6. sources thermominérales.— - - failles

On a prévu de continuer la recherche par sondages des zones anormales marquées géophysiquement, pour obtenir de nouvelles sources d'eau thermominérale, conformes aux nécessités des activités de traitement balnéaire de la station.

On peut mentionner que dans l'interprétation donnée les anomalies magnétiques ont été attribuées à l'altération produite par la circulation des eaux thermales mineralisées sur les minéraux magnétiques des roches de la couche et du toit des fractures et les signaux D.R. causés par des phénomènes physiques dus à la circulation des eaux en milieux poreux.

La figure 6 indique les résultats obtenus pour la seconde situation. L'incidence de l'anomalie majeure géoélectrique signalée à environ 100 m. en aval de la source Hercules I et la position supposée jusqu'alors pour la ligne de circulation ascensionnelle de l'eau thermominérale, avec l'axe de l'anomalie géothermométrique et du signal D.R., prouve que l'ascension primaire des eaux brûlantes est latérale relativement à la zone d'affleurement.

A partir de la fracture de circulation jusqu'à l'apparition à la surface connue, se produit une circulation quasihorizontale dans les carsts où se produit, dans certaines époques, le mélange avec des eaux froides d'infiltration, le drainage desquelles se fait en sens inverse.

En considérant ce résultat, il s'ensuit que par des sondages ou par des travaux miniers on puisse intercepter la fracture de circulation primaire à une cote d'environ 200 m. inférieure au relief pour réussir à capter le gisement primaire en éliminant ainsi les perturbations provoquées par les infiltrations d'eaux plus froides simultanément avec la circulation latérale dans les carsts.

Le troisième cas que l'on présente se rapporte à l'expérience effectuée pour établir, sur des critères géophysiques, la relation entre la disposition spatiale de certains cas concentrés de cancer gastrique et d'éventuels phénomènes de l'écorce terrestre.

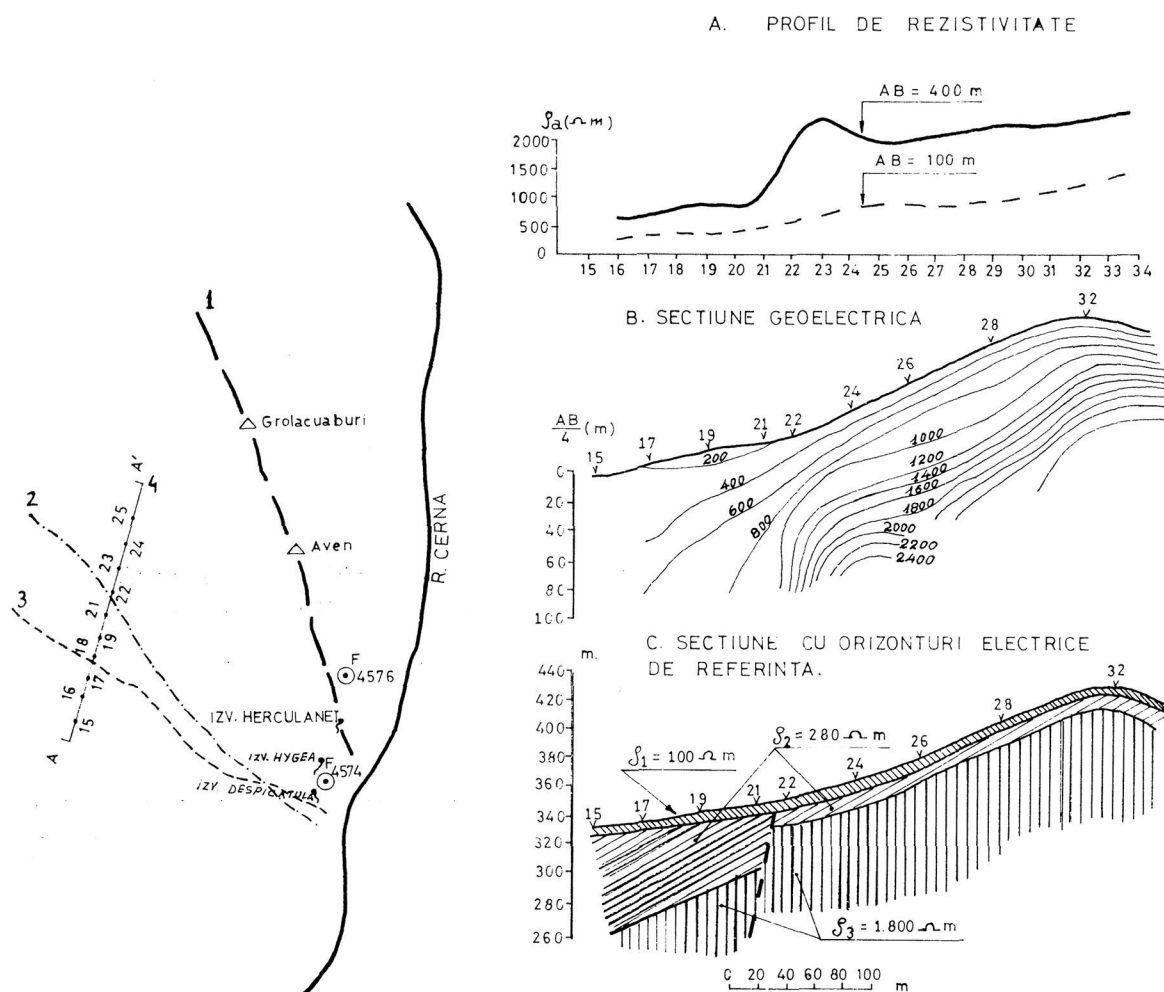


FIG. 6

FIG. 7

Mesurages géothermométriques, géoélectriques et D.R. pour la source Hercule I.
Gisement d'eaux thermominérales Herculané

1. ligne proposée antérieurement comme accès à la surface de la source Hercule I.—
2. axe du signal D.R.—3. axe de l'anomalie géothermométrique.—4. ligne de profil
géoélectrique.—5. sondages exécutés.—6. sources thermominérales.—A. profil de
résistivité.—B. section géoélectrique.—C. section avec des horizons électriques de
référence

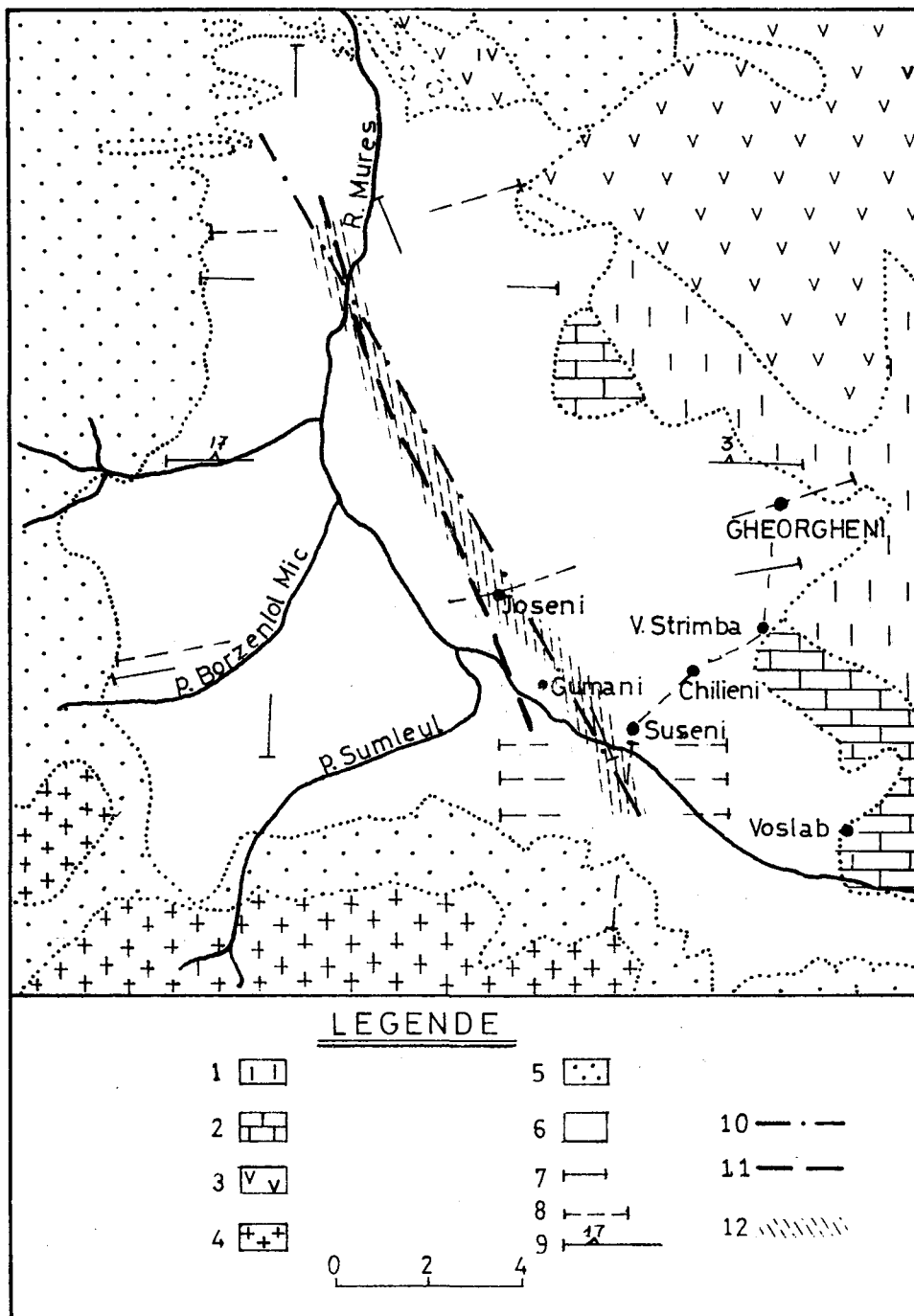


FIG. 8

La zone Remetea, Joseni, Ciurari, Suseni

1. schistes cristallins.—2. calcaires.—3. siénites.—4, 5. roches volcaniques néogènes.—6. sédiments pliocènes et quaternaires.—7. profils sismiques.
8. profils D.R.—9. lignes de profils de sondage électrique vertical.—
10. zone des concentrations des cas de cancer gastrique.—11. axe des signaux D.R.—12. faille conforme aux données sismiques

Dans la zone de large expansion des manifestations du volcanisme néogène de l'est de la Roumanie, Caliman-Gurghiu-Harghita, dans le tronçon moyen, basé sur la statistique des cas de cancer gastrique pendant les 20 années dernières, on a délimité un

alignement sur lequel on concentre ces cas avec une fréquence remarquable et qui unit le quartier W de la commune Remetea, com. Joseni, le quartier E de la com. Ciumani et le quartier W de Suseni.

De l'analyse des dates géologiques de surface on a constaté que l'alignement mentionné se place dans une zone dépressive dans laquelle des sédiments quaternaires couvrent des dépôts plus anciens appartenant aux formations cristallines, sédimentaires et éruptives (figs. 6 y 7).

Pour obtenir des informations structurelles-stratigraphiques sur les roches couvertes on a eu recours à des méthodes géophysiques: sismique, sondages électriques verticaux et dowsing-reaction (D.R.).

Dans la fig. 8 on présente les résultats de ces mensurations qui indiquent la presque incidetelle entre l'alignement Remetea W, Joseni, Ciumani E et Suseni W. avec des concentrations cancéreuses et une ligne puissante de fracture dans le fondement de la région disposée parallèlement à 20 Km. E d'un alignement NW-SE sur lesquels ont été disposés des centres d'éruption linéaire néogènes.

Dans la figure 9 on présente une section E-W au sud de la localité Lazarea dans laquelle sont présentés le signal D.R. (1-1') attribué à une fracture à circulation de fluides minéralisés, le minimum de résistivité dans la section géoélectrique attribué de même à une circulation de fluides minéralisés sur une ligne de fracture (2-2') et la fracture résultant du fait de la détection de 2 compartiments à de différentes vitesses de propagation des ondes sismiques (3-3').

Des études géologiques et hydrogéologiques détaillées dans la zone fracturée Remetea-Joseni-Ciumani-Suseni, détectée par des procédés géophysiques ainsi qu'il a été démontré plus haut, ont mis en évidence sur cette alignement la présence d'apparitions d'eaux minérales carbogazeuses et de mofettes.

On a ainsi démontré la justesse de l'interprétation de cette importance fracture, comme moyen d'accès pour des fluides minéralisés postvolcaniques.

D'ailleurs, on n'a pas encore pu donner une explication satisfaisante des les phénomènes chimiques déterminés par les fluides minéralisés dans la zone de manifestation à la surface pour rendre plus favorable l'accélération des processus cancérigènes sur les hommes et d'autres organismes vivants, ainsi que sur l'apparition de maladies sur certaines plantes de culture et arbres fruitiers.

En comparant les résultats présentés pour ce cas avec les expérimentations effectuées en d'autres pays sur cobayes dans les zones certifiées comme lignes de fracture où l'on a remarqué:

- l'abaissement de 50 % de la natalité en un an d'expérimentation,
- la tendance de ceux-ci à se déplacer de la zone de fracture si, par certains tunnels, on leur a donné la possibilité de se déplacer,
- l'accroissement de 30 % de la mortalité due à un cancer contracté par les exemplaires qui se trouvent dans la zone de fracture et qui ont été inoculés avec des produits cancérigènes, par rapport aux exemplaires inoculés mais qui se trouvent en dehors de la zone de fracture, paraît attirer l'attention sur la nécessité d'éviter les lignes de fracture pour les établissements humains et les centres d'élevage des animaux, en général, pour la construction des habitations, pour les cultures céréalières et arbres fruitiers.

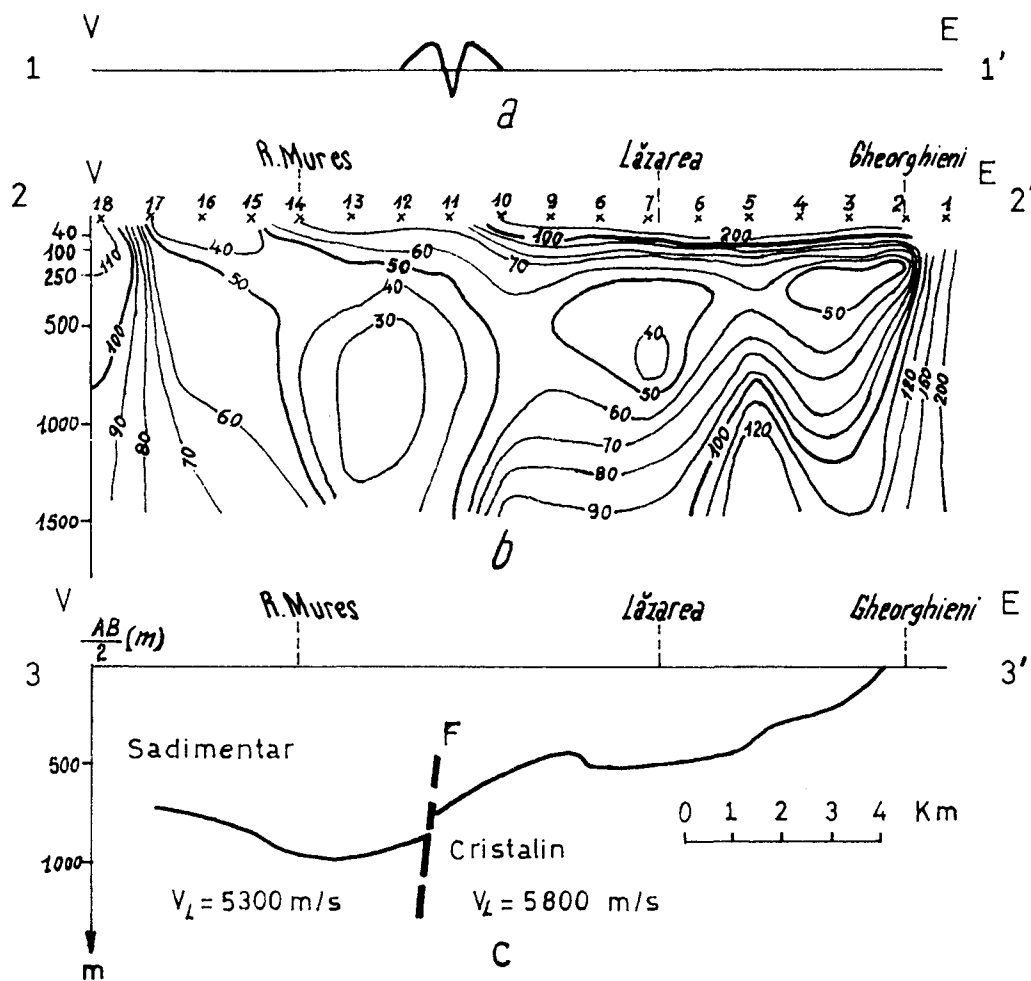


FIG. 9

Corrélation entre les signaux D.R., les données géoélectriques et les données sismiques sur un profil E-O dans la zone Remetea, Joseni, Ciumani, Suseni

a. signal D.R.—b. section géoélectrique.—c. section sismique.—xl6. station de sondage électrique vertical.—2. isoohme.—F. faille au niveau fondamental conformément aux données sismiques.—VL. vitesse des ondes sismiques longitudinales

A présent, basé sur l'expérimentation exposée, on pose dans notre pays le problème de tester par des procédés complexes géologico-hydrogéologiques et géophysiques des zones prévues pour les constructions, surtout pour celles des stations balnéaires où l'on réalise des complexes sanatoriaux modernes.

L'espace limité de ce travail n'a permis que l'expression introductive des préoccupations de la Roumanie sur l'application des méthodes géophysiques complexes pour l'éclaircissement des nombreux problèmes liés aux gisements hydrothermaux.

Nous présentons nos vifs remerciements au collectif de géologues, géophysiciens, médecins parmi lesquels nous citons le dr. ing. D. Romanescu et M. Visarion, ing. C. Mihail, ing. S. Spînoche, ing. S. Veliciu, géol. A. Pricăjan, dr. G. Malnassi et d'autres qui ont mis à notre disposition une partie des résultats obtenus dans ce domaine.

BIBLIOGRAPHIE

- APOSTOL, A. et al. (1972a): *Asupra unor informatii de natură biologică obținute în practica geologică*. Revista minelor, nr. 7 iulie.
- (1972b): *Corelarea repartitiei teritoriale a cazurilor decancer gastric în zona de aparitie a unor informatii biofizice în comuna Suseni si Remetea*. U.S.S.M. Soc. de Gastroenterologie Simpoz. Tusnad.
- IOSZA, A.; MALNASSI, G. (1972): *Unele aspecte ecologice privind aglomerarea cazurilor de cancer gastric în comunele Suseni si Remetea Jud. Harghita*. U.S.S.M. Soc. Gastroenterologie, Simpoz. Tusnad.
- KOPP, J. A. (1965): *Gesundheitsschädliche und bautenschädliche Einflüsse von Bodenreizen*. Schweitzer Verlaghaus A. G. Zürich.
- PRICAJAN, A. (1972): *Apele minerale si termale din România*. Ed. Tehnică.
- TROMP, S. V. (1952): *Gronbeginseben der psychische Physica*. Verlag Diligentia. Amsterdam.
- VISARION, M. et al. (1973): *Cercetări geofizice experimentale pentru conturarea zonei de ridicare spre suprafață a apelor termominerale dela Băile Herculane*. Archiva I.G.A.

(Recibido el 20 - Octubre - 1973)

INDICE

	Págs.
J. SAAVEDRA, A. GARCÍA SÁNCHEZ: <i>Composición química de las biotitas de granitos de la provincia de Salamanca, relacionada con las condiciones de formación.</i>	7
F. ALDAYA, A. ARIBAS, F. GONZÁLEZ-LODEIRO, M. IGLESIAS, J. R. MARTÍNEZ-CATALÁN, E. MARTÍNEZ-GARCÍA: <i>Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca)</i>	29
J. SAAVEDRA ALONSO, E. PELLITERO PASCUAL: <i>Estudio geoquímico de rocas ígneas del norte de la provincia de Cáceres</i>	49
J. M. UGIDOS MEANA, F. J. FERNÁNDEZ LAGUNA: <i>El metamorfismo al este de Plasencia (Cáceres)</i>	65
L. C. GARCÍA DE FIGUEROLA, A. CARNICERO: <i>El extremo noreste del gran dique del Alentejo - Plasencia</i>	73
J. M. UGIDOS MEANA: <i>Los granitos aplíticos de nódulos en el área Béjar-Barco de Avila (Salamanca-Avila)</i>	85
A. GARCÍA SÁNCHEZ, J. SAAVEDRA ALONSO: <i>Fijación de elementos trazas por la fracción arcilla en suelos de la provincia de Salamanca</i>	95
 VARIA:	
<i>Ponderación económica de los diversos métodos de investigación de yacimientos. (Aplicación especial en el caso de los yacimientos de uranio) (J. A. Fernández Amigot)</i>	111
<i>Aspects sur l'application des méthodes géophysiques complexes dans la recherche des gisements d'eaux minérales et thermominérales (S. Rădulescu, A. Apostol)</i>	117

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

	Págs.
J. SAAVEDRA, A. GARCÍA SÁNCHEZ: <i>Composición química de las biotitas de granitos de la provincia de Salamanca, relacionada con las condiciones de formación.</i>	7
F. ALDAYA, A. ARRIBAS, F. GONZÁLEZ-LODEIRO, M. IGLESIAS, J. R. MARTÍNEZ-CATALÁN, E. MARTÍNEZ-GARCÍA: <i>Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca).</i>	29
J. SAAVEDRA ALONSO, E. PELLITERO PASCUAL: <i>Estudio geoquímico de rocas ígneas del norte de la provincia de Cáceres</i>	49
J. M. UGIDOS MEANA, F. J. FERNÁNDEZ LAGUNA: <i>El metamorfismo al este de Plasencia (Cáceres).</i>	65
L. C. GARCÍA DE FIGUEROLA, A. CARNICERO: <i>El extremo noreste del gran dique del Alentejo - Plasencia.</i>	73
J. M. UGIDOS MEANA: <i>Los granitos aplíticos de nódulos en el área Béjar-Barco de Avila (Salamanca-Avila)</i>	85
A. GARCÍA SÁNCHEZ, J. SAAVEDRA ALONSO: <i>Fijación de elementos trazas por la fracción arcilla en suelos de la provincia de Salamanca</i>	95
VARIA:	
<i>Ponderación económica de los diversos métodos de investigación de yacimientos. (Aplicación especial en el caso de los yacimientos de uranio) (J. A. Fernández Amigot).</i>	111
<i>Aspects sur l'application des méthodes géophysiques complexes dans la recherche des gisements d'eaux minérales et thermominérales (S. Rădulescu, A. Apostol)</i>	117