

INSTITUTO DE GEOLOGIA Y MINERIA
DE LA CORTE
DE SPAIN

Nº 16

TRABAJO N.º 16

Nº 16

**LABORATORIOS
DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

En el reciente desarrollo industrial español, tanto al productor de primeras materias, como al transformador y al utilizador de las mismas, se le plantean continuamente problemas en relación con la elección y utilización de los minerales y productos mineralúrgicos y metalúrgicos más adecuados para los fines que desea.

Los laboratorios del Instituto, con más de cien años de experiencia, ayudan a resolver cuantos problemas de minerales, productos metalúrgicos, materiales de construcción, combustibles, etc., se le presenten.

Los laboratorios en funcionamiento del Instituto Geológico y Minero de España, son los siguientes:

AGUAS SUBTERRANEAS	ANALISIS QUIMICO
COMBUSTIBLES Y TIERRAS CO- LOIDALES	DIFRACCION DE RAYOS X
ESPECTROQUIMICA	SEMICONDUCTORES
RADIACTIVIDAD Y GEONU- CLEONICA	MACROPALEONTOLOGIA
METALOGENIA	MICROPALEONTOLOGIA
PETROLOGIA Y MICROSCOPIA	FOTOGEOLOGIA
PREPARACION MECANICA	MINERALOGIA
	FOTOGRAFIA TECNICA

Los asuntos relacionados con ellos, se pueden tratar directamente en la Sección de laboratorios del Instituto o por correspondencia.



Ríos Rosas, 23

MADRID - 3

Tel. 253 46 05

GEOLOGIA Y FOTOGRAFIA AEREA, S. A.

I 16-3
GEOPASA

14 DIC. 61

ESTUDIOS GEOLOGICOS

Hidrología.- Estudios sobre aguas. Cuencas hidrográficas. Drenaje. Presas. Diques. Regadios. Acarreos subterráneos. Estudios geofísicos. Sondeos.

Ingeniería Civil.- Terrenos en general. Estudios sobre la superficie y el subsuelo. Presas, túneles y puertos. Depósitos subterráneos. Materiales de construcción. Accesos. Oleoductos.

Comunicaciones.- Caminos, Carreteras y Ferrocarriles. Aeropuertos. Canales.

Minería.- Criaderos minerales. Investigación y puesta en funcionamiento de los mismos. Organización y puesta a punto de diferentes tipos de Laboreo de Minas. Estudios de Geología de Petróleo. Gas natural. Productos químicos. Canteras. Materiales de construcción.

Geología en general.- Mapas geológicos. Tectónica. Estratigrafía.

ESTUDIOS FOTOGRAFICOS

Para sus actividades de ingeniería, geología, arqueología, hidrología, minería, agricultura, etc.:

- Trabajos fotográficos informativos.
- Vuelos fotogramétricos.
- Mosaicos y Fotoplanos.

ESTUDIOS FOTOGRAFICOS

Levantamiento de planos a diferentes escalas en planimetría y altimetría, por medio de fotografía aérea y terrestre.

Trabajos especiales para la redacción de proyectos con registro en cinta perforada.

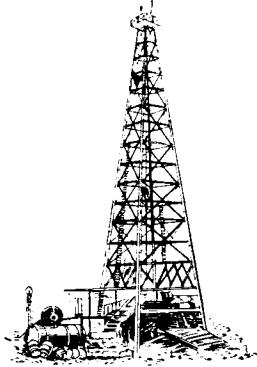
General Mola, 99, 1.^o C

MADRID - 6



EMPRESA NACIONAL "ADARO"

DE INVESTIGACIONES MINERAS, S.A.



INVESTIGACION DE CAZADEROS MINERALES

SONDEOS HASTA DE 4.500 METROS DE PROFUNDIDAD

ANALISIS DE MUESTRAS DE ROCAS Y MINERALES, PETROLEOS,
GASES Y CEMENTOS.

ESTUDIOS PETROGRAFICOS METALOGENICOS Y DE MICROFAUNAS.

DOMICILIO SOCIAL - SERRANO N.º 116 MADRID-1. TELEFONO 276 37 54
OFICINAS Y LABORATORIOS - C/ CARRETERA DE ANDALUCIA. TELEFONOS 237 17 00-1-2

NOTAS Y COMUNICACIONES

DEL

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

76



PROSPECCIONES

LERICI

ESPAÑOLA, S. A.

PROLESA

PROSPECCIONES GEOFISICAS

- { Para Petróleo
» Agua
» Minería
» Ingeniería Civil

ALCALA, 17 - 7.^o

TELS. 231-57-72 Y 231-06-36 MADRID-14

DIRECCION TELEGRAFICA: ESPROLESA

CUARTO TRIMESTRE

M A D R I D

1964

**El Instituto Geológico y Minero de España
hace presente que las opiniones y hechos
consignados en sus publicaciones son de la
exclusiva responsabilidad de los autores
de los trabajos.**

Los derechos de propiedad de los trabajos
publicados en esta obra fueron cedidos por
los autores al Instituto Geológico y Minero de
España.
Queda hecho el depósito que marca la Ley

EXPLICACION DE LA PORTADA

Rocas Carbonatadas

En la Hoja N.º 920, Constantina (Sevilla), aparecen extensamente repartidas con dirección NW-SE alineaciones de rocas carbonatadas del Cámbriano-Acadiense.

Muestra de un aspecto de estos sedimentos con dirección N-30°W, buzando 56° a Poniente.

Se aprecia una sedimentación rítmica, en la que alternan las laminaciones o pequeños estratos de caliza cristalina blanca, con los de caliza margo-bituminosa de color gris oscuro. Esta hecha en la dirección del buzamiento el 16 de abril de 1960.

(Foto F. Mingarro Martín)

Depósito Legal M.1.882.-1958

TALLERES GRÁFICOS VDA. DE C. BERMEJO.—J. GARCÍA MORATO, 122. TEL. 2330619—MADRID

CARLOS FELGUEROZO COPPEL y JUAN E. COMA GUILLEN

EXISTENCIA DE AFLORAMIENTOS CRETACEOS EN LA HOJA DE CASTRO DEL RIO Y LOCALIZACION DE UN YACIMIENTO FOSILIFERO DEL TITONICO EN LA HOJA DE PORCUNA (PROVINCIAS DE CORDOBA Y JAEN)

RESUMEN

Esta nota trata de los afloramientos secundarios encontrados en las Hojas de Castro del Río y de Porcuna en un área en donde, hasta ahora, solamente se habían señalado sedimentos terciarios y triásicos.

El interés de esta breve comunicación estriba, de una parte, en la nueva facies que presenta el Cretáceo inferior en esta zona, y de otra, en la localización, tan al Norte, de un yacimiento titónico en la Hoja de Porcuna.

RESUME

Dans cette note il s'agit des affleurements secondaires trouvés dans les Cartes de Castro del Río y de Porcuna dans une aire où l'on n'avait signalé jusqu'à présent que des sédiments tertiaires et triasiques.

L'intérêt de ce bref communiqué, repose, d'une part sur de nouveau faciès que présente le Crétacé inférieur dans cette zone et d'autre part la détermination très au Nord de l'emplacement d'un gisement thitonique dans la Carte de Porcuna.

Con motivo de los estudios hidrogeológicos que el I. G. M. E. está realizando en la provincia de Jaén, hemos tenido ocasión de recorrer la zona de Porcuna-Valenzuela; ello nos ha permitido localizar algunos afloramientos mesozoicos de indudable interés geológico. En una publicación anterior (*NOTAS Y COMUNICACIONES*, número 72, año 1963) hemos señalado ya la existencia del Cretáceo inferior entre Villardompardo y Escañuela (Hoja de Porcuna).

Durante los años 1962 y 1963 realizamos un estudio geológico detallado (actualmente en imprenta) de la zona Montilla-Baena-Lucena-Puente Genil, llegando, entre otras, a tres conclusiones fundamentales: 1.º Todos los afloramientos liásicos y jurásicos que allí afloran son sub-béticos, y, por tanto,

alóctonos. 2.^a La facies del Cretáceo prebético (autóctono o para-autóctono) es, en general, muy semejante a la del sub-bético. 3.^a La transgresión prebética comenzó en el Cretáceo.

Los afloramientos cretácicos a que ahora nos referimos se encuentran dentro de la Hoja del Mapa Nacional número 945 (Castro del Río). Aproximadamente

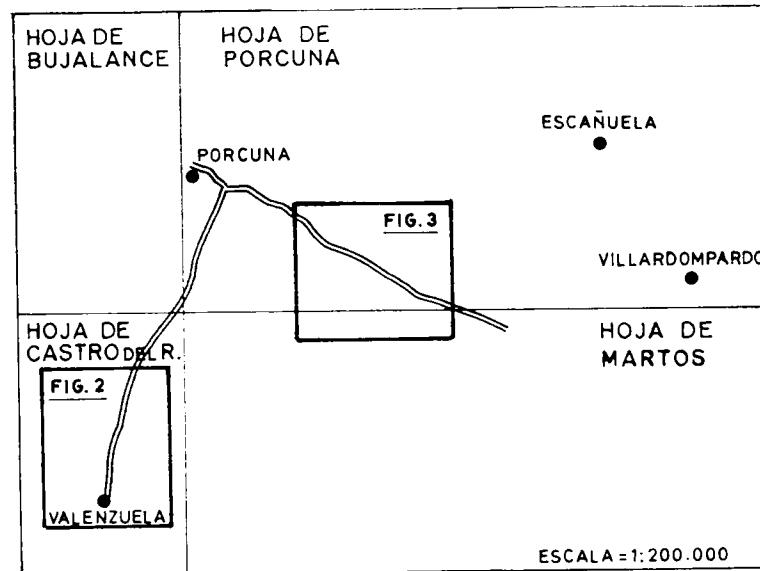


Fig. 1.

damente unos 800 metros al norte de Valenzuela, aparece en la carretera de Baena a Porcuna (fig. 2) un asomo cretácico con unas características litológicas completamente distintas de las que habíamos encontrado hasta ahora en nuestros estudios realizados en las provincias de Córdoba y Jaén.

Se trata de una alternancia en facies «flysch» de margas blanquecinas y tramos arenosos que en ocasiones llegan a presentarse como conglomerados.

Las margas son blanquecinas y su facies es típicamente sub-bética. Se encuentran en ellas ammonites piritosos, de los que hemos recogido algunos ejemplares, pero que, por su mala conservación, no han podido ser clasificados. Su microfauna es la siguiente: *Nannomonus* (muy abundantes) y frecuentes Radiolarios, *Ammosdiscus*, *Globigerinas* primitivas y espículas; edad: Barremiense-Aptense en facies sub-bética.

Las areniscas son gris blanquecinas, bastante sueltas, casi arenas. Sometidas a levigado, dejan un residuo que contiene mucho cuarzo, mica y fragmentos calizos, pero sin que se puedan reconocer restos orgánicos.

La facies conglomerática se presenta con cemento arenoso que engloba

elementos de las margas anteriores y de otras rocas. En lámina transparente muestran una matriz caliza alterada llena de granos de cuarzo y fragmentos de margas calizas margosas; entre ellas las hay del Malm, con *Globochaete*, del Titónico con *Calpionella* y del Neocomiense con *Tintinidios*; acompañan

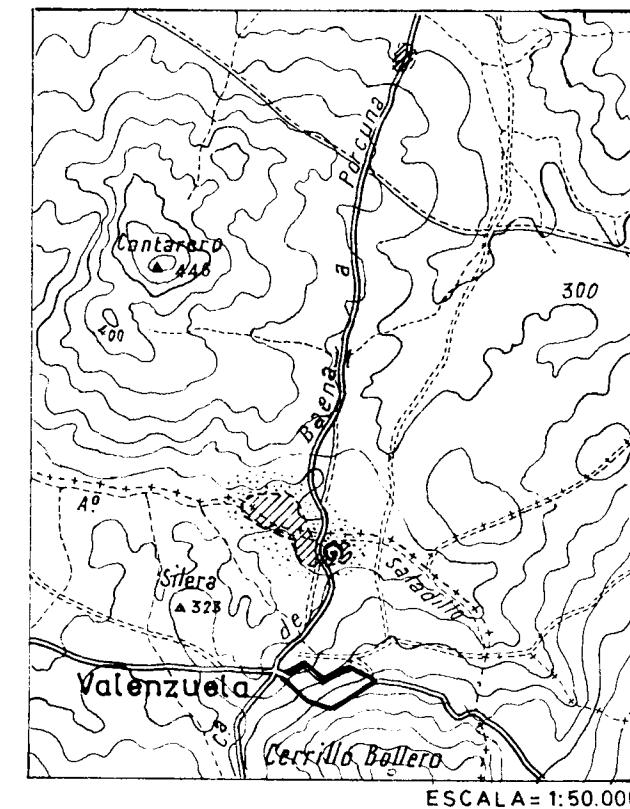


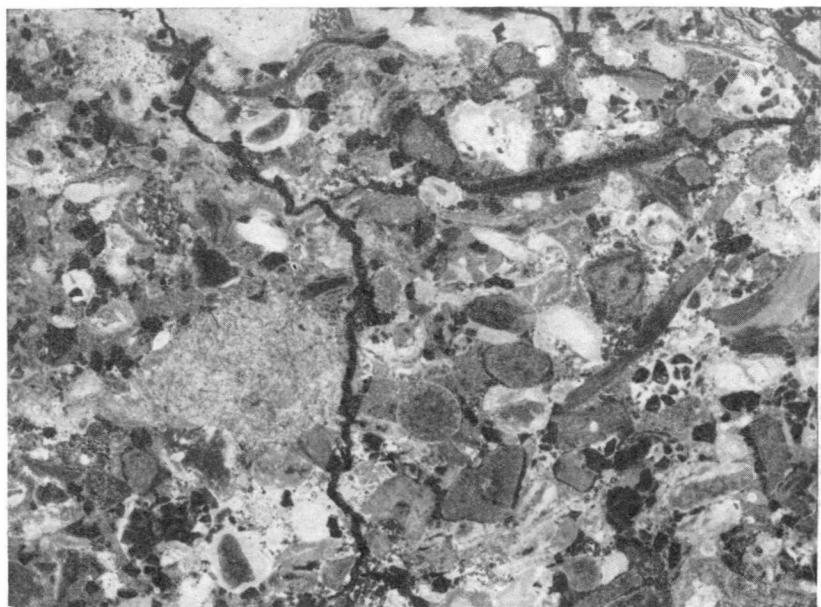
Fig. 2

fragmentos de Equinodermos, Lamelibranquios, Textuláridos, *Robulus*, *Melobesias*, Boueina y otras algas, *Pseudocyclamina lituus*, *P. aff. jaccardi*, pequeños Gasterópodos y *Nautiloculina*; edad: Barremiense-Aptense en facies prebética.

Este afloramiento cretácico de Valenzuela se encuentra en medio de una ancha faja triásica, y, dado su carácter detrítico, no hay duda de que se trata de la

base transgresiva del Cretáceo prebético, base que hasta el momento no habíamos encontrado de una manera tan clara, en nuestros estudios anteriores.

El hecho de que entre el material detrítico de este afloramiento de Valenzuela se encuentren restos del Malm, nos conduce a una conclusión importante y nueva en la región: la transgresión prebética debió comenzar en esta zona, por lo menos, al final del Malm.



Fot. 1.—Lámina transparente correspondiente al conglomerado fino intercalado en la facies «flysch» cretácea del afloramiento de Valenzuela. Pueden verse fragmentos de cuarzo y de calizas del Malm con *Globularia*, del Titónico con *Calpionella* y del Neocomiense con otros Tintínidos, junto con gruesos oolitos, trozos de Lamelibranquios, Equinodermos, Melobesias, Bivalvia, *Pseudocyclammina* y pequeños Gasterópodos, con facies claramente nerítica. (Barremiense-Aptense.)

Al mismo tiempo, la existencia en este afloramiento barremiense-aptense de restos de rocas resedimentadas del Malm e incluso del Neocomiense, debe obedecer a pequeñas variaciones del nivel del mar producidas probablemente por pequeños movimientos de carácter cratogénico; estas circunstancias permitieron, a nuestro juicio, la erosión de parte de estas rocas jurásicas y neocomienses, suministrando así el material detrítico de estos afloramientos barremienses-aptenses. Esta hipótesis de variaciones del nivel del mar concuerda bastante bien con la existencia de la facies «flysch» que muestra este afloramiento de Valenzuela.

Dado que hasta ahora no se han citado afloramientos jurásicos autóctonos en esta zona prebética (todos los asomos jurásicos de las Hojas de Baena y Montilla son alloctónos y debidos a corrimientos ocurridos durante el Mioceno), hace pensar que durante la transgresión prebética, la superficie del terreno

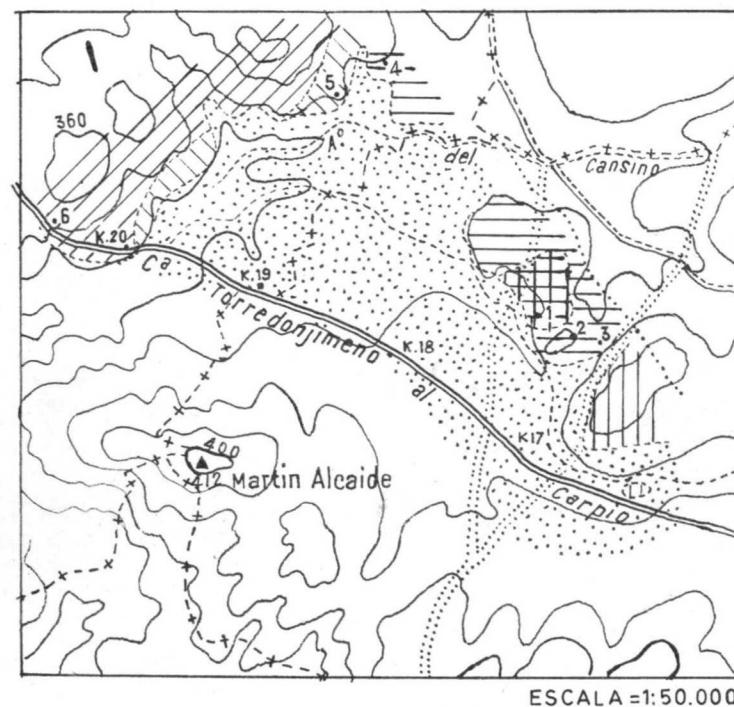


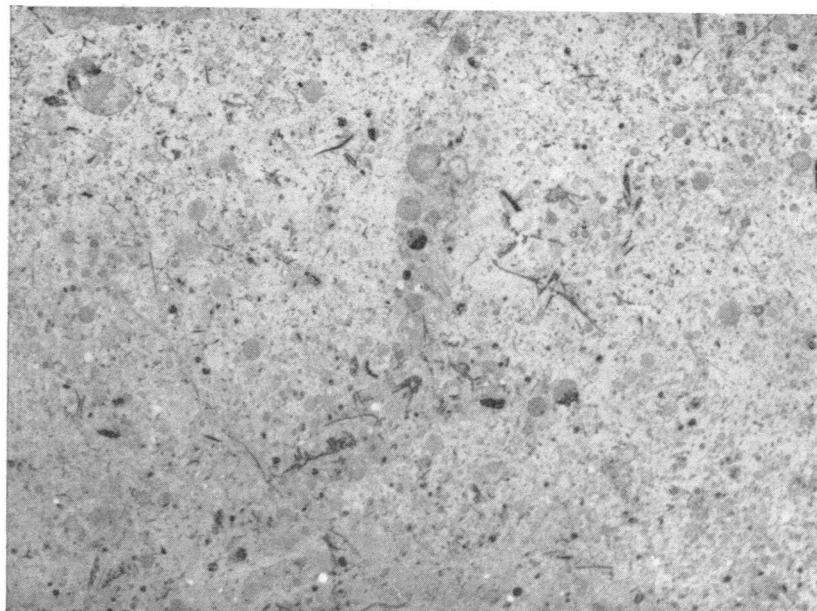
Fig. 3.

no debía poseer un cierto relieve, depositándose el jurásico sólo en algunas zonas deprimidas y haciéndolo a continuación el Cretáceo, casi siempre directamente, y, como es natural, en transgresión sobre el Trías.

Este afloramiento cretáceo de Valenzuela confirma nuestra hipótesis obtenida en los estudios geológicos que realizamos en las Hojas de Lucena, Baena, Montilla y Puente Genil; existe un Cretáceo margoso, prebético y au-

tóctono, de facies igual o muy similar a la del Cretáceo margoso sub-bético. Introduce, además, un nuevo concepto: la transgresión prebética debió comenzar en esta zona por lo menos al final del Jurásico y no en el Cretáceo, como habíamos supuesto hasta el momento.

Siguiendo la carretera de Baena a Porcuna, se encuentra (fig. 2), a unos cuatro kilómetros aproximadamente de Valenzuela, hacia el Norte, un nuevo afloramiento cretáceo con las mismas características del que hemos descrito anteriormente; la parte detrítica cobra todavía más importancia.



Fot. 2.—Lámina transparente de la caliza margosa rojiza del punto 1 de la figura 3. La matriz encierra enorme cantidad de restos finos, especialmente Radiolarios, Saccocoma y Globularia alpina. (Titónico.)

El afloramiento titónico que hemos encontrado en la Hoja de Porcuna (figs. 1 y 3) es también de un gran interés geológico, pues hasta el momento no se habían citado en esta zona asomos jurásicos.

Siguiendo la carretera de Torredonjimeno a Porcuna, aproximadamente a la altura del kilómetro 17,200 (según la Hoja topográfica, escala 1:50.000), parte hacia el Norte una vereda real, y a unos 900 metros al norte de la carretera se encuentra una loma en la que aparece, junto con sedimentos neocomienses, un afloramiento del Titónico (punto 1 de la figura 3); su facies es muy semejante a la del sub-bético: margo-calizas rojizas con ammonites; se han clasificado las siguientes especies:

- «*Protetragonites quadrisulcatus*», d'Orb. Titónico-Neocomiense.
- «*Phychoptyloceras ptychoicum*», Quenst. Titónico-Neocomiense.
- «*Phylloceras semisulcatum*», d'Orb. Titónico-Neocomiense.
- «*Neolisoceras grasiatus*», d'Orb. Titónico-Neocomiense.
- «*Haploceras elimatum*», Oppel. Titónico.

Examinada al microscopio una lámina transparente de estas margo-calizas rojizas, aparece como se indica en la fotografía 2; presenta la siguiente microfauna: Radiolarios, Saccocoma, Globularia, trozos de Ammonites y fibrosferas. Edad: Titónico.

Rodeando a este afloramiento titónico aparecen, como hemos indicado, unas margo-calizas blanquecinas de facies muy parecida a la sub-bética; contienen ammonites piritosos, habiéndose clasificado las siguientes especies:

- «*Phylloceras cf. thetys*», d'Orb. Neocomiense.
- «*Phylloceras semisulcatum?*», d'Orb. Neocomiense.
- «*Phylloceras sp.*», Neocomiense.
- «*Protetragonites quadrisulcatus*», d'Orb. Titónico-Neocomiense.

Se han estudiado al microscopio dos muestras de este Cretáceo; la primera de ellas (punto 2, fig. 3) contiene la siguiente microfauna: abundantes Nannoconus y partículas de calcita; hay algunos restos mal definidos de Radiolarios y Ostrácodos; edad: Barremiense. La segunda muestra fue tomada aproximadamente en el punto 3 de la figura 3, y encierra: Nannoconus, Radiolarios, espículas. Ostrácodos, trozos de Equinodermos y Lagénidos; edad: Neocomiense superior-Barremiense.

Este Cretáceo se continúa hacia el NO., pues subiendo por el camino de los traperos, unos 500 metros al NO. del cortijo de Alcázar, hemos encontrado (punto 4):

- «*Phylloceras sp.*», Neocomiense.

Algo más al Oeste aparecen margo-calizas muy blancas, que pertenecen ya al Aquitaniense (punto 5); su microfauna fundamental es la siguiente: «*Globigerinoides trilobus*», «*G. bisphaericus*», «*Globorotalia mayeri*».

Entre el kilómetro 20 y 21 (punto 6) hemos tomado otra muestra, cuya microfauna pertenece ya al Burdigaliense: «*Orbulina suturalis*», «*Globigerinoides trilobus*», «*G. bulloides*».

En estos afloramientos jurásico-cretáceos no hemos podido apreciar niveles detríticos, y, como ya hemos indicado, se presentan con facies sub-bética; por tanto, la interpretación tectónica es aquí algo más dudosa que en el caso de Valenzuela: por su situación geográfica parece tratarse de sedimentos pre-

béticos, pero por su facies podrían considerarse como sub-béticos y alóctonos. Ahora bien, dado que existe un cretáceo prebético con facies margosa tipo sub-bética, nos inclinamos a interpretar a estos afloramientos jurásico-cretáceos como prebéticos y autoctonos; por otra parte, para explicar la presencia en la Hoja de Porcuna de escamas sub-béticas deslizadas, hay que acudir a una hipótesis, que, a nuestro juicio, resultan bastante artificiosas (ver nuestra publicación de N. y C., número 72, año 1963). Finalmente, la presencia de restos titónicos resedimentados en el cretáceo prebético del afloramiento de Valenzuela, es un argumento más a favor de la autoctonia de estos asomos jurásico-cretáceos de la Hoja de Porcuna.

Recibido el 15-I-1964.

MIGUEL RUBIO GINER

MICROANALIZADOR DE SONDA ELECTRONICA O MICROSONDA

S U M M A R Y

It is described in this paper an apparatus for the chemical micro-analysis. The sample to be examined is bombed by electrons and the X-ray emitted are studied in the usual way. This technic is applied in Metallurgy, Mineralogy, Petrology and Biology.

R É S U M È

On expose dans ce travail le fonctionnement de la «Microprobe» qui se base sur le bombardement électronique d'un modèle et de l'étude des Rayons-X, produits par l'analyse qualitative et quantitative micropuntuale applicable en Métauxurgie, Mineralogie, Petrographie et Biologie.

Recibido el 29-I-64.

El análisis por rayos X de microsonda, es no destructivo y reproducible, lo que permite utilizar muy poca materia, siendo muy seguro en cuanto a calidad y fidelidad. Por lo muy aproximada de la Ley de la proporcionalidad emisión-concentración, es también cuantitativo.

La Metalurgia, por ejemplo, necesita en muchas ocasiones conocer cómo están distribuidos los distintos componentes en el seno de una aleación; un análisis químico, nos daría siempre un mismo porcentaje de sus componentes, pero por las dificultades de llevarlo a microescala, no podríamos saber la uniformidad de la distribución considerando microsuperficies. Sabido es ya que, pequeñas variaciones en la composición de un punto a otro, pueden ejercer marcadas influencias en las propiedades de mezcla y así, necesitamos conocer por alguna técnica microanalítica la composición de cualquier determinada área por muy pequeña que sea, y, también, en otros casos, la distribución de determinados elementos componentes en una superficie dada.

Problemas semejantes se presentan en Mineralogía al intentar conocer,

por ejemplo, cualquier componente en donde, igualmente, un análisis químico o espectrográfico directos no podríamos realizar a microescala. En ciertos casos, podríamos disolver el resto de los componentes hasta aislar el elemento objeto de estudio, pero esto implica muchas dificultades. La técnica microanalítica que nos ocupa se puede aplicar satisfactoriamente en todos estos casos, e incluso en problemas biológicos.

Cuando electrones con suficiente energía, golpean la superficie de una muestra, provocan la emisión, en todas direcciones, de rayos X característicos de la clase de átomos y, por tanto, de la clase de elementos que han sufrido el impacto: de esta forma pues, si analizamos esos rayos X, podremos deducir los elementos presentes allí.

Veamos cómo se realizaba un análisis cuantitativo haciendo uso de su espectro. Consideremos un elemento *A* en una mezcla; depositemos ésta en el anticátodo de un tubo de rayos X, sometiéndola a bombardeo, haciendo una medida de la intensidad de la línea característica más importante del elemento en una fotografía del espectro. Se agregan cantidades crecientes de otro elemento *B*, de número atómico próximo al *A*, hasta igualar la intensidad de la línea característica más importante del elemento *B* a la del *A*. La concentración del elemento *A* se considera igual a la del elemento *B*.

Evidentemente, aquí, se cometía el error de comparar intensidades de líneas de longitudes de onda diferentes, que presentarían distinta absorción en los medios que encontrarían a su paso y a las que las placas fotográficas ofrecen también distinta sensibilidad.

Por todo ello, se sustituyó por un método absoluto, procurando que las condiciones fueran las mismas y comparando espectros del mismo elemento, uno en la muestra y otro del elemento puro. Esto resulta como consecuencia de la validez, salvo pequeñas correcciones, de la ley de proporcionalidad emisión-concentración. En este caso, la concentración de un elemento en una mezcla dada, se deduce por comparación entre la intensidad *I* de una línea importante característica del elemento *A*, emitido por la mezcla excitada y la *I(A)* de la misma radiación característica, emitida por elemento puro *A*, bajo iguales condiciones de excitación.

$$\text{Como primera aproximación se tiene: } \frac{I_A}{I(A)} = \frac{c_A}{c}$$

$$\text{y como segunda aproximación } \frac{I_A}{I(A)} = \frac{a_A c_A}{\sum a_i c_i}$$

en donde incluimos los coeficientes de la deceleración específica de cada elemento. Habría que introducir más correcciones, que serán objeto de estudio.

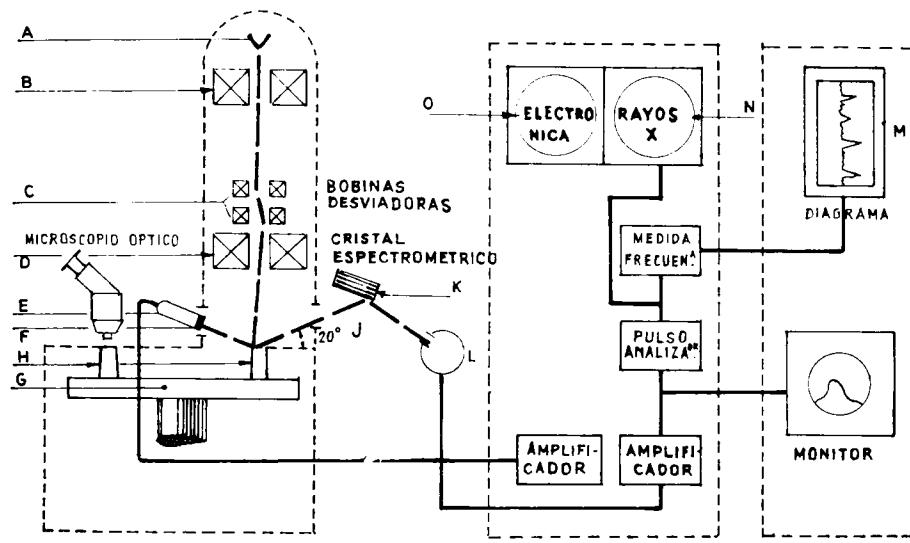
dio en otros trabajos, tales como absorción de rayos X en la misma muestra, emisión por fluorescencia secundaria, etc.

Desde que un haz electrónico puede ser finamente focalizado en un círculo de una micra de diámetro, se pueden examinar por este método pequeñísimas superficies de la muestra reducidas a un punto, y que podrá extenderse a una cierta extensión por movimiento de la sonda, de la muestra, o ambas simultáneamente.

Fué el francés Castaing, Profesor de Física de la Sorbona de París, el primero que publicó detalles de un aparato apropiado para este análisis, exponiendo los fundamentos teóricos, avalados por ejemplos prácticos, en su tesis doctoral, en París, en el año 1951, la cual realizó bajo la dirección del Prof. A. Guinier. A similares conclusiones, por distinto camino, llegó también, por entonces, el ruso I. B. Borovsky. En Gran Bretaña, fue diseñado otro por el Dr. D. A. Melford, en Tube Investments Research Laboratories, con la cooperación de los doctores V. E. Cosslett y Duncumb, que fueron los primeros en utilizar la sonda móvil en un modelo construido en el Cavendish Laboratory, y, todo lo cual, ha servido de base al actual aparato construido en Cambridge Instrument Company, Limited, del cual mostramos un diagrama esquemático. Hoy se han construido en todo el mundo unos 250 aparatos de doce modelos distintos.

Ofrece este modelo, como decimos, la novedad de presentar la sonda dotada de cierto movimiento, permaneciendo estática la muestra. El movimiento del impacto de la sonda sobre la superficie de la muestra, es el mismo que sigue un punto luminoso en una pantalla de Televisión y, por tanto, los rayos X que detectamos, corresponden a todos y a cada uno de los puntos barridos sucesivamente por la sonda electrónica y cuya imagen se presenta en forma de un punto luminoso, más o menos intenso, según la concentración de átomos bombardeados, en la pantalla de un tubo de rayos catódicos muy amplificado, pues el área cubierta por la sonda en todo su recorrido es de 0,25 milímetros cuadrados, que en el tubo viene a ser una imagen de un decímetro cuadrado. No todos los electrones que van en la sonda penetran en la muestra, sino que, parte de ellos, salen reflejados, lo cual depende de la masa atómica de los elementos allí presentes. Si, al mismo tiempo que recogemos los rayos X, detectamos también los electrones rechazados, podemos obtener una imagen en la pantalla de otro tubo de rayos catódicos, semejante a la anterior, e igualmente distribuida; podemos, incluso superponer ambas imágenes y compararlas.

En el aparato que estudiamos, podemos considerar tres partes principales:



a) Sistema productor de la sonda eléctrica.

b) Soporte de la muestra, provisto de un sistema óptico que nos permita localizar, bajo la sonda, el punto de la muestra que deseamos explorar.

c) Espectrómetro para análisis de los rayos X emitidos.

El sistema productor de la sonda consta: de un filamento de tungsteno, en el vacío, productor de electrones, o «pistola electrónica» A, cuyo haz es focalizado por los dos sistemas de lentes magnéticos B y D en una sonda de hasta menos de una micra de diámetro, formando la «electrosonda».

Unas bobinas o piezas desviadoras c, mueven la sonda, focalizada en un punto de la muestra, sobre un área de medio milímetro cuadrado. La muestra está montada sobre un soporte que puede moverse en las tres direcciones del espacio G.

Los rayos X emitidos en todas direcciones, encuentran una salida o ventana J, la cual está en una dirección que forma un ángulo de 20 grados con respecto a la superficie de la muestra. A la salida se encuentra con un cristal K, analizador, de superficie curva y composición variable, con arreglo a las mejores conveniencias técnicas, que refleja los rayos X con un cierto ángulo que depende de su longitud de onda, siendo separados de esta forma los distintos rayos X que le alcanzan, exactamente a como ocurre en un prisma que descompone la luz. Si el cristal lo hacemos girar convenientemente, podemos seleccionar determinada longitud de onda, haciéndole llegar a un contador Geiger L, solidario con él, pero, engranado de tal manera, que gira doble ángulo que el cristal analizador. El contador detecta el número de pulsaciones por segundo, que nos dará la medida de

la cantidad de elemento presente. Esta señal es amplificada y, finalmente, modula la intensidad del punto luminoso de la pantalla de rayos catódicos N.

Como ya hemos dicho anteriormente, parte de los electrones, son rechazados, saliendo reflejados de la superficie de la muestra. Cerca de ella, se dispone un fósforo, que centellea al incidir en él los electrones, y una célula fotoeléctrica muy sensible convierte el centelleo producido por el choque electrónico en una corriente eléctrica que es amplificada para modular el brillo de un punto luminoso que va apareciendo en la pantalla de otro tubo de rayos catódicos O. Se obtiene una imagen similar a la que se obtiene en Metalurgia por luz oblicua, y podemos, incluso, superponer las imágenes obtenidas en ambas pantallas, así como fotografiarlas.

Existe perfecta correlación entre el área barrida por la sonda en la superficie de la muestra y las imágenes de rayos X y electrónica de los tubos catódicos, siendo ésta semejante a una imagen óptica del área, mientras, que aquélla, nos muestra la concentración y distribución del elemento seleccionado. Para obtener el análisis cuantitativo, la señal monocromática de rayos X, se pasa a través de un contador de pulsaciones, que da el número de ellas por segundo y que, simultáneamente, son registradas en un diagrama M.

En posteriores trabajos, iremos estudiando los detalles de esta técnica que, efectivamente, resulta un tanto compleja. Así, por ejemplo, hay que considerar las correcciones a introducir por aplicación de la ley de proporcionalidad emisión-concentración. Estabilidad de la tensión aplicada a la pistola electrónica; corrección de astigmatismo de las lentes formadoras de la electrosonda. Lo ideal sería obtener un máximo de intensidad con el menor diámetro posible de la sonda para máxima sensibilidad y poder resolutivo; tenemos que conocer el verdadero tamaño de la sonda e influencias de la elevación de temperatura en la región bombardeada. La materia orgánica de la superficie de la muestra se polimeriza y se forma una capa de contaminación, cosa que hay que evitar en lo posible. Problemas que se presentan con los elementos más ligeros, en los cuales la longitud de onda es más fácilmente absorbible; localización del punto de impacto de la sonda; limitación de la discriminación por la penetración difusa de electrones en la muestra, al ser desviados éstos, tanto más cuando más débil es el voltaje aplicado y mayor la masa atómica de los elementos, teniendo que calcular el volumen realmente analizado, correcciones por absorción, fluorescencia, etc.

Este micronalálisis, ha sido aplicado con éxito a un gran número de problemas en el campo de la investigación. En Metalurgia, para identificación de fases complejas que aparecen con pequeños precipitados, cuyo tamaño

puede oscilar entre 0,1 y 10 micras; inclusiones no metálicas, así como otros precipitados en los aceros. En Mineralogía y Petrología se ha utilizado, con éxito para resolver problemas relacionados con el origen, desarrollo y evolución de depósitos minerales y, como hemos apuntado ya, se ha aplicado a problemas biológicos.

J. A. VERA y J. M. GONZALEZ-DONOSO (*)

Recibido el 29-I-64

DISCORDANCIA INTRAVINDOBONENSE EN MONTEFRIO

ZONA SUBBETICA (PROVINCIA DE GRANADA)

R E S U M E N

En la presente nota hacemos el estudio de un afloramiento de Mioceno en Montefrio. En él hemos observado una espectacular discordancia intravindobonense.

Discordancias de características análogas han sido reconocidas por los autores en otras localidades del sector central de las Cordilleras Béticas.

Con ello ponemos de manifiesto que pliegamientos de edad intravindobonense afectaron a la mayor parte del referido sector.

El estudio de la microfauna y microfacies nos permite dar unas ideas sobre las características de la cuenca vindobonense.

R É S U M É

Dans cette note nous faisons l'étude d'un affleurement de Miocene situé à Montefrio. Nous y avons observé une spectaculaire discordance intravindobonienne.

Une telle discordance à caractéristiques analogues a été constatée par les auteurs dans d'autres localités du secteur central des Chaines Bétiques.

Sur ce fait d'observation nous mettons en évidence que des plissements d'âge intravindobonien ont affecté la majeure partie de ce secteur.

L'étude de la microfaune et de microfacies nous donne quelques idées sur les caractères du bassin vindobonien.

A B S T R A C T

In the present note we study a Miocen outcrop at Montefrio. In it a spectacular intravindobonian unconformity has been observed.

A similar unconformity has been recognized by the authors in other places from the central region of the Betic Chains.

Therefore we give evidence of intravindobonian folding that took place in the main part of the mentioned region.

(*) Laboratorio de Geología de la Facultad de Ciencias de Granada. Dpto. de Granada del Instituto «Lucas Mallada» (C. S. I. C.)

The studies on microfauna and microfacies let us give some ideas about the characteristics of the vindobonian basin.

INTRODUCCIÓN

Desde hace casi un año uno de nosotros (J. A. V.) ha efectuado varias campañas de trabajo en el área objeto de su tesis de doctorado. Este área pertenece a la zona subbética y queda comprendida en los meridianos de Loja y Moclin, al S. de la divisoria Genil-Guadajoz.

En la presente nota damos a conocer algunos hechos de observación recogidos en el sector de Montefrío, dentro del área referida (fig. 1).

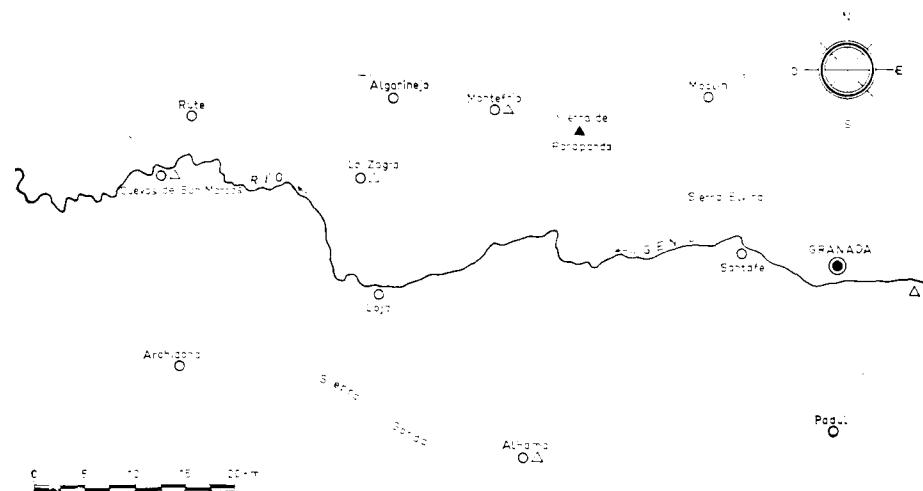


Fig. 1.—Localización geográfica. Δ otros puntos donde se ha observado la discordancia.

Los únicos datos anteriores sobre este sector son los suministrados por Gonzalo y Tarín (1881) y por Bertrand y Kilian (1889), que ponen de manifiesto la presencia de Mioceno, datado por varias especies de *Pecten*, ostreas, teribrábulas, *Cidaris*, etc. Dichos autores no hacen referencia alguna a la discordancia intravindobonense. Además del Mioceno están representados en el mismo sector terrenos jurásicos, cretácicos y nummulíticos.

El Mioceno en las Cordilleras Béticas presenta en general independizado el Mioceno inferior s. lat. (Aquitano-Burdigaliense) con respecto del Mioceno medio-superior. El Aquitano-Burdigaliense está constituido por calizas blancas en las que son frecuentes las algas y los miogipsíndos. Se encuentra en general plegado conjuntamente con los terrenos infrayacentes. En la zona Bética s. str. hasta el momento no ha sido datado, pero es muy frecuente su presencia en la zona Prebética.

El Mioceno medio-superior está muy bien representado en todas las zo-

nas de las Cordilleras Béticas. Presenta generalmente margas y maciños con abundante fauna. La mayoría de los afloramientos están aislados unos de otros, y en general en discordancia con los terrenos infrayacentes, con buzamientos suaves, normalmente. Esto había hecho pensar a algunos autores en que las cuencas vindobonenses fuesen de tipo lagunar y no una cuenca marina única. El estudio del afloramiento de Montefrío nos permite dar algunas ideas sobre las características de esta cuenca, que difieren de la idea anteriormente señalada.

DATOS ESTRATIGRÁFICOS Y PALEONTOLOGICOS

Descripción del afloramiento

El afloramiento del Mioceno medio-superior, que se extiende al S. y al E. de Montefrío, tiene una forma ovalada de unos 4,5 Km. en dirección WSW-ENE., que es la de máximo alargamiento. Hacia su extremo W. se continúa con otro afloramiento, y que al igual que el primero da relieves fuertes: es el denominado Peñas de los Gitanos. La forma y dimensiones de este segundo afloramiento son similares al primero; ambos están unidos por una estrecha franja.

El hecho más notable en el afloramiento de Montefrío es una gran discordancia, cuya edad intravindobonense demostramos en esta nota. Distinguimos dos tramos de Vindobonense separados por la referida discordancia. El tramo inferior está constituido por margas, con algunos niveles de lumaquelas, que vienen coronadas por un paquete de maciños. El tramo superior está formado casi exclusivamente por maciños. Son diversos los puntos en que se observa la discordancia, en varios de los cuales hemos hecho un estudio detallado.

Corte de la carretera Montefrío a Tocón.

En la misma entrada del pueblo de Montefrío por la carretera de Tocón la discordancia es espectacular (lámina 1). En este punto claramente se pueden ver los dos tramos de Vindobonense. El tramo inferior está representado por unas margas sobre las que vienen unos maciños subverticales. En las margas (muestra A de la tabla) se han encontrado formas planetónicas y bentónicas entre los Foraminíferos. Como macrofósiles abundan los pectínidos formando localmente verdaderas lumaquelas. Entre los Foraminíferos planetónicos tenemos: *Pullenia bulloides* d'Orb. Entre los bentónicos: *Cibicides lobatulus* (W-J), *C. cf. nucleatus* (Seg), *Elphidium crispum* (L),

E. fichtelianum d'Orb., *Streblus Beccarii punctalogramosa* (Seg.), *S. beccarii* (L.), *Dimorphina tuberosa* d'Orb., *Textularia abbreviata* d'Orb. y *Guttulina communi* (d'Orb.). Hay un gran predominio de las formas bentónicas sobre las planctónicas.

En los macíños, en lámina delgada, se advierte la gran cantidad de organismos en ellos presentes. Se pueden reconocer: briozoos (muy abundantes), lamelibranquios, ostrácodos y algunas globigerinas. (Lám. 2, fig. 1).

Sobre estas capas subverticales viene el tramo superior Vindobonense representado por macíños con buzamientos suaves. La facies y fauna de estos macíños es muy semejante a la del tramo inferior de macíños. La superficie de discordancia es irregular, lo que nos hace pensar en una discordancia erosiva. Es de señalar que entre la fauna del tramo superior no hay indicios

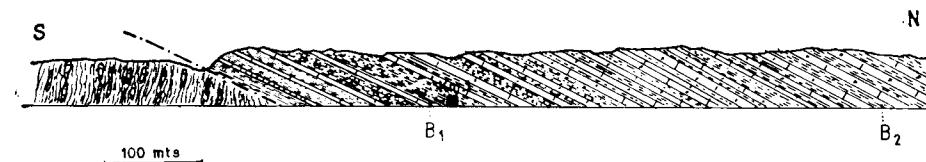


Fig. 2.—Corte de la carretera de Montefrío a Tocón. Sobre la serie secundaria y discordantemente el tramo inferior Vindobonense.

de remoción. No hay especies que nos permitan subdividir el Vindobonense, por lo que no podemos datar con más precisión ambos tramos.

En el corte de la carretera de Montefrío a Tocón se nos muestra el tramo inferior de Vindobonense, que descansa discordantemente sobre un nivel de margas rojizas con bancos calizos, cuya única fauna son *Aptychus punctatus*, de edad posiblemente Jurásico terminal o Cretáceo inferior. El contacto está entre los kilómetros 1,2 y 1,3. El nivel más inferior del Mioceno representado por margas contiene una fauna muy mal conservada, que ha hecho imposible hacer determinaciones específicas en ellas, pero es de notar la gran cantidad de Globigerinas.

Las muestras B₁ y B₂ (tabla fuera de texto) son cada vez más superiores estratigráficamente: están recogidas en los kilómetros 1 y 0,6, respectivamente (fig. 2).

La muestra B₁ tiene una abundante fauna planctónica representada por *Orbulina universa* d'Orb. y *Globigerina* sp. Como fauna bentónica se encuentra: *Cibicides refulgens* (Mon), *C. subtenuissimus* (Nut), *Elphidium crispum* (L.) *Robulus crassus* (d'Orb.), *Cribroorbolina serpens* Seg., *Planulina* cf. *wellestorfi* (Shw) y *Lagenia* sp. La fauna planctónica aunque es poco variada en especies, predomina sobre la bentónica.

La muestra B₂ presenta una asociación de fauna planctónica y bentónica con predominio de esta última. La planctónica está representada por *Glo-*

bigerina sp. poco abundante. Como formas bentónicas: *Cibicides mexicanus* Nut. *Cibicides* sp. *Elphidium crispum* (L.), *Eponides byramensis hispanicus* Colom, *Eponides* sp. *Nonion pompilioides* (F. M.) y *Pyrgo* sp.

En este corte se ve la coexistencia de fauna planctónica y bentónica con predominio de la primera en los niveles más bajos estratigráficamente y de la segunda en los más superiores.

Sector oriental de Montefrío

Las capas subverticales que aparecen en la entrada de Montefrío por la carretera de Tocón, se continúan hacia el NE. Forman un cretón que destaca visiblemente en el relieve. Puede ser reconocido con facilidad en fotografía aérea, y alcanza una longitud de cerca de dos kilómetros.

La carretera de Montefrío a Illora, por el N. de Sierra de Parapanda, corta al citado cretón a 0,5 kilómetros de Montefrío. Bajo él y a lo largo de la citada carretera durante unos 400 metros aparece un paquete de calcarenitas y margas arenáceas muy compactas, con niveles de conglomerados. Este paquete presenta en todos sus niveles un fuerte olor a hidrocarburos. En él hemos buscado insistenteamente fauna, sin que hayamos encontrado ningún organismo determinante.

La edad de este paquete no ha podido ser aún determinada. Es en el único punto donde aflora de toda la región y no se ponen de manifiesto niveles inferiores. Como aquí falta la fauna, la indeterminación es clara. Le atribuimos una posible edad vindobonense, pero con todas las reservas que imprime la falta de argumentos definitivos.

En la figura 3 hacemos un corte en el que indicamos la posición de este paquete con respecto al tramo inferior vindobonense, con respecto a la discordancia.

El paquete de calcarenitas y margas arenáceas (b de la fig. 3), presenta un fuerte buzamiento hacia el N.-NW. y sobre él vienen los niveles margosos de la base del tramo inferior del Vindobonense fosilífero (a de la fig. 3). Entre ambos paquetes hay una franja (a' de la fig. 3), donde el suelo vegetal está muy desarrollado y no permite ver el substratum, en la que hay cantos calizos con Nummulites. Estos podrían ser rodados del Nummulítico que aflora cerca, perteneciendo esta franja a margas vindobonenses. En este punto es donde mejor se puede hacer un corte detallado del tramo inferior de la discordancia. Empieza con unos niveles margosos con elementos detriticos que se hacen cada vez más frecuentes hacia la parte superior y viene coronada con macíños que sobresalen en relieve a manera de cretón. La situación de las margas estudiadas C₁, C₂, y C₃ es la indicada en la figura 3.

La muestra C₁, la más inferior de ellas estratigráficamente hablando, pre-

senta una fauna planctónica predominante y representada por *Orbulina universa* d'Orb., *Gyroidina soldanii* d'Orb. y *Globigerina*, sp. La fauna bentónica está representada por *Cibicides refulgens* Mont., *C. mexicanus* Nut., *Streblus beccarii punctatogranosa* (Seg.) y *Elphidium crispum* (L.).

La muestra C₂ tiene una fauna planctónica muy pobre y representada sólo por *Pullenia bulloides* d'Orb. poco frecuente. Entre la fauna bentónica, que es predominante, hay *Dimorphina tuberosa* d'Orb., *Robulus (Cribrorobulina) serpen* Seg., *Cibicides refulgens* Mont., *Elphidium crispum* (L.) y *Cassidulina* sp.

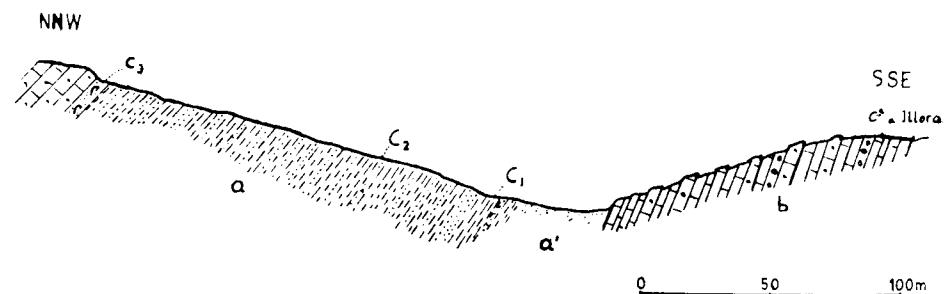


Fig. 3.—Corte al N de la carretera a Illora, a un kilómetro de Montefrío.

La muestra C₃ la más superior de las margas estudiadas en este corte, presenta *Globorotalia menardii* d'Orb. y *Pullenia cf. bulloides* d'Orb. como formas planctónicas con muy poca frecuencia. Entre las formas bentónicas se encuentran: *Elphidium crispum* (L.), *Streblus beccarii punctatogranosa* (Seg.), *Textularia abbreviata* d'Orb., *Cibicides* sp. y *Robulus* sp. Litológicamente esta muestra es una marga arenosa que sirve de cemento de una gran cantidad de lamelibranquios que constituyen una auténtica lumaquela, lo que unido a su posición estratigráfica, la hace perfectamente comparable con la muestra A descrita anteriormente.

Sobre estos niveles margosos vienen unos maciños que son los que originan el crestón del que hemos hablado y que constituyen la parte más alta del tramo inferior del Vindobonense. La fauna de los maciños viene representada por briozos, lamelibranquios, radiolas de equinídos, algas, *Elphidium*, etc. (lámina 2, fig. 2).

En este corte completo del tramo inferior del Vindobonense, vemos que en las margas coexisten faunas planctónicas y bentónicas, siendo las primeras muy predominantes en los niveles más inferiores, mientras que en los más superiores hay gran predominio de la fauna bentónica. Este hecho también se nos pone de manifiesto, como ya hemos descrito, en el corte de la carretera de Montefrío a Tocón.

Siguiendo la carretera que va de Montefrío a Illora, por el N. de la Sierra de Parapanda, a unos dos kilómetros de Montefrío, en una gran curva

de la misma situada cerca del cementerio, se puede observar el contacto del tramo inferior del Vindobonense fosilífero con el paquete de calcarenitas y margas arenáceas con olor a hidrocarburos y cuya edad por ahora nos es desconocida. De este paquete en este punto también hemos lavado margas y obtenido láminas delgadas, sin que se haya encontrado fauna alguna. Por otra parte, como anteriormente decíamos, este tramo no se encuentra más que en esta localidad, de toda la región. Aun cuando su buzamiento es un poco más fuerte que el del tramo inferior del Vindobonense parece en principio que ambos formen una misma unidad.

En las margas de contacto entre ambos tramos (muestra D de la tabla), hemos podido observar de nuevo a la asociación de fauna planctónica y bentónica. La planctónica está representada por *Orbulina universa* d'Orb., *Globigerina* sp. y *Globorotalia menardii* (d'Orb.).

La bentónica está representada por: *Cibicides lobatulus* (W-J), *Cibicides* sp. y *Elphidium crispum* (L.). El predominio de la fauna planctónica sobre la bentónica es muy marcado, hecho que viene repitiéndose en todas las muestras de los niveles margosos más inferiores, dentro del tramo inferior Vindobonense fosilífero.

La última de las muestras estudiadas (E de la tabla) está recogida a unos 150 metros al W.-NW. del Cortijo de Cagilón, en el tramo inferior Vindobonense, justamente en el borde S. del afloramiento del tramo superior. La fauna es escasa y representada por *Orbulina universa* d'Orb. como pelágica y *Cibicides refulgens* (Mont.), *C. mexicanus* Nut., *Elphidium crispum* (L.) y *Robulus vortex* (F.-M.), como bentónica.

Interpretación de los datos micropaleontológicos

Hemos hecho principalmente estudio de la microfauna, ya que la macrofauna está en mal estado de conservación. Entre las formas grandes son muy numerosas las Ostreas y Pecten, pero las determinaciones específicas de ellas no han podido ser hechas en los ejemplares recogidos por nosotros.

El estudio micropaleontológico ha suministrado bastantes datos de interés.

Los niveles margosos del tramo inferior vindobonense presentan un hecho que se repite insistentemente, que consiste en la asociación de fauna planctónica y bentónica, con predominio de la primera en los niveles más inferiores y disminuyendo mucho hacia los superiores. En principio parece contradictorio la coexistencia de fauna típicamente planctónica, como son las Globigerinas, con faunas bentónicas de muy poco fondo, e incluso que indiquen proximidad de costas como *Elphidium crispum* (L.) y *Streblus beccarii punctatogranosa* (Seg.).

Este hecho lo interpretamos como resultado de la transgresión del mar vindobonense, que arrastró fauna del mar libre entre la que había formas planctónicas y bentónicas. Las formas planctónicas al no encontrar un habitat apropiado fueron desapareciendo, por lo cual, en los niveles superiores apenas están representadas. En estos niveles la fauna bentónica se hace casi exclusiva y entre ella los pectinídos, y en general los lamelibranquios alcanzan un gran desarrollo, formando niveles de lumaquia.

Las faunas y facies de los maciños de ambos tramos afectados por la discordancia son típicamente bentónicas y de poco fondo. La estratificación cruzada (*cross-bedding*), muy manifiesta en estos maciños, también nos indica la escasa profundidad del depósito.

Todos los datos micropaleontológicos de las distintas muestras que han sido estudiadas, están recopilados en la tabla situada fuera de texto, de manera que en una visión rápida podamos hacernos idea de las asociaciones de fauna.

OTRAS LOCALIDADES DONDE SE HA OBSERVADO LA DISCORDANCIA

El accidente ha sido observado por los autores de esta nota en otros afloramientos de Vindobonense de la región central de las Cordilleras Béticas.

En la cuenca alta de Genil, uno de nosotros (J. M. G. D., 1963) estudió la serie terciaria y puso de manifiesto una discordancia intravindobonense, aunque no tan espectacular como en Montefrío. El tramo inferior comprende todos los términos de conglomerados a arcillas, y caliza zoógenas, estando bastante plegada incluso a veces con verdaderos pliegues en rodilla. Sobre él descansa discordantemente el tramo superior, que empieza por un potente paquete de maciños con buzamientos suaves. La fauna de ambos tramos es Vindobonense. Hacia lo que sería la antigua línea de costas, en ambos tramos, se presentan faunas bentónicas de poca profundidad e incluso otras propias de albuferas o biotopos semejantes.

A unos doce kilómetros al SW. de Montefrío, en las inmediaciones de La Zagra, aparece otro afloramiento Vindobonense que está siendo objeto de estudio por uno de nosotros (J. A. V.). Los primeros reconocimientos han puesto de manifiesto una discordancia intravindobonense similar a la de Montefrío. El tramo superior está formada por maciños de buzamientos suaves con un nivel de conglomerados en la base. En varios puntos cercanos a la carretera de Loja a Priego, hacia los kilómetros 36 al 37, se puede observar bajo los conglomerados basales del tramo superior, unos maciños con microfauna y microfacies muy parecida a los primeros, que presentan unos buzamientos fuertes que hasta pueden alcanzar la vertical.

En reconocimientos realizados por ambos autores en el sector de Cuevas

de San Marcos (unos 35 Km. al W. de Montefrío) y en las proximidades de Alhama de Granada (unos 35 Km. al S. de Montefrío), pudieron ser observadas discordancias análogas.

Como vemos, la discordancia no es accidente puramente local, sino que se ha encontrado en puntos que distan bastantes kilómetros (ver fig. 1).

CONCLUSIONES

El estudio de las microfacies y la microfauna de este afloramiento del Vindobonense nos permite reconstruir las condiciones sedimentarias correspondientes.

En el tramo inferior vindobonense, la asociación de faunas planctónica y bentónica con el predominio de la primera en los niveles más inferiores nos lleva a la conclusión siguiente:

La transgresión del mar vindobonense ocupó una gran extensión formando un mar único con numerosas islas (Sierra de Parapanda, Sierra Gorda, Sierra Nevada, etc.). La fauna planctónica al no encontrar un habitat apropiado, se extinguío en la mayor parte de la gran cuenca. Esto nos indica que el mar vindobonense durante el depósito del tramo inferior era somero, como lo demuestran la presencia de fauna bentónica de poco fondo y la presencia de maciños. La fauna planctónica procedería del mar libre y sería arrastrada por la transgresión.

Una vez depositado el tramo inferior, la región fue afectada por un plegamiento relativamente fuerte, que subdividió la cuenca hasta entonces única, en cuencas numerosas.

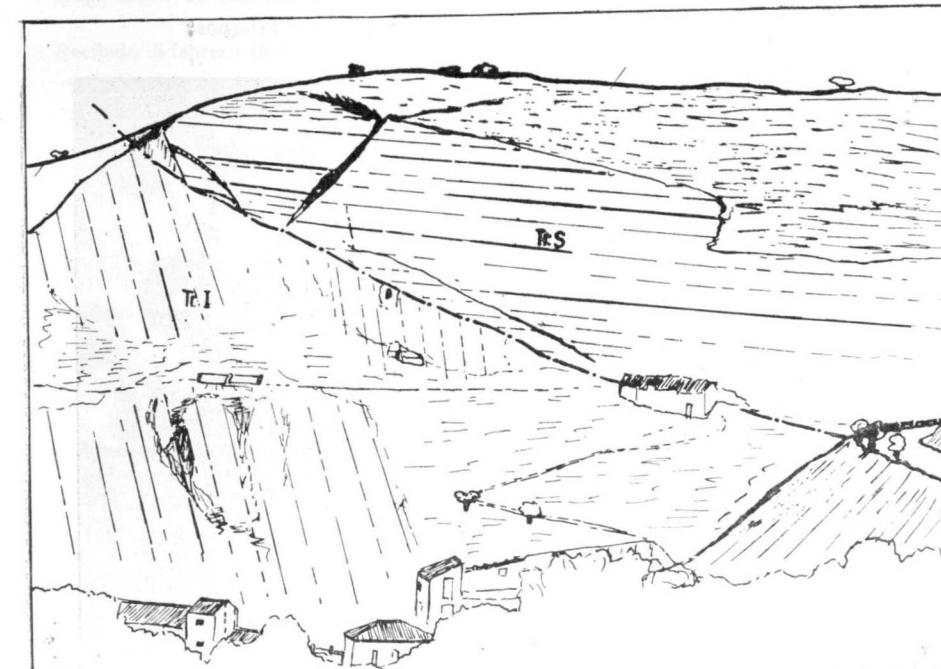
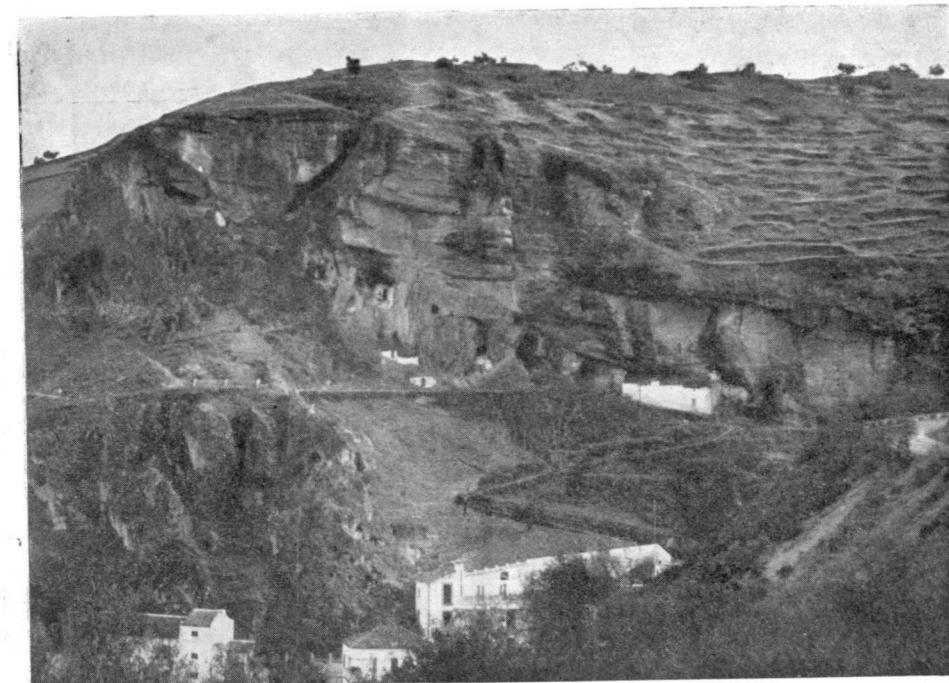
En cada una de estas cuencas se depositaron los terrenos vindobonenses del tramo superior, discordantemente sobre los ya depositados y erosionados en parte. La historia de cada una de las cuencas fue diferente. La cuenca de Granada tardó bastante en perder su carácter marino, mientras que la de Montefrío evolucionó más rápidamente, depositándose una potencia relativamente pequeña de maciños.

No hay especies entre la microfauna que nos permitan subdividir el Vindobonense, y por tanto no se puede datar hasta el momento con mayor exactitud la edad de esta etapa de plegamiento intravindobonense.

Posteriormente al Vindobonense tuvieron lugar movimientos tectónicos de gran escala, lo que nos explica que el Mioceno lo encontramos en Montefrío a cerca de los 1.000 metros de altitud.

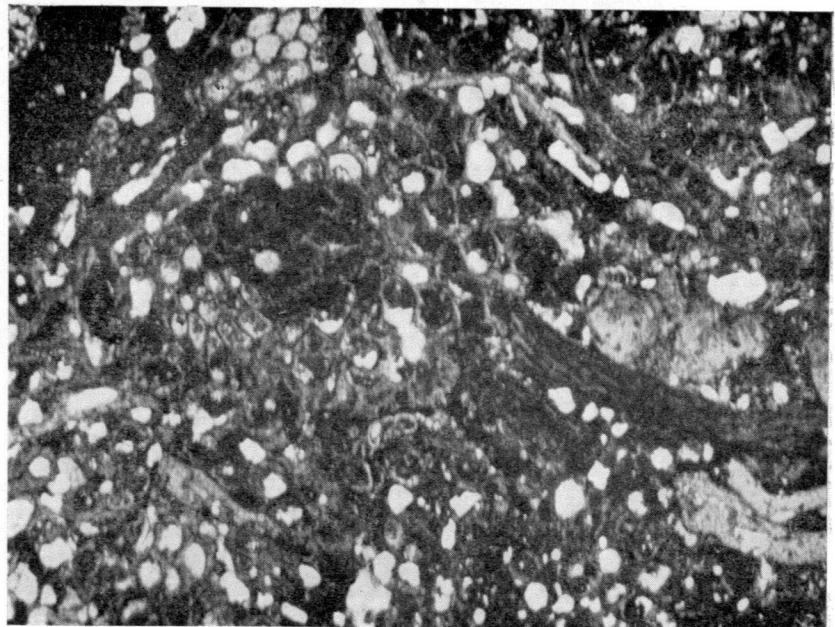
TABLA DE DISTRIBUCION DE FAUNAS

	A	B ₁	B ₂	C ₁	C ₂	C ₃	D	E
FORMAS PLANCTONICAS								
<i>Orbulina universa</i> D' ORBIGNY.....	X			X			X	X
<i>Globigerina</i> sp.....	X	X		X			X	
<i>Globorotalia menardii</i> (D' ORBIGNY)					X		X	
<i>Pullenia bulloides</i> D' ORBIGNY.....	X				X			
<i>Pullenia</i> cf. <i>bulloides</i> D' ORBIGNY						X		
<i>Gyroidina soldanii</i> D' ORBIGNY			X					
FORMAS BENTONICAS								
<i>Textularia abbreviata</i> D' ORBIGNY.....	X				X			
<i>Pyrgo</i> sp.....			X					
<i>Robulus crassus</i> (D' ORBIGNY).....		X						
<i>R. vortex</i> (FICTELL y MOLL).....						X		
<i>R. orbicularis</i> (D' ORBIGNY)	X							
<i>R. sp</i>				X				
<i>R. (Cribrorobulina) serpens</i> SEGUENZA..	X			X				
<i>Lagena</i> sp.....	X							
<i>Pseudo glandulina</i> sp						X		
<i>Dimorphina tuberosa</i> D'ORBIGNY.....	X				X			
<i>Guttulina communis</i> D'ORBIGNY	X							
<i>Cibicides refulgens</i> MONTFORT	X			X	X			X
<i>C. lobatulus</i> (WALKER y JACOB)						X		
<i>C. mexicanus</i> NUTTALL	X			X	X			X
<i>C. subtenussum</i> (NUTTALL)		X						
<i>C. cf. nucleatus</i> (SEGUENZA).....	X							
<i>C. sp</i>		X			X			
<i>Planulina</i> cf. <i>wellestorfi</i> (SCHWAGER)...		X						
<i>Streblius Beccarii</i> (L)	X							
<i>S. Beccarii punctatogranaosa</i> (SEGUENZA). .	X			X		X		
<i>Eponides byramensis hispanicus</i> (COLOM)			X					
<i>Eponides</i> sp		X						
<i>Nonion pompiliooides</i> (FICTELL y MOLL)			X					
<i>Elphidium crispum</i> (L)	X	X	X	X	X	X	X	X
<i>E. fichtelianum</i> (D' ORBIGNY)	X							
<i>Cassidulina</i> sp				X				

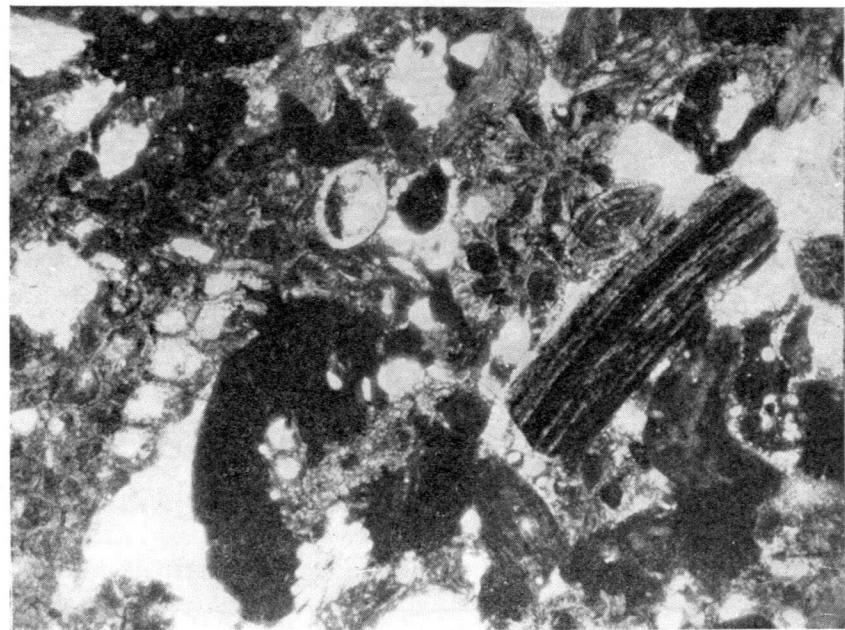


Vista de la discordancia en la entrada de Montefrío por la carretera de Tocón. Tr. I. Tramo inferior Vindobonense. Tr. S. Tramo superior Vindobonense. (Foto B. G.^a Rodrigo).

LÁMINA II



Microfotografía 1.—Microfacies de los maciños con Briozoos.

Microfotografía 2.—Microfacies de los maciños con briozoos, algas, *Eiphidium* y radiolas.

BIBLIOGRAFÍA

- BERTRAND, M et KILIAN, M. (1889). *Etudes sur les terrains secondaires dans les provinces de Grenade et Malaga*. «Mem. Ac. Sc.», París, t. XXX (Mission d'Andalousie), núm. 2, págs. 377-599, 58 fig. 2 lám. (Versión española «Bol. Com. Mapa Geol.», t. XVIII).
- COLOM, G. (1946). *Los foraminíferos de las margas vindobonenses de Mallorca*. «Est. Geol.», tomo II, núm. 3, pág. 113-180.
- — (1954). *Estudio de las biozonas con foraminíferos del Terciario de Alicante*, «Bol. Inst. Geol. y Min. de España», t. LXVI, pág. 3-279.
- — (1956). *Los foraminíferos del Burdigaliense de Mallorca*. «Mem. Real Ac. de Ciencias y Artes de Barcelona», vol. XXXII, núm. 5, págs. 93-230, 24 láminas.
- CUVILLER, J. et SZAKALL, V. (1949). *Foraminifères d'Aquitaine*. «Société National des Prétoles D'Aquitaine» Première partie, 32 planches.
- DIECI, G. (1959). *I foraminiferi di Montegibbio e Castelvetro (Appennino Modenese)*. «Paleontografia Italica», vol. LIX, (n. ser. XXIV), págs. 1-113.
- GIANNINI, E. et TAVANI, G. (1960). *Foraminiferi miocenici e pliocenici di un sondaggio effettuato in Val di Trossa (Toscana)*. «Paleontographia Italica», vol. LV (n. ser. XXV), págs. 21-90.
- GONZÁLEZ DONOSO, J. M. (1963). *Geología de las estribaciones NW. de Sierra Nevada*. (Trabajo fin de carrera). Laboratorio de Geología —Facultad de Ciencias— Universidad de Granada.
- GONZALO Y TARÍN (1881). *Reseña física y geológica de la Provincia de Granada*. «Bol. Com. Mapa Geol. de España», t. VIII.

Recibido 5 febrero-1964.



R. BOLLO y M. JACQUEMIN

LA BUSQUEDA DE FOSFATOS POR RADIOMETRIA AEROPORTADA (*)

RESUMEN

Aunque la producción mundial de fosfatos sea suficiente actualmente para satisfacer el mercado, el desarrollo de la agricultura en los países modernos, donde la utilización de los abonos es indispensable, debe abrir nuevos despachos. Por consiguiente, es necesario efectuar un inventario de los recursos que podrán remediar el aumento de las demandas y reemplazar, en un futuro próximo, los yacimientos agotados.

En diversos campos, la geofísica aeroportada, estableciendo mapas magnéticos, electromagnéticos y radiométricos, permite orientar rápidamente las búsquedas en el suelo y con un mínimo de gastos, cubriendo superficies considerables. Los fosfatos, los cuales presentan una radioactividad no despreciable, han dado lugar a pensar en esta propiedad para descubrir, por avión o helicóptero, los yacimientos interesantes. El «Bureau de Recherches Géologiques et Minières» ha solicitado a la Compagnie Générale de Géophysique experimentar este método sobre el yacimiento de Djebel Honk (Argelia). Habiendo sido positivos los resultados, una cobertura sistemática de todas las formaciones geológicas interesantes fue comprendida sobre el conjunto de Argelia del Norte.

ABSTRACT

As a rule, deposits of phosphate contain radioactive elements. Sample studies made in laboratories of North America and North Africa had shown that this radioactivity is due to the presence of uranium, and occasionally of thorium, either in the form of vanadate or in a diffuse state. Surface measurements carried out with a portable scintillometer had enabled to outline some deposits, but radiometric prospecting was only a supplementary method at this stage. From the results of these surface studies, it could be considered that the radiations emitted by phosphates were sufficiently intense to be detected from a certain altitude.

Consequently, a scintillometer was installed aboard a helicopter, and experimental tests were carried out on the known deposit of Djebel Honk, Algeria. Three profiles,

(*) Traducción por Ph. MERLE, del artículo titulado *La recherche de phosphate par radiometrie aéroportée*, publicado en la revista «Geophysical prospecting», del mes de diciembre de 1963.

flown perpendicular to the existing layers at 45 metres, permitted us to ascertain the validity of the method, and to define the working standards. Despite the small width of these outcrops (30 metres at most), it was established that «helicopter radiometry» could be used for phosphate exploration.

Fourteen thousand kilometres of profiles were flown in Northern Algeria. Since the phosphate deposits known in this area located at the contact of the Cretaceous and Eocene (Dano Maestrichtian, Thanetian, Ypretian), a systematic coverage of these geological series was undertaken. It was then possible to draw up a rapid inventory of the series.

Airbone radiometry, and helicopter radiometry in particular, now seems to be the most efficient, quickest, and least expensive method that can be applied to systematic phosphate exploration.

I. LA RADIOACTIVIDAD DE LOS FOSFATOS

Estudios de laboratorio efectuados en todo el mundo han permitido descubrir los motivos de la radioactividad en función de la edad, de la serie y del porcentaje en fosfatos. Ninguna regla precisa ha podido ser establecida. Sin embargo, es interesante recordar las conclusiones a las cuales han llegado los investigadores:

1.^o La radioactividad es ocasionada principalmente por la presencia de uranio y accesoriamente de torio. El uranio puede presentarse bajo la forma de enlucidos amarillos de vanadato (yacimientos de Kouribga, en Marruecos, y depósitos sedimentarios de Utah, Colorado, Arizona), pero en la mayor parte de las cuencas, se encuentra sin forma mineralógica propia.

2.^o El porcentaje en uranio + torio no es constante en el interior de un mismo yacimiento y puede variar en proporciones muy grandes:

— Florida	10 a 1500 ppm (parte por millón)
— Marruecos	200 a 350 ppm
— Túnez	90 a 250 ppm
— Argelia	200 a 250 ppm

El uranio difuso aumenta con el porcentaje en materia fosfatada sin proporcionalidad perfecta, y las fuertes variaciones laterales dentro de una misma capa no permiten establecer una relación entre amplitud de anomalía y porcentaje en fosfato.

3.^o El porcentaje en elementos radioactivos cambia de un yacimiento a otro; sin embargo, no existe diferencia notable en función de la edad de la serie: la ley de los fosfatos de Bone Valley, en Florida, de edad píocena, y la de los fosfatos de Wyoming-Montana, en Utah, de edad permiana, varían en las mismas proporciones (50 a 200 ppm).

En concreto, la variación de la radioactividad no debe ser desechada; sin

embargo, la continuidad de las capas fosfatadas permite enfocar la prospección aeroportada con la máxima probabilidad de éxito.

II. PROBLEMA DE RECUBRIMIENTO

La intensidad de la radiación de un cuerpo radioactivo varía rápidamente con el espesor del recubrimiento según la ley:

$$I = I_0 e^{-\mu d}$$

d = espesor de la roca absorbente

μ = Coeficiente de absorción que es proporcional a la densidad del cuerpo absorbente.

Resulta de esta fórmula que un metro de recubrimiento debe ser suficiente para absorber la totalidad de la radiación gamma emitida por los fosfatos. Sin embargo, la descomposición de las rocas *in situ* produciéndose en la zona superficial, permite la circulación de las sales que se fijan bajo forma insoluble en superficie y constituyen la aureola geoquímica. Del mismo modo que el estudio de las muestras conduce a la localización de yacimientos infrayacentes, la medida de la radioactividad permite delimitar las zonas favorables para la continuación de las investigaciones.

III. MATERIAL UTILIZADO

1.^o Aeronave

En ciertos casos es posible utilizar un avión, pero la experiencia muestra que generalmente es preferible esta prospección por helicóptero.

La disminución de las anomalías en función de la altitud acondiciona la elección de la mejor altitud de vuelo. Trabajos anteriores han mostrado que los niveles de vuelo debían ser fijados entre 30 y 50 m. En varias regiones se plantea igualmente el problema del relieve que acondiciona la elección de la aeronave. El helicóptero sólo es capaz de tener una altitud baja en un país a relieve desigual, y con una velocidad tal, que no se puede hablar de disminución en función de la velocidad.

2.^o Alparatos de prospección

Comprende:

— un centíllómetro.

— una cámara de toma de vista.

- una sonda altimétrica.
- un sistema registrador.
- un intervalómetro.

a) *Centillómetro:*

Se trata de un centillómetro SPA 3, utilizado en Francia desde hace unos años. En efecto, está constituido por dos centillómetros con alimentación común; la diferencia entre estos aparatos consiste en los centilladores: uno es un cristal Na I activado al talio, el otro un detector plástico (tetrafenibutadieno TPB).

El empleo de dos aparatos permite eliminar la duda sobre numerosas anomalías cuya amplitud se encuentra en el límite de fluctuación estática del aparato, fluctuación estática ligada a la constante de integración y al valor de la radioactividad local.

Centillador Na I y centillador plástico, pueden ser utilizados con las sensibilidades siguientes:

- 500 pulsaciones/seg. con una constante de integración de 1.2 segundo.
- 1.500 pulsaciones/seg. con una constante de integración de 0.4.
- 5.000 pulsaciones/seg. con una constante de integración de 0.12.

b) *Cámara:*

Se utiliza una cámara con paso continuo Aeropath, 35 mm. La película obtenida permite restituir sobre mapas o fotografías aéreas el paso exacto del avión.

c) *Sonda altimétrica:*

La altitud de vuelo está dada por una radio sonda APN 1 que permite conocer en cada momento la posición del avión respecto al suelo.

d) *Registrador:*

Un registrador único fotográfico SFIM da sobre la misma banda las indicaciones de los dos centillómetros y de la sonda altimétrica.

e) *Intervalómetro:*

Para permitir la sincronización de la película de la cámara y de la registración centímetro y altimétrica, un intervalómetro envía a intervalos regulados, señales en cada uno de los aparatos.

IV. DEFINICIÓN DE LAS CONDICIONES DE VUELO

Las investigaciones en las cuales hemos tenido la ocasión de participar han permitido definir el método aeroportado a aplicar para la prospección de fosfatos.

El propósito principal de la primera fase de gran reconocimiento es la delimitación de zonas de anomalía interesantes. El espaciamiento entre perfiles puede ser fijado a un kilómetro a dos; la altitud de vuelo siendo de 45 metros. En la segunda fase de detalle, la distancia entre perfiles es inferior o igual a 500 metros, el helicóptero volando siempre a una altitud de 45 metros.

La dirección de las líneas de vuelo está elegida en función de la tectónica local, perpendicularmente a las capas a estudiar. Para ajustar las diversas líneas entre ellas, y, mejorar la calidad del cálculo, unas líneas transversales están hechas perpendicularmente a los perfiles principales.

V. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

La primera operación consiste en una marcación, sobre fotografías aéreas o mapas, del paso exacto del avión, dado por la película. Las intersecciones entre líneas y traviesas se buscan sobre las películas, permitiendo así ajustarlas exactamente. El plano de posición así establecido sirve de base a los trabajos de cálculo.

En un estudio de gran reconocimiento, donde el espaciamiento es demasiado grande para establecer una correlación válida de perfil a perfil, hasta localizar cualitativamente las anomalías y delimitar las zonas que deben dar lugar a una cobertura con mallas más estrechas.

Aunque la radioactividad sea un fenómeno muy local y que la variación de intensidad pueda cambiar rápidamente de un punto a otro, está permitido, en un estudio de detalle donde los perfiles tienen una distancia de 500 metros, trazar un mapa en curvas isoradas. Este trazado que, *a priori*, puede admitir varias posibilidades, está conducido en función de la geología de la región.

VI. ENSAYOS DE DJEBEL HONK

Conocido y explotado desde hace varios años, este yacimiento situado en Argelia ha sido elegido por el B. R. G. M. para la calibración del método radiométrico heliportado.

Existen en esta región tres complejos fosfatados perteneciendo a dos pi-

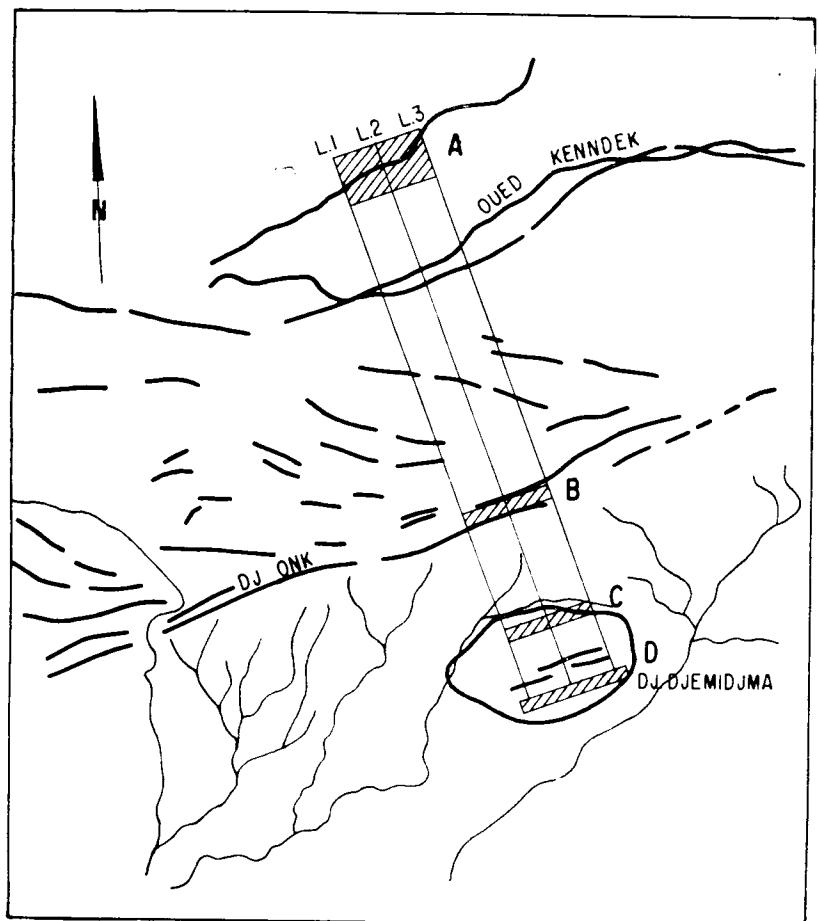


Fig. 1. - Posición de los perfiles y emplazamiento de las anomalías radiométricas

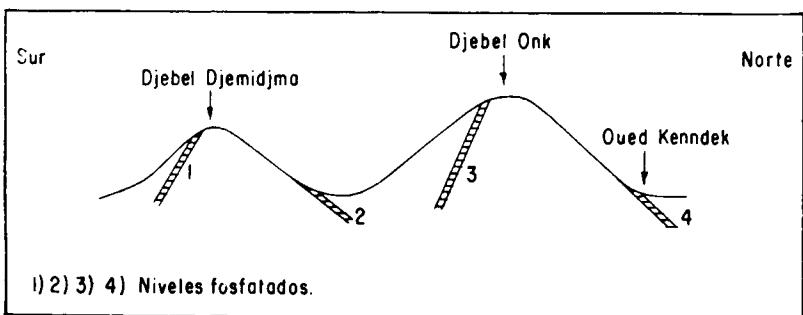


Fig. 1a.—Corte esquemático del Djebel Honk

sos diferentes: Dano-Maestrichtense, Thanetense, Ipresense. La potencia de los niveles es variable. Las capas del Thanetense únicamente, cuyo espesor es del orden de 30 metros, son interesantes.

Geológicamente, el Djebel Honk es un anticlinal disimétrico con fuerte buzamiento del flanco meridional. Las capas fosfatadas afloran sobre los dos flancos. Al Sur de Djebel Honk, un segundo anticlinal, menos importante, el Djebel Djemidjma, muestra igualmente las capas fosfatadas.

Tres perfiles a una distancia de 500 metros, fueron ejecutados sobre los afloramientos conocidos, perpendicularmente a la tectónica general, es decir, Norte 8° Oeste (ver fig. 1).

Los resultados radiométricos obtenidos (figura 2), ponen en evidencia, en primer lugar, una variación rápida de la radioactividad de un perfil a otro. Este fenómeno es particularmente claro sobre el afloramiento Norte del Djebel Honk en el Oued Kenndek, donde la radioactividad pasa de 720 pulsaciones/seg. a 300 pulsaciones/seg.

¿Cómo explicar esta brusca variación en 500 metros? Sin duda por un cambio rápido de la ley en elementos radioactivos, independientemente de la riqueza en fosfatos, pues es conocido que esta riqueza es casi constante en esta zona, a lo largo de un mismo nivel. Estamos aquí en un valle y se debe contar igualmente con la colada y el transporte de escombros, que pueden ser el origen de una concentración anormal en algunas partes del curso del Oued Kenndek. El ejemplo del Oued Kenndek aporta numerosas indicaciones; sin embargo, es preferible referirse a los otros afloramientos que presentan variaciones menores de radioactividad de un perfil a otro.

El estudio de la anomalía del flanco Sur del Djebel Honk ha sido efectuado en condiciones particularmente difíciles: la capa fosfatada se encuentra sobre una vertiente abrupta, próxima a la cima. A pesar de estas dificultades de vuelo, los resultados muestran que las variaciones de radioactividad son en este caso menores que en el Oued Kenndek. La amplitud de las anomalías varía de 120 a 210 pulsaciones/seg. por encima de una radioactividad regional de 150 pulsaciones/seg. Se trata de una anomalía simple, cuya simetría permite pensar que la capa fosfatada es uniforme.

Las anomalías del Djebel Djemidjma muestran igualmente una diferencia de variación entre las anomalías del flanco Norte y las del flanco Sur. Las anomalías del flanco Norte varían más rápidamente en amplitud que las del flanco Sur que, así como las anomalías del flanco correspondiente del Djebel Honk, presentan una simetría más marcada.

La anchura de las anomalías que se notan a lo largo de tres perfiles, es netamente superior a la anchura de las capas conocidas. Este problema ha sido tratado por R. Giret en una comunicación a l'E. A. E. G. en diciembre de 1961: «Etude de la vitesse et de la constante d'intégration sur la forme des anomalies aéroradiométriques». Resulta de esta publicación que la an-

chura de una anomalía está ligada a la ecuación, determinando la curva y la anchura de la procedencia. En el caso del Djebel Honk, conocemos exactamente la extensión de las capas (30 metros), y los resultados obtenidos confirman la teoría de R. Giret.

Medidas de radioactividad en el suelo fueron efectuadas en 1961 por M. Georgel, del B. R. G. M. Se ejecutaron con un SRAT y aunque los aparatos fueran diferentes, es posible, sin embargo, traer algunos datos de este estudio comparativo.

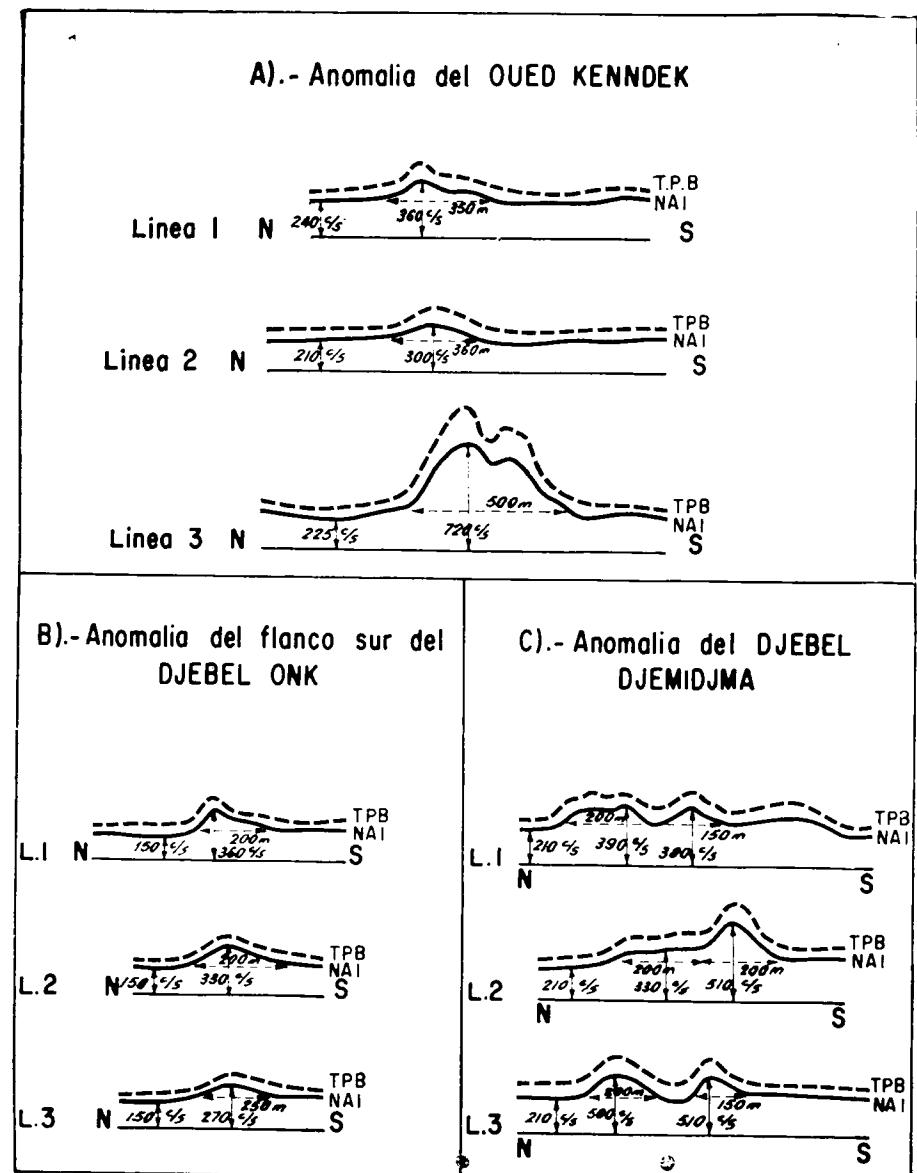


Fig. 2.

1.º La radioactividad en el suelo varía muy rápidamente a lo largo de un mismo perfil, mientras que las medidas aeroportadas dan una anomalía más o menos puntual resultando de la integración de varias anomalías.

2.º El estudio de los valores absolutos obtenidos en el suelo o en prospección aeroportada, muestra que la amplitud máxima de las anomalías, con respecto a la radioactividad regional, es del mismo orden de magnitud. El SRAT da para una radioactividad regional de 200 pulsaciones, un máximo de 45 a 50 pulsaciones, mientras que las medidas por helicóptero dan anomalías de 450 pulsaciones para una radioactividad regional de 200 pulsaciones. El contraste es, por consiguiente, en los dos casos superior a dos.

Durante esta campaña, hemos efectuado, igualmente, unos vuelos sobre los escombros que se encuentran próximos al yacimiento. Ninguna anomalía ha aparecido sobre las prolongaciones de las zonas interesantes, este hecho demuestra que, en la región considerada, únicamente las capas de fosfatos son al origen de la radioactividad.

VII. BÚSQUEDA DE FOSFATOS EN ARGELIA DEL NORTE

A continuación de los resultados obtenidos en Djebel Honk, el B. R. G. M. ha solicitado un estudio radiométrico heliportado en la región de Constantine y de Boghari. Cerca de 7.000 kilómetros cuadrados fueron cubiertos con una malla de 500 m. y a una altitud de 45 m. En estas regiones varios yacimientos fueron ya explotados; se trataba de delimitar las zonas interesantes y de hacer el inventario de las posibilidades de yacimientos.

Las capas fosfatadas de Argelia del Norte pertenecen a las mismas series geológicas que las del Djebel Honk, es decir, Dano-Maestrichtense, Thanetense, Ipresense; la serie Thanetense es igualmente más interesante.

La figura 3 es un extracto de un mapa radiométrico superpuesto al mapa geológico. Potentes anomalías aparecen dentro de un nivel radiométrico bajo, generalmente inferior a 350 pulsaciones/segundo.

La anomalía A₃, de más de 20 pulsaciones/segundo, corresponde, según el mapa geológico al facies ϵ''_{IV} , es decir, a calizas negras del Eoceno, intercaladas encina de bancos fosfatados.

A 4, algo más hacia el Sur de la precedente, es una anomalía de pequeña extensión y de cerca de 100 pulsaciones/segundo. En realidad está compuesta por dos puntos a 425 pulsaciones/segundo, separados por un eje bajo inferior a 350 pulsaciones/segundo. Corresponde igualmente a calizas del Eoceno ϵ''_{IV} .

A 5 es una pequeña anomalía de 100 pulsaciones/segundo, situada al Este de A 4. El mapa geológico indica margas eocenas e_{IV}^a con lumaquelas e intercalaciones de bancos calizos.

A 6 se extiende de Oeste a Este sobre unos siete kilómetros de amplitud. Es una anomalía compuesta, de 100 a 150 pulsaciones/segundo, constituida de una rama Sur-Norte y otra de Oeste-Este. Está situada en la vertical de un anticlinal eoceno de dirección Este-Oeste, cuyo corazón escotado está constituido por arcillas e_V y los flancos por calizas e_{IV} y e_{IV}^a .

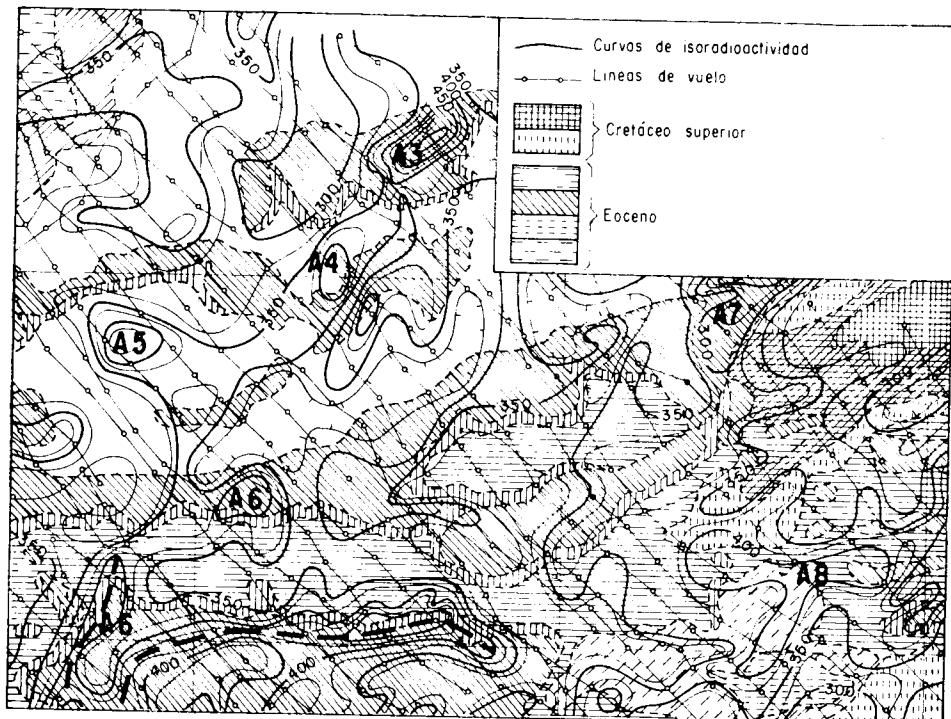


Fig. 3.—Mapa Geológico y radiométrico de las regiones de Constantina y Boghari

A'6 tiene una amplitud aproximada de 200 pulsaciones/segundo y corresponde al flanco Norte del anticlinal anteriormente citado y constituido por calizas e_{IV} y e_{IV}^a .

A 8 está situada en el prolongamiento de A 6 hacia el Este y corresponde a las mismas formaciones eocenas.

Este ejemplo muestra la ayuda de la radiometría heliportada para la organización de los trabajos ulteriores. Las anomalías encontradas en esta región constituyen únicamente una primera orientación, pues para limitarse a un número razonable de anomalías, hemos tomado únicamente las que pre-

sentan alguna continuidad de perfil a perfil, y cuya radioactividad era superior a 400 pulsaciones/segundo.

Todas las anomalías encontradas en Argelia del Norte no corresponden necesariamente a indicios fosfatados. Sabemos que existen diatomitas y fuentes radioactivas, y, en cuanto cabe, en función de la geología conocida en esta región, la interpretación se ha preocupado únicamente de las anomalías que puedan presentar interés.

La cobertura heliportada fue terminada en 1962; no obstante, la verificación en el suelo no ha podido ser emprendida. Sabemos únicamente que todos los yacimientos importantes han sido localizados; por tanto, se puede afirmar que los bancos fosfatados que no están demasiado cubiertos, son visibles por radiometría.

CONCLUSIONES

La prospección radiométrica aeroportada se presenta por consiguiente como un medio de investigación para los yacimientos de fosfatos. Otros ensayos fueron efectuados igualmente sobre los yacimientos del Senegal, y los indicios de la cuenca de París. Los resultados permitieron afirmar que este método de prospección debe abrir una nueva vía a las prospecciones.

Como hemos supuesto, los ejemplos estudiados mostraron que la continuidad de las capas fosfatadas ha permitido hallar el inconveniente de la variación demasiado rápida de la radioactividad dentro de un mismo nivel. Tal prospección necesita la elección de una malla relativamente estrecha: las registraciones son mejores y el interés minero, es decir, la investigación directa se aumenta a un interés geológico y estructural. Efectivamente, es posible, en el caso de líneas distantes a 500 m. máximo, hacer una correlación que, apoyándose sobre la geología existente, permite trazar un mapa estructural fino de los niveles fosfatados.

De hoy en adelante, la radiometría aeroportada, principalmente la heliportada, aparece como el método más eficaz, más rápido y más económico que puede aplicarse a una búsqueda sistemática de los fosfatos.

Recibido el 25 II-1964.

A. ARRIBAS (*)

MINERALOGIA Y METALOGENIA DE LOS YACIMIENTOS ESPAÑOLES DE URANIO, CARDEÑA (CORDOBA)

RESUMEN

Las mineralizaciones uraníferas del área de Cardeña se encuentran siempre situadas en el contacto de una cuarzo-monzonita y de los diques de cuarzo o de porfiritas andesíticas que la traviesan, en la mitad oriental del batolito de Los Pedroches.

La paragénesis es análoga a la que se ha descrito en algunos yacimientos europeos, especialmente por los rusos, y que está definida por una asociación de la pechblenda con los sulfuros de cobre.

Las características del yacimiento español son las siguientes:

— Los minerales primarios de uranio, coffinita y pechblenda, se depositaron entre dos venidas sucesivas de sulfuros, en zonas desplazadas de la cuarzo-monzonita y a favor de reaperturas de antiguos diques de cuarzo y porfiritas.

— Los minerales metálicos acompañantes son exclusivamente sulfuros de cobre y hierro, sin que se hayan encontrado hasta ahora blenda o galena. El mineral más importante de la ganga es el cuarzo, pero en uno de los yacimientos existieron carbonatos que han sido disueltos.

— La zona de oxidación en el área de Cardeña alcanza profundidades superiores a los 200 m., por lo que la mayor parte de la mineralización se ha transformado en minerales secundarios. Estos se encuentran principalmente en las zonas arcillosas y hematizadas de las porfiritas y de los materiales graníticos, en el contacto con los filones de cuarzo y sulfuros.

SUMMARY

The uraniferous deposits of the Cardeña area, on the western side of the province of Córdoba, consist of some long, uraniferous siliceous veins striking northeast near the northern edge of the Pedroches batholith.

The deposit belong to the paragenetic type: pitchblende-quartz-copper sulphides, defined by the Russians, a type of deposit quite rare in Western Europe.

The main features of the Spanish deposits are:

— Primary uranium minerals, coffinite and pitchblende, were deposited between two periods of the copper sulphide mineralization, along the contact between some quartz or dolerite dykes and the sheared zones of a quartz monzonite.

— Pitchblende is only accompanied by copper and iron sulphides, having not found

(*) Publicado con permiso de la Junta de Energía Nuclear.

sphalerite or galena. Quartz is the only gangue mineral but carbonates have been dissolved in one of the deposits.

— Supergene alteration in the Cardeña area is more than 200 m. deep. Therefore, most of the ore has been oxidized into secondary minerals and disseminated through altered dolerites and along the contact between the granite and the quartz-sulphide veins.

Los primeros indicios radiactivos en el área de Venta de Cardeña (Córdoba) se hallaron en 1953, iniciándose los trabajos de investigación minera en el filón «Traper», en mayo de 1954. Desde entonces han sido muy numerosas las manifestaciones radiactivas encontradas en el extremo SO. del batolito de Los Pedroches, en el que ya Carbonell y sus colaboradores habían citado anteriormente la existencia de manifestaciones radiactivas asociadas a los minerales de bismuto en Venta de Azuel y Conquista.

Las mineralizaciones uraníferas están generalmente orientadas al NE. y coinciden casi siempre con estructuras de tipo tectónico. Unas veces, las menos, corresponden a filones con sulfuros de cobre y hierro (Traper, Obejo, filón 6 de Cano Sánchez, etc.), en alguno de los cuales se han encontrado minerales primarios de uranio. Otras veces, caso más frecuente, coinciden con zonas tectonizadas del granito o con diques de cuarzo, pórfidos y rocas básicas, que han favorecido la precipitación del uranio contenido en las aguas de superficie y dado lugar a la formación de minerales secundarios en concentraciones explotables. Este es el caso de los filones denominados 1, 2, 3, 5, 9, etc., de la finca «Cano Sánchez», que corresponden a yacimientos poco importantes desde el punto de vista metalogénico, ya que se trata de mineralizaciones «secundarias» formadas por oxidación de minerales primarios. Los primeros, por el contrario, tienen mucho interés, pues en ellos se permite la asociación paragenética «uranio-sulfuros de cobre» que es bastante frecuente en algunos yacimientos intragraníticos españoles.

Por esta razón, y como ejemplo más representativo de las mineralizaciones primarias que constituyen el «campo filoniano» de Cardeña, se estudian a continuación las características petrográficas de los filones «Traper» y «Cano 6», situados junto al río Yegüas y en la finca «Cano Sánchez» respectivamente.

LAS ROCAS ENCAJANTES

Las mineralizaciones uraníferas se encuentran encajadas en el granito ademellítico que constituye la mayor parte del batolito de Los Pedroches en su extremo sur oriental. Se trata de una cuarzomonzonita atravesada por numerosos diques de pórfidos, porfiritas y cuarzo.

La cuarzomonzonita

Roca de color claro que se deshace con facilidad en la superficie, porque suele estar muy alterada. Estructura fanerítica, de grano medio a grueso, holocristalina e hipidiomorfa. Hay variedades francamente porfídicas y otras de grano fino, pero los yacimientos de uranio están generalmente en relación con los de grano medio.

Cuarzo

Muy abundante, forma placas alotiomorfás y frecuentemente tiene extinción en mosaico.

Ortosa

Cristales generalmente grandes y con estructura pertítica. Las maclas de Carlsbad son muy frecuentes y $\angle V$ varía alrededor de 70° . En algunos casos aparece teñida por los óxidos de hierro.

Plagioclásas

Fuertemente automorfas y zonadas, macladas según las leyes de la albita, albita-Ala y periclina, rara vez de Carlsbad. Su composición corresponde a la de una andesina (32 An), pero los cristales zonados son más ácidos en la periferia (28 An). Generalmente están sericitados y a veces fuertemente hematizados a lo largo de los planos de macla.

Micas

Si no se tiene en cuenta la sericitita formada por alteración de las plagioclásas, la moscovita es muy escasa y generalmente falta en absoluto.

La biotita es la mica dominante, con abundantes halos pleocroicos debidos a las inclusiones de círcón. Frecuentemente está cloritizada.

Minerales accesorios

Los más abundantes son el apatito y el círcón, pero sin sobrepasar los valores normales en esta clase de rocas.

El cómputo modal, efectuado con el contador de puntos, da la siguiente composición mineralógica media para dos series de muestras pertenecientes a cada uno de los yacimientos:

	«Traper»	«Cano»
Cuarzo	36	25
Ortosa	32	34
Plagioclasas	24	31
Biotita	8	9
Moscovita	—	1
Total	100	100

que corresponde, en ambos casos, a la de un granito adamellítico tipo *cuarzo monzonita*.

El pórfito adamellítico

Los granitos del área de Cardeña están atravesados por diques de pórfito que poseen una composición mineralógica análoga a la de los cuarzo-monzonitas encajantes. En «Traper», uno de estos diques es atravesado normalmente por el dique de porfírita, con el que coincide aproximadamente el eje de la mineralización.

La roca está formada por fenocristales de andesina (32 An), biotita y cuarzo dispuestos sobre una matriz constituida por los mismos elementos y, principalmente, por abundantes cristalitos de ortosa. Las plagioclasas están sericitadas casi por completo, la biotita cloritizada, y los cristales de cuarzo tienen frecuentemente formas bipiramidales.

El cómputo modal, efectuado sobre varias muestras teñidas previamente con cobaltinitrito sódico para poder reconocer la proporción de ortosa en la matriz, indica que se trata de un *pórfito cuarzo monzonítico*.

Las porfiritas andesíticas

Al igual que ocurre en muchas otras zonas graníticas españolas, el batolito de Los Pedroches aparece atravesado frecuentemente por diques de una roca básica cuya estructura y composición corresponde a la de una *porfírita andesítica*.

Se trata de andesitas paleozoicas muy alteradas, con estructura afanítica, de grano muy fino, y textura traquítica, microcristalina y frecuentemente microporfídica (lám. I, 1).

Plagioclasas

En general, están completamente sericitizadas, pero en aquellos casos en que por estar más frescos se han podido medir los feldespatos, se ha visto que su composición corresponde a la de una Andesina (45 An). Los tamaños más frecuentes de los cristales de plagioclasa varían entre 0,5 y 0,1 milímetros.

Minerales ferromagnesianos

Los piroxenos, anfíboles y micas que existían originalmente en la roca están completamente transformados en un producto clorítico-serpentínico, calcita y limonita. Las láminas de clorita tienen una longitud que oscila entre 0,4 y 0,2 mm., mientras que los granos de limonita dispersos por toda la roca varian entre 0,05 y 0,1 mm. de diámetro.

Minerales accesorios

El más frecuente es la magnetita, que acompaña en forma de cristales diminutos a los minerales opacos formados por alteración de los elementos ferromagnesianos.

Debido al reducido tamaño y fuerte alteración de los minerales que constituyen la roca, sólo ha podido hacerse el cómputo modal de una manera aproximada. Este es:

	%
Feldespatos sericitizados	45
Cloritas	40
Magnetita y opacos	13
Calcita	2
Total	100

El cuarzo

Los diques de cuarzo son frecuentes en todo el área de Cardeña y pueden alcanzar considerable potencia. En general, son estériles, pero algunas veces están mineralizados y van acompañados de otras gangas, principalmente carbonatos. Los más interesantes son los que contienen sulfuros de cobre,

pues es en ellos donde se han encontrado hasta ahora las mineralizaciones uraníferas de mayor interés.

Al microscopio, están formados por cristales de cuarzo con estructura crustiforme que pueden alcanzar varios centímetros de longitud, aunque también es muy abundante el cuarzo microcristalino y jasperoideo.

Las influencias tectónicas

Se ha observado en el área de Cardeña verdaderas cataclasis con milonitización de la roca. Lo más frecuente es que el granito o los diques de pórfidos y porfiritas que lo atraviesan estén fracturados o breccificados, pero sólo en zonas determinadas y perfectamente definidas, con las que coinciden generalmente los filones de cuarzo y las áreas mineralizadas.

TRANSFORMACIÓN DE LAS ROCAS ENCAJANTES

Las modificaciones que han sufrido las rocas del área de Cardeña son de diferente origen. Unas tienen carácter regional y son anteriores al emplazamiento de los filones de cuarzo mineralizado. Otras se han producido como consecuencia de las acciones hidrotermales y están estrechamente relacionadas con ellas. Las restantes son el resultado de la fuerte alteración meteórica sufrida por las rocas encajantes de la mineralización, ya que por encontrarse estos materiales en una región muy próxima al borde septentrional de la depresión del Guadalquivir, se hallan en una zona de fuerte inestabilidad morfológica.

Las transformaciones sufridas por las rocas de caja, que se describen a continuación según su probable orden de sucesión en el tiempo, son las siguientes: cloritización, sericitización, hematización, silicificación, arcillización, jasperización y meteorización. La mineralización cupro-uranífera se sitúa entre los estados 4 y 5 y se describe más adelante con mayor detalle.

Cloritización

Se debe a un proceso de alteración de la granodiorita a escala regional, consecuencia del ambiente geológico al que quedaron sometidos los granitos durante las fases finales de la orogenia hercíniana. El fenómeno alcanza en ciertas zonas gran intensidad y las biotitas aparecen completamente cloritizadas con formación de pimienta abundante.

Sericitización

Es simultánea de la cloritización y consecuencia de ella. Consiste en una fuerte moscovitización de las plagioclasas de los granitos, los pórfidos y las porfiritas. No se han observado hasta ahora procesos de granulitización, en el estudio que esta palabra tiene cuando se hace referencia a la transformación biotita-moscovita característica de muchos yacimientos uraníferos.

Hematización

Este proceso se repite varias veces sobre las rocas encajantes de la mineralización, lo que ha dado lugar a una extensa impregnación de las mismas por hidróxidos de hierro. La hematización más importante es anterior a la venida uranífera y afecta tanto a las rocas de caja (lámina 1, 2), como a extensas zonas de la cuarzomonzonita alejadas de las áreas filonianas.

El fenómeno alcanza su mayor intensidad en las áreas donde existen porfiritas, ya que en éstas ha habido una completa transformación de los minerales ferromagnesianos en productos limoníticos y clorítico-serpentiniticos (lámina IV, 5 y 6). La concentración de hierro férrico da lugar, en algún caso, a la formación de cristales de oligisto sobre los productos arcillosos de alteración.

Más tarde, durante el emplazamiento de los materiales filonianos, tienen lugar otros procesos de hematización de menor intensidad. El más importante de ellos es el que corresponde a la fase de oxidación de los yacimientos uraníferos y que, prolongándose durante la fase supergénica, tiene lugar en la actualidad.

Silicificación

El comienzo de la etapa propiamente mineralizadora viene marcado por un extenso proceso de silicificación. Empieza por la formación de grandes diques de cuarzo blanco, generalmente estériles, que cortan tanto a los cuarzomonzonitas como a las pizarras periféricas al batolito de Los Pedroches. Estos diques se forman casi siempre en fracturas paralelas, más o menos concordantes con los diques anteriores de pórfido y porfírita, y se deben a reaberturas del zócalo a favor de estas estructuras, las que constituyen un factor de discontinuidad mecánica muy importante.

Los diques de cuarzo, acompañados a veces por carbonatos (calcita, dolomita o siderita) y sulfuros de cobre y hierro, se convierten frecuentemente en una red de pequeños filones o venillas dispuestos dentro de los diques

de pórvido y porfírita o en el contacto de éstos con los granitos encajantes. Es en este tipo de formaciones donde se suelen encontrar frecuentemente las mineralizaciones uraníferas más interesantes.

Arcillización y jasperización

Debido a la fuerte acción hidrotermal, la transformación sufrida por el contacto con los filones mineralizados ha sido muy intensa.

El estudio con el microscopio electrónico de las rocas encajantes revela que los minerales más importantes formados por alteración de los feldespatos y las micas, han sido la montmorillonita, la illita y el caolín, principalmente el primero.

La alteración hidrotermal fue especialmente intensa cuando afectó a las porfíritas, las que en algunos casos acabaron por transformarse en masas arcillosas silicificadas y fuertemente teñidas por los óxidos de hierro.

Este proceso de silicificación que acompaña a la arcillización es de pequeña intensidad y se traduce generalmente por el reemplazamiento de la pechblenda y de los materiales arcillosos, o de los otros productos de alteración, por cuarzo jasperoideo o calcedonioso.

Meteorización

A causa de la situación de la zona en el extremo meridional de la penillanura hercíniana y muy cerca del borde septentrional de la depresión del Guadalquivir, las acciones erosivas son de gran importancia. Por ejemplo, el cauce del río Yegüas, en cuya margen derecha se encuentra el filón «Traper», está 300 metros por debajo de la plataforma superior y, aún en este caso, los efectos de la alteración supergénica son bien patentes en todos los niveles de la mina que se ha reconocido por trabajos mineros hasta 130 metros de profundidad. Esto mismo ocurre en los restantes filones investigados en el área y los efectos de la meteorización, que se traducen por una furte alteración de los feldespatos, conducen a una disgregación del granito en la superficie.

LA MINERALIZACIÓN Y LAS GANGAS

Las mineralizaciones cupro-uraníferas del área de Cardeña son hidrotermales. Los minerales primarios de uranio, coffinita y pechblenda, se depositaron entre dos venidas sucesivas de sulfuros de cobre y hierro, y han dado

lugar a una gran dispersión de minerales secundarios a través de los materiales de los filones.

Minerales hipogénicos

La pechblenda

Macroscópicamente, se la reconoce en algunas muestras, donde aparece en pequeñas manchas formadas por esferulitos yuxtapuestos que no superan 4/10 mm., y que moldean las fisuras del cuarzo o los fragmentos de este mismo mineral y de los sulfuros anteriores.

En sección pulida, se presentan bajo tres aspectos diferentes:

— Pechblenda «esferulítica», en forma de esferulitos aislados (lámina I, 3, 4 y 5), agrupados en franjas, o dispuestos en el borde de las placas de pechblenda masiva (lám. I, 6). En cuarquier caso, las fisuras de retracción más importantes son las radiales.

— Pechblenda «masiva», con estructura botrioidal y fisuras de retracción muy poco desarrolladas (lám. I, 1 y 6).

— Pechblenda «celular», dispuesta en guirnaldas alrededor de los fragmentos de cuarzo y pirita o de los sulfuros de cobre (lám. II, 3 y 4).

En general, la pechblenda está muy oxidada y transformada casi totalmente en gammata negra o coracita. A ello se deben las diferencias de dureza y poder reflector que permiten reconocer su estructura botrioidal (lámina I, 3 y 6). Otras veces, la oxidación es tan completa que la pechblenda aparece completamente sustituida por minerales secundarios «coloreados», principalmente autunita y torbenita (lám. II, 2, 5 y 6).

Hasta ahora, no se ha observado reemplazamientos activos de la pechblenda. Sin embargo, es frecuente que los esferulitos de este mineral aparezcan sustituidos periféricamente por cuarzo jasperoideo, lo que da lugar a la aparición de estructuras «anulares» o al reemplazamiento completo de las placas de pechblenda.

Aspectos anormales de la pechblenda

Parapechblenda: Se encuentra sólo en aquellas zonas de «Cano» donde los efectos tectónicos debidos a los movimientos de reajuste actuales han sido importantes (lám. I, 6). En general, es epigénica de la pechblenda y conserva el aspecto concrecionado de la misma pero sin fisuras de retracción.

Oxidos negros: Aunque no son frecuentes, se han encontrado en algunos niveles de «Traper» asociados a la coffinita, donde ocupan las fisuras del cuarzo en forma de costras pulverulentas.

En «Cano», aparecen asociados a la melnicovita y dan lugar a películas que tapizan los cristales de cuarzo (lám. IV, 4).

La coffinita: Como en otros yacimientos españoles, también ha sido encontrada la coffinita entre los minerales uraníferos de la región de Cardeña.

La coffinita de «Trapero», como la pechblenda, forma franjas que rara vez sobrepasan 1,20 de mm. de espesor alrededor de los cristales de pirita y calcopirita (lám. III, 3 y 4), y está a su vez moldeada por los sulfuros de cobre que se formaron posteriormente, especialmente la calcopirita y bornita (lám. III, 5).

La coffinita presenta una estructura concrecionada análoga a la de la pechblenda, pero sin fisuras de retracción (lám. III, 3 y 4), y alguna vez contiene intercaladas películas de melnicovita (lám. I, 6).

En sección pulida, posee una reflectividad muy parecida a la del cuarzo y son frecuentes las zonas alternantes de diferente poder reflector. Entre nícales cruzados, tiene reflexiones internas y nunca es completamente opaca.

En sección transparente, la coffinita tiene color marrón más o menos oscuro y es anisótropa, con estructura fibroso-radiada (lám. III, 2, y lámina IV, 2).

En «Cano», la coffinita se presenta mezclada con la pechblenda y solamente ha sido reconocida por rayos X (lám. I, 6). Sin embargo, el diagrama de polvo cristalino es muy neto, lo que hace suponer que la coffinita es un importante constituyente de la mineralización uranífera.

Queremos hacer resaltar, por último, que en el filón «Trapero» ha sido posible determinar la existencia en España de la coffinita como mineral primario de uranio.

Descubierta en 1955, la coffinita es el mineral uranífero dominante en las zonas oxidadas de los yacimientos de la Meseta del Colorado, donde junto con los minerales uraníferos y vanadíferos de baja valencia, contribuye a llenar las células de la madera fósil o se asocia a las sustancias carbonosas y bituminosas (7).

En los filones hidrotermales, la coffinita había sido citada por varios mineralogistas (Heinrich, Frondel, etc.) (2) (1), pero sin indicar el lugar exacto que ocupaba en la sucesión paragenética. La mayor parte de los autores pensaba, sin embargo, que la coffinita de los filones hidrotermales era un mineral secundario, epigenético de la pechblenda (Ramdohr) (6), y, por lo tanto, uno de los últimos en formarse.

La posibilidad de que la coffinita fuera un mineral primario surgió por vez primera en Ginebra a la vista de los trabajos de los japoneses (Murakoshi y Koseki) (3) y los rusos (Polikarpova y Ambartsumian) (4). Los primeros señalan que la coffinita del yacimiento Kurayoshi forma delgadas franjas alrededor del mispique, mientras que ella es rodeada a su vez por cuarzo con blenda y galena. Los rusos, por su parte, indicaban en su trabajo que algu-

nos mineralogistas (Filipenko) habían encontrado la coffinita asociada a la pirita, galena y calcopirita, y que era anterior a estos sulfuros.

Por lo que se refiere a los yacimientos españoles, la coffinita ha sido hallada hasta ahora en varios de ellos: Pizarras de Salamanca, Valderrascón, La Carretona, La Virgen, Cardeña y Villar de Peralonso. En los dos últimos no parecen existir dudas en cuanto a su carácter primario. En «Trapero», por ejemplo, ya hemos indicado que la coffinita, con aspecto vagamente concrecionado, rodea los cristales de calcopirita y que este mismo mineral, asociado a la bornita, moldea las franjas de coffinita. Esta se comporta, por lo tanto, como un mineral primario análogo a la pechblenda, y ocupa un lugar perfectamente definido en la paragenesis.

La pirita-marcasita

En general, es el más abundante de los sulfuros de hierro, especialmente en «Cano», y forma placas informes o cristales que rara vez sobrepasan los 5 mm.

De las dos venidas principales, una es anterior y otra posterior al depósito de los minerales primarios de uranio; otras veces se encuentra la marcasita ocupando el centro de los cristales de pirita (lám. III, 5).

Cuando los sulfuros de hierro son posteriores, aparecen generalmente formando delgadas capas concrecionadas (lám. II, 2) en las que frecuentemente van acompañados por la melnicovita.

En «Cano», la marcasita y la melnicovita aparecen también juntas, formando inclusiones esféricas o dendríticas dentro de la pechblenda y la coffinita (lám. II, 1). En esta misma mina se observa a veces el reemplazamiento de los cristales de pirita, formados en primer lugar, por los de calcopirita (lám. III, 6).

La melnicovita

El sulfuro de hierro coloidal se depositó al mismo tiempo que los minerales primarios de uranio, en los que forma delgadas películas más o menos concordantes con la estructura de aquellos minerales (lám. I, 6).

Otras veces, como ya hemos indicado antes, aparece junto a la marcasita, formando inclusiones dentro de la pechblenda y la coffinita concrecionadas (lám. II, 1).

En algunos casos, la melnicovita puede ser posterior al depósito de la pechblenda, especialmente cuando va unida a los óxidos negros (lám. IV, 4).

La calcopirita

Es, después de la pirita, el sulfuro más abundante, y su presencia en cantidades relativamente grandes en la mina «Trapero» y otros del «campo filoniano» de Cardeña (Obejo, etc), le da un valor muy significativo desde el punto de vista metalogénico.

Aparece constantemente en dos venidas sucesivas, una anterior y otra posterior de los minerales uraníferos. Cuando es anterior, forma generalmente cristales idiomorfos asociados o no a los de pirita, respecto a los cuales suele ser algo tardía (lám. III, 6).

Cuando es posterior, va asociada generalmente a la bornita, y da lugar a deposiciones alternantes de aspecto coloidal (lám. III, 5), que moldean los minerales de uranio y los sulfuros depositados anteriormente, entre ellos, los cobres grises (lám. VI, 1).

La calcopirita aparece reemplazada frecuentemente por la bornita según estructuras orientadas y mirmecíticas extraordinariamente finas (lám. II, 3 y 4); otras veces, por la calcopirita o la covelina.

La bornita

Poco abundante, la bornita va siempre asociada o reemplaza a la calcopirita (lám. II, 3 y 4), dando lugar a estructuras coloidales o mirmecíticas. En todo caso, siempre es posterior a la pechblenda y cobres grises, y anterior a la calcosina y la covelina.

Los cobre grises

Muy raros, sólo se han encontrado en «Trapero», donde forman cristales idiomorfos (lám. IV, 1) rodeados por la calcopirita.

Los carbonatos

En «Trapero» y otros filones del área de Cardeña («Obejo», «Cano», etcétera), se han encontrado impresos en el cuarzo las superficies de cristales romboédricos de carbonatos. Teniendo en cuenta las analogías que tienen estas mineralizaciones con la del filón «La Virgen», en Andújar, cabe suponer que se trataba de calcita y siderita, que han sido completamente disueltas y de las que sólo se conserva el molde negativo en el cuarzo que les acompañaba.

El cuarzo

Es, junto con la fluorita, la única ganga visible que acompaña a los minerales de uranio y a los sulfuros metálicos, pues, como acabamos de decir, de los carbonatos sólo queda el molde.

El cuarzo depositado, junto con la primera venida de pirita y calcopirita, es generalmente de tipo crustiforme y ahumado, y constituye la mayor parte de los filones de «Cano» y «Trapero». Por el contrario, el cuarzo que acompaña a los minerales de uranio está formado por variedades jasperoideas o calcedoniosas, principalmente cuando sustituye a la pechblenda o cuando impregna los materiales arcillosos procedentes de la alteración de rocas encajantes (lám. IV, 5 y 6). Sin embargo, sigue siendo más frecuente el cuarzo «en peine», blanco (lám. II, 1) o ahumado, rodeado por la masa de pechblenda y coffinita. Otras veces, los prismas de cuarzo están moldeados por una delgada capa de melnicovita y óxidos negros, principalmente en los niveles supergénicos (lám. IV, 4).

Cuando se trata de variedades amorfas, el cuarzo suele ser hematítico y éste es el que acompaña a la fluorita y el que reemplaza a los minerales de uranio.

La fluorita

Hasta ahora sólo se ha encontrado en «Cano» y siempre en pequeña cantidad. Aparece en filoncillos, que rara vez sobrepasan 1 cm. de grueso, constituidos por agregados informes, compactos o pulverulentos, formando bandas alternantes con el cuarzo jasperoideo muy teñido por hidróxidos de hierro (lám. IV, 3).

Tiene color violeta y nunca se ha visto la variedad negra, antozonita, probablemente porque la fluorita es siempre posterior al depósito de los minerales de uranio. A veces, es casi incolora.

Minerales supergénicos

Los efectos de la alteración supergénica han sido muy intensos en todo el área de Cardeña y, en realidad, los trabajos de investigación minera efectuados hasta este momento en cualquiera de los filones no han salido de la zona de alteración. Ese es el motivo por el que la mayor parte de los minerales de uranio son secundarios y también el que los sulfuros de hierro y cobre estén casi todos oxidados y transformados en limonita.

Las gummitas

La más abundante es la gummita negra o coracita, ya que los restos de pechblenda que quedan en los yacimientos están muy oxidados (lám. I, 5). La coracita tiene algunas reflexiones internas de color marrón o verde oscuro y bajo poder reflector (lám. III, 1).

Las gummitas amarillas se han encontrado en algunos puntos de «Cano» y de «Trapero», en la inmediata vecindad de pechblenda. La estructura concrecionada de este mineral se reconoce frecuentemente al microscopio por una fina línea de pechblenda oxidada, que señala el primitivo borde de deposición, ya que el resto del mineral está completamente transformado en gummitas y otros minerales secundarios (lám. II, 5 y 6).

La fosfuranilita

Muy escasa, aparece siempre en los niveles inferiores, formando pequeñas asociaciones masivas de cristales prismáticos en la inmediata vecindad de las gummitas o de la pechblenda.

El uranotilo

Aunque los minerales secundarios más frecuentes son los fosfatos, en algunos niveles de «Trapero», especialmente en los más profundos, se han encontrado a veces nódulos fibroso-radiados de uranotilo alfa.

Los cristales son aciculares y su color varía de amarillo limón a blanco amarillento. Nunca sobrepasan 5/10 de mm. En general, se encuentran agrupados sobre los cristales de pirita y cuarzo, pero en «Trapero» tapizan los cristales de torbernitita que ocupan las geodas de cuarzo jasperoideo.

Gran parte de los productos de alteración de la pechblenda y coffinita de «Trapero» están constituidos principalmente por uranotilo alfa masivo. Al microscopio, sin embargo, se reconoce perfectamente la estructura fibrosa de este mineral (lám. III, 2 y lám. IV, 2) que muchas veces reemplaza y se confunde con la de la coffinita.

La saleíta

Escasa, aparece en pequeños cristales cuadrados junto a la pirita y los óxidos negros, en las fisuras del granito del pozo 11 de «Cano».

La autunita

Después de la torbernitita, es el más frecuente de los minerales secundarios de uranio (lám. I, 5). Siempre en forma de escamas cuadradas u octogonales por tener los vértices truncados, de color amarillo canario y brillo nacarado, muchas veces teñidos por los óxidos de hierro (lám. IV, 4).

Los índices de refracción varían mucho según el grado de hidratación, pero la composición química, la fluorescencia y los caracteres ópticos corresponden a los de la autunita.

La torbernitita

Es el más abundante de los minerales radiactivos y constituye en realidad la mena del uranio en los yacimientos del área de Cardeña, ya que la mayor parte de la mineralización que impregna el granito y los diques de porfiritas y pórfitos está constituida por este mineral.

Aparece en cristales de todos los tamaños, aunque las escamas mayores no sobrepasan los 3 mm. Generalmente con facies tabular y frecuentemente en forma de láminas entrelazadas sin contornos definidos. En algunas ocasiones, muy raras, se ven cristales octaédricos, pero éstos son generalmente aplanados.

Los cristales tienen brillo aterciopelado, sedoso o nacarado; los primeros son de color verde oscuro, casi negro; los segundos, que son los más corrientes, tienen color verde hierba; los últimos corresponden a las variedades de color verde manzana. En general, son translúcidos u opacos, pero los hay también transparentes.

Como en el caso de la autunita, los índices de refracción aumentan con la deshidratación y las variedades verde-manzana corresponden generalmente a meta-torbernitita.

Las reacciones microquímicas han demostrado la existencia de algunas variedades arsenicales.

Los sulfatos de uranio

Estos minerales de neoformación dan lugar a eflorescencias de colores vivos, verdes y amarillos, sobre las paredes de las galerías en la mina «Trapero», donde siempre están en relación con las zonas que aparecen minerales tetravalentes de uranio. Hemos encontrado uranopilita, zippeita y johannita, las dos últimas por primera vez en España.

El más abundante es la *uranopilita*, que se presenta en nódulos muy fluorescentes de color amarillo canario o verdoso, con estructura fibrosa y brillo sedoso.

Unida íntimamente a la *uranopilita*, existe en «Traper» cierta cantidad de *zípita* que sólo ha podido ser reconocida por rayos X, ya que no llega a formar cristales individualizados. Su rareza se explica por la extraordinaria solubilidad de este mineral en las aguas ácidas de la mina, lo que hace que desaparezca con la misma facilidad que se forma.

La abundancia de sulfuros de cobre en la mina «Traper» explica también la presencia de *johannita* asociada a los otros sulfatos de uranio. Este mineral se presenta de dos maneras:

- en costras, formadas por agregados esferoidales fibrosolaminares.
- en cristales tabulares, prismáticos, que dan lugar a agregados subparalelos y drusas.

Los cristales son de color verde esmeralda, transparentes o translúcidos, mientras que las costras poseen color verde manzana y brillo sedoso. El análisis microquímico ha revelado la existencia de UO_3 , CuO y SO_3 . Los cristales son muy pleocroicos.

La cuprita

Sólo la hemos encontrado en «Traper», donde forma cristales idiomorfos de color blanco-grisáceo, algo azulados. Son corrientes las secciones de cubo y octaedro, cuadrados y hexagonales (lám. III, 1).

Entre nícoles cruzados, muestra una fuerte anisotropía enmascarada por las reflexiones internas de color rojo. Va asociada generalmente con el uranotilo y aparece siempre en las zonas más ricas en sulfuros de cobre.

La calcosina

Aunque más frecuente en «Cano», la calcosina es, en realidad, un mineral poco abundante. Reemplaza a la calcopirita y da lugar a formas concrecionadas que invaden aquel mineral. Otras veces, la calcosina moldea a la pechblenda y a otros sulfuros anteriores (lám. II, 3). Cuando va asociada a la covelina tiene color ligeramente azulado.

La covelina

Poco frecuente, sólo aparece en forma de láminas aciculares (lám. I, 3 y 4), intercaladas entre el uranotilo fibroso o en placas, reemplazando a

la calcopirita (lám. II, 3) y a los otros minerales de cobre (lám. III, 5). Su origen supergénico es indudable y ha sido el último sulfuro en formarse junto con la *tenorita*, que se encuentra también en algunas zonas del yacimiento en forma de costras pulverulentas, negras, tapizando las fisuras y superficies del cuarzo.

Oxidos de manganeso

Son relativamente frecuentes en la planta 45 de «Traper», junto a la torbernitina.

La hematites

Como los procesos de hematización han sido intensos, es frecuente que los hidróxidos de hierro impregnen las rocas encajantes y que incluso, en algunos casos, lleguen a formarse cristales de oligisto (nivel 20 de «Cano») o masas botrioidales, concrecionados y concéntricos, de goethita (filón «Obejo»).

En todo caso, la limonita es muy abundante, especialmente en las zonas donde existen sulfuros de hierro y rocas básicas. En efecto, las porfiritas, convertidas en un material arcilloso como consecuencia de las acciones hidrotermales, sufren al mismo tiempo una intensa hematización por transformación de los minerales ferromagnesianos y es en ellos donde se fijan preferentemente los productos de alteración de dichos materiales.

Silicatos, sulfatos y carbonatos de cobre

En «Traper», donde los sulfuros de cobre son más abundantes, no es raro encontrar silicatos y sulfatos de cobre, *crisocola* y *calcantita*, entre los minerales secundarios de la zona supergénica. Siempre lo hacen en muy pequeña cantidad y a ellos se une también algo de *malaguita*, lo que es una confirmación de que han existido carbonatos en el yacimiento.

Asociaciones mineralógicas

Como las rocas encajantes y las paragénesis de los yacimientos que aquí se describen, «Traper» y «Pozo 6 de Cano», son semejantes, se han estudiado al mismo tiempo sus minerales y rocas. Sin embargo, existen entre ellos pequeñas diferencias de detalle y por esto se hace separadamente

un resumen de las asociaciones mineralógicas y de las rocas encajantes que caracterizan a cada una de las mineralizaciones. En la última columna se indican los minerales que acompañan a los de uranio, sin tener en cuenta su posición respecto a la veindia uranífera.

CARACTERES METALOGÉNICOS

Paragénesis y sucesión

Como ya hemos indicado anteriormente, se trata de una paragénesis cupro-uranífera correspondiente a un yacimiento hidrotermal de baja temperatura.

En los diagramas siguientes (*) se indican los minerales que aparecen en los dos yacimientos, así como el orden de sucesión de los mismos.

Como se ve, las dos paragénesis son análogas y sólo existen pequeñas diferencias de detalle. Así, por ejemplo, en «Cano 6» no se han encontrado carbonatos ni moldes de estos minerales en el cuarzo, como ocurre en «Trapero», «Obejo» o «Cano 3», lo que se puede explicar teniendo en cuenta que en «Cano 6» las gangas son, en general, poco abundantes. Sin embargo, hay que destacar la presencia de fluorita en este último yacimiento.

Otra diferencia se refiere a los sulfuros de cobre, que son mucho más frecuentes en «Trapero», y entre los cuales existen algunos minerales, cobres grises y cuprita, que hasta ahora no se han encontrado en «Cano».

La mayor abundancia de minerales de cobre y la existencia de carbonatos explica también la presencia de silicatos, sulfatos y carbonatos de cobre entre los minerales supergénicos de «Trapero».

(*) Los diagramas se han hecho de acuerdo con las normas empleadas corrientemente, es decir:

— El espesor del trazo corresponde aproximadamente a la abundancia del mineral.

-- Las líneas de puntos indican los reemplazamientos, y los minerales que intervienen en ellos están rayados de blanco. Cuando se trata de constituyentes hipotéticos, se dibuja sólo el contorno del mineral.

-- El rayado oblicuo indica los movimientos tectónicos. Cuanto más intensos son éstos, más apretadas son las rayas.

-- A la izquierda se indican las sustituciones secundarias; las flechas van del mineral reemplazado (R) al de neoformación (N).

-- La hematización se indica por un punteado tanto más intenso cuanto mayor es aquélla. Si la hematites aparece en masa o en cristales visibles, se representa de la misma manera que los otros minerales que acompañan a la pechblenda.

PETROGRAFIA Y MINERALOGIA DE LOS YACIMIENTOS DEL AREA DE CARDEÑA

YACIMIENTO	ROCAS ENCAJANTES	MINERALES PRIMARIOS DE URANIO	MINERALES SECUNDARIOS DE URANIO	GANGAS	OTROS MINERALES FILONIANOS	
					GUERRERO	PIRITA - MARCASITA CALCOPIRITA, COBRE GRIS BORNITA, CALCOSINA, COVEUNA, TENOITA, CUPRITA MELNICOVITA MALAQUITA, CRISOOLITICA, CALCANTITA.
"TRAPEROS"	CUARZO MON-ZONITA. PÓRFIDO CUAR-ZOMONZONÍTICO PORFIRITA ANDESÍTICA.	PECHBLENDIA COFFINITA	GUERRERO URANOTILIO α AUTUNITA TORBERNITA URANOPILITA ZIPPEITA JOHANNITA FOSFURANILITA	CUARZO URANOTILIO α AUTUNITA TORBERNITA URANOPILITA ZIPPEITA JOHANNITA FOSFURANILITA	GUERRERO URANOTILIO α AUTUNITA TORBERNITA URANOPILITA ZIPPEITA JOHANNITA FOSFURANILITA	PIRITA - MARCASITA CALCOPIRITA BORNITA CALCOSINA, COVEUNA MELNICOVITA OLIGISTO
"CANO SÁNCHEZ" POZO 6	CUARZO MON-ZONITA. PORFIRITA ANDESÍTICA.	PECHBLENDIA COFFINITA	GUERRERO URANOTILIO α AUTUNITA TORBERNITA URANOPILITA ZIPPEITA JOHANNITA FOSFURANILITA	GUERRERO URANOTILIO α AUTUNITA TORBERNITA URANOPILITA ZIPPEITA JOHANNITA FOSFURANILITA	GUERRERO URANOTILIO α AUTUNITA TORBERNITA URANOPILITA ZIPPEITA JOHANNITA FOSFURANILITA	PIRITA - MARCASITA CALCOPIRITA BORNITA CALCOSINA, COVEUNA MELNICOVITA OLIGISTO

DIAGRAMA DE SUCESION METALOGENICA

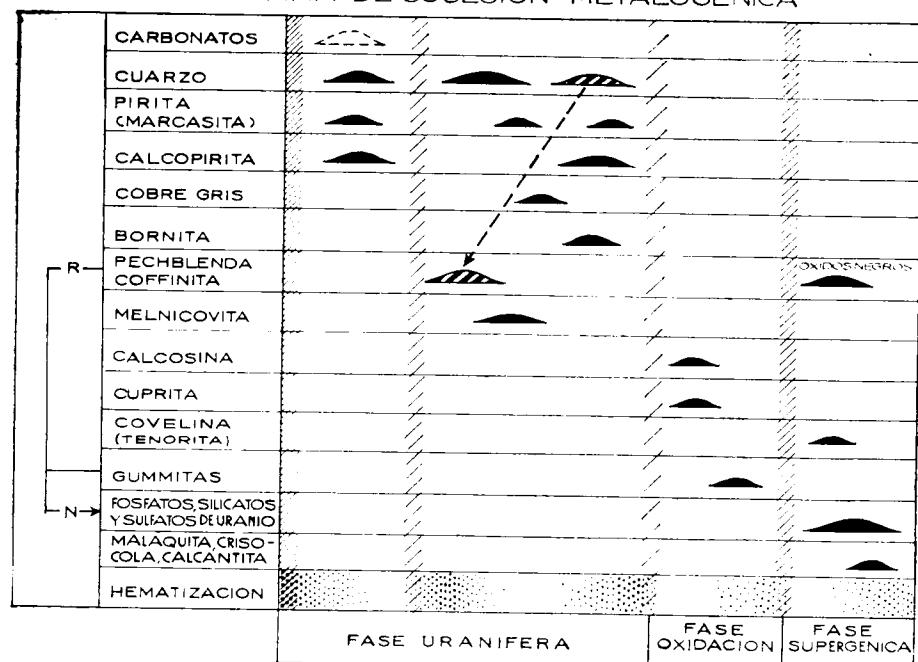
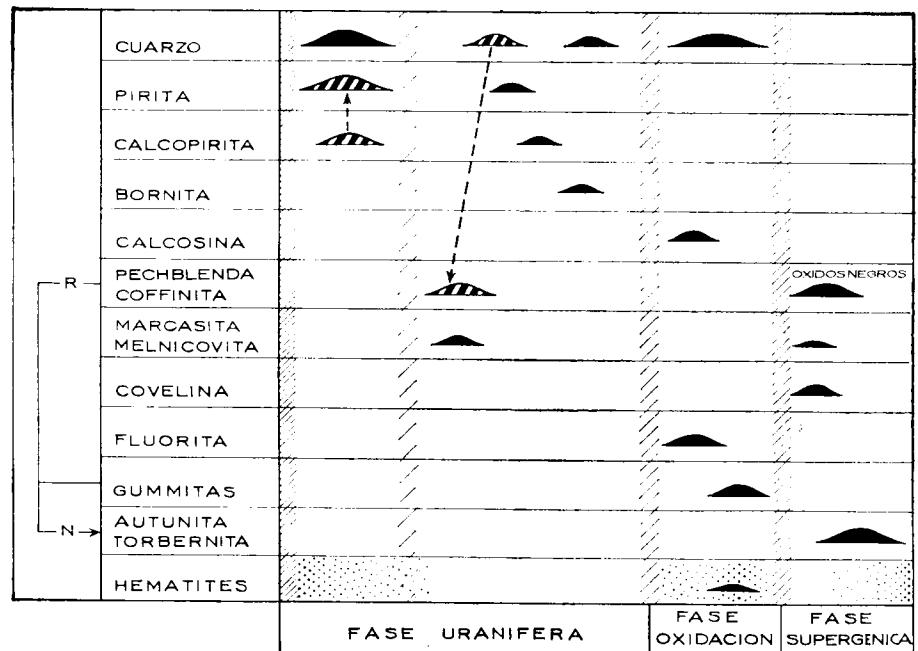


DIAGRAMA DE SUCESION METALOGENICA



Se trata, por lo tanto, de una paragénesis epitermal de pechblenda y sulfuros de cobre parecida a la que existe en algunos yacimientos europeos. Sus características son las siguientes:

- Los minerales primarios de uranio, pechblenda y coffinita, se depositaron de una sola vez entre dos venidas sucesivas de sulfuros, en zonas dislocadas de la cuarzo-monzonita y a favor de reaperturas de antiguos diques de pórfidos y porfiritas.
- Las únicas gangas acompañantes son el cuarzo y la fluorina, aunque se reconoce la existencia de carbonatos acompañantes, probablemente calcita y siderita, que han sido disueltos.
- Los sulfuros existentes son únicamente los de hierro y cobre, destacando la falta absoluta de blenda y galena.
- En la superficie, hay una dispersión de los minerales secundarios de uranio. Estos se concentran principalmente en las zonas arcillosas y hematizadas de las porfiritas y de los materiales graníticos, en el contacto con los filones de cuarzo mineralizado en sulfuros.
- La zona de oxidación en el área de Cardeña alcanza profundidades superiores a los 200 m., lo que explica la dificultad existente para encontrar minerales primarios de uranio.

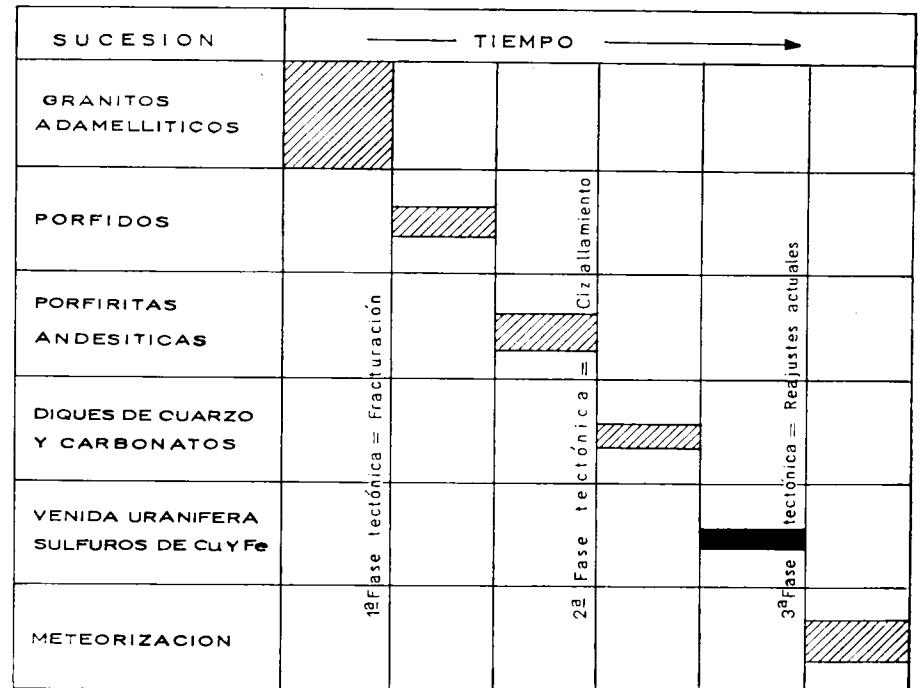
Las relaciones entre la paragénesis y la sucesión se pueden expresar de la siguiente manera:

- 1.^o — *Fase uranífera*: Fracturación de la granodiorita muy hematizada y de los diques de pórfidos, porfiritas y cuarzo. Formación de los minerales de uranio, coffinita y pechblenda, entre dos venidas sucesivas de sulfuros de cobre y hierro. Estas aparecen separadas por una ligera brechificación de la roca. Acompañando a los últimos sulfuros, llegada de cuarzo jasperoideo, más o menos hematítico, que reemplaza parcialmente a los minerales de uranio.
- 2.^o — *Fase de oxidación*: Empieza con una dislocación de pequeña intensidad que coincide con la llegada de la fluorina en «Cano» y formación de cuprita en «Traper». Comienza también el proceso de oxidación de los minerales de uranio con la transformación de la pechblenda y la coffinita en gummitas negras y amarillas.
- 3.^o — *Fase supergénica*: Se inicia con una serie de movimientos de reajuste, relativamente importantes, que favorecen la amplia difusión de los minerales secundarios de uranio, principalmente de la autunita y torbernitita. Formación de óxidos negros en las zonas del yacimiento donde existen condiciones reductoras locales.

Microtectónica

En el diagrama siguiente, se clasifican los materiales de la serie petrográfica según el orden de emplazamiento y se señalan los principales efectos tectónicos que se han podido reconocer al microscopio.

MICROTECTONICA DE LA MINERALIZACION

*La hematización*

Como ya se indicó anteriormente, los procesos de hematización tienen una gran importancia en el conjunto del yacimiento y sus efectos se traducen por una abundante limonitización de la cuarzomonzonita, de los diques de pórfido y porfírita que la atraviesan, y de los materiales silico-arcillosos producidos por alteración de estas rocas y que son los que acompañan a los minerales de uranio.

La fase de hematización más interesante es la que precede a la venida uraniifera, de tal modo que las rocas estaban ya impregnadas por los óxidos de hierro cuando se produjo la llegada de los sulfuros y de la pechblenda (lám. I, 2).

Estos fenómenos de hematización, tan corrientes en todos los yacimientos de uranio, alcanzan gran intensidad en los filones del área de Cardeña, porque aquí se sobreimpone a todos ellos la fuerte alteración meteórica debida a la situación de esta zona en el borde de la meseta hercíniana, junto a la fractura del Guadalquivir, donde los procesos de erosión y encajamiento de la red fluvial han sido muy importantes. Esto ha afectado principalmente a los sulfuros contenidos en los materiales filonianos.

Hay que destacar, sin embargo, que también aquí, al igual que ocurre con otros yacimientos españoles, tiene lugar un proceso de reducción de los materiales hematizados cuando éstos se encuentran junto a los minerales primarios de uranio. Así, por ejemplo, los fragmentos de porfírita limonitizada englobados por la pechblenda aparecen rodeados por una franja decolorada en el contacto con este mineral (lám. IV, 5 y 6). Incluso es posible admitir que parte de los sulfuros de hierro inalterados que se ven en las áreas limonitizadas, dentro de la zona de oxidación, se han formado como consecuencia de este proceso de reducción.

Origen de la mineralización

La aparición de pechblenda en los filones «Trapero» y «Cano 6» ha resuelto finalmente el problema que existía en cuanto al origen de las mineralizaciones radiactivas del área de Cardeña que parecían estar formados únicamente por minerales secundarios.

Según esta idea, yacimientos tales como los filones 2, 3, 9, etc., de «Cano Sánchez» pueden ser atribuidos a una «fijación» del uranio transportado en solución por las aguas de superficie. Urano que tendría su origen en la alteración de los minerales primarios contenidos en los mismos filones o en otros próximos.

Como la zona de oxidación en la región de Cardeña alcanza niveles muy profundos, cabe suponer que la mayoría de los minerales primarios están alterados, y que sólo se conservan éstos en las raíces de las mineralizaciones, caso de «Trapero», o en puntos privilegiados de los niveles superiores, caso de «Cano 6». En los demás yacimientos, o bien los minerales primarios han desaparecido por completo, o bien se trata únicamente de concentraciones de minerales secundarios en zonas favorables del granito tectonizado o de los diques de pórfidos y porfíritas.

Por lo que se refiere a estos últimos, debemos señalar aquí la frecuencia con la que se repiten en la Península Ibérica los yacimientos de uranio asociados a rocas básicas de tipo dolerítico: filones uraníferos de la provincia de Beira (Troncoso, Prado Velho), en Portugal (9); granitos de Salamanca (Alberguería) y Cáceres (El Orejudo); y, como más represen-

tativos de todos los españoles, los del área de Cardeña (Trapero, Cano) y Andújar (La Virgen). En la mayoría de ellos, las rocas básicas han actuado simplemente como fijadores del uranio disuelto en las aguas de superficie, pero hay otros, «Trapero» y «Cano» concretamente, en los que se ha demostrado la existencia de una venida uranífera, acompañada por sulfuros, que sigue más o menos una reapertura del contacto entre el granito y los diques de porfirita.

La paragénesis de «Trapero» y «Cano 6» son un ejemplo más de lo que caracteriza a las formaciones filonianas siliceas con pechblenda y sulfuros. Se trata, en efecto, de una asociación intragranítica de tipo epitermal que plantea, en cuanto a su origen, los mismos problemas que la mayor parte de los restantes yacimientos de uranio existentes en los granitos hercianos europeos. Aquí sólo queremos resaltar las analogías que presentan los yacimientos de la región de Cardeña con los otros tipos europeos en los que existen también una asociación de la pechblenda con los sulfuros de cobre.

En realidad, las paragénesis de esta clase representan un accidente cuprífero en las asociaciones del uranio con los sulfuros BGPC y han sido los rusos, Tishkin y otros (8), los primeros en individualizar el tipo de yacimiento uranífero en el que la pechblenda se une a sulfuros de cobre y pequeñas cantidades de minerales bismutíferos.

Los autores soviéticos indican que la mineralización, que siempre ocurre en rocas efusivas ácidas o en granitos y dioritas, tienen lugar en cuatro fases. El depósito de la pechblenda se efectúa durante la última fase junto con los siguientes minerales: cobre, bismuto y plata nativos; goethita y hematites; calcopirita, bornita, calcosina, covelina, tennantita y wittichenita; marcasita, blenda y galena; molibdenita, y calcita, cuarzo, dolomita y barita. Todos estos minerales se distribuyen en los filoncillos de pechblenda de una manera muy irregular.

En cuanto a los yacimientos de uranio situados en Europa occidental, no existe ninguno con características iguales a los de la región de Cardeña. El más parecido es el francés de Entraygues, en el Aveyron (5), pero los minerales de cobre son allí posteriores a los de uranio y además señala en él la presencia de mispíquel.

Hay que destacar, sin embargo, que en el yacimiento francés se han encontrado también indicios de cobalto, níquel y bismuto, aunque asociados en este caso a los minerales de arsénico.

Por lo que se refiere a los filones de la región de Cardeña, los sulfuros más abundantes son los de hierro, pero hay que señalar que los minerales primarios de uranio se han encontrado siempre en estrecha relación con la calcopirita, especialmente en «Trapero», donde los sulfuros de cobre son muy abundantes. Por otra parte, el hecho de que en estos filones no se hayan encontrado nunca blenda o galena, pone de relieve lo característico de esta

asociación del cobre y el uranio, ya que en los restantes yacimientos epitermales españoles, a excepción del filón «La Virgen», lo corriente es que la pechblenda vaya acompañada únicamente por sulfuros de hierro, mientras que la calcopirita, blenda y galena aparecen solamente accidentales.

Por último, y para completar las analogías que existen entre las paragénesis españolas y las descritas por los autores extranjeros, hay que destacar el hecho de que, si bien no se han encontrado minerales de bismuto en los filones de Cardeña, son bien conocidos los yacimientos de este elemento que existen a lo largo del borde septentrional del batólito de Los Pedroches (Venta de Azuel, Torrecampo, Pozoblanco, Conquista, etc.), en alguno de los cuales existen también minerales secundarios de uranio.

BIBLIOGRAFÍA

- (1) FRONDEL, C. (1958): *Systematic mineralogy of Uranium and Thorium*. «U. S. Geological Survey Bulletin», 1064.
- (2) HEINRICH, E. Wm. (1958): *Mineralogy and geology of radioactive raw materials*. «Mc Graw-Hill Book Company».
- (3) MURAKOSHI, T. y KOSEKI, K. (1958): *Summary of geology and mineralogy of the uranium and thorium deposits in Japón*. «GEN P/1630».
- (4) POLIKARPOVA, V. A. y AMBARTSUMIAN, Z. L. (1958): *New data on uranium minerals in the U. S. S. R.* «GEN P/2060».
- (5) PULUC, R. (1958): *Gisements d'uranium d'Entraygues (Aveyron)*. «Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse», 93.
- (6) RAMDOHR, P. (1960): *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*. «Akademie-Verlag», Berlín.
- (7) STERN, T. W., STIEF, J. R. y SHERWOOD, A. M. (1955): *Coffinite, a new uranium mineral*. «Bull. Soc. Geol. Amer.», 66, núm. 12.
- (8) TISHKIN, A. I., TANANAYEVA, G. A., GLADISHEV, P. D., MELNICOV, I. V., POLIKARPOVA, V. A. y TSIBULSKAYA, M. A. (1958): *Paragenetic associations of hydrothermal uranium minerals in uranium deposits of the Soviet Union*. «GEN P/2201».
- (9) TORRE DE ASSUNÇÃO, C. F. y BRACK-LAMY (1955): *A cerca dos filões doleríticos relacionados com os jazigos uraníferos portugueses*. «Bol. da Soc. Geol. de Portugal», volumen VIII, fasc. 3.

Recibido el 4-V-1964

LÁMINA I

Fig. 1.—Sección transparente, $\times 30$, L. N. Nivel 20, «Cano», pozo 6. Cardeña (Córdoba) (M. 1838, P. 530). Aspecto de una porfírita andesítica de grano fino. Los diques de esta roca son muy abundantes en toda la región y aparecen en casi todos los yacimientos de uranio, especialmente en los más importantes.

Fig. 2.—Sección transparente, $\times 25$, L. N. «Cano», pozo 6, Cardeña (M. 3690, P. 1994). La hematización es muy intensa en las rocas de caja. He aquí un cristal de plagioclasa con los planos de macla totalmente impregnados por limonita.

Fig. 3.—Sección pulida, $\times 180$, L. N. Planta 3, «Traperó», Cardeña (M. 2061, P. 104). Pechblenda esferulítica (gris) rodeando una brecha de calcopirita (blanco). Las diferencias de poder reflector ponen de relieve el fuerte grado de oxidación de la pechblenda.

Fig. 4.—Igual campo que la figura 5, N. C. El uranotilo alfa que ocupa el centro de la fotografía aparece iluminado entre nicolos cruzados. Nótense también la violenta anitropia de las agujas de covelina dispuestas sobre la banda de pechblenda, que bordea los fragmentos de calcopirita.

Fig. 5.—Sección pulida, $\times 200$, L. N. Nivel 20, galería sur, «Cano», pozo 6. Cardeña (M. 3695, P. 413). Otro aspecto de las franjas de pechblenda concrecionada que moldean los cristales de cuarzo. Las fisuras de retracción y el hueco central están ocupados por autunita. En el ángulo superior izquierda (gris oscuro), materia plástica de relleno.

Fig. 6.—Sección pulida, $\times 200$, L. N. Nivel 20, galería norte, «Cano», pozo 6. Cardeña (M. 3696, P. 414). Pechblenda parcialmente transformada en gummita negra (coracita). El diferente grado de oxidación revela la estructura zonada de la pechblenda, acompañada en este caso por coffinita.

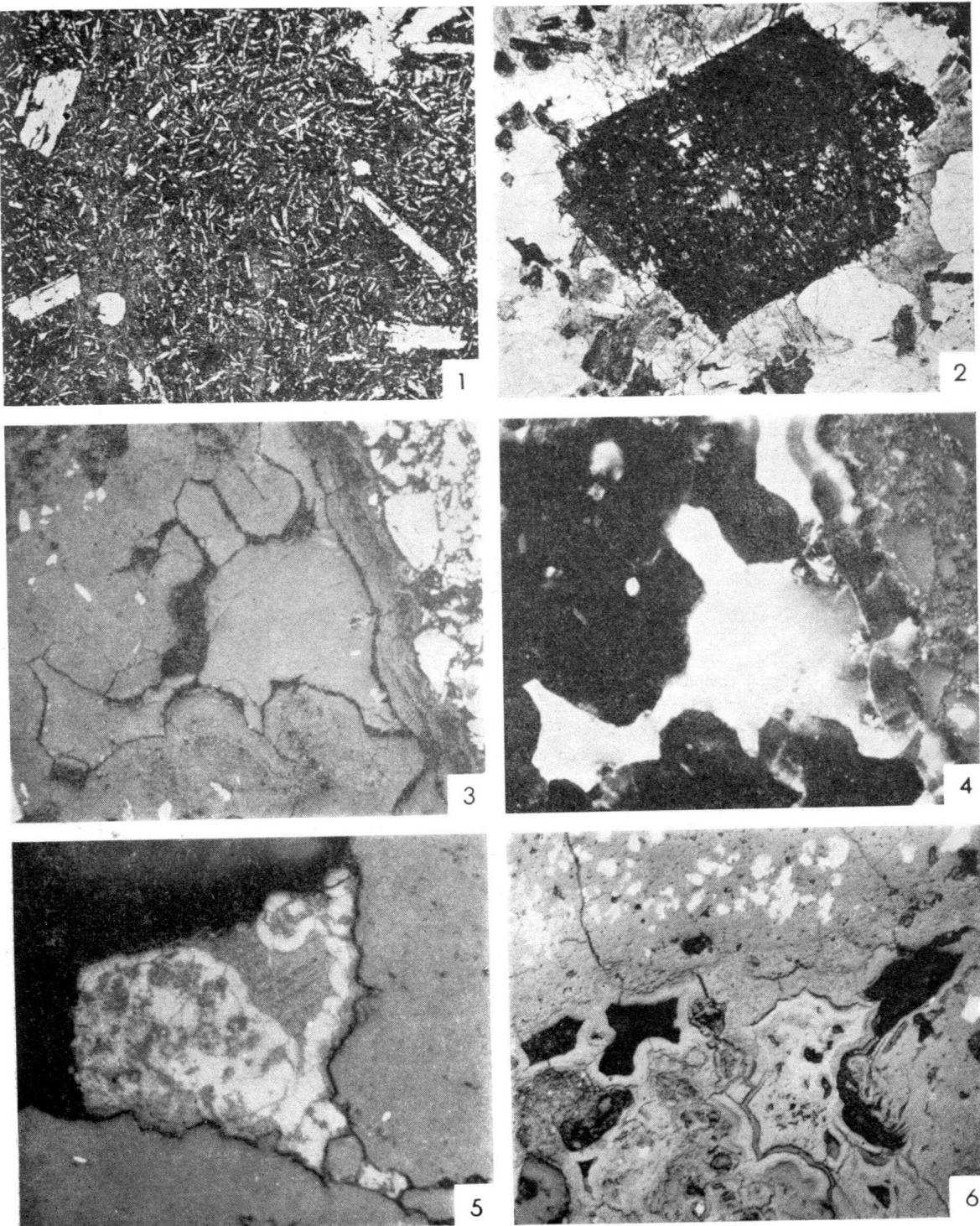


LÁMINA II

Fig. 1.—Sección pulida, $\times 200$, L. N. Nivel 20, galería norte, «Cano», pozo 6. Cardeña (M. 3696, P. 414). En la pechblenda muy oxidada (coracita) que moldea los cristales piramidales de cuarzo, son muy frecuentes los esferulitos de sulfuros de hierro, especialmente melnicovita y marcasita.

Fig. 2.—Sección pulida, $\times 200$, L. N. Nivel 20, galería sur, «Cano», pozo 6. Cardeña (M. 3695, P. 413). Rodenado los cristales de pirita, se depositó rítmicamente un gel complejo urano-sulfurado. La pechblenda está completamente oxidada y transformada en coracita o torbernitá (nótense, en este caso, los planos de exfoliación).

Fig. 3.—Sección pulida, $\times 200$, L. N. «Cano», pozo 6. Cardeña (M. 2088, P. 108). Otro aspecto de la pechblenda celular parcialmente oxidada, lo que se pone de relieve por las diferencias de poder reflector. En el centro, agregados de calcopirita y bornita (blanco) transformados periféricamente en covelina. El fondo de la fotografía (gris claro) es calcosina.

Fig. 4.—Igual campo que la figura 3, N. C. Obsérvese, entre nícoles cruzados, la violenta anisotropia de la covelina y la extinción de la pechblenda, que aparece transformada periféricamente en gummita amarilla. La calcosina, que corresponde a calcopirita transformada, también es ligeramente anisótropa.

Fig. 5.—Sección pulida, $\times 200$, L. N. Igual origen que la figura 2. Cristales de pirita y fragmentos de cuarzo rodeados por torbernitá y autunita con planos de exfoliación muy marcados. Nótense la línea de color gris claro que señala el borde de deposición de la pechblenda original, ahora completamente oxidada.

Fig. 6.—Igual campo que la figura 5, N. C. Con los nícoles cruzados se reconoce perfectamente la estructura concrecionada de los esferulitos de pechblenda, completamente transformados en gummita o reemplazados por fosfatos de uranio.

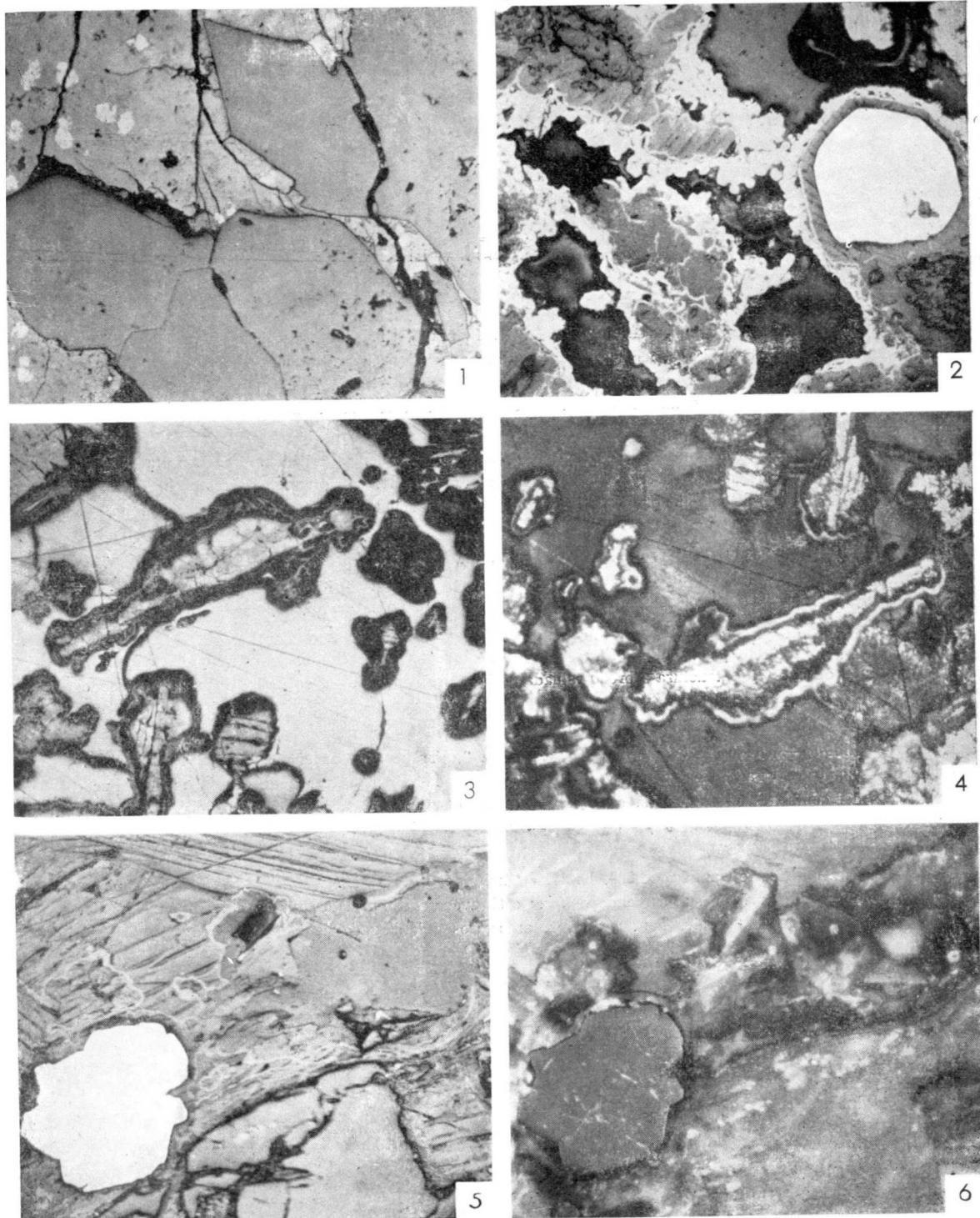


LÁMINA III

Fig. 1.—Sección transparente, $\times 20$, L. N. Planta 5, «Traper». Cardeña (M. 2061, P. 713). Franjas de coffinita asociadas a calcopirita (negro) y cuarzo (blanco). Su aspecto concrecionado y esferulítico es análogo al de la pechblenda, pero es transparente y de color marrón más o menos oscuro. En el centro, una venilla de uranotilo alfa.

Fig. 2.—Igual campo que la figura 5, N. C. Entre nícoles cruzados, la coffinita muestra una característica estructura fibroso-radiada y una fuerte anisotropia. Nótese, sin embargo, las diferencias que presenta con el uranotilo, formado por alteración de la coffinita.

Fig. 3.—Sección transparente, $\times 200$, L. N. Planta 5, «Traper». Cardeña (M. 2061, P. 713). La coffinita forma también estructuras «celulares» análogas a las de la pechblenda. Obsérvese también su aspecto concrecionado que sugiere un modo de deposición cooidal.

Fig. 4.—Igual campo que la figura 1, N. C. Entre nícoles cruzados y con mayores aumentos, se observa la estructura fibroso-radiada y la anisotropia de la coffinita dispuesta alrededor de los cristales de calcopirita.

Fig. 5.—Sección pulida, $\times 180$, L. N. Planta 3, «Traper». Cardeña (M. 2061, P. 104). A la izquierda, gran placa de pirita y marcasita rodeada por una franja de pechblenda. El hueco del centro de la fotografía está ocupado por la segunda venida de calcopirita y bornita con estructura esferulítica.

Fig. 6.—Sección pulida, $\times 200$, L. N. «Cano», pozo 6. Cardeña (M. 2088, P. 108). La pirita, que fue el primer sulfuro endepositarse, está aveces reemplazada por la calcopirita. Los dos minerales son, a su vez, anteriores a la llegada de la pechblenda.

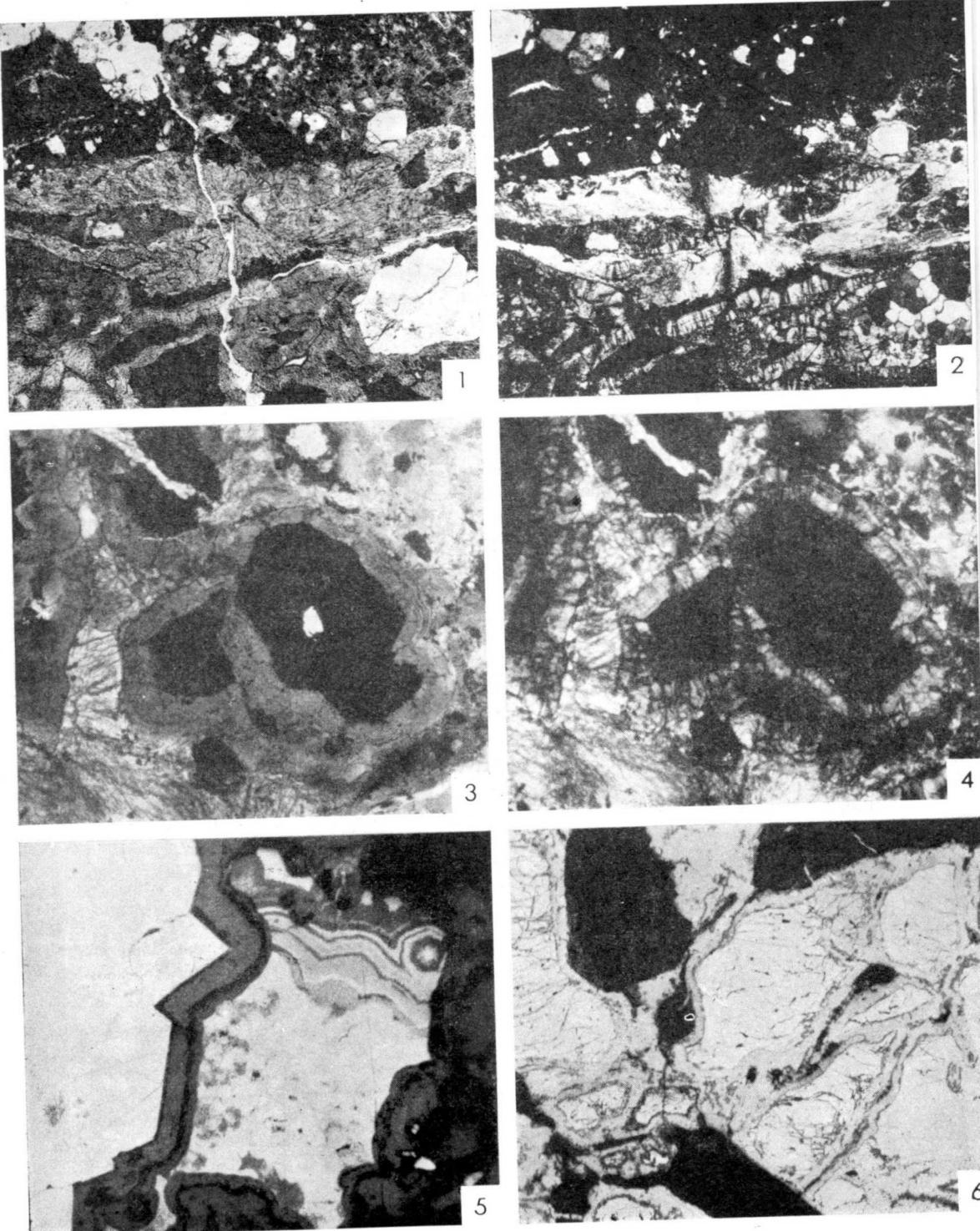


LÁMINA IV

Fig. 1.—Sección pulida, $\times 200$, L. N. Planta 3, «Trapero». Cardeña (M. 2061, P. 104). Los cristales de pirita y calcopirita del ángulo superior derecho están rodeados por coffinita esferulítica (comprobado por rayos X). Esta aparece moldeada, a su vez, por una segunda venida de calcopirita (blanco, del centro de la fotografía), que rodea a un cristal maclado de cobre gris y atraviesa a los minerales de uranio.

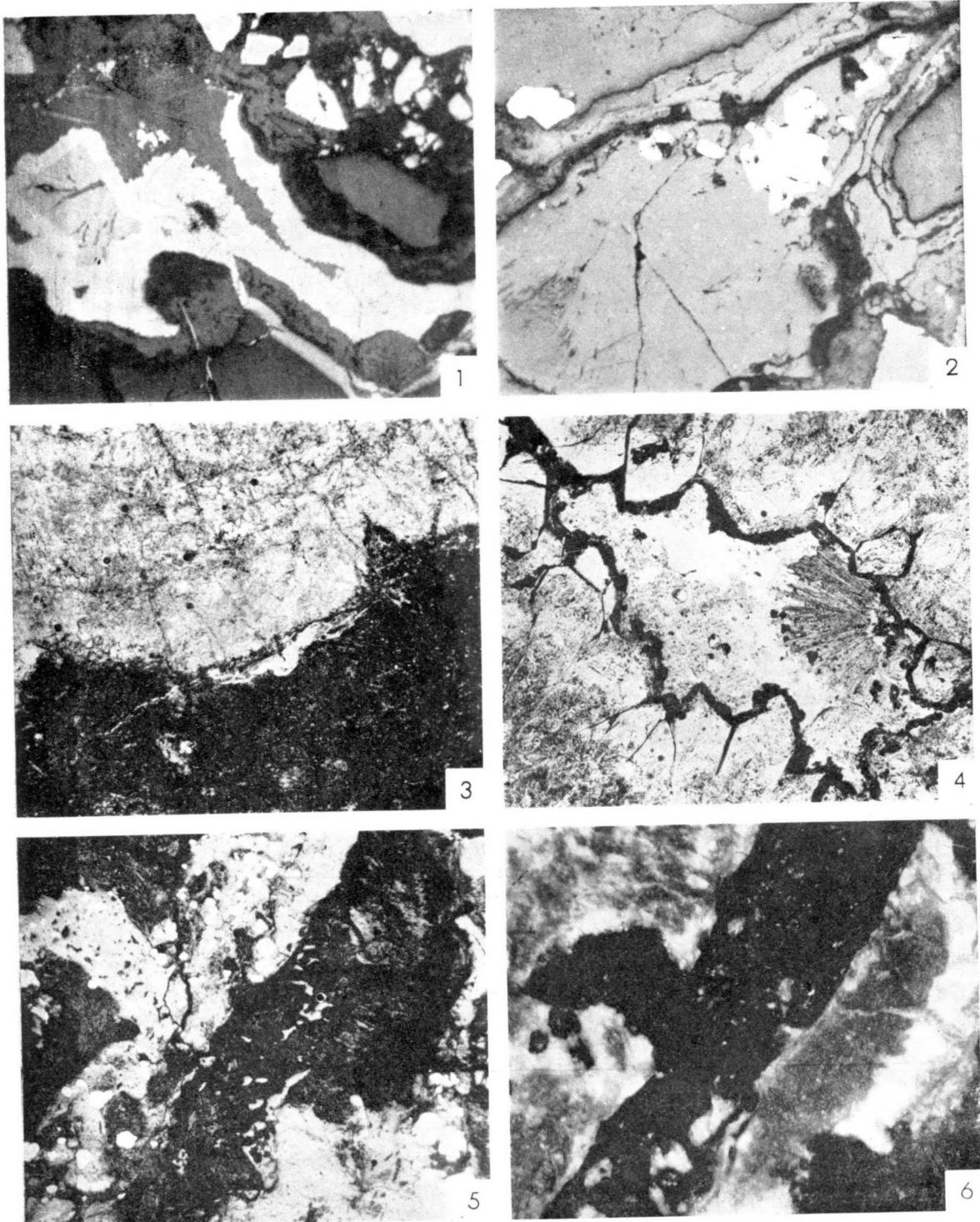
Fig. 2.—Sección pulida, $\times 200$, L. N. Planta 3, «Trapero». Cardeña (M. 2061, P. 104). Además de la covelina, es frecuente encontrar cristales idiomorfos de cuprita entre los minerales formados oxidación de los sulfuros de cobre. La cuprita acompaña también al uranotilo.

Fig. 3.—Sección transparente, $\times 20$, L. N. Nivel 20, galería norte, «Cano», pozo 6. Cardeña (M. 3722, P. 2043). La fractura astillosa de las porfiritas (abajo), consecuencia de su fuerte alteración y pizarrosidad, se pone de relieve en el contacto de estas rocas con los filoncillos de fluorita (arriba) que las atraviesan.

Fig. 4.—Sección transparente, $\times 50$, L. N. Nivel 20, galería norte, «Cano», pozo 6. Cardeña (M. 3696, P. 2017). Los minerales secundarios de uranio están muy dispersos en los diques de porfirita o en los filones de cuarzo. En la fotografía se ve una sección transversal de un agregado de cristales de autunita dentro de una geoda de cuarzo. Nótese la franja de óxidos negros y melnicovita que bordea los cristales piramidales.

Fig. 5.—Sección pulida, $\times 70$, L. N. Nivel 20, galería norte, «Cano», pozo 6. Cardeña (M. 3696, P. 414). La porfirita (negro), transformada en un producto milonítico muy silicificado y hematizado, está crechificada y con las fisuras llenadas por un gel urano-sulfurado formado por pechblenda (gris) y sulfuros de hierro (blanco).

Fig. 6.—Igual campo que la figura 5, N. C. Entre nícoles cruzados se ve claramente cómo en el contacto con la pechblenda (negro) los fragmentos de la porfirita (gris) están rodeados por una franja decolorada (blanco).



L. C. GARCIA DE FIGUEROLA e I. PARGA-PONDAL

L A S R O C A S D E L C A M B R I C O

IV. UNA TRAQUITA ALCALINA ESTRATIFICADA EN EL CAMBRICO DE FARANDON (VALLE DEL NARCEA)

R E S U M E N

Se estudia una roca ígnea estratificada entre las formaciones del Cámbrico del arroyo del Farandón (afluente del Narcea). Se puede considerar como una traquita alcalina oscura probablemente originada por diferenciación de un magma basáltico que se manifiesta en regiones inmediatas, también entre las formaciones del Cámbrico, tanto como verdadero basalto u otros términos más acidos.

S U M M A R Y

A study was made of the petrographic and chemical constituents of a previous unknown igneous rock which occur in the Cambrian of the Farandón river (Tributary of Narcea, Asturias). It is a belt concordant to layers sedimentary rocks. No show evidence of contact metamorphism and was folded as anticline. This rock may be given as dark alcali trachyte. All data indicate that is simultaneous which sedimentation, and likely proceed from to magmatic differentiation of basaltic magma.

I N T R O D U C C I Ó N

Siguiendo el estudio petrográfico de las rocas del Cámbrico en Asturias, hemos localizado una capa dique estratificada entre otras formaciones de aquella época. Su composición mineralógica y estructura presentaban caracteres un tanto singulares, por lo que decidimos realizar un estudio químico. Próximas a esta formación aparecen también rocas detriticas con participación efusiva, e igualmente un afloramiento de material serpentinizado que, sin embargo, ha permitido un estudio óptico para su clasificación. Al primer afloramiento, objeto principal de esta nota, le denominamos capa dique del Farandón, y a la segunda formación serpentinizada basalto de San Adriano. Ambos están separados por una distancia sobre el mapa de unos dos kilómetros. De ninguna de estas dos formaciones hemos encontrado citas sobre el caso.

LA SITUACIÓN DE LA CAPA DIQUE

En un trabajo anterior se describían las rocas del Puente del Tuña, con una rica participación efusiva (6). Desde este punto hacia el Este se continúan dichas formaciones con intercalación de bancos de cuarcitas que pasan lateralmente a términos menos puros hasta convertirse en pizarras o aglomerados diabásicos, similares a los descritos y cartografiados entonces. La disposición general es buzando al Norte igual que allí, y probablemente forman también por toda la ladera de Santa Marta un sinclinal muy tumbado y estrecho que, a diferencia del cartografiado entonces, carece de calizas en la parte central.

Las fracturas y las fallas son muy numerosas y producen acusados cambios. El mismo fenómeno de falla que en Puente del Tuña (al sur de Aguera de la Barca) ponía los bancos de cuarcitas blancas casi en dirección N.-S., se repite en San Adriano, precisamente donde aparece la roca serpentinizada. Este hecho podría dar pie a suponer que se trata de una intrusión posterior a la falla. Pero su gran similitud con la composición mineralógica de clastos procedentes de las facies brechoides estratificadas al sur de Tineo, y su paso a otras formaciones de aglomerados diabásicos hasta el Norte, nos induce a admitir se trata de la misma formación. Y que la casualidad, razones tectónicas o la «competencia» de esta roca, ha motivado la aparición de falla allí y no en otra parte.

Más al NE., el pueblecito de Barca se sitúa sobre un Terciario constituido por arcillas rojizas o amarillentas y conglomerados poco o nada compactados que dan una llanura cultivable a 650 metros de cota; es decir, a más de 400 metros sobre el valle actual del Narcea, muy próximo hacia al Sur. Se trata de un retazo del Terciario, que, partiendo de La Espina, debió de ocupar una larga zona de dirección al SW. Hoy sólo quedan restos como el citado a cotas similares por los cerros del Oeste y Sur de Tineo.

Descendiendo desde Barca a Bebares aparece en la parte elevada cuarcitas blancas bastante puras, con aspecto más similar a las del Silúrico que las descritas para Tineo y Puente del Tuña (6). Su dirección y buzamiento son cambiantes: Hacia occidente van como toda la dirección general de la formación de E. a W., pero en seguida aparecen de Norte a Sur. A cotas inferiores están sustituidas por facies pizarrosas del aglomerado diabásico con intercalación de bancos de cuarcitas. En algunos puntos corresponden mejor a facies brechoides constituidas casi exclusivamente de rocas efusivas. Al otro lado del río se continúan las pizarras con participación efusiva sobre las que aparecen calizas fosilíferas del Cámbrico Medio, que comienza por una amplia banda de griotte. Todas estas formaciones se interrumpen bruscamente en un pequeño barranco que bajando de Barca, hacia el kilómetro 8.400

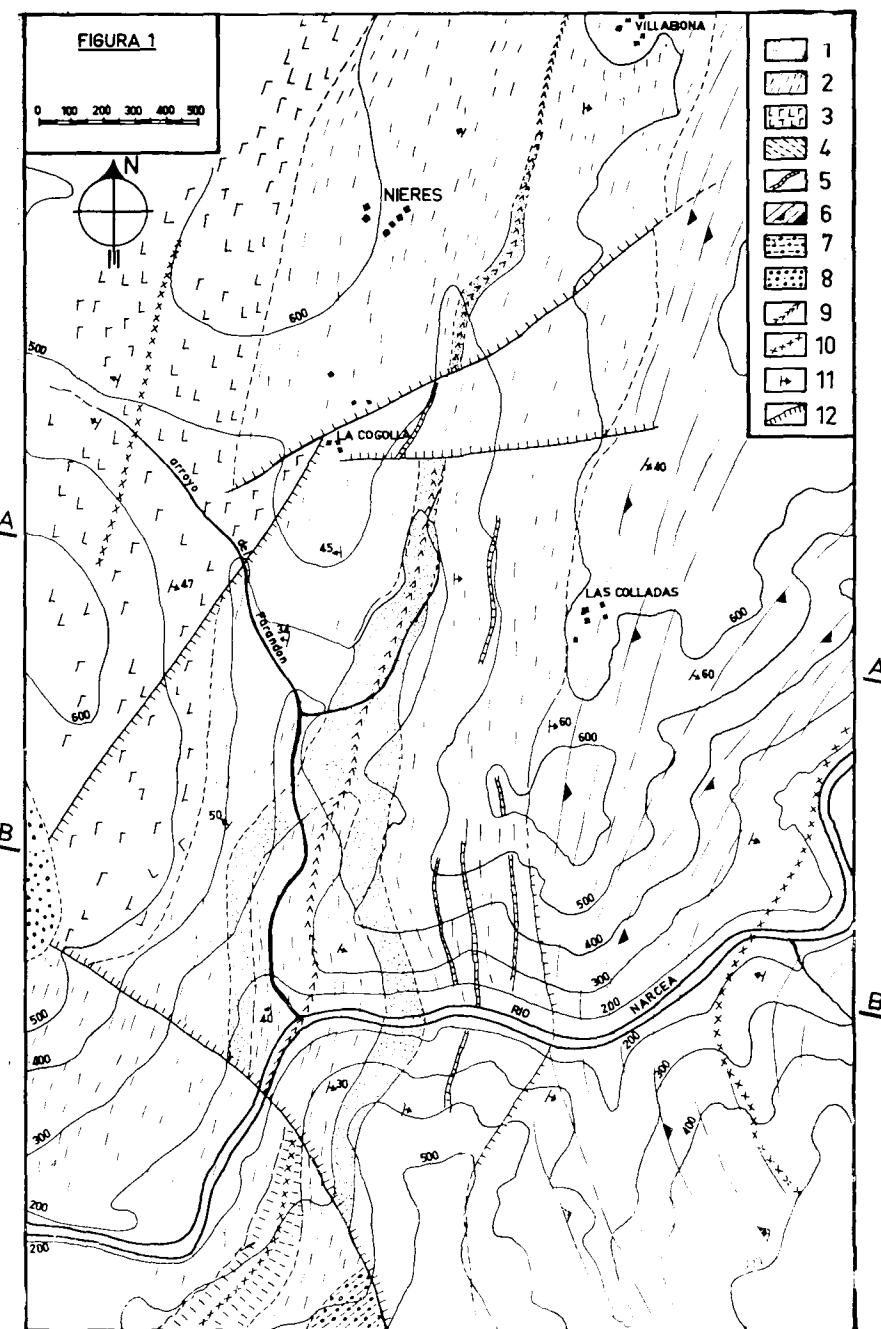


Fig. 1.—Mapa del afloramiento de la traquita alcalina: 1, Traquita alcalina.—2, Proto-cuarcitas, pizarras y otras rocas deleznable del Cámbrico.—3, Cuarcitas masivas y puras consideradas como del Cámbrico.—4, Calizas fosilíferas del Cámbrico.—5, Banquitos de cuarcitas puras estratificados en la formación 2.—6, Cuarcitas del Ordoviciense.—7, Conglomerado del Estefaniense.—8, Terciario.—9, Anticlinal.—10, Sinclinal.—11, Dirección y buzamiento.—12, Fallas supuestadas.

de la carretera de la Florida, se continúa al otro lado del río al Este de Combacio. Se trata de una falla importante de dirección al NW. Es una de las responsables del cambio de dirección de las formaciones que, procedentes del Puente del Tuña, y más allá, siguen rumbo E.-W. y ahora se ordena hacia el NE. La tenemos dibujada en el ángulo inferior izquierdo del mapa de la figura 1, y a ella van a morir las dos ramas de la capa dique que estudiamos.

La capa dique aparece en el centro de un bloque alargado en sentido N-NE, constituido por pizarras, protocuarcitas impuras, banquitos de cuarcita y la capa en cuestión. A ambos lados está enmarcado por potentes

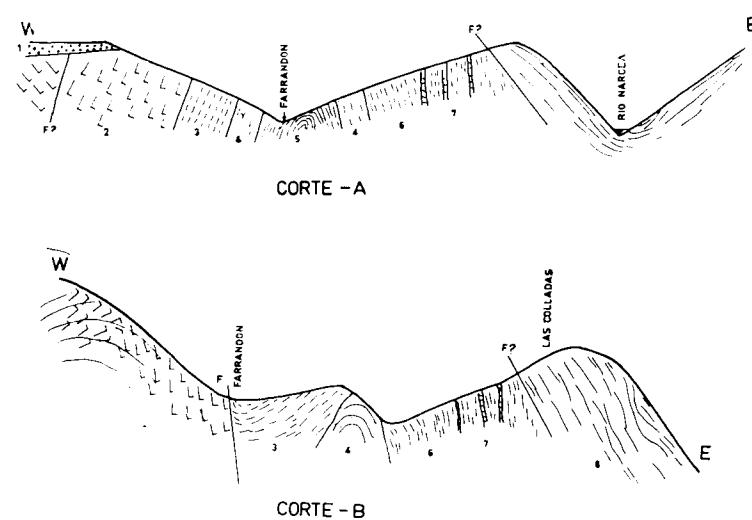


Fig. 2.—Cortes correspondientes a la figura 1.—1, Terciario.—2, Cuarcitas masivas y puras consideradas como del Cámbrico.—3, Pizarras y otras rocas en parte con participación efusiva.—4, Capa dique de la traquita alcalina.—5, Protocuarcitas.—6, Pizarras no visibles supuestas similares a 3.—7, Banquitos de cuarcitas.—8, Cuarcitas del Ordoviciense.

formaciones de cuarcitas. Las correspondientes a la parte oriental pertenecen al Ordoviciense y constituyen la base del sinclinal Silúrico-Devónico del Narcea. Las occidentales forman en su conjunto un anticlinal cuyo flanco meridional, en las inmediaciones de Barca, aparecen deslocadas por efecto de la falla indicada antes. Los pocos puntos en que pueden verse las pizarras, en las inmediaciones de ellas presentan signos contradictorios en cuanto a su posición mutua. A veces, como dibujamos en el corte A de la figura 2, están debajo y de forma concordante. Otras como en el B, se encuentran concordantes en sentido contrario, si bien aquí y a poca distancia vuelven las pizarras a buzar hacia el Oeste. Quizá se trate de un pequeño pliegue, o una distorsión por la supuesta falla dibujada y que pueden conti-

nuarse dentro de las cuarcitas hasta el Terciario de Barca. Junto a Nieres no se pueden obtener datos en el contacto pizarra-cuarrita.

Por el otro lado del bosque, en la ladera de Las Colladas a Villabona, no hay posibilidad de hacer observaciones sobre la constitución petrológica. En realidad, toda la ladera habría que darla como un coluvión originado a partir de las cuarcitas de la cima o de algunos bancos del mismo material estratificado en la ladera que únicamente nos permiten establecer la dirección general de las formaciones. Son casi verticales y quedan en resalte. Ni aun en el corte actual de la carretera, junto al Narcea, puede observarse el material situado entre ellos, que suponemos sea pizarroso y bastante deleznable.

En la cartografía la capa dique aparece en forma de horquilla por ser concordante en anticlinal y haber sido éste erosionado en su eje por el Farandón. Hacia el N-NE, la topografía se va levantando y queda una formación única que se adelgaza progresivamente hasta desaparecer, continuándose aún el anticlinal en pizarras fuertemente deleznables y similares en las que aparecen en la bajada de Barca al Farandón, situadas encima de la capa dique.

Debajo de esta capa el eje del anticlinal lo constituyen unas protocuarcitas tableadas muy impuras, que pueden observarse bien en el corte de la carretera y en el propio Farandón. Incluso puede verse el pliegue de la charnela (foto 1). El eje del anticlinal se continúa luego unos centenares de metros por el curso del Narcea hasta la falla.

DATOS PETROGRÁFICOS

El basalto de San Adriano aparece en un afloramiento muy restringido junto al puente, aguas abajo e inmediato al caserío de ese nombre. En el mismo cauce del agua pueden observarse algunos asomos, pero enseguida, en su margen derecha, desaparece sustituido bruscamente por pizarras con participación efusiva, que un poco más lejos se sitúan inferiormente a las calizas rosadas de tipo griotte. En la margen izquierda se puede seguir el basalto por la empinada ladera durante unos 100 ó 150 metros, con dirección casi N-S, y adosado a un pequeño pliegue de cuarcitas. Inmediatamente aparecen distintas facies del aglomerado diabásico. Esta extensión tan reducida es la causa de que no presentemos una cartografía del afloramiento

La roca es de color negro verdoso con manchas y planos de un verde más claro. Aparece con una trituración de tipo medio, por lo que en muchos puntos se deshace en fragmentos irregulares de pequeño tamaño al ser golpeada con el martillo. Sin embargo, los fragmentos y los bloques grandes se presentan duros, compactos y aptos para obtener buenas láminas delgadas.

En el microscopio las preparaciones tienen textura porfídica, en la que la pasta, constituida por microlitos cortos, es algo fluidal. La serpentina se encuentra en masas de contornos bastante exagonales, grandes o pequeñas, asociada a abundantes granos de mineral opaco. Puede considerarse como procedente de un olivino rico en Mg. También se encuentra la serpentina, en su variedad crisotilo, en bandas estrechas y discontinuas a modo de finos lentejones afilados por los extremos. La orientación de las fibras es paralela entre sí, pero como las bandas tienen frecuentes inflexiones, el crisotilo queda con distintas orientaciones dentro de la misma banda, pero en toda la preparación sus fibras vienen siendo paralelas. Los microlitos de la pasta están bastante alterados. En los que hemos podido efectuar mediciones ópticas nos resulta de un labrador de tipo ácido. Junto a los microlitos hay cristalitos muy pequeños de piroxenos bien conservados, bastantes minerales opacos de hábito cúbico y algunas agujas de apatito.

Los fenocristales son muy poco abundantes. A veces no se trata de un fenocristal sino de un agrupamiento de varios, que llegan a constituir nódulos

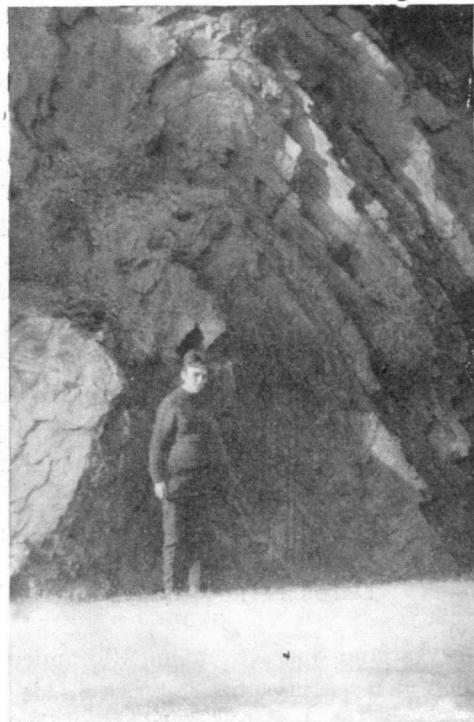


Foto 1.—La charnela del anticlinal bajo la capa dique de la traquita. Las rocas que aparecen en la fotografía fueron clasificadas como protocuarцитas

irregulares de unos 2 mm. de grosor. Excepto algunos que son de olivino, ahora totalmente serpentinizado, el resto son de augita, que contrastan con el olivino y los microlitos de plagioclásas por su gran conservación. Son de tendencia euhedral. En la fot. 2 aparece uno de ellos algo zonado y con maclas de reloj.

Consideramos esta roca como un basalto olivínico similar al encontrado en los nódulos de las facies brechoides del Puente del Tuña. Su formación sería sincrónica como un manto de lava o una colada correspondiente al Cámbrico inferior. Es completamente diferente a la roca del afloramiento del Farandón.

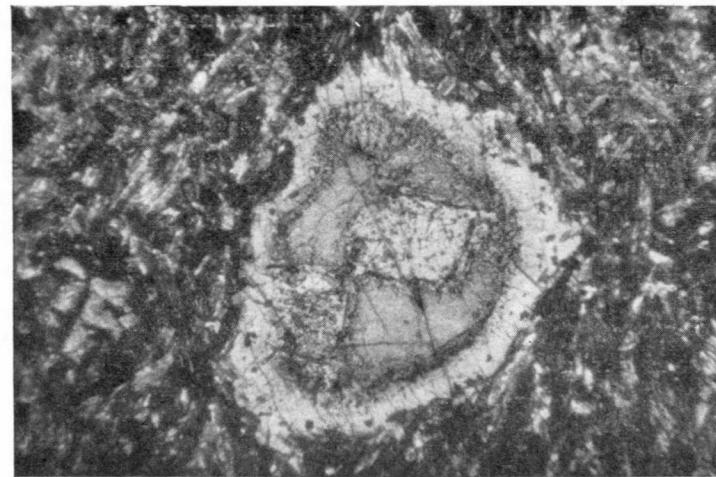


Foto 2.—Fenocristal maclado y zonado de augita en el basalto de San Adriano. N + ; 35 D.

Las rocas situadas debajo de la capa dique son bastante similares entre sí. Una serie de seis desmuestres espaciados entre el eje del anticlinal y la parte inferior del dique no proporcionó diferencias fundamentales. La relación entre el cemento y los granos detriticos o la composición mineralógica de éstos es muy similar de unas a otras. El grado de recristalización varía un poco, aunque a todas se las puede considerar como protocuarcitas impuras o bien areniscas cuarcíferas muy compactas. Sin duda alguna, ha sido la presencia del cemento la causa que ha impedido una recristalización mayor.

El tamaño de los granos detriticos es bastante homogéneo en toda la serie y lo más frecuente es que esté comprendido entre 0,03 y 0,2 mm. Son redondeados o subredondeados. El ejemplar tomado junto al puente del Farandón es el que presenta un proceso más avanzado de recristalización, con granos menos redondeados y con una cierta tendencia a la elongación paralela. El constituyente detritico fundamental es el cuarzo, que llega a

constituir casi el 99 por 100 de los granos. Le acompaña algo de turmalina, microclina, plagioclásas y circones. Algunos de plagioclásas aparecen bastante frescos y por el ángulo de extinción sobre el plano de macla obtenemos un valor de anortita aproximado a 62. En otros casos los feldespatos están muy alterados y rodeados de clorita, que penetra en el interior de los granos por las roturas. El mismo fenómeno se observa en las rocas de Pilotuerto (5).

El cemento es pelicular y cloritoso. En puntos en que se hace más abundante, aparecen también láminas alargadas de sericitá. En otros casos se trata de óxidos de hierro, y también hay algunas preparaciones con cemento caolinitico y/o pelítico con tendencia a presentarse de forma basal. Estamos, pues, en un estadio de diagénesis alto: el filomórfico (2), y las rocas que más se le parecen de todas las que llevamos estudiadas del Cámbrico son las subarcosas de Pilotuerto (5). En ninguna de las preparaciones inferiores a la capa-dique del Farandón hemos encontrado participación efusiva.

De las rocas pizarrosas situadas encima de la capa dique es difícil de conseguir preparaciones microscópicas. Además de ser pocos los afloramientos, éstos se encuentran en un estado muy avanzado de alteración. En algunos puntos son verdaderas arcillas rojizas o algo amarillentas. Un ejemplar obtenido por un alumno a unos metros al Sur del caserío de La Cogolla, se pudo estudiar al microscopio, encontrando que se trataba de una roca muy similar a las deseritas en las facies brechoides y pizarrosa-arenosa de Tineo y Puente del Tuña. El cemento de color algo verdoso, es de composición pelítica con abundante cuarzo de neoformación. En torno a los granos detriticos no efusivos se forma una fina película opaca muy constante, mientras que en los efusivos o no existe o es imperfecta. Estos últimos son muy variados en cuanto a tamaño, y los mayores llegan a ocupar todo el campo del microscopio (5 mm.) con contornos que pueden ser netos y redondeados o imprecisos e irregulares. Por su composición se pueden establecer dos tipos de granos. Unos casi opacos constituidos por vidrio, en el que se encuentran microlitos alargados y amigdalas llenas de clorita. Los microlitos se pueden considerar en su mayor parte como de sanidina, aunque algunos puedan ser de plagioclásas. Aparecen también secciones exagonales llenas de clorita, que deben corresponder a cristales de constituyentes fémicos. El otro tipo de granos está formado por masas criptocristalinas, en parte vítreas, de color amarillo verdoso con esferulitos muy perfectos de clorita, y microlitos incipientes o mal terminados. En algunos puntos el grano es de verdadero vidrio con menor índice que el bálsamo. En parte se trata de palagonita y generalmente están peor redondeados que el tipo anterior, con límites difusos que pasan al cemento de la roca. Contienen también granos opacos y negros con luz reflejada.

Aparecen granos detriticos de cuarzo, plagioclásas, turmalina y micro-

clina, éstos últimos bien conservados. Todos tienen formas isométricas redondeadas o subredondeadas, con tamaños que llegan a 0,5 mm. Los de cuarzo dominan con mucho sobre los demás y casi siempre están constituidos por un solo cristal.

El por ciento en composición de esta roca es como sigue:

Detriticos de Cuarzo, Plag., Microc. y Turm. ...	29,70
Efusivos	45,89
Cemento	24,41

	100,00

Es obvio que por la diferencia de tamaño entre los efusivos y los detriticos de cuarzo, etc., así como por el comportamiento de unos y otros frente a los agentes erosivos, la provincia alimentadora fue poligénica, estando más cerca la fuente efusiva que la del cuarzo. Dato ya observado en otras partes de las formaciones del Cámbrico (4).

La roca de la capa dique

Aun dentro de la uniformidad que presenta, se pueden señalar tres tipos diferentes por su aspecto macroscópico. Tipos que no aparecen en disposición espacial en relación con los límites de la formación, potencia de la misma, etc., y que según los datos mineralógicos del microscopio se deben principalmente a procesos posteriores a la génesis de esta capa. Los tres son: a) rocas rojizas con punteado verde; b) rojizas uniformes, y c) gris rojizas. El último domina en la rama occidental que es al mismo tiempo la más fina, la segunda en la parte común a las dos, al norte de La Cogolla, así como en la zona interna de la rama oriental, y la primera en esta última rama en su zona central y superior estratigráficamente hablando.

La rojiza con puntos verdes tiene un aspecto muy llamativo, cuando fresca, con los puntos verdes oscuros que pueden alcanzar dos milímetros de diámetro y es frecuente tengan en su interior un puntito blanco o blanco amarillento, que en superficies antiguas desaparece dándole un tanto vacuolar.

Al microscopio, dejando a un lado los puntos verdes, la estructura entra dentro de las microlíticas de ordenación subparalela con individuos muy cortos. Al mismo tiempo es intersticial, pues entre los microlitos aparece a veces la clorita y el cuarzo amoldándose a ellos. Alguna vez se encuentran masas

caoliníticas que por su contorno euhedral deben de corresponder a antiguos fenocristales feldespáticos. Una de éstas llega a los 2 mm. de longitud, siendo así que el tamaño medio de los microlitos es de 0,3 mm. Estos también se encuentran en un estado muy avanzado de transformación a caolín, de forma que a veces es difícil distinguir la estructura. El cuarzo aparece relativamente abundante en algunas partes de las preparaciones en cristales intersticiales y también en microfiloncillos discontinuos mezclados con la clorita. Hay un mineral opaco de hábito cúbico que muestra tendencia a asociarse con la clorita y que puede tener los bordes algo transparentes en coloración rojiza. Es magnetita, pero aparte hay formaciones de óxidos de hierro claramente secundarios.

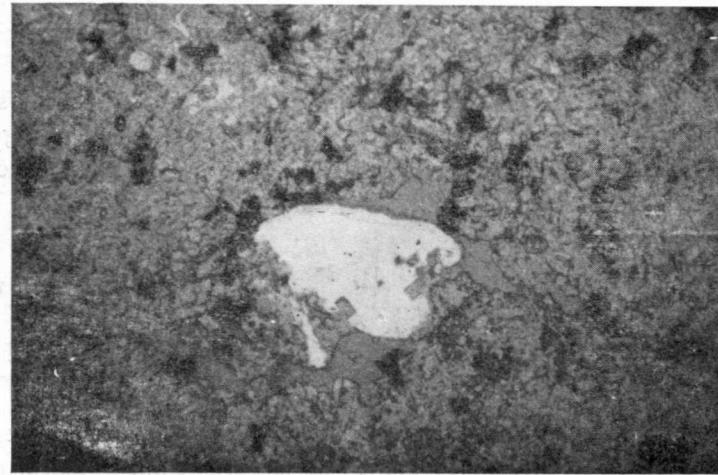


Foto 3.—Aspecto general de la traquita alcalina en una preparación de la roca con punteado verde.—L. N; 30 D.

El punteado verde se resuelve en el microscopio en clorita pennina asociada a cuarzo o a calcita (fot. 3 y fig. 3). Estos dos minerales tienden a presentarse hacia la parte central del nódulo que, por otro lado, aunque de tendencia circular, suele presentar un contorno irregular. También pueden contener algún mineral opaco y en algún caso hemos visto algún microlito de plagioclasas.

Las preparaciones correspondientes a la roca sin el punteado verde presentan unas características similares a las descritas más arriba. A veces su estructura puede considerarse como microdiabásica con cristales de feldespatos muy cortos. Son pocos los que destacan por su tamaño sobre el conjunto general y en éstos, por las medidas sobre el ángulo 2V, que es próximo a 45°, y por la presencia de dos sistemas de maclas, se consideran como de anortoclásas. Algunos microlitos son también del mismo feldespato, mien-

tras que otros son claramente de plagioclasas con bajo contenido de An (< 20). Desde luego, los encontramos mejor conservados que en los ejemplares que contienen el punteado verde. Contienen también cuarzo, clorita y calcita. El primero intersticial, amoldándose a los contornos rectangulares de los microlitos. Muy irregularmente repartido desde el extremo en que falta en algunas preparaciones a otros ejemplares en los que se le encuentran incluso formando filoncillos visibles a simple vista. La clorita es de carácter fibroso, igualmente intersticial y asociada a un mineral opaco que incluso le proporciona

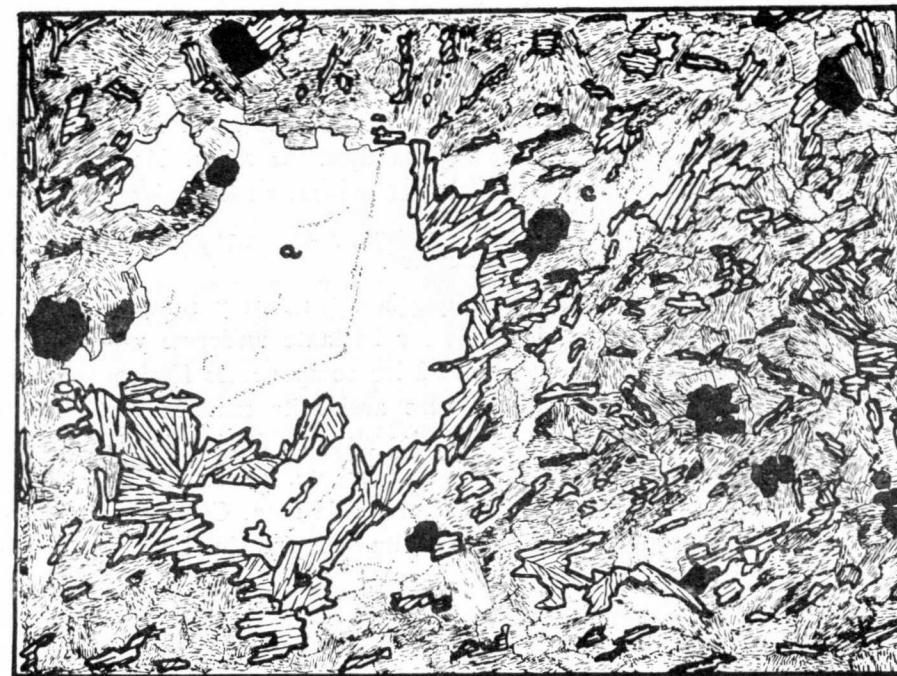


Fig. 3.—Disposición mineralógica de una preparación de la roca rojiza con punteado verde.—*a*, cuarzo en una amígdala.—*b*, clorita.—*c*, microlitos de feldespato muy alterados.

algunos halos pleocroicos mal definidos. La consideramos como prochlorita. La calcita en formaciones secundarias alargadas, muy irregularmente repartida. Falta en algunas muestras.

Los ejemplares gris-rojizos o algo ceniza pueden contener concentraciones de clorita con cuarzo y calcita como los descritos en primer lugar, pero normalmente estos minerales secundarios aparecen entre la trama de tendencia traquítica, traquítica-porfídica o microdiabásica-porfídica. Esta última es el término más diferente y sólo se ha localizado en la rama de la margen derecha del Farandón. Sus fenocristales, muy abundantes, están bien definidos y son de tendencia euhedral, llegando a los 3 mm. de longitud. Son

de plagioclásas, feldespato potásico o bien de un agregado de antigorita, calcita y algo de cuarzo con numerosos puntos opacos. La característica más importante de estos agregados a base de antigorita es el estar interpenetrados por los microlitos de plagioclásas. Según las medidas efectuadas obtenemos valores variables, pero siempre inferiores a $An < 30$ por 100 de anortita. Se encuentran también dos tipos de minerales opacos: unos grandes (llegan a 0,8 mm.) de formas muy euhedrales en el regular que con luz reflejada aparecen negros con zonas gris azuladas y que los consideramos como de magnetita; otros son puntiformes o alargados, siempre relacionados con la antigorita o la clorita. La clorita aparece entre los microlitos de los feldespatos y por su índice de refracción se puede considerar como prochlorita.

Los demás ejemplares de color ceniza o gris ceniza son de tipo intermedio y se asemejan bastante a los rojizos descritos antes. En algunos los agregados de serpentina, cuarzo y calcita, se encuentran sustituidos por goethita y hematites crisptocristalinos, entre los que se puede reconocer algún resto de piroxenos monoclinicos no identificables.

Por estos datos parece deducirse que la estructura y composición mineralógica primitiva de la roca debió de ser bastante uniforme y admitir tres tipos diferentes de alteración en cuanto a los componentes férmicos: uno originando clorita, cuarzo y/o calcita; otro antigorita también con cuarzo y algo de calcita; y un tercero con minerales ricos en óxidos de hierro. Quizá la calcita pueda proceder, en parte o totalmente, de la alteración de las plagioclásas o bien de formaciones exteriores a la roca. Como veremos en el análisis químico la proporción de calcio en un ejemplar sin el carbonato no es muy abundante y parece indicar una procedencia externa. La transformación en óxido de Fe o en silicatos del grupo de las cloritas y serpentinas tendría una explicación en la distinta proporción de Fe/Mg de los componentes férmicos. Serían, por consiguiente, más ricos en Fe los correspondientes a la rama de la derecha.

DATOS QUÍMICOS

Decidimos analizar la roca que no presentaba en el microscopio las formaciones de calcita secundaria, pues ya hemos dicho que ésta puede proceder del exterior. Al mismo tiempo evitamos también las muestras de mayor alteración y las que tenían abundante punteado verde. El resultado del análisis y los valores de Niggli van indicados en el cuadro siguiente (*).

(*) «Anal. Virgilio Rodríguez». Labor. Fingoy. Lugo.

	%	Mol	Valores de Niggli
SiO_2	59,20	986	$si = 203$
Al_2O_3	16,89	167	
Fe_2O_3	4,55	28,5	
FeO	2,91	40	$al = 34,5$
MnO	0,07	1	$fm = 33,0$
MgO	2,55	62	$mg = 0,38$
CaO	1,05	19	$c = 4,0$
Na_2O	4,67	75	
K_2O	5,93	63	$a/k = 28,5$
H_2O^{+}	1,97		$k = 0,46$
H_2O^{-}	0,25		
TiO_2	0,44	5	$ti = 1,9$
P_2O_5	0,10	1	$p = 0,2$
CO_2	0,00		
	100,64		

Es sin duda un quimismo poco frecuente y correspondiente a un tipo sienítico. Por su valor en k podría considerarse como perteneciente a la serie potásica, y por el de c a los magmas jübíticos o leucosieníticos. Pero los números correspondientes a los granito-sieníticos ($Si = 200$; $Al \approx Fm \approx Alk = 80$; $k \approx 0,33$) (1 y 7) son comparables a los obtenidos aquí, por lo que debemos considerar esta roca como perteneciente al mismo.

La base de Niggli para el cómputo mineralógico es la siguiente:

Kp	Ne	Cal	C	Fs	Fo	Fa	Ru	Q
21,3	25,4	3,2	1,1	4,0	5,3	3,5	0,3	35,9

que nos da la proporción mineralógica y los índices:

Proporción mineralógica	Indices
Feldespato potásico...	35,5
Álbita ...	42,3
Anortita ...	5,3
Cuarzo ...	3,7
Antigorita ...	6,8
Clorita ...	2,8
Magnetita ...	2,0
Hematites ...	1,3
Rutilo ...	0,3
Apatito ...	Indic.
	100,00

Saturación ... 4,2 Holofeldespática
 Color ... 13,2 Leucocrática
 Feldespático ... 94 Alcalina
 Potásico ... 83,8 Potásica

Si calculamos las plagioclasas con todo el *An* y *Ab* obtenidos a partir del análisis, nos resultan más ácidas que las supuestas con los datos ópticos. Pero hemos de tener en cuenta la presencia, ya indicada, de anortoclasa que ha de disminuir la cantidad de *Ab* para el cálculo de los feldespatos calcosómicos.

Realizando el cálculo de los valores de Rittman (8) se obtienen números que corresponden al campo *B₂* de sus diagramas y por ser *FM* > 10 se llega a una traquita alcalina oscura que está de acuerdo con todos los demás datos.

CONCLUSIONES

La concordancia de la formación traquítica con las capas sedimentarias del Cámbrico que no aparecen distorsionadas, la disposición en anticlinal, y la falta de algún metamorfismo de contacto, nos fuerza a admitir que se trata de una simultaneidad. Es decir, que estamos ante una colada de lavas solidificada durante la deposición de los sedimentos que la albergan.

La presencia de amigdalas de clorita con calcita y cuarzo en parte de la formación puede interpretarse como un proceso incipiente de espilitización, en el supuesto de que este fenómeno sea posterior a las emisiones magnéticas. En tal caso la determinación del magma tipo calculado más arriba carece de sentido genético. Podríamos admitir entonces una evolución normal de un magma basáltico. Se han descrito algunas espilitas potásicas como las «poeneitas» de Timor (3), que por cierto van asociadas a basaltos olivinos, riolitas, queratófidos y espilitas normales. Queremos llamar la atención de que aquí, en la base del Cámbrico Asturiano, y en zonas más o menos próximas, se han localizado hasta ahora basaltos olivinos (en San Adriano, descrito en esta misma nota); diabasas y espilitas en Tineo y Puente del Tuña (6), y rocas de mayor acidez hasta llegar a latitas cuarcíferas en el Cabo de Peñas (4).

Cada vez se perfila de forma más clara que el Cámbrico inferior en Asturias presenta un vulcanismo de químismo variable, típico del comienzo de un geosinclinal. No puede, pues, admitirse una continuidad entre la sedimentación del Precámbrico y la del Cámbrico, y lógicamente hemos de suponer una discordancia entre ambas formaciones.

*Laboratorio de Petrología:
Universidad de Oviedo.
Laboratorio Geológico de Lugo (Coruña).*

BIBLIOGRAFÍA CITADA

- (1) BURRI, C. (1959): *Petrochemische Berechnungsmethoden auf Äquivalenter Grundlage* (Methoden von P. Niggli). Basel, Birkhäuser.
- (2) DAPPLES (1962): *Stages of Diagenesis in the development of Sandstones*. «Geol. Soc. Am. Bull.», v. 73.
- (3) DE ROEVER, W. P. (1942): *Olivine basalts and their alkaline differentiates in Permian of Timor*. «Geol. Exped Lesser Sunda Islands (H. A. Brouwer)», v. IV.
- (4) GARCÍA DE FIGUEROLA, L. (1961): *Las rocas del Cámbrico. I. De los afloramientos del Cabo de Peñas*. N. y C. DEL INST. GEOL. Y MIN. DE ESPAÑA, núm. 63.
- (5) —— (1962): *Las rocas del Cámbrico. II. De los afloramientos de Lantero-Pilotuerto (Narcea)*. N. y C. DEL INST. GEOL. Y MIN. DE ESPAÑA, núm. 66.
- (6) GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C., PRADO, J. G. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1962): *Las rocas del Cámbrico. III. De los afloramientos de Tineo (R. Villar y Puente del Tuña)*. N. y C. DEL INST. GEOL. Y MIN. DE ESPAÑA, núm. 68.
- (7) NIGGLI, P. (1923): *Gesteins u. Mineralprozessen*. Berlin, Borntraeger.
- (8) RITTMANN, A. (1963): *Vulkane und Ihre Tätigkeit* (vers. francesa de H. Tazief). Masson et Cie. París.

Recibido el 9 III-1964.

JOSÉ SUÁREZ FEITO

ANALISIS QUIMICO POR ACTIVACION

RESUMEN

Dentro de la Química Analítica, juega un papel cada vez más importante el análisis por activación, en especial, para la determinación de elementos en proporciones escasas. En este trabajo se indican las tres fases principales que comprende: irradiación, separación química y medida de la actividad.

RÉSUMÉ

Dans le champ de la Chimie Analytique, il est de plus en plus important l'analyse par activation, spécialement pour doser des éléments en quantités très petites. Dans ce travail on fait une relation des trois phases qui comprend: irradiation, separation chimique et mesure de l'activité.

ABSTRACT

In the Analytical Chemistry the activation analysis has a great importance, specially for the determination of elements in the range of traces. In this work it is indicated the three principal phases, which are: irradiation, chemical separation and determination of the activity.

GENERALIDADES

Este método consiste en caracterizar los elementos a investigar en una sustancia, transformándolos en isótopos radiactivos, para lo cual se emplean los procedimientos normales en la producción de radioelementos artificiales.

Las principales reacciones producidas por los neutrones de una pila son de los tipos (n, γ) , (n, p) , (n, α) y $(n, 2n)$.

La relación que expresa la actividad inducida de un determinado isótopo sobre un gramo del elemento, al cabo del tiempo t , viene dada por la fórmula:

$$A = \frac{0,6}{3,7} \times 10^{10} \times \frac{\Phi}{M} \cdot t \left(1 - e^{-0,693 \frac{t}{T}} \right) \quad (1)$$

en la cual,

M es la masa atómica;

σ , la sección eficaz isotópica;

t , el tiempo de irradiación;

Φ , el flujo de neutrones;

A , la actividad en curios por gramo del isótopo (gramo del elemento total);

θ , la proporción del isótopo en el elemento, y

T , el período de semidesintegración del isótopo radiactivo formado a partir del isótopo estable.

Después de la activación se realiza el análisis del elemento, midiendo la intensidad de la radiación emitida por cada uno de los isótopos radiactivos formados. Normalmente se suele utilizar el método llamado de comparación, en el cual se irradian conjuntamente en el mismo flujo de neutrones la sustancia que se desea analizar y una muestra patrón que contiene un peso conocido del elemento a dosificar. La radiación emitida por las dos muestras se compara en condiciones idénticas, lo que permite establecer la relación:

$$\text{masa a analizar} = \frac{\text{masa del patrón}}{\text{actividad de la muestra}} \cdot \frac{\text{actividad de la muestra}}{\text{actividad del patrón}}$$

Gracias a la radiación emitida por un radioelemento, se pueden detectar cantidades pequeñísimas del mismo. Por ello, el análisis por activación puede ser muy útil en la medida de elementos traza.

Sensibilidad del método.

En la fórmula (1), indicada anteriormente, se observa que si $t \gg T$, la expresión $1 - e^{-0.69/T}$ difiere muy poco de la unidad. Se obtiene así la actividad de saturación que no depende más que de Φ y σ . Como σ es constante, la actividad específica crece con Φ . De aquí el interés de utilizar reactores con flujos elevados para la producción de isótopos con elevada actividad específica (por ejemplo, Cobalto-60 e Iridio-192 en sus distintas aplicaciones).

Si $t < T$, se puede desarrollar en serie la expresión exponencial anterior, no considerando más que el primer término. Se tiene entonces:

$$1 - e^{-0.69/T} = 1 - \left(1 - 0.69 \frac{T}{T}\right) = 0.69 \frac{T}{T}$$

Volviendo de nuevo a la fórmula (1), es evidente que para un tiempo de irradiación dado, cuanto mayor sea el período del isótopo que se desea obtener, menor será su actividad específica, y, por tanto, peor la sensibilidad del método.

En la tabla que sigue, se indica la sensibilidad de detección de algunos elementos, suponiendo que $\Phi = 10^{12} n/cm^2/\text{seg.}$, que $t = 1 \text{ mes}$, y admitiendo que el límite de detección de un isótopo radiactivo es de 40 d/s .

Isótopo	Período	Radiación	Sección eficaz en barnios	% de saturación 1 mes	Sensibilidad en μg
Na ²⁴	14,8 h	β^- , γ	0,41-0,45		0,007
Mg ²⁷	10,2 m	β^- , γ	0,00565		0,6
Si ³¹	170 m	β^-	0,0037		I
P ³²	14,3 d	β^-	0,029	76,7	0,02
S ³⁵	87,1 d	β^-	0,0052	21,2	4
Ca ⁴⁵	180 d	β^-	0,013	10,8	3,8
Cr ⁶⁰	5,3 a	β^- , γ	34	1,08	0,02
Cu ⁶⁴	12,8 h	K, β^- , β^+ , γ	2,97		0,007
I ¹²⁸	25 m	β^- , γ	7		0,002
Ni ⁶³	2,6 h	β^- , γ	0,03		0,03
As ⁷⁶	26,8 h	β^- , γ	4,3		0,002
Zn ⁶⁹	57 m	β^-	0,202		0,04
Y ⁹⁰	62 h	β^-	1,24		0,01
Zr ⁹⁵	65 d	β^- , γ , e^-	0,06	27,3	27,7
Nb ^{91m}	6,6 m	β^- , T, e^-	1,20		10-100
Mo ⁹⁷	67 h	β^- , γ	0,099		0,1
Ag ¹¹⁰	225 d	β^- , γ	1,12		0,14
Sn ¹²¹	1,1 d	β^- , γ	0,072		0,2
La ¹⁴⁹	40,4 h	β^- , γ	8		0,002
Ce ¹⁴¹	28 d	β^- , γ	0,354	52,3	0,1
Ce ¹⁴³	33 h	β^- , γ	0,122		0,2
Hf ¹⁸¹	46 d	β^- , γ	3,51	34,2	0,02
W ¹⁸⁷	24,1 d	β^- , γ , e^-	9,92		0,003
Ir ¹⁹²	75 d	β^- , γ , e^-	285	25	0,0004
Pt ¹⁹⁷	3,3 d	β^- , γ	1,14	99,8	0,02
Au ¹⁹⁸	2,69 d	β^- , γ , e^-	96		0,003
Bi ²¹⁰	5 d	β^- , a	0,015-0,055	0,8,4	0,5-2
Tl ²⁰⁴	2,7 a	β^-	2,25	2	0,6

El análisis que nos ocupa comprende, generalmente, tres fases:

1.^a Activación o irradiación.

2.^a Separación química, en la que se aísla el elemento que se desea determinar cuando la sustancia irradiada contiene distintos isótopos.

3.^a Medida de la actividad.

IRRADIACIÓN

La activación se puede conseguir de tres formas diferentes.

La irradiación neutrónica en el reactor nuclear es, sin duda, la más utiliza-

da en la actualidad. Según los distintos reactores empleados, es posible trabajar con flujos de neutrones que oscilan entre órdenes de 10^{10} y 10^{14} n/cm²/seg. Pueden obtenerse neutrones rápidos y lentos.

Otra posibilidad la constituyen los aceleradores de partículas. Así, por ejemplo, mediante el bombardeo con deuterones de 150 a 300 Kev sobre un blanco de tricio, se obtienen neutrones de 14 Mev según la reacción $^3\text{H} (d, n)^4\text{He}$, que se pueden moderar según convenga con pantallas de agua o parafina. Los flujos de neutrones térmicos obtenidos pueden alcanzar valores entre 10^8 y 10^9 n/cm²/seg.

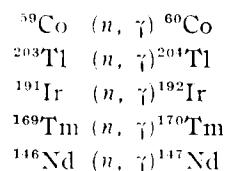
Otro método de generar neutrones rápidos es utilizar en los aceleradores un blanco de berilio empleando para el bombardeo deuterones o radiación gamma, según las reacciones $^9\text{Be} (d, n)^{10}\text{B}$ y $^9\text{Be} (\gamma, n)^8\text{Be}$. En los dos casos, la energía de la radiación incidente debe ser suficientemente elevada para obtener un rendimiento bueno. Con la primera reacción se obtienen flujos de $10^8 n/4\pi \text{ Sp/a}$, para una tensión de los aceleradores de 1 Mev. En la segunda reacción, el mismo flujo precisa de 5 Mev. Se pueden conseguir flujos de $10^7 n/4\pi \text{ Sp/a}$ con aceleradores de 3 Mev.

El espectro de neutrones producido se halla comprendido entre 1 y 6 Mev en el caso de la reacción con deuterones, y entre 1 y 3 Mev en el caso de la reacción (γ, n).

Por último, también pueden emplearse pequeñas fuentes portátiles a base de un emisor alfa o gamma y de un blanco de berilio. En la práctica, las más corrientes son de Ra/Be; Po/Be y $^{121}\text{Sb}/\text{Be}$. Por curio de antimonio, se tiene, aproximadamente, un flujo de 2×10^5 n/cm²/seg.

Hay que señalar que en la actualidad se utilizan de preferencia en la activación los neutrones térmicos, aunque en algunos casos se emplean también los neutrones rápidos y las partículas cargadas.

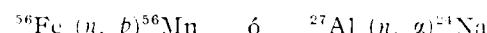
En el caso de los neutrones térmicos, las reacciones son del tipo (n, γ) aprovechando la propiedad que tienen muchos núcleos de absorber neutrones, los cuales devuelven la energía de excitación en forma de radiación gamma. En la mayoría de las ocasiones, los nuevos átomos formados son radiactivos. Entre las numerosas reacciones de esta clase, podemos citar:



Hay que advertir que en las reacciones con neutrones térmicos, las secciones eficaces son superiores a las de aquellas en que intervienen neutrones rápidos.

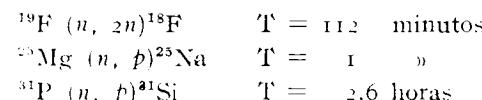
Con estos últimos, las reacciones pueden ser, según se sabe, de los tipos ($n, 2n$), (n, α) y (n, p), y en algunas ocasiones presentan interés para resolver

determinados problemas de análisis. Tal es el caso, por ejemplo, cuando se desea evitar la activación de un elemento perjudicial en una muestra, o cuando se quiere estudiar la contribución relativa de las reacciones producidas por los neutrones rápidos y por los térmicos. Es necesario, a veces, conocer exactamente las correcciones que hay que hacer en la actividad cuando se utilizan flujos mixtos en los reactores nucleares, en donde puede haber reacciones que interfieran:

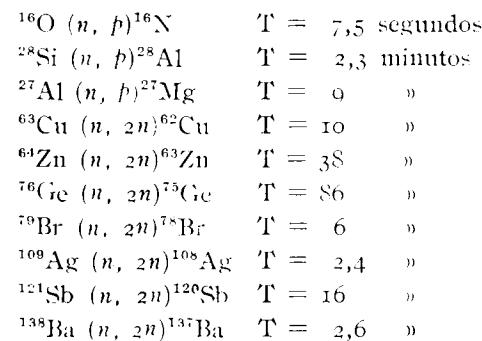


Los neutrones rápidos pueden ser, igualmente, de interés para el análisis cuantitativo de los elementos cuyas reacciones nucleares con neutrones lentos tienen una sección eficaz de activación muy débil, o que dan lugar a isótopos radiactivos, que son difícilmente medibles a causa de su período o de la radiación emitida.

Entre las reacciones a que dan lugar los neutrones rápidos de energía media, tenemos las siguientes:



Con neutrones de 14 Mev, es posible analizar un elevado número de elementos. Entre las reacciones que no precisan sino un tiempo de irradiación corto, se pueden citar:



Por último, existe otra forma de irradiación, en que las transmutaciones se producen por otra radiación diferente de la neutrónica.

Se han hecho algunas aplicaciones con haces de partículas cargadas como, por ejemplo, alfa, deuterones y protones. Una de las características principales de la irradiación por medio de estas partículas es su escaso poder de penetración en la materia. Por esta razón, la muestra no se activa más que en superficie, lo que no constituye una ventaja, salvo en raras ocasiones.

Las reacciones con deuterones tienen, en general, secciones eficaces más elevadas que con partículas alfa o protones. Se han utilizado para análisis cuantitativos de los elementos siguientes:

Carbono	^{12}C	(d, n)	^{13}N	T = 10	minutos
Boro	^{11}B	(d, n)	^{11}C	T = 20,5	" 0,5 μg
Oxígeno	^{16}O	(d, n)	^{17}F	T = 1	" 1 μg
Nitrógeno	^{14}N	(d, n)	^{15}O	T = 2,1	" 1 μg
Azufre	^{32}S	(d, α)	^{30}P	T = 2,5	" 10 μg

Igualmente, se han utilizado las reacciones (α , n), (α , p) y (α , γ) para analizar un cierto número de elementos. Las sensibilidades alcanzadas con una fuente de polonio-210, que proporciona un flujo de $3 \times 10^9 \alpha/\text{seg.}$ son las siguientes:

B	1 mg.
N	100 mg.
F	100 μg .
Na	1 mg.
Mg	1 mg.
Al	100 μg .
K	100 mg.

Entre las reacciones que emplean protones de diferentes energías se encuentran:

^{11}B	(p, n)	^{11}C	T = 20	minutos
^{18}O	(p, n)	^{18}F	T = 112	"
^{9}Be	(p, t)	^{7}Be	T = 53	días
^{27}Al	(p, $3pn$)	^{22}Na	T = 2,6	años
^{12}C	(p, γ)	^{13}N	T = 10	minutos

La primera reacción se ha utilizado para analizar el boro en el silicio, con una sensibilidad de 10^{-9} g (sincrociclotrón de Harwell con protones de 20 Mev).

La radiación gamma de energía elevada presenta una ventaja importante en relación con las partículas cargadas, que es la de atravesar fácilmente la materia. Se han utilizado algunas reacciones (γ , n), en particular, la que permite analizar el oxígeno.



Parce que, después de las pruebas realizadas con un betatrón de 22 Mev (el umbral de esta reacción es hacia los 19 Mev), esta técnica es verdaderamente

interesante, ya que este generador ha permitido alcanzar una sensibilidad del orden de $500 \mu\text{g}$, con la posibilidad de mejorarla con los aceleradores más modernos, en los que se pueden conseguir flujos de fotones superiores a los del betatrón.

Vamos a referirnos, por último, a la preparación de testigos.

Como es sabido, la mayor parte de los análisis hechos por medio de la radioactividad precisan de la utilización de testigos del elemento o de los elementos que se desean analizar. Gracias a este método, la precisión alcanzada es, de hecho, muy buena, y las medidas son más fáciles que cuando se utiliza el método denominado absoluto, que no necesita de testigos.

En relación con este punto, los testigos líquidos parecen ser, teóricamente los más satisfactorios. De una parte, porque la irradiación de un elemento en forma diluida permite salvar los errores debidos al efecto de sombra, es decir, a una heterogeneidad del flujo de neutrones en el testigo, y por otro lado, porque no es conveniente trabajar con testigos muy activos, tanto por el tiempo muerto del aparato de medida como por la protección biológica. Se admite, en general, que es poco deseable sobreponer la relación de 100 entre la actividad del testigo y la del elemento a analizar en la muestra.

La irradiación de los líquidos presenta, sin embargo, un cierto número de inconvenientes, que adquieren una importancia mayor a medida que los flujos de que se puede disponer son más elevados, y que son debidos, sobre todo, a los fenómenos de radiolisis y a los problemas de los recipientes que contienen los testigos durante la irradiación, bien sean de sílice, de vidrio exento de boro o de polietileno.

Por lo que se refiere a los testigos sólidos, el inconveniente principal es su peso, que da lugar a una actividad bastante elevada. Así como en la forma líquida es posible irradiar 10 ó 100 microgramos de un elemento diluido en uno o dos centímetros cúbicos, es excepcional poder utilizar un testigo sólido inferior a un miligramo si se desea conservar una precisión buena sobre el peso de dicho testigo.

Por otra parte, los testigos sólidos en forma de sales pueden descomponerse por la irradiación; esta transformación hace imposible pesarlos después de la activación, por lo que es necesario disolver el testigo con su envuelta, que puede ser, por ejemplo, una hoja de aluminio puro.

De la experiencia obtenida hasta la fecha, parece que para irradiaciones comprendidas entre 10 y 15 horas, y con flujos hasta de $10^{12} n/\text{cm}^2/\text{seg.}$, es preferible el testigo líquido en recipiente de polietileno, mientras que para irradiaciones más largas o flujos más intensos, se precisa el empleo de testigos sólidos.

Los recipientes estancos que se utilizan más corrientemente para la irradiación son de aluminio refinado con un volumen del orden de 30 centímetros cúbicos.

La técnica empleada por Chinaglia para la preparación de testigos destina-

dos a irradiaciones de corta duración es la de evaporar en un disco de papel una disolución del elemento a analizar, recubriendo seguidamente el depósito con una película de poliestireno. El conjunto se protege contra las contaminaciones externas con una delgada envuelta de polietileno. La preparación y la reproductividad de esta técnica es del 1 por 100.

Para elementos de período de semidesintegración corto, se emplean técnicas que permiten trabajar con períodos superiores a diez segundos. Para ello, se instalan en los reactores tubos neumáticos con un tiempo de recorrido de algunos segundos. Los límites actuales parecen debidos a la velocidad de los cartuchos en estos tubos (10 m/seg.) y a la longitud del recorrido, pero, sobre todo, al tiempo que se tarda en abrir los cartuchos. La infraestructura de un reactor permite tener sin dificultad longitudes de tubo neumático inferiores a 30 m. Los recipientes o cartuchos son, en su mayor parte, de polietileno, material que permite irradiaciones de algunas horas con flujos comprendidos entre 2 y $3 \times 10^{12} n/cm^2/\text{seg.}$, y que se abren bien manualmente o, cuando la actividad es muy elevada, por medio de pinzas.

SEPARACIÓN QUÍMICA

La mayor parte de las veces, la irradiación de una sustancia produce distintos isótopos, que para distinguirlos precisa de una separación química.

Cuando uno de los radioisótopos que interesa tiene un período muy diferente a los otros, se puede evitar la separación, bien irradiando durante un tiempo muy reducido (caso en que su período sea corto), o irradiando en un espacio de tiempo mucho más largo, dejando decrecer la actividad de los elementos de período corto, con lo que finalmente no se conserva más que el isótopo de período largo.

A continuación vamos a indicar solamente las líneas generales de los métodos más empleados en la actualidad. Su utilización viene subordinada a la del «portador», que es una cantidad por término medio del orden de algunos miligramos de elemento inactivo, que se añade a la sustancia después de su irradiación.

Este elemento inactivo diluye su isótopo radiactivo, pero al mismo tiempo le permite someterse con un rendimiento suficiente a la separación química más adecuada.

Precipitación

Es un método clásico del análisis químico. En el caso de las sustancias radiactivas, son de tener en cuenta la clase y cantidad del precipitante utilizado, la temperatura, la concentración y la velocidad de precipitación, que afectan a la pureza del precipitado.

El portador que se emplea puede ser a base del mismo elemento que se quiere separar o de un elemento distinto. Como ejemplo del primer caso, tenemos la separación del ^{140}Pa , producto de escisión del uranio. Como portador se utiliza el cloruro de bario, efectuándose la recuperación precipitando el SO_4Ba^+ .

El ^{140}La en equilibrio radiactivo con el ^{140}Eu , se puede eliminar con un antiportador a base de algunos miligramos de lantano inactivo.

En el segundo caso, los portadores se emplean con frecuencia para separar sustancias de actividad específica alta. La separación puede llevarse a cabo por un reemplazamiento isomorfo, por formación de cristales mixtos, por adsorción superficial y por adsorción interna. Como ejemplo, podemos citar la separación de tierras raras (disprosio, europio y samario) en las cenizas de los grafitos nucleares, de los fluoruros alcalinos, etc., «portadas» por precipitación en la disolución de una pequeña cantidad de hidróxido de hierro.

Hay que considerar como factores importantes, la solubilidad, la selectividad y las facilidades de manejo, purificación y de transformación en la forma química final que se desee, así como en ciertos casos, la toxicidad y el coste de los reactivos.

Generalmente, las sustancias insolubles que forman precipitados gelatinosos o finamente divididos, intervienen como portadores por adsorción superficial y se les domina corrientemente «limpiadores». Su selectividad es, en general, débil.

La velocidad de precipitación puede influir sobre la homogeneidad de la sustancia activa. La temperatura es, asimismo, un factor a considerar, ya que se obtienen partículas más finas y una adsorción mayor cuando el precipitado se forma a la temperatura ambiente en lugar de a temperaturas elevadas. Igualmente, el rendimiento aumenta a la temperatura ambiente, en razón a la precipitación más completa del portador. También hay que tener en cuenta otros factores como la digestión, la agitación y la concentración del portador.

Hay que señalar, por último, la eficacia de los quelatos metálicos en las separaciones químicas, para lo cual se emplean reactivos que forman compuestos insolubles con los metales. El ácido etileno-diamino-tetracético, EDTA, es uno de los reactivos más importantes en Química Analítica.

Métodos generales de separación

Se utilizan muy frecuentemente, entre ellos el del hidrógeno sulfurado, que, aunque muy antiguo, es muy práctico. Renunciamos aquí a dar su detalle por ser de sobra conocido.

A continuación exponemos brevemente un procedimiento general de separación, que presenta la particularidad de ser diferente según el tiempo de irradiación de la muestra.

Separación en el caso de un período de irradiación de 16 horas.—Se trata

la muestra con ácido nítrico y se añaden como portadores Cl, Br, I, Cu, As, Fe, V, Co, Mn, Zn, Ba, Sr, Ca, Na y K.

Se precipitan el Cl, Br e I con un exceso de Ag. Se calienta para coagular y se centrifuga. El precipitado está constituido por ClAg^* , BrAg^* e IAG^* .

En la disolución restante se ajusta la acidez a 0,5N HCl y se hace pasar una corriente de hidrógeno sulfurado. Después se centrifuga.

El precipitado está constituido por SCu^* y $\text{As}_2^* \text{S}_3$

A la disolución se le añade un centímetro cúbico de HCl concentrado, hirviendo seguidamente a la vez que se oxida el hierro ferroso con ácido nítrico. Se diluye con ácido clorhídrico y se neutraliza con hidróxido amónico, precipitándose los hidróxidos de Fe* e Y*. Se centrifuga.

La disolución se satura con hidrógeno sulfurado y después de centrifugar se separan SCo^* , SMn^* y SZn^* .

La disolución que queda se acidifica con HCl. Se hierve añadiendo $\text{PO}_4\text{H}(\text{NH}_4)_2$ y un exceso de NH_4OH . Después de centrifugar, precipitan los fosfatos de Ba^* , Ca^* y Sr^* .

En la disolución quedan el Na^+ y todos los iones solubles.

Separación con dos semanas de irradiación.—En este caso, el sólido irradiado se disuelve en ácido nítrico concentrado, añadiéndose como portadores P, Cu, Sb, Fe, Co, Ca y Na. Después de adicionar ácido molibdico, se lleva a ebullición y se centrifuga. El precipitado, $P^*Mo_{12}H_3$, se lava con nítrico diluido y se disuelve en hidróxido amónico, acidificando con una mezcla de ácido clorhídrico, ácido nítrico, mixtura magnesiana e hidróxido amónico. Después de filtrar, se obtiene el fosfato amónico magnésico.

La disolución restante se neutraliza con NH_4OH , se acidifica con HCl , se satura con H_2S y se centrifuga. El precipitado obtenido es de $\text{SCu}^{\bullet} + \text{Sb}^{+}\text{S}_2$.

La disolución se lleva a ebullición y se le añade ácido nítrico, agua bromada y hidróxido amónico. Después de centrifugar, se precipita el $\text{Fe}^{+3}(\text{OH})_3$.

La disolución que queda se satura con H_2S y se centrifuga separándose el SCo^* . Al resto se añade ácido clorhídrico, agua bromada y oxalato amónico. Se calienta, se adiciona NH_4OH y se centrifuga, obteniéndose el precipitado de oxalato de Ca^* . En los dos métodos descritos, los precipitados radiactivos se lavan y se montan en el equipo correspondiente para su conteo.

Extracción con disolventes

La mayor parte de las sales metálicas son electrolitos fuertes, relativamente insolubles en los disolventes orgánicos y solubles en el agua. Como, en general, es necesario transformar el ion metálico hidratado en un complejo carente de carga para extraerlo por un disolvente orgánico, parece lógico clasificar los sistemas de extracción sobre la base de la naturaleza del complejo metálico **ex-**

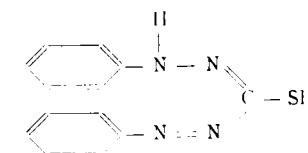
traíble. Según esto, se pueden distinguir dos grandes categorías de complejos metálicos: los quelatos y los complejos de asociación iónica.

Se indican solamente en los sistemas de extracción de quelatos aquellos que no tienen carga, ya que los quelatos cargados deben unirse con iones cargados de signo contrario para formar compuestos que se puedan extraer, y se incluyen en los sistemas de asociación iónica.

Los sistemas a base de quelatos se dividen en grupos basados en las dimensiones del ciclo correspondiente. Los de asociación iónica se clasifican según la carga del ion.

Sistemas de extracción de quelatos

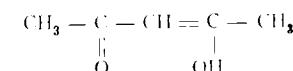
I.^o *Ditizona.*



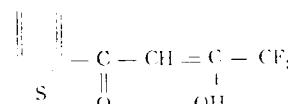
Los estudios de extracción con la ditizona son numerosos. Entre ellos, mencionaremos la extracción del plomo mediante el empleo de una solución de ditizona en cloroformo y tetracloruro de carbono, así como la separación de Zn y Cd. El CCl_4 se muestra superior al cloroformo y al benceno en razón a que se pueden obtener mayores velocidades de extracción. El compuesto O-O'dimetilditizona parece más selectivo que la ditizona.

2.^o B-dicetonas

Acetyl-acetona :



Tenoil trifluoracetona (T; T₁; A₁):



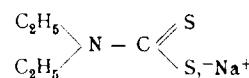
Se ha estudiado la extracción del indio con estos dos reactivos para determinar las constantes de formación del acetilacetonato de indio. Los triacetila-

zetonatos de hierro, aluminio y cromo forman solutos con dos moléculas de cloroformo por molécula de quelato. Se ha desarrollado, igualmente, una extracción muy selectiva de Fe (III), empleando T. T. A. y xileno, seguida de una nueva extracción del hierro con ácido clorhídrico.

El T. T. A. en 4-metil-2-pentanona se ha utilizado para extraer el Al y el La. El ácido salicílico o el ácido glicólico en furfural se han aplicado a la separación de Zr-Hf, U-Th y Nb-Ta. La β -isopropiltropolona se ha empleado en la extracción de diferentes lantánidos y actínidos.

3.^o Ditiocarbamatos.

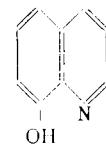
Dietilditiocarbamato de Na:



Se ha determinado la solubilidad de numerosos ditiocarbamatos de metales en acetona, alcohol etílico, piridina, acetato de etilo, benceno, cloroformo y tetracloruro de carbono. Las mayores solubilidades se alcanzan en el cloroformo y la piridina. Se ha podido separar el plomo del bismuto y del talio en clorhídrico 1,5N, empleando una disolución clorofórmica de dietilditiocarbamato de dietilamina. El cobre también puede separarse de numerosos elementos con un pH igual a 3,5, en presencia de citrato amónico, mediante extracción con una disolución clorofórmica de dietilditiocarbamato.

4.^o 8-Quinolinol.

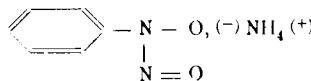
El Pm se puede extraer con un pH comprendido entre 9,3 y 9,6, y el Y, con un pH igual a 8,6 en disoluciones clorofórmicas de 8-quinolinol.



El vanadio puede extraerse con una disolución benzénica de 8-quinolinol de una solución tártrica con pH comprendido entre 2,8 y 5,5.

Se ha llevado a cabo la separación de Nb y Ta por extracción a un pH de 10 con 5-7 dicloro-8-quinolinol en nitrobenceno, acetato de amilo y éter clo-roetilo.

5.^o Cupferrón.

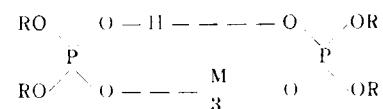


En comunicaciones recientes, se indica la extracción por este compuesto de Th, Zr y Fe a un pH reducido, así como de elementos divalentes, de los cuales el Mg lo hace a un pH más alto, utilizando como disolvente una mezcla de benceno y de alcohol isoamílico.

Sistemas de iones asociados

Acidos fosfóricos alquílicos.

La extracción de los lantánidos y los actínidos en disolución tolúenica de diversos ácidos fosfóricos dialquílicos, ha demostrado la intervención de tres moléculas de dímero por una de metal, en una estructura quelatada.



en la cual, M es el lantánido o actínido, y R = 2-ctilhexil.

Entre los elementos que se pueden extraer por esta vía se encuentran el vanadio, irtrio, circonio, niobio, tantalio, indio, estanio y yodo.

Oxidos de fosfuros trialquílicos.

Se encuentran entre los mejores disolventes neutros fosforados para el uranio y el plutonio, de acuerdo con su mayor basicidad.

Quelatos catiónicos.

El 2-4-6 tripiridil-S-triacina forma un complejo violeta intenso con el Fe(II), que se puede extraer en nitrobenceno.

Nitratos.

Mencionaremos el fosfato de tributilo, que se ha mostrado muy eficaz en la extracción de nitratos. Los elementos más favorables son el calcio, escandio, oro, cerio, torio, paladio, uranio, neptunio, plutonio y americio.

Aminas de elevada masa molecular.

Estos compuestos en disolución ácida forman iones complejos que pueden ser extraídos. Los sulfatos de aminas secundarias se extraen mejor que los bisulfatos. Como disolvente, el benceno supera al tetracloruro de carbono. Asimismo, se han mostrado muy útiles la metildioctilamina y la tribencilamina. El primero se une con los cloroaniones de Po, Pu, U, Zr, Hf y Pa para dar complejos que se pueden extraer cuantitativamente en el xileno.

Es posible el análisis de 0,2 a 25 ppm de boro en un acero por la extracción del BF_4^- con un cation azul de metileno en el 1,2 dicloroetano. Igualmente, se pueden analizar trazas de uranio, mediante la extracción de ^{239}U [obtenido por reacción (n, γ) sobre el ^{238}U] por una mezcla de trioctilamina y queroseno.

Tiocianatos.

Algunos de los elementos que se extraen por este medio son el berilio, escandio, titanio, hierro, cobalto, cinc, galio, molibdeno, indio y estaño.

Cromatografía por intercambio iónico

La incorporación de indicadores radiactivos a los métodos cromatográficos ha proporcionado excelentes resultados en la Química moderna. La eficacia de dichos métodos aumenta cuando se añade la elución por formación de complejos, a la utilización de resinas sintéticas.

En la técnica de elución, cuando la disolución que contiene los iones pasa a través de la columna, se produce una migración de aquéllos hacia la base de esta última con una velocidad que depende de su afinidad de intercambio. El primer ion que aparece en el efluente es el que es adsorbido con menos fuerza. Los restantes iones aparecen en orden de adsorción creciente.

Los iones se adsorben, en principio, en una banda estrecha en el vértice de la columna, y en seguida son desplazados por la adición de un eluente, que provoca la separación de los iones adsorvidos cuando desciende por la columna, en un cierto número de bandas que corresponden al número de especies iónicas separadas.

En general, para disoluciones o,rN , la afinidad para un catión que se intercambia, crece con su carga y disminuye con el aumento de tamaño del ion hidratado.

El orden de fijación de los cationes para una resina con un grupo funcional fuerte (por ejemplo SO_3H) es la siguiente:

Trivalentes.—La > Ce > Pr > Nd > Pm > Sm > Eu > Gd > Tb > Dy > Y > Ho > Er > Tm > Yb > Lu — Y > Sc > Al.

Divalentes.—Ba > Sr > Ca > Ni > Cu > Zn > Mg > Be — Mg > Mn > Cd.

Monovalentes.—Ag > Tl > Cs > Rb > NH_4^+ > K > Na > H > Li.

El orden de fijación de los aniones para una resina que tenga un grupo funcional fuerte (por ejemplo, una base de amonio cuaternario) es:

Citrato > sulfato > oxalato > cromato > yoduro > bisulfato > nitrato > bromuro > cianuro > bisulfito > nitrito > bromato > cloruro > bicarbonato > monofosfato > formiato > acetato > hidróxido > fluoruro.

La introducción de las resinas de intercambio iónico en los problemas de separación química, fue debida a las numerosas comunicaciones del proyecto Manhattan sobre su empleo en la separación de tierras raras.

MEDIDA DE LA ACTIVIDAD

La identificación y la medida de los elementos a analizar en una sustancia después de la separación, se basan en el examen de las radiaciones emitidas, bien midiendo el período o contando y analizando la radiación gamma.

Medición del período

Tiene como fundamento el examen de las curvas de decrecimiento. Como es sabido, la radiactividad A de un elemento dado, decrece según una ley exponencial. Si representamos $\log A$ en función del tiempo, obtendremos una recta.

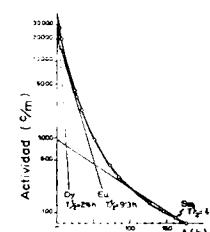


Fig. 1

ta. El tiempo necesario para que la actividad disminuya a la mitad se denomina período de semidesintegración, que es una de las características del isótopo radiactivo, y que, por tanto, sirve para identificarlo. Su análisis cuantitativo se efectúa contando la radiación beta o gamma emitida.

Normalmente, la curva de decrecimiento se compone de varias porciones rectas. El análisis se comienza por el período más largo, y después de suprimir del principio de la curva la contribución de este primer radioelemento, se vuelve a

efectuar la misma operación hasta terminar con el período más breve. En la figura 1 se indica una curva de decrecimiento de una mezcla natural de tierras raras.

No es posible distinguir por este método más de tres isótopos, siendo necesario para ello que sus períodos sean muy distintos.

El trazado de la recta que pasa por los puntos obtenidos experimentalmente puede hacerse por el método de los mínimos cuadrados, si bien la práctica demuestra que la extrapolación visual da resultados análogos y más rápidos

Espectro gamma

El método que se utiliza de preferencia es la espectrometría gamma, que consiste en aislar los picos fotoeléctricos en el espectro, determinando su energía y su intensidad mediante comparación con patrones. La actividad aparente del isótopo radiactivo, viene dada por la altura o la superficie del pico correspondiente a la raya considerada.

El equipo de medida que suele utilizarse en estos casos está constituido por uno o dos detectores gamma de centelleo, un amplificador, un selector de amplitud de varios canales, una fuente de alimentación de tensión y una escala con su contador de tiempos correspondiente.

La pérdida de energía de la radiación gamma que incide sobre un cristal de NaI (Tl), puede ser total (efecto fotoeléctrico) o parcial (efecto Compton o difusión). Por otra parte, las gammas de menor energía obtenidas por difusión sobre las paredes pueden interaccionar con el cristal. También hay que señalar que la emisión de radiación gamma por el núcleo perturba la corteza electrónica del isótopo, que emite su radiación X característica.

Así, pues, el espectro más sencillo (caso de un emisor monoenergético) se compone de 4 picos de energía. La definición es del orden del 7 al 9 por 100 para el pico fotoeléctrico del ^{137}Cs (fig. 2).

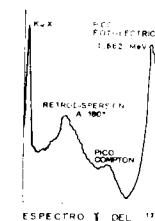


Fig. 2

El espectro puede tener una complicación mayor si la energía de la radiación gamma es superior a 1,02 Mev, ya que en este caso también tiene lugar

la producción de un par (electrón-positrón), que se puede aniquilar dando lugar a dos fotones de 0,51 MeV cada uno.

La investigación de los espectros gamma puros, es decir, constituidos únicamente por los picos fotoeléctricos, se orienta según tres directrices principales: sustracción automática de efectos Compton, corrección de los espectros después de registrados, y absorción total de la radiación gamma.

Entre los espectrómetros «anti-Compton», puede citarse el descrito por Peirson (fig. 3), en el cual la fuente radiactiva va situada entre dos cabezas de cen-

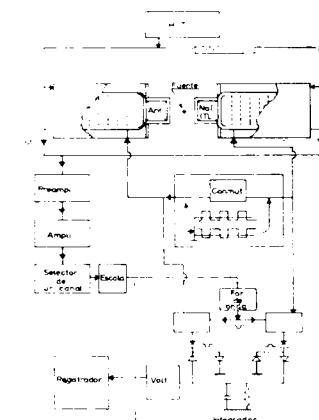


Fig. 3

telleo, de las cuales una lleva un cristal de INa (Tl) y la otra un cristal de antraceno. El espesor y las dimensiones de este último cristal se eligen en función de la geometría y de las dimensiones del cristal de yoduro, de manera que la radiación gamma dé origen, aproximadamente, a los mismos efectos Compton en los dos cristales.

El espectrómetro gamma puede conectarse de forma alternativa a cada cabeza de medida por una commutación automática. El integrador indica la diferencia entre el espectro de impulsiones correspondiente al contador de INa (Tl) y al de antraceno. De esta forma, se destacan mejor los picos fotoeléctricos en el registro gráfico, especialmente, para energías superiores a 200 KeV. El espectrómetro Peirson presenta la particularidad de utilizar una anchura de canal proporcional a la energía; mientras el canal es fijo, la ganancia es variable, lo que permite evitar picos muy intensos a bajas energías.

La eliminación automática de los impulsos debidos al efecto Compton puede realizarse por anticoincidencia. Este método consiste, en esencia, en detectar los fotones que no han sido totalmente absorbidos por el cristal de yoduro sólido, por medio de un segundo cristal de centelleo en conexión con uno o varios tubos fotomultiplicadores montados en anticoincidencia con la cabeza de medida.

Con el fin de absorber de manera total la radiación gamma, se emplean cada

vez con más frecuencia cristales gruesos. Los rayos gamma, difundidos por efecto Compton en el cristal, son reabsorvidos en gran parte, restituyendo al cristal la misma energía total que la detección de efectos fotoeléctricos. De esta forma predominan los picos de energía total enfrente de un fondo continuo debido a los efectos Compton. Operando así, se obtiene un rendimiento de detección mejor y una contribución menos elevada de los picos de alta energía en la zona de energías más débiles.

El poder de resolución es algo inferior al de los cristales y photocátodos de diámetro más pequeño. Así, por ejemplo, para la raya de 662 KeV del cesio-137, se tiene un poder de resolución del 7 por 100 con un cristal de $1,5'' \times 1''$ y del 9 al 10 por 100 con un cristal de $4'' \times 4''$.

Hay que señalar que los cristales huecos son preferibles siempre, en particular, cuando se desea una gran sensibilidad. No obstante, la reproductividad geométrica rigurosa es algo más difícil de alcanzar que cuando se emplea un recipiente exterior para la fuente. Por otra parte, la detección simultánea de distintas gammas en cascada, complica con frecuencia el espectro en las determinaciones cuantitativas, si bien pueden proporcionar algunas indicaciones interesantes, como es el caso de contar emisores β^+ , en donde un cristal hueco permite medir el pico de 1 MeV procedente de la detección simultánea de los dos cuantos de la radiación de aniquilamiento. La elevada sensibilidad del cristal hueco sólo permite usarlo con actividades muy débiles. Por el contrario, el poder de resolución es inferior al del cristal compacto, como ya se indicó antes.

La forma del espectro correspondiente a los impulsos que entrega el cristal no depende, en realidad, más que de la geometría y de la energía de los fotones incidentes. En este sentido, se han realizado esfuerzos considerables para corregir el espectro obtenido, suprimiendo todo lo que no sean los picos fotoeléctricos.

Aunque las transiciones isoméricas puras son raras, si se eligen algunos emisores gamma o gamma y beta blandos, se pueden obtener tablas que den para una posición dada del pico fotoeléctrico, y para una cierta geometría, el reparto espectral que corresponda a los fotones que han sido absorbidos incompletamente en el cristal. Para no hacer el trabajo extremadamente fatigoso en los espectros gamma complejos, suelen suprimirse solamente las impulsiones Compton situadas bajo los picos fotoeléctricos interesantes. En este sentido, hay que señalar el aparato de W. E. Kuikendall, en el cual una calculadora I. B. M. recibe el espectro de un selector de canales múltiples, comparándole con los espectros tipo que contiene en su memoria, a la vez que tiene en cuenta todos los parámetros nucleares y de irradiación, sometiendo los diversos datos a un control estadístico. La calculadora entrega finalmente las leyes de los diversos elementos.

Los métodos espectrométricos basados en la detección en coincidencia de dos o más radiaciones nucleares se han desarrollado, asimismo, con amplitud. Cuando el tiempo de resolución del sistema de coincidencia es muy pequeño,

las coincidencias fortuitas son escasas. Las coincidencias que se registran corresponden entonces a la detección de varios procesos nucleares, que tienen lugar en los mismos núcleos y que dan origen a diferentes radiaciones de características distintas. No es corriente que isótopos diferentes tengan exactamente el mismo esquema de desintegración. Combinando esta forma de detección con la selección energética de las radiaciones emitidas, se han llegado a obtener excelentes resultados.

En lo que respecta a las coincidencia $\gamma - \gamma$, citaremos el dispositivo de B. Chinaglia para emisores β^+ como el cobre-64.

Uno de los dos detectores de centelleo va conectado a un selector de un canal fijo regulado, aproximadamente, a 0,51 MeV. Un selector de amplitud de 200 canales registra el espectro debido al segundo detector en coincidencia con los impulsos que entrega el selector de un canal. Es necesario hacer correcciones si la muestra contiene sodio.

Por lo que respecta a las coincidencia $\beta - \gamma$, sus técnicas se hallan limitadas al caso en que la radiación beta del isótopo que se desea medir posea una energía máxima netamente superior a las de los otros isótopos radiactivos contenidos en la misma muestra. Es el procedimiento que ha empleado D. C. Borg para determinar la ley en magnesio de los tejidos en presencia de sodio; para ello, basta detener las partículas beta del sodio-24 con una pantalla de espesor adecuado que deje pasar una fracción de las partículas beta emitidas por el manganeso-56. Sin duda alguna, este método de coincidencia $\beta - \gamma$ se empleará con más frecuencia cuando hayan progresado lo suficiente las técnicas de espectrometría beta.

Espectro beta

No se ha utilizado prácticamente en los análisis por activación. Algunos investigadores han indicado, no obstante, que se puede emplear para analizar los emisores beta puros, tales como el azufre-35 y el fósforo-32, y también para distinguir aquellos isótopos que emiten radiación gamma de energía muy próxima. Con ello, se pueden evitar decrecimientos muy largos, como por ejemplo, cuando se quiere valorar el fósforo-33 de una muestra de fósforo-32. Por otra parte, la espectrometría beta proporciona un medio supplementario de identificación de los isótopos radiactivos de una mezcla desconocida.

Hay que reconocer que los espectrómetros beta magnéticos presentan numerosos inconvenientes, entre los cuales se halla el de ser muy caros, aunque quizás sea posible el empleo en análisis por activación de aparatos más sencillos que los clásicos, si bien con un poder de separación muy inferior a estos últimos.

Por el contrario, el contejo beta se utiliza muy frecuentemente, al igual que el contejo gamma, cuando no es necesario seleccionar la energía, y basta con una medida global de la actividad de la muestra. Permite seguir los decrecimientos de los elementos de período medio o corto y, por intermedio de patro-

nes, determinar la ley del isótopo buscado. Se emplea en casos sencillos, en especial, para verificar la naturaleza y la ley de isótopos aislados previamente, por lo cual se suele utilizar normalmente después de separaciones radioquímicas. El rendimiento de la detección es muy bueno, si bien se pueden cometer errores debidos a la autoabsorción de la radiación beta en la propia muestra y a la preparación de ésta, que requiere precauciones especiales. El contador Geiger, al tener un fondo pequeño, es muy útil para el análisis de trazas, permitiendo su meseta obtener medidas bastante reproducibles.

Como ejemplo del conteo beta, citaremos el análisis de cloro-38 siguiendo el decrecimiento durante 37 minutos, y el análisis del dispropósito en las tierras raras. Estos conteos se pueden completar con curvas de absorción en el aluminio, variando el espesor de las pantallas de este elemento, lo que permite determinar, a veces, la energía de los rayos beta emitidos y facilita la identificación del isótopo.

Espectro de rayos X

La espectrometría de rayos X de energía comprendida entre 3 y 100 KeV es decir, en el dominio de los rayos X característicos de los distintos elementos, puede ser también muy útil para identificar ciertos isótopos y aun para analizarlos cuantitativamente. La razón estriba en que las distintas desintegraciones se hacen con conversión interna de una parte de la radiación gamma de desexcitación del núcleo y emisión consecutiva de las rayas X características, K, L, etc., de los átomos excitados.

Antes de concluir, queremos señalar que la medida de períodos cortos plantea problemas particulares, lo que obliga, en la mayor parte de los casos, a utilizar equipos de conteo automáticos o semiautomáticos.

EJEMPLOS DE ANÁLISIS POR ACTIVACIÓN

Análisis por activación del aluminio

Se han analizado el Mn, Cu y Ga en el aluminio refinado hasta el 99,99 por 100. Las muestras de 0,2 a 0,5 g. se irradiaron con flujos de neutrones térmicos comprendidos entre 10^{12} y 10^{13} n/cm²/seg. durante intervalos de tiempo que oscilan entre quince minutos y dos horas. Las actividades correspondientes (^{56}Mn , ^{64}Cu y ^{69}Ga) se midieron con un espectrómetro gamma, dotado de un selector de amplitud de 200 canales. La actividad del manganeso-56 se separó de la del galio-72 por decrecimiento del primero. La actividad del cobre-64 se midió por conteo en coincidencia con la radiación gamma de aniquilamiento procedente de los β^+ , y se efectuó la corrección de los errores sistemáticos ori-

ginados por la actividad de elementos extraños (^{24}Na , formado en el aluminio por los neutrones rápidos).

La concentración de impurezas que se puede medir por este método oscila entre 1 y 18 p. p. m., para el Mn; entre 5 y 120 p. p. m., para el cobre, y 120 p. p. m., para el galio. La precisión que se obtiene está comprendida entre el 10 y el 15 por 100.

Análisis de aleaciones de aluminio en pequeña concentración

Se utiliza de preferencia, cuando es necesario el análisis no destructivo. Los métodos que se emplean son sencillos y rápidos. La irradiación se lleva a cabo en el tubo neumático durante un intervalo de 10-15 segundos en un flujo de neutrones térmicos de 5×10^{11} n/cm²/seg. con muestras de un peso total que oscila entre 2 y 200 mg.

La productividad de los ensayos se encuentra entre el 1 y el 2 por 100.

Se han obtenido buenos resultados controlando la precisión de la medida por análisis espectrofotométrico. Se puede analizar una decena de muestras en un tiempo comprendido entre 30 y 60 minutos.

Análisis de elementos de período corto (F, Hf, V, Al)

El empleo del tubo neumático (flujo de neutrones térmicos aproximado de 5×10^{11} n/cm²/seg.) combinado con métodos de espectrometría gamma, ofrecen la posibilidad de realizar análisis cuantitativos rápidos y no destructivos de algunos elementos de período corto (10 seg.-10 min.).

Análisis de manganeso, cobre, arsénico y níquel en hierros puros

Se puede realizar el ensayo precipitando el cobre y el arsénico juntamente al estado de sulfuros utilizando portadores no radiactivos. Posteriormente en el filtrado, se precipita el manganeso con persulfato amónico.

Para medir el cobre y el arsénico se descompone la curva de decrecimiento de estos dos elementos, y a pesar de que los períodos del ^{75}As y del ^{64}Cu están relativamente próximos, se alcanza una precisión suficiente en el análisis de muestras en que ambos se encuentran presentes con leyes del mismo orden de magnitud (algunas p. p. m.). En el método operativo se hace coincidir la curva de resultados experimentales trazada sobre un papel de calco, con una curva teórica que representa el decrecimiento de una muestra que da en el origen el mismo conteo para los dos elementos citados. El decalado entre el eje de ordenadas de las dos curvas, permite calcular la relación que existe en

realidad entre los contajes del cobre y del arsénico al fin de la irradiación, y por comparación con los patrones, deducir sus leyes respectivas.

Aunque el procedimiento resulta algo pesado, pues obliga a efectuar durante dos días seguidos una serie de medidas sobre las mismas muestras, permite, no obstante, obtener correctamente las leyes de arsénico y de cobre de las muestras de hierro sin haber tenido que realizar operaciones químicas complejas.

Se sigue una técnica parecida con el empleo, asimismo, de portadores para analizar el níquel, mediante la precipitación con dimetilgioxima. Debido a la sección eficaz de activación muy reducida del níquel-65, la sensibilidad del método es inferior que en el caso de los elementos precedentes, pero superior a la obtenida con el método espectrográfico. Hay que señalar que algo de cobre puede precipitar al mismo tiempo que el níquel.

Análisis de tantalio en el feroniobio

El método es aplicable tanto a las muestras de feroniobio o a los precipitados que contienen el conjunto de los óxidos de niobio y tantalio, obtenidos a partir de muestras metálicas.

Las determinaciones se realizan comparando las medidas de los contajes de la radiación gamma de muestras en polvo con las de los patrones a base de óxido de tantalio, irradiados al mismo tiempo y medida en las mismas condiciones geométricas. El análisis se efectúa sin operaciones químicas sobre los productos irradiados.

Análisis de lantano y cerio en muestras de hierro que pueden contener arsénico

El análisis de lantano, en ausencia de arsénico, se puede realizar sin separación química por un método de conteo directo, análogo al que hemos descrito antes para el tantalio. La medida del conteo de una muestra de hierro puro irradiado al mismo tiempo, permite tener en cuenta la ligera activación del metal base.

En el caso del cerio, es preferible efectuar una separación química de este elemento. Después del ataque de la muestra con ácido nítrico, se neutraliza el exceso de éste con ácido fórmico, se lleva a ebullición, se añaden el portador y ácido oxálico y, por último, mediante la adición de amoníaco, se varía progresivamente el pH de la disolución hasta que alcance un valor comprendido entre 2 y 3. El cerio precipita al estado de oxalato, que se filtra.

Si la muestra contiene arsénico, se acidifica el filtrado con ácido sulfúrico, se reduce el hierro al estado feroso y se precipita el sulfuro de arsénico con

SH_2 , utilizando una sal de molibdeno como portador (el sulfuro de molibdeno es más fácil de filtrar que el sulfuro de arsénico).

Análisis del iodo en el suero sanguíneo

Expondremos el método que utiliza la espectrometría gamma sin separación química.

Como es sabido, el factor importante en fisiopatología es el yodo proteico sanguíneo. Si se hace pasar el suero a través de unas resinas intercambiadoras de iones, se eliminan el Na^+ , Cl^- , etc., quedando en el clíido el yodo proteico. Gracias a la separación de estos iones, se puede efectuar mediante análisis por activación del clíido la medida cuantitativa por espectrometría sin separación química.

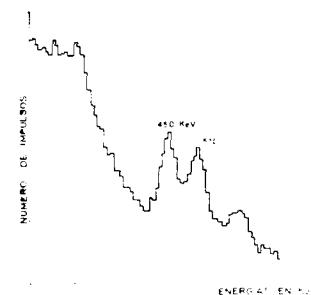


Fig. 4

La figura 4 muestra el espectro del suero de un hipertiroides tratado con resinas Dowex. El pico fotoeléctrico a 450 KeV corresponde al yodo-128, y a 510 KeV, al cobre-64, ligado a las proteínas sanguíneas y que no ha sido eliminado por las resinas. La irradiación se puede realizar durante 30 minutos en un flujo de $6 \times 10^{12} \text{ n/cm}^2/\text{seg}$.

BIBLIOGRAFÍA

- Production and use of short lived radioisotopes from reactors. «International Atomic Energy Agency», Madrid, 1963.
- LEDDICOTTE, G. W.: «Radioactivation Analysis».
- KOCH, R. C.: «Activation Analysis Handbooks». Academic Press.
- GIBBONS, D., LOVERIDGE, B. A. y MILLETT, R. J.: Radioactivation Analysis. A bibliography. «Atomic Energy Authority Report».
- SALMON, I.: «Informe AERE C/R-2377».
- MEINKE, W. W.: «Proceedings 1961 International Conference on Modern Trends in Activation Analysis». College Station Texas.

- D. COMAR et C. KELLERSHOHN: «Application de l'Analyse par Activation au Dosage D'oligo-éléments dans les liquides Biologiques Effectué au Service Hospitalier Frédéric Joliot».
- P. MARTINELLI: «Evolution des Méthodes de Mesure en Analyse par Activation».
- C. RISPAL: «Generalités sur l'Analyse par Activation».
- A. KOHN: «Quelques Applications en Métallurgie».
- J. LAVERLOCHERE: «Irradiation».
- R. F. COLEMAN: «Activation Analysis with fast neutrons».
- PIERRE LEVEQUE: «Analyse par Activation».

Recibido el 13-III-1964.

I. PARCA-PONDAL⁽¹⁾, P. MATTE⁽²⁾ et R. CAPDEVILA⁽³⁾

INTRODUCTION A LA GEOLOGIE DE L'«OLLO DE SAPO». FORMATION PORPHYROIDE ANTESILURIENNE DU NORD OUEST DE L'ESPAGNE

RESUMEN

Se describe por primera vez en su conjunto una potente formación porfíroide de la meseta ibérica, particularmente bien representada en Galicia, en donde se le ha dado el nombre de «Ollo de sapo», a causa de los grandes feldespatos y granos de cuarzo que frecuentemente destacan en su masa.

Esta formación ha sido estudiada localmente por varios geólogos; pero, según los autores y los lugares estudiados, las conclusiones, en lo que se refiere tanto a la petrografía como a la estratigrafía, han sido muy variadas, llegando ciertos autores hasta atribuirle edades distintas según las regiones estudiadas.

En este trabajo nos proponemos, sobre todo, demostrar que el «Ollo de sapo», a pesar de poder presentar facies distintas según los sitios observados, es una unidad geológica bien caracterizada, cuyo estudio puede ser fundamental para el conocimiento geológico de la Península.

Los resultados obtenidos son los siguientes:

1) Distribución geográfica.

El «Ollo de sapo» puede seguirse en sus afloramientos en una corrida de 1 a 25 Km. de ancho y más de 300 de longitud, desde la isla Coelleira, al norte de Lugo, hasta cerca de Zamora. Las escasas interrupciones observadas corresponden únicamente a intrusiones graníticas, terminaciones periclinales o recubrimientos terciarios. Al norte de Zamora, el «Ollo de sapo» queda oculto por el manto terciario de la meseta y reaparece de nuevo en Honrubia (Segovia) y en Hiendelaencina (Guadalajara), siempre con las mismas características petrográficas y posición estratigráfica. También aparece esta formación en el sur de España y posiblemente en la Sierra del Guadarrama.

2) Petrología.

El «Ollo de sapo» es una formación compleja, a menudo estratificada, constituida en parte por rocas detriticas, derivadas posiblemente de granitos y gneises; conglomerados

(1) Laboratorio Geológico de Lugo (La Coruña).

(2) Service de Géologie Structurale, 31, rue de l'Université, Montpellier (Hérault). France.

(3) Service de Géologie Générale, 31, rue de l'Université, Montpellier (Hérault) France.

arcósticos, arcosas esquistosas, arcosas s. str., con algunas intercalaciones de esquistos y cuarcitas, y en parte por rocas volcánicas tolvíceas de composición riolítica. Según las regiones, pueden predominar uno u otro de los dos tipos de rocas. La composición química de todas estas rocas presenta ciertas características —gran cantidad de alúmina, predominio de la potasa sobre la sosa— que hacen pensar en la existencia de una estrecha relación genética entre ellas. En todas las regiones en donde allora el «Ollo de sapo» es, por lo menos, epimetamórfico; localmente puede sufrir transformaciones debidas a metamorfismos, regional y de contacto, migmatizaciones y granitizaciones.

3. Estratigrafía.

Hemos establecido una serie estratigráfica que en la zona del «Ollo de sapo» se puede seguir sin variaciones de facies notables y con pocas variaciones de espesor desde el norte de Galicia hasta la provincia de Zamora, en donde interrumpe la observación el Terciario de la meseta, pero volviéndose a encontrar en la provincia de Guadalajara. Encima de la formación porfiroide, cuyo muro nunca se ve, se encuentra de abajo a arriba:

a) Microconglomerado monogénico, esencialmente cuarzoso y cuarcitas blancas (20 m. máximo).

b) Serie «flysch» esencialmente esquistosa (500 m.), que tiene hacia su base intercalaciones cuarcíticas ricas en grandes *Cruziana*. Por su facies y las *Cruziana* que tiene, esta serie corresponde a la serie de los *Cabos*, de edad Cámbrico superior.

c) Ottocuarcitas macizas con *Cruziana* (100 a 300 m.). Su posición, su facies y la presencia de *Cruziana* permiten de atribuirles una edad Arenig.

d) Esquistos azulados (200 a 1.500 m.) cuyo espesor disminuye de Norte a Sur, posiblemente a causa de la discordancia del Silúrico superior. La presencia, según W. Riemer, de *Synhomalonotus Tristani* en estas capas, permite de atribuirles una edad Llanedoilo.

e) Serie compleja del Silúrico superior de espesor y facies variables, constituida por vulcanitas tobáceas ácidas más o menos arrastradas, grauvacas, lítitas, cuarcitas negras, esquistos con cantos rodados de cuarcita o de caliza, esquistos ampelíticos con lentejones de caliza con *Crinoides*, esquistos con *Crinoides* y ampelítas con *Graptolitos*.

Los únicos fósiles precisos (*Graptolitos*) se encuentran en las lítitas, de edad Llandoveriano, y en las ampelítas, de edad Ludlow inferior.

La edad de la formación porfiroide es, pues, sin duda, anterior al Silúrico bien datado y seguramente al Cámbrico superior. La comparación con otras formaciones análogas de la Península, particularmente de Andalucía, y del extranjero, permiten atribuirle una edad infracámbrica, teniendo entonces que admitir en la región estudiada una laguna estratigráfica importante de, por lo menos, todo el Cámbrico inferior.

4. Tectónica.

El «Ollo de sapo» se presenta como una corrida anticlinal relativamente estrecha; está moldeada sobre la virgación astur-gallega y su dirección pasa progresivamente del Noreste al Sureste. Está afectada, así como toda la serie que le es superior, por un plegamiento isooclinal cuyas vergencias convergen hacia el centro de la cuenca asturiana, y para el cual parece segura una edad hercíniana. La esquistosidad, paralela al plano axial de los pliegues, sigue la dirección de las grandes estructuras, pero además se halla plegada por

otra fase de dirección análoga a la de la primera. La superposición de ambas fases se observa muy bien en la región de Sanabria (Zamora).

Todos estos resultados muestran que el «Ollo de sapo» es una unidad localizada en el borde del geosininal paleozoico cántabro-ibérico y hacen posible la existencia, durante el Infracámbrico, de un bloque galaico-castellano en vías de levantamiento.

INTRODUCTION

A la suite de la publication par l'un de nous d'une carte géologique de Galice au 1/400.000 (J. Parga-Pondal, 1962), il devenait nécessaire d'étudier plus en détail les séries sédimentaires et peu métamorphiques situées au contact de la Galice cristalline. En effet, la stratigraphie et la structure de cette région étaient peu connues et posaient de nombreux problèmes. Parmi ces problèmes, un des plus intéressants et sans doute le plus important pour la connaissance géologique de la Galice orientale, est celui de la nature et de l'âge de la formation appelée «Ollo de sapo».

Le terme «Ollo de sapo», dénomination locale qui signifie en Galicien «oeil de crapaud», a été utilisé pour la première fois par P. Hernández-Sampayo (1922) pour designer une roche répandue dans le NW de l'Espagne, caractérisée par des «yeux» de quartz bleu et de feldspath souvent de grande taille, inclus dans une matrice phylliteuse (fig. 14). Un de nous a repris ce terme dans des publications récentes (I. Parga-Pondal, 1960, 1962) lorsqu'il a signalé l'intérêt et l'importance de cette formation.

Moulé sur la virgation asturo-galicienne, l'«Ollo de sapo» se présente comme une bande pouvant atteindre 25 Km. de large. Son affleurement le plus septentrional constitue l'île Coelleira (Lugo) et on la suit sans discontinuité importante, sur 300 Km., jusqu'aux environs de Zamora où elle disparaît sous le Tertiaire de la meseta (fig. 1). Elle reapparaît néanmoins encore en petits îlots vers le centre de la Péninsule et notamment à Hiendelaencina (Guadalajara), à 90 Km. environ au NE de Madrid.

Un certain nombre d'auteurs ont publié des études partielles, en particulier sur la pétrographie et l'âge de l'«Ollo de sapo», sans soupçonner l'énorme et l'importance de cette formation. Nous avons essayé, dans cette note, de considérer le problème dans son ensemble et d'en dégager les principaux traits géologiques.

I. PETROLOGIE

Dans la région étudiée, depuis le N. de la province de Lugo jusqu'à Zamora, l'«Ollo de sapo» est une formation complexe souvent stratifiée, constituée par des roches d'aspect divers mais présentant toutes des caractères communs. Les roches les plus caractéristiques, celles à qui a été donné le

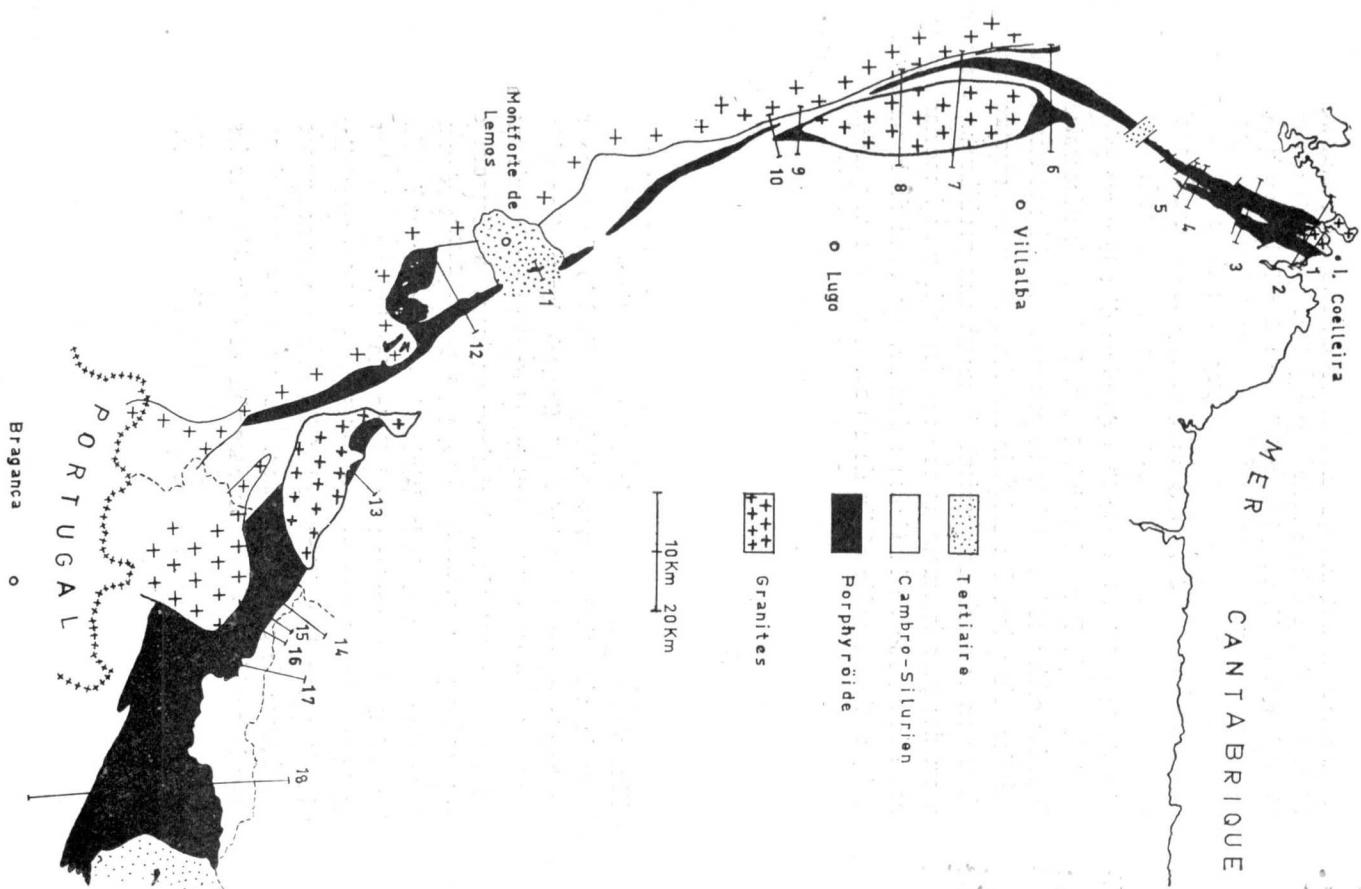
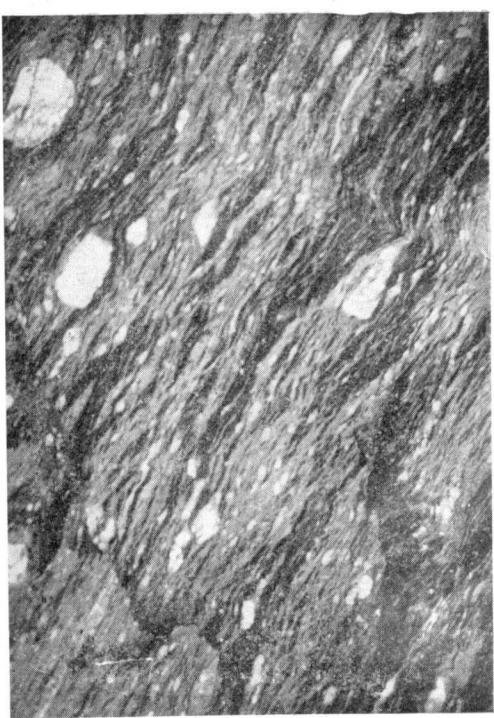


Fig. 1.—Répartition de l'«Ollo de sapo» dans le NW. de l'Espagne.

Fig. 2.—Aspect de l'«Ollo de sapo» à Mosende, Vivero (Lugo).
(Phot. I. Parga-Pondal.)



Fig. 2.—Aspect de l'«Ollo de sapo» à Fray Bermuz, Gestoso (La Coruña).
(Phot. I. Parga-Pondal.)



nom de «Ollo de sapo» ont un faciès de porphyroïde ; elles montrent des grands feldspaths blancs souvent subautomorphes et des quartz bleus opalins, dans une matrice quartzo-phylliteuse sombre ; ce sont généralement des conglomérats arkosiques à pâte quartzo-phylliteuse, mais on trouve aussi des arkoses schisteuses gris verdâtres, des arkoses s. str., quelques schistes et quartzites et des roches volcaniques acides qui, dans certaines régions, arrivent à constituer la presque totalité de la formation. Les caractères communs de ces roches sont la présence générale de feldspaths et de quartz, ces derniers étant souvent bleus et opalins, et un chimisme relativement constant.

Cette formation est toujours au moins épimétamorphique, mais peut être plus transformée par un métamorphisme plus intense, par la migmatisation et la granitisation. Toutefois au cours de ces transformations les caractéristiques primitives : gros feldspaths et quartz bleus, son généralement conservées. C'est ce qui nous a permis de reconnaître l'«Ollo de sapo» dans des formations gneissiques comme celles de Hiendelaencina (Guadalajara).

Dans cette note nous nous bornerons, pour la partie pétrologique, à un premier inventaire des types pétrographiques et à un aperçu sur la genèse possible de cette formation.

A) *Etudes pétrologiques antérieures*

Il n'existe pas d'études générales sur la pétrologie de l'«Ollo de sapo» puisque cette formation n'avait pas jusqu'à présent été mise en évidence dans son ensemble. Néanmoins les quelques études partielles publiées par des auteurs antérieurs apportent des renseignements précieux et permettent de se faire une idée de la complexité du problème. Ces études peuvent être exposées, pour la clarté du texte, en les groupant autour des opinions génétiques des auteurs. C'est ainsi que certains ont insisté sur la nature détritique de l'«Ollo de sapo», d'autres sur sa nature volcanique, d'autres enfin sur sa nature métamorphique.

Dès 1874, D. Cortázar a décrit l'«Ollo de sapo» de la région de Mombuey (Zamora) comme une «pséphite polygénique» et quelques années plus tard J. Macpherson (1883) a proposé l'origine détritique des formations «Ollo de sapo» comprises entre El Barquero (Coruña) et Vivero (Lugo), montré que certains fragments élastiques pouvaient provenir de roches granitiques et établi l'identité de ces formations avec celles situées à 300 Km. au Sud, dans la province de Zamora. Plus près de nous, M. San Miguel de la Cámara et M. P. Lobato (1955) ont évoqué l'aspect conglomératique de certains gneiss du lago de Sanabria (Zamora) qui sont de l'«Ollo de sapo» métamorphisé.

Enfin, un de nous I. Parga-Pondal (1960) a signalé l'aspect élastique de certaines parties de l'«Ollo de sapo».

Ce sont les auteurs allemands qui ont surtout insisté sur le caractère volcanique de l'«Ollo de sapo». F. Lotze (1945) a comparé la «formation porphyroïde» de Puebla de Sanabria (Zamora) à celle essentiellement volcanique de Azuaga (Sevilla) et W. Riener (1963) a décrit, dans le Sud de la province de Lugo, le «complexe de Vilachá» (= «Ollo de sapo») comme un ensemble volcanique acide avec laves (Rhyodacites), tufs et roches subvolcaniques plus ou moins métamorphisées.

Il est vrai que dans d'autres régions F. Lotze (1929) et E. Schröder (1930) ont évoqué aussi l'aspect détritique de l'«Ollo de sapo» en définissant le sommet des formations de Hiendelaencina (Guadalajara) comme des gneiss conglomératiques.

Dans certaines régions où le métamorphisme était plus intense, les auteurs ont eu plus de difficulté à étudier l'«Ollo de sapo» et ils ont alors pensé que son aspect était essentiellement du au métamorphisme (P. H. Sampayo, 1922), à des phénomènes métasomatiques (M. San Miguel de la Cámara, 1955), ou à l'action d'émanations granitiques (F. Lotze, 1929; E. Schröder, 1930).

Pour finir, il faut aussi signaler l'opinion de E. den Tex (1961) qui a mentionné l'«Ollo de sapo» comme une ceinture localement mylonitisée située à la limite de la Galice cristalline et de la Galice peu ou pas métamorphique.

B) *Etude pétrologique*

L'«Ollo de sapo» a été décrit par certains auteurs comme une porphyroïde (F. Lotze, 1945; W. Riener, 1963). En fait ce très vieux terme n'a aucune valeur génétique précise puisqu'il désigne aussi bien d'anciennes roches ignées acides, plutoniques ou volcaniques, épimétamorphiques (J. de Laparent, 1909; P. Collomb, 1957; J. P. Carron et P. Collomb, 1959; F. Rinne, 1949, etc.), que des roches métamorphiques d'origine ignée ou sédimentaire (Glossary of Geology, 1960) et des roches détritiques épimétamorphisées (G. Cecioni, 1958; J. Cogné, 1960). Sa seule valeur est d'ordre descriptif : il désigne toutes les «roches schisteuses à texture porphyrique contenant des cristaux de quartz et de feldspath» (J. de Laparent, 1909).

Cette définition convient parfaitement à certains faciès de l'«Ollo de sapo», aussi avons nous conservé ce terme en l'appliquant à l'ensemble de la formation et non pas à une des roches particulières de l'«Ollo de sapo» qui, nous allons le voir, peuvent avoir des origines et des faciès fort différents.

L'origine de l'«Ollo de sapo» est en effet double : détritique et volcanique.

Arguments en faveur de l'origine détritique d'une partie de l'«Ollo de sapo».

Ils sont multiples et à toutes les échelles: A l'échelle de l'affleurement on peut montrer qu'il s'agit d'une formation souvent stratifiée, constituée par des bancs de composition et de texture différentes (figs. 7 et 15).

A cette même échelle on peut montrer l'existence de biseautages fréquents de niveaux conglomeratiques dans des schistes. Sur le bord Atlantique, au nord de la province de Lugo, l'érosion permet d'observer des contacts entre bancs de granulométrie différente et on peut alors voir des ravinements et des granoclassemens.

A l'échelle de l'échantillon on peut remarquer la présence de galets de schistes et de quartzites, particulièrement nombreux dans certaines zones de Zamora.

Enfin à l'échelle de la lame mince, le microscope met en évidence des structures détritiques typiques, du type hétérogranulaire à grains dispersés, des microgalets, des biotites «flottées» déferritisées et des laminae où se concentrent des minéraux lourds.

Arguments en faveur de l'origine volcanique d'une autre partie de l'«Ollo de sapo».

Ces arguments sont surtout d'ordre pétrographique, le terrain ne fournit que peu de renseignements. Par contre en lame mince certaines roches présentent de nombreux caractères volcaniques: quartz automorphes corrodes et éclatés, plagioclases zonés automorphes parfois organisés en assemblages gloméroporphyriques, pseudomorphoses de minéraux ferromagnésiens automorphes (pyroxènes), etc. Ces roches sont très abondantes dans certaines régions.

1) *Pétrographie.*

a) *Les types sédimentaires détritiques*

Suivant la texture et la composition, on peut diviser les roches sédimentaires qui constituent l'«Ollo de sapo» en conglomerats arkosiques à matrice schisteuse, arkoses schisteuses, arkoses s. str., schistes quartzeux et quartzites.

Les deux premiers types constituent la plus grande partie de l'«Ollo de sapo», les trois autres sont beaucoup moins importants.

1. Les conglomerats et les arkoses schisteuses.

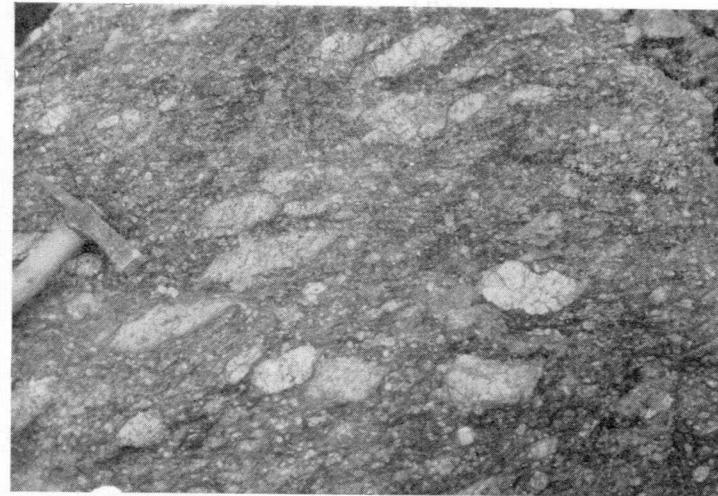


Fig. 4.—Aspect de l'«Ollo de sapo» à San Ciprián, Sanabria (Zamora).
(Phot. I. Parga-Pondal.)

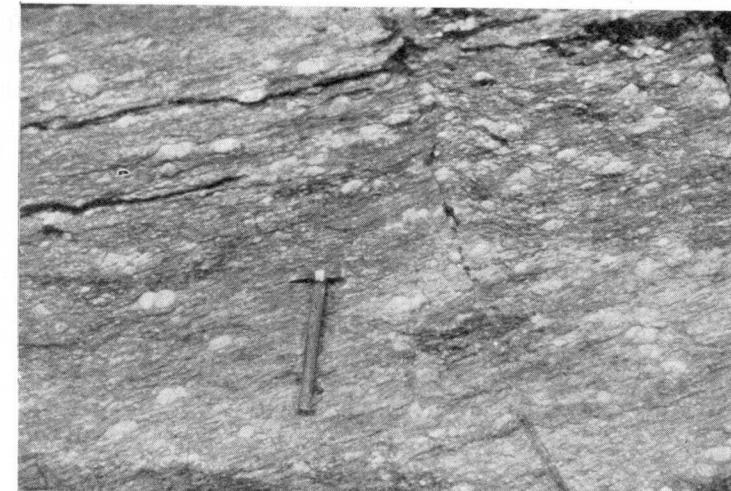


Fig. 5.—Aspect de l'«Ollo de sapo» à Hiendelaencina (Guadalajara).
(Phot. I. Parga-Pondal.)

Nous étudierons ces deux types ensemble car ils renferment les mêmes constituants en proportions sensiblement égales, la différence fondamentale entre eux étant d'ordre simplement granulométrique.

Les conglomérats renferment des galets de schistes, de quartzites, de quartz et des galets essentiellement feldspathiques :

— Les galets de *schiste* (quartz, séricite, chlorites), très fréquents dans certaines zones de Zamora, sont bien visibles à l'œil nu (5 à 10 cm. de grand axe). Leur fréquence diminue vers le Nord et ils disparaissent complètement avant la zone de Monforte de Lemos (Lugo).

— Les galets et les grains de *quartzite* sont plus rares, ils renferment souvent du microcline quadrillé.

— Les galets de *quartz*, toujours présents, peuvent atteindre 4 à 5 cm. de grand axe. Ils peuvent être incolores, blancs ou bleutés ; le plus souvent on trouve plusieurs types de quartz détritique dans un même échantillon de roche.

— Les galets *feldspathiques* peuvent atteindre 8 cm. pour la plus grande longueur (fig. 10). Morphologiquement on peut distinguer des galets globuleux, amygdalaires et des cristaux subautomorphes mâclés ou non, la macle la plus fréquemment observée étant celle de Carlsbad. Dans tous les cas étudiés il s'agit d'un ou plusieurs individus de microcline plus ou moins transformés : on trouve tous les intermédiaires entre le cristal de microcline quadrillé, parfois en association graphique avec du quartz, comportant quelques perthites d'albite, et le cristal d'albite avec plus ou moins de quartz, dans lequel subsistent quelques plages de microcline résiduel. Suivant les échantillons la damourisation est très variable et la proportion des minéraux en inclusion plus ou moins importante, ces minéraux sont souvent groupés en îlots ou trainées pouvant contenir : quartz, microcline, plagioclases, biotite (chlorite), muscovite.

Le ciment schisteux de ces conglomérats est constitué pour l'essentiel de quartz, séricite et chlorites, provenant du métamorphisme d'une pâte pélitique ou cinéritique. Il renferme des éléments détritiques de taille inférieure aux galets, en particulier des plagioclases et des quartz et des minéraux de métamorphisme néoformés.

Les *arkoses schisteuses* renferment les mêmes éléments que les conglomérats mais de taille inférieure. Ce sont des roches de teinte générale assez claire, vert clair à gris, ponctuées de petits grains millimétriques de feldspath et de quartz, auxquelles la séricite confère un aspect lustré.

Dans ces roches les minéraux les plus abondants sont la séricite et les chlorites. Viennent ensuite des minéraux détritiques, le quartz dont les plus petits fragments ont généralement recristallisé et dont les gros grains sont le plus souvent arrondis, les orthoclases, en général albitisés, et parmi lesquels

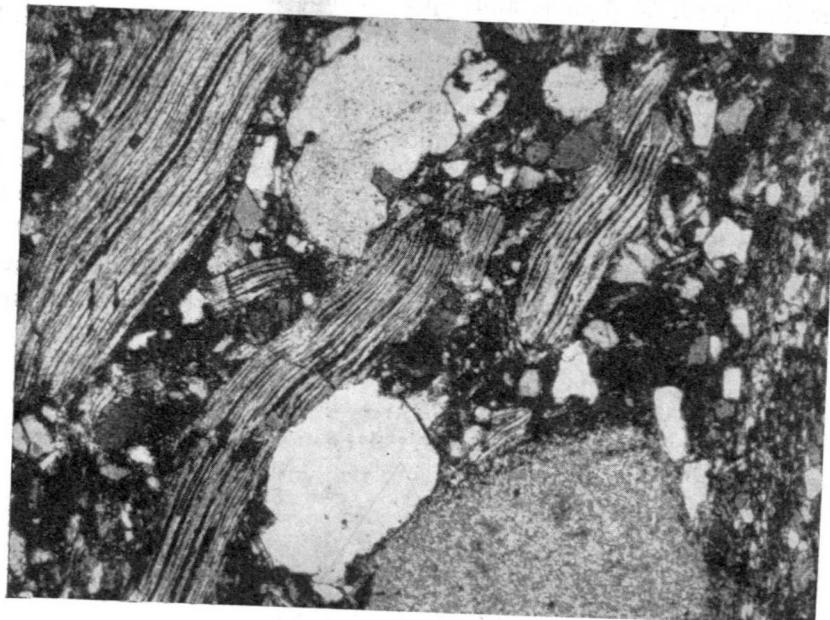


Fig. 6.—Microphotographie d'arkose («Ollo de sapo» de Mañon, La Coruña). On remarquera les cristaux de quartz, les biotites décolorées, un cristal de feldspath très altéré en bas et à droite, et tout à fait à droite, la photographie recoupe un petit galet de quartzite. Nicols croisés, $\times 70$.

(Phot. G. Glaçon et F. Proust.)



Fig. 7.—Quartzite interstratifiée dans l'«Ollo de sapo». Barrage de Bao, Río Bibey (Orense).

(Phot. I. Parga-Pondal.)

le microcline quadrillé domine alors que l'orthoclase non mâclé est rare, et des plagioclases, le plus souvent albite (3 à 7 % An), plus rarement oligoclase (jusqu'à 30 % An) généralement damouritisés. Toujours par ordre décroissant viennent ensuite les minérais opaques que les phénomènes sédimentaires arrivent parfois à concentrer en quantités appréciables (15 % du mode dans certaines lames minces). Parmi les minéraux accessoires la plupart se sont développés au cours du métamorphisme: sphène, tourmaline, chloritoïde, grenats, zoïsite z, zoïsite g, pistacite, cordierite, staurolite; nous avons trouvé aussi des zircons et des allanites qui, tout en ayant pu se développer au cours du métamorphisme, ont peut être dans certains cas une origine détritique.

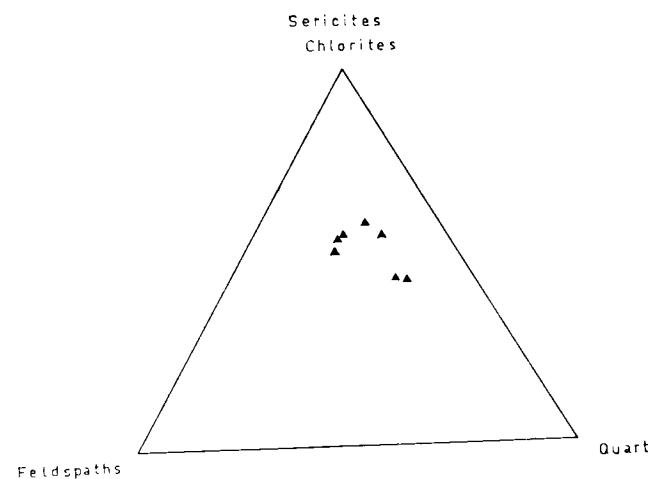


Fig. 8.—Diagramme triangulaire de la composition modale des arkoses schisteuses de l'«Ollo de sapo».

Quelques études modales réalisées à l'aide d'un compteur de points sont résumées par un diagramme triangulaire (fig. 8) dont les sommets correspondent aux pourcentages en volume suivants: Séricite + chlorites, feldspaths, quartz, ramenés à 100. Les minéraux accessoires, sauf cas exceptionnels ne dépassent pas 5 %. On remarquera que pour les valeurs rencontrées on a en gros: séricite + chlorites = quartz + feldspaths, et que ces derniers tombent dans le champ des grauwackes des diagrammes triangulaires de P. D. Krymine (1948), F. J. Pettijohn (1949), E. C. Dapples, W. C. Krumbein et L. L. Sloss (1953) et du tableau du classification des grès de F. J. Pettijohn (1954). Toutefois la composition chimique de l'«Ollo de sapo» (tabl. 1) est plus proche de celle d'une arkose que d'une grauwacke, en particulier la teneur en K_2O n'est jamais inférieure à celle en Na_2O ; de plus, par sa minéralogie, l'«Ollo de sapo» n'a rien à voir avec les grauwackes qui doivent

renfermer au moins 33 % de minéraux détruits facilement et dérivés par désintégration rapide de roches basiques ignées, d'ardoises ou de roches sombres. C'est uniquement la grande teneur en séricite et chlorites qui fait tomber accidentellement l'«Ollo de sapo» dans le champ des grauwackes des classifications précédemment citées. Mais ces roches ne sont pas non plus des arkoses typiques puisque les micas ont disparu et que les grains feldspathiques et quartzeux sont enrobés dans une matrice schisteuse. C'est ce qui justifie notre appellation de «arkoses schisteuses» qui tout en soulignant le caractère quartzofeldspathique de ces roches évoque l'importance quantitative de la matrice quartzophylliteuse.

2. Les *arkoses s. str.* sont très rares. Un bel exemple est fourni par les niveaux interstratifiés dans l'«Ollo de sapo» qui se trouvent sur la route du Barquero à Mañón (Coruña). Il s'agit d'arkoses typiques constituées par du microcline partiellement albitisé, de l'albite, du quartz, des biotites décolorées et quelques petits grains détritiques de quartzites. Il n'y a pratiquement pas de ciment (fig. 6).

Les petits galets de quartzite et les quartz détritiques de plusieurs origines (les uns «métamorphiques», en tablettes, les autres «rhyolitiques», corrodés) montrent qu'il s'agit d'arkoses remaniées dont l'origine des constituants est multiple.

3. Les *quartzites* et les *schistes* sont dans la formation «Ollo de sapo» beaucoup moins importants que les roches précédemment décrites. Ils se caractérisent par l'absence quasi totale de feldspaths et par un grain très fin. Les quartzites renferment de la séricite et des chlorites en petites proportions, dans les schistes ce sont les minéraux phylliteux qui dominent.

b) Les roches volcaniques

La proportion des roches volcaniques dans l'«Ollo de sapo» est très variable, elles semblent en particulier, constituer la majeure partie de la formation dans certaines zones de Zamora, mais sont négligeables dans le N. de la province de Lugo.

Ce sont des roches de teinte grisâtre et d'aspect mat. On y voit à l'œil nu des cristaux de quartz incolores et translucides, des feldspaths zonés et automorphes, parfois organisés en assemblages gloméroporphyriques et des pyroxènes noirs (fig. 9.)

La lame mince permet de voir que les quartz sont automorphes, corrodés et très souvent éclatés, que les orthoclases sont albitisés et que la pâte extrêmement fine est constituée de quartz, séricite et chlorites. Les minéraux ferromagnésiens, pyroxènes et biotite sont pseudomorphosés en produits phylliteux.

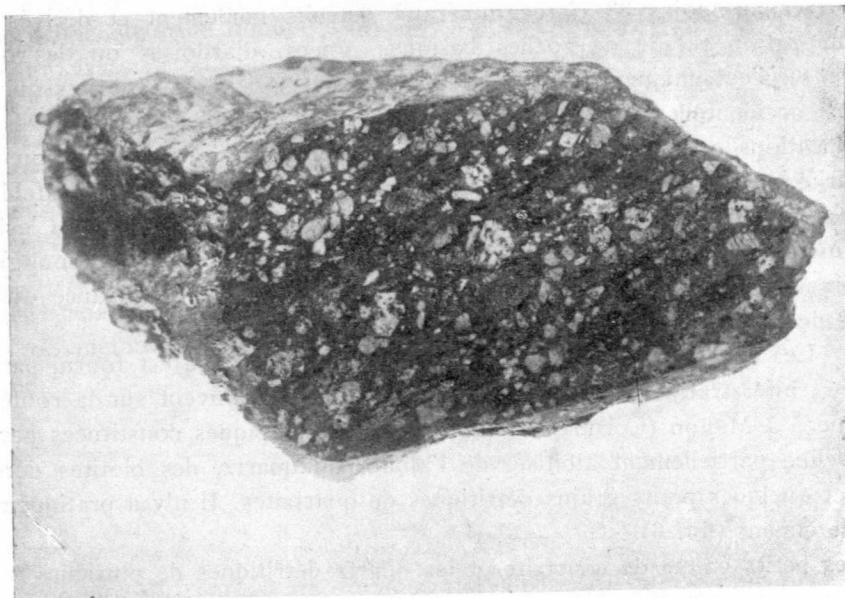


Fig. 9.—Section polie de tuf rhyolitique. «Ollo de sapo» de Quintanilla de Justel, Zamora, $\times 0,80$.

(Phot. I. Parga-Pondal.)

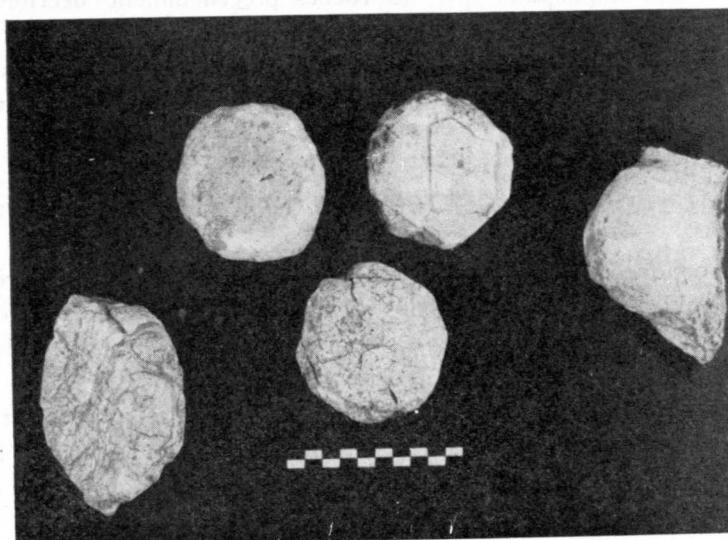


Fig. 10.—Cristaux de microcline macleés. Carlsbad. Le cristal de droite provient de Hiedelaencina (Guadalajara), les autres de Riberas del Sor (La Coruña). Le cristal de gauche a été déformé par les efforts tectoniques. L'échelle est en centimètres.

(Phot. J. L. Reille.)

Il est difficile, pour l'instant, de dire si ces roches sont des laves ou des tufs à cause des transformations qu'elles ont subi. Il semble néanmoins que pour l'essentiel il s'agisse de tufs.

Si l'on suppose que l'alteration et le métamorphisme ont peu affecté le chimisme de ces roches, leur composition (tabl. 1, analyse 6) correspond à celle d'une «rhyolite alcaline sombre» dans la classification de A. Rittmann (1952).

T A B L E A U 1

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	57,04	68,60	57,50	66,00	64,80	62,95	68,96
Al ₂ O ₃	19,87	16,79	20,70	16,95	16,19	20,90	16,30
Fe ₂ O ₃	4,72	1,46	2,30	1,50	3,01	1,65	2,27
FeO	4,01	2,37	3,65	2,85	1,80	2,30	1,80
MnO	0,07	0,04	0,05	0,10	0,03	0,05	0,04
MgO	4,02	2,24	2,90	1,80	2,97	1,85	2,17
CaO	0,61	1,63	1,70	1,50	2,13	0,30	1,46
Na ₂ O	2,70	2,22	3,30	2,85	2,83	1,35	1,45
K ₂ O	2,89	3,11	3,30	4,00	3,89	4,80	3,40
H ₂ O+.....	3,18	0,98	3,60	1,35	1,27	3,30	1,39
H ₂ O-.....	0,25	0,04	0,15	0,15	0,17	0,00	0,22
TiO ₂	0,96	0,64	0,80	1,00	0,64	0,50	0,56
P ₂ O ₅	0,15	0,61	0,35	0,30	0,23	0,15	0,25
	100,47	100,73	100,30	100,35	99,96	100,10	100,27

- 1) Arkose schisteuse. Busto Freijo, Lugo.
 - 2) Gneiss noduleux. Gestoso (Coruña).
 - 3) Arkose schisteuse. Pacios (SE de Ligonde, Lugo).
 - 4) Gneiss arkosique (rio Sil, limite Lugo-Orense, route de Castro Caldelas à Monferte de Lemos).
 - 5) Gneiss noduleux micacé. Mont Recadeu, Veiga do Bolo (Orense).
 - 6) Tuf rhyolitique épimétamorphique. Quintanilla de Justel (Zamora).
 - 7) Tuf rhyolitique épimétamorphique. Villanueva de Valrrojo (Zamora).
- Echantillons 1, 2, 5, 7. Analyste. V. Rodríguez (1962). Lab. Fingoy. Lugo.
Echantillons 3, 4, 6. Analystes C. Dupuy et L. Isel (1964). Service de Géologie Générale. Montpellier.

2) Composition chimique.

Sept échantillons de l'«Ollo de sapo» provenant de localités assez éloignées les unes des autres (fig. 11) ont été analysés (tabl. 1).

Quoiqu'il s'agisse de roches d'aspect très différent puisqu'il a été analysé

des arkoses schisteuses, des gneiss noduleux et des tufs rhyolitiques, l'unité de composition chimique est frappante. Cette composition se caractérise par une haute teneur en alumine et une prédominance de la potasse sur la soude. Les seules différences minimales entre toutes ces analyses sont que les roches qui sont certainement détritiques (1 et 3) sont celles qui ont le moins de silice et dont la teneur en K_2O égale celle en Na_2O , tandis que les roches certainement volcaniques (6 et 7) sont celles dont le rapport K_2O/Na_2O est le plus grand. Toutefois le nombre d'analyses dont nous disposons est encore trop faible pour que ce résultat puisse être considéré comme définitif.

TABLEAU 2

	A	B	C	D
SiO_2	64.7	76.37	56.30	63.7
Al_2O_3	14.8	10.63	17.24	18.2
Fe_2O_3	1.5	2.12	3.83	2.4
FeO	3.9	1.22	5.09	2.7
MnO	0.1	0.25	0.10	0.05
MgO	2.2	0.23	2.54	2.5
CaO	3.1	1.30	1.00	1.3
Na_2O	3.1	1.84	1.23	2.4
K_2O	1.9	4.99	3.79	3.6
H_2O	2.4		3.31	2.1
		0.83		
H_2O	0.7		0.38	0.1
TiO_2	0.5	0.41	0.77	0.7
P_2O_5	0.2	0.21	0.4	0.3
SO_3	0.4		0.28	
CO_2	1.3	0.54	0.84	
S_{Fe}			1.98	
S	0.2			
C organique			1.18	
	101.0	100.94	100.00	100.05

A) Moyenne de 23 grauwackes (F. J. Pettijohn, 1957, p. 307).

B) Moyenne de 5 arkoses (F. J. Pettijohn, 1957, p. 324).

C) Moyenne de 33 schistes précambriens (F. J. Pettijohn, 1957, p. 344).

D) Moyenne de 7 analyses de l'*«Ollo de sapo»* (tableau 1).

Dans le tableau 2 nous avons noté des compositions chimiques moyennes de grauwackes, d'arkoses et de schistes précambriens d'après F. J. Pettijohn (1957) et la moyenne des analyses de l'*«Ollo de sapo»*. On voit tout de suite en comparant les tableaux 1 et 2, que la composition de l'*«Ollo de sapo»* n'est

pas celle d'un grauwacke, mais qu'elle présente des analogies avec celle des arkoses et des schistes. Cela explique la dualité minéralogique des roches détritiques de l'*«Ollo de sapo»* qui renferment des éléments quartzo-feldspatiques et une pâte schisteuse.



Fig. 11. Localisation des roches analysées

Le fait marquant qui se dégage de toutes ces analyses est toutefois l'originalité et l'homogénéité de la composition chimique des roches de l'*«Ollo de sapo»*; il fait penser qu'un étroit rapport génétique doit exister entre tous les types de roches qui constituent cette formation.

3) Origine des éléments clastiques de l'*«Ollo de sapo»*.

Après avoir montré que l'*«Ollo de sapo»* est une formation complexe renfermant des roches détritiques et des roches volcaniques, il reste à déterminer de quelles roches proviennent les éléments clastiques des roches détritiques.

Mis à part les galets de schiste et de quartzite, dont l'origine ne pose

aucun problème, le matériel quartzo-feldspathique détritique ne peut provenir que de roches acides remaniées, volcaniques ou granito-gneissiques.

Hypothèse d'une origine volcanique des produits clastiques

Dans quelques roches détritiques de Zamora et dans la plupart de celles recueillies plus au Nord, il n'existe pas de preuves évidentes permettant d'affirmer que le matériel clastique est d'origine volcanique. En particulier on ne rencontre pratiquement jamais de quartz corrodés ou éclatés et de plagioclases automorphes. Ceci n'écarte pas définitivement la possibilité que ces minéraux soient d'origine volcanique mais ne confirme pas cette hypothèse : de plus la taille et la nature des feldspaths lui sont défavorables.

Hypothèse d'une origine granito-gneissique des produits clastiques

Il n'existe pas non plus d'arguments définitifs qui permettent de montrer que les produits clastiques proviennent exclusivement de granites ou de gneiss. Toutefois il existe tout un faisceau de faits : quartz arrondis avec apatites et zircons en inclusion (quartz granitiques), quartz en tablettes à extinction roulante et avec des tormalines en inclusion (quartz métamorphiques), nature et taille des feldspaths potassiques, morphologie et types de mâcles des plagioclases, qui font penser que ces produits clastiques pourraient plutôt provenir de la destruction d'une région granitique et métamorphique.

C) Conclusion

Il semble en définitive que l'*«Ollo de sapo»* est une formation polygénique constituée par des roches détritiques dont les éléments clastiques proviennent probablement de granites et de gneiss, et par des roches volcaniques tuffacées plus ou moins métamorphisées.

L'uniformité de la composition chimique de l'*«Ollo de sapo»* fait penser que le volcanisme pourrait être en relation avec la granisation de la région d'où sont originaires les produits clastiques.

L'état de conservation des feldspaths détritiques témoigne d'un mode de transport et d'un enfouissement rapides, explicable par la présence au sud et à l'ouest de la zone étudiée, d'un bloc nourricier en voie de soulèvement. Il peut aussi indiquer un climat froid.

II. STRATIGRAPHIE

A) Généralités

Nous venons de voir la diversité des opinions émises à propos de la nature de l'*«Ollo de sapo»*. Il en a été de même pour son âge. En 1883, J. Mac-

pherson et G. Puig y Larraz le considèrent comme cambrien dans la province de Zamora ; P. Hernández-Sampayo (1922), comme «Estrato-cristalino» (Archéen) en Galice ; F. Lotze (1929), d'abord comme silurien métamorphisé dans la province de Guadalajara, puis (1945) comme algonkien supérieur à Puebla de Sanabria (Zamora). Ces deux dernières opinions ont été respectivement reprises par E. Schröder (1930) et tout dernièrement par W. Riemer (1963). Sur la Carte Géologique d'Espagne au 1/1.000.000 (1955), on trouve du Nord au Sud cette formation successivement représentée en Cambrien, Silurien et «Estrato-cristalino». Plusieurs raisons justifient cette diversité : d'abord le fait que l'on ne voit jamais le mur de la formation porphyroïde, ensuite le manque constant de fossiles précis, à la fois à l'intérieur de celle-ci et dans l'épaisse série de flysch schisteux qui la recouvre, enfin l'incohérence des observations due à ce que, jamais auparavant, le problème n'avait été considéré dans son ensemble.

Une cartographie au 1/50.000 et l'utilisation des critères microtectoniques et sédimentologiques à l'intérieur du flysch, nous ont permis de saisir la structure de la formation porphyroïde et de la replacer par rapport aux repères stratigraphiques connus. Celle-ci apparaît en anticlinal sous une série cambro-silurienne, essentiellement schisteuse, dans laquelle les quartzites à Cruziana forment l'horizon repère le plus caractéristique.

B) Stratigraphie de la série supérieure à l'*«Ollo de sapo»* (tabl. 3)

On trouve au dessus de la porphyroïde une succession lithologique relativement constante qui comprend de bas en haut :

a) Microconglomérat monogénique (0 à 20 m.).

Il comporte des grains de quartz bleu ou incolore, translucide ou opalin. C'est en gros de la porphyroïde sans feldspaths, et dans la plupart des cas, il passe graduellement à celle-ci. Parfois il s'accompagne de quartzites blancs.

b) Schistes inférieurs (500 m. environ).

Cette série, composée surtout de schistes argileux verdâtres, noirs ou bleutés, souvent lustrés, se charge parfois de petits bancs de grès, de quartzite, de microconglomérat ou de porphyroïde remaniée, jusqu'à devenir un véritable flysch qui vers sa base nous a fourni des Cruziana en abondance.

c) Quartzites à Cruziana (100 à 300 m.).

Très constants de l'Océan jusqu'à la province de Zamora, ils forment grâce à leur résistance la plupart des hauts reliefs. Ce sont des orthoquartzites massifs de teinte claire.

d) *Schistes supérieurs (200 à 1.500 m.).*

Cette série monotone de schistes bleutés ne nous a pas fourni de fossiles. Son épaisseur semble diminuer du Nord vers le Sud dans la zone étudiée.

TABLEAU 3.

Liaison		Ampélites à Monograptus
Silurien supérieur	e	200 à 400m Schistes à lentilles de calcaire à Echinodermes. Grauwackes, Lydiennes, quartzites noirs, tufs rhylotiques, schistes à galets de quartzites.
Eridanien	d	250 à 1.500 m Schistes bleutés
Arenig	c	50 à 250 m Quartzites massifs à Cruziana
Cambrien Supérieur	b	500 m Schistes, gres, quartzites et microconglomérats 1 à 10m Quartzites à Cruziana
Haut-Cambrien	a	1 à 20m Microconglomérat et quartzite
		> 500 m Formation porphyroïde

e) *Série complexe du Silurien supérieur.*

De faciès et d'épaisseur variable, cette série comprend des tufs, des vulcanites, des grauwackes, des lydiennes, des quartzites noirs, des schistes ampélitiques avec des lentilles de calcaire à crinoïdes et des ampélites à graptolithes.

c) *Description stratigraphique (fig. 12 et pl. 1, 2, 3 et 4)*

1) *Nord de la province de Lugo et de la province de Coruña.*

La côte profondément entaillée nous montre, entre le Barquero (Coruña) et Vivero (Lugo), la coupe la plus complète de la série. La porphyroïde apparaît à la faveur d'un anticinal d'allure simple, déversé vers le Sud-Est et dont

Nord de la Province de Lugo Province de Zamora Province de Orense Sud de la Province de Leon Guadalajara
Centre de la Province de Lugo Province de Lugo Province de Vilacha Cabrera Baja la Culebra Anticinal de Montforte

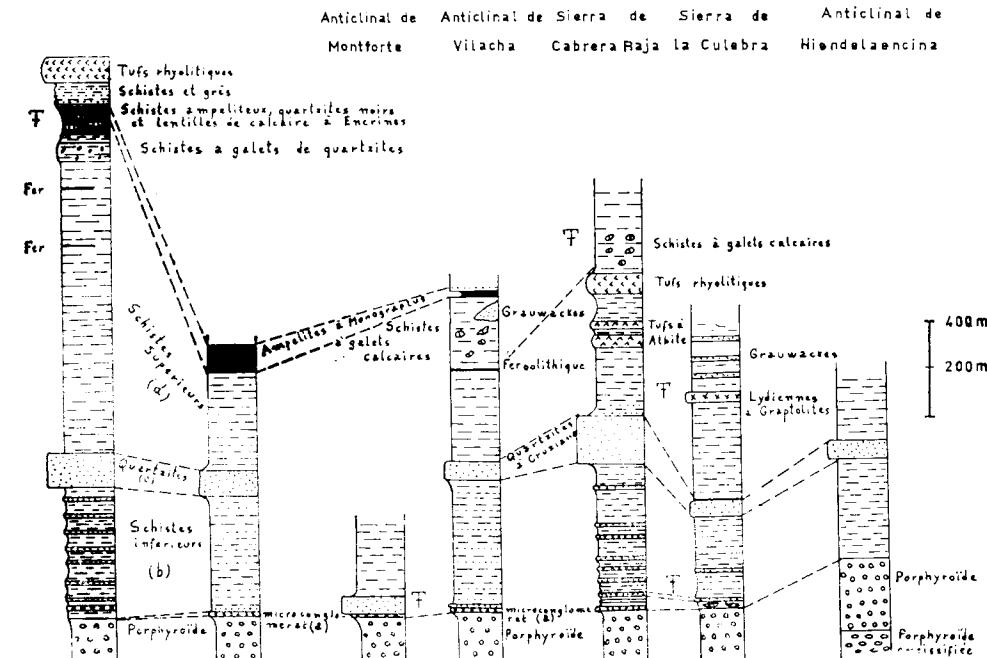


Fig. 12. -Colonnes stratigraphiques.

le centre est occupé par le granite du Barquero. Le flanc sud est très redressé et parfois renversé, nous permet d'observer de façon suivie les couches supérieures à la porphyroïde. Le contact est particulièrement bien visible sur la playa d'Area Grande. Le sommet de la porphyroïde est nettement stratifié (fig. 14) avec alternance de bancs fins et grossiers, montrant parfois du granoclasement. Le microconglomérat (a) est absent et on passe en concordance absolue à la série (b) qui comprend à sa base une intercalation de porphyroïde. (b) se présente ici comme un véritable flysch; les bancs de quartzite et de



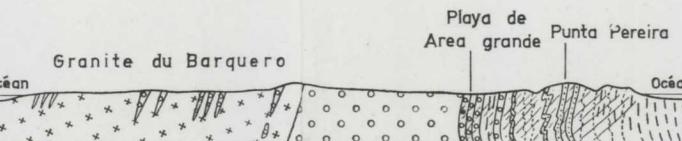
Fig. 13.—Répartition des affleurements de la série porphyroïde étudiés dans la Péninsule.
Les flèches indiquent le sens de déversement des structures hercyniennes.



NW

SE

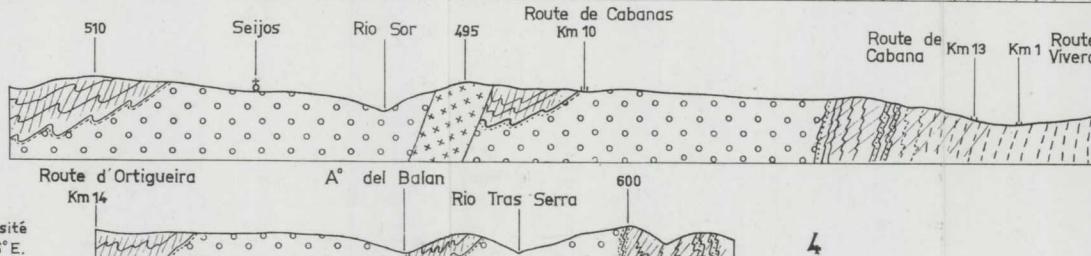
1



2



3



0 1 2 Km

Direction générale de la schistosité
N. 15° à 25° E.

Pendage de la schistosité

Granite avec pendage de la structure planaire

Route d'Ortigueira

Km 14

A° del Balan

Rio Tras Serra

600

4

Rio Tras Serra

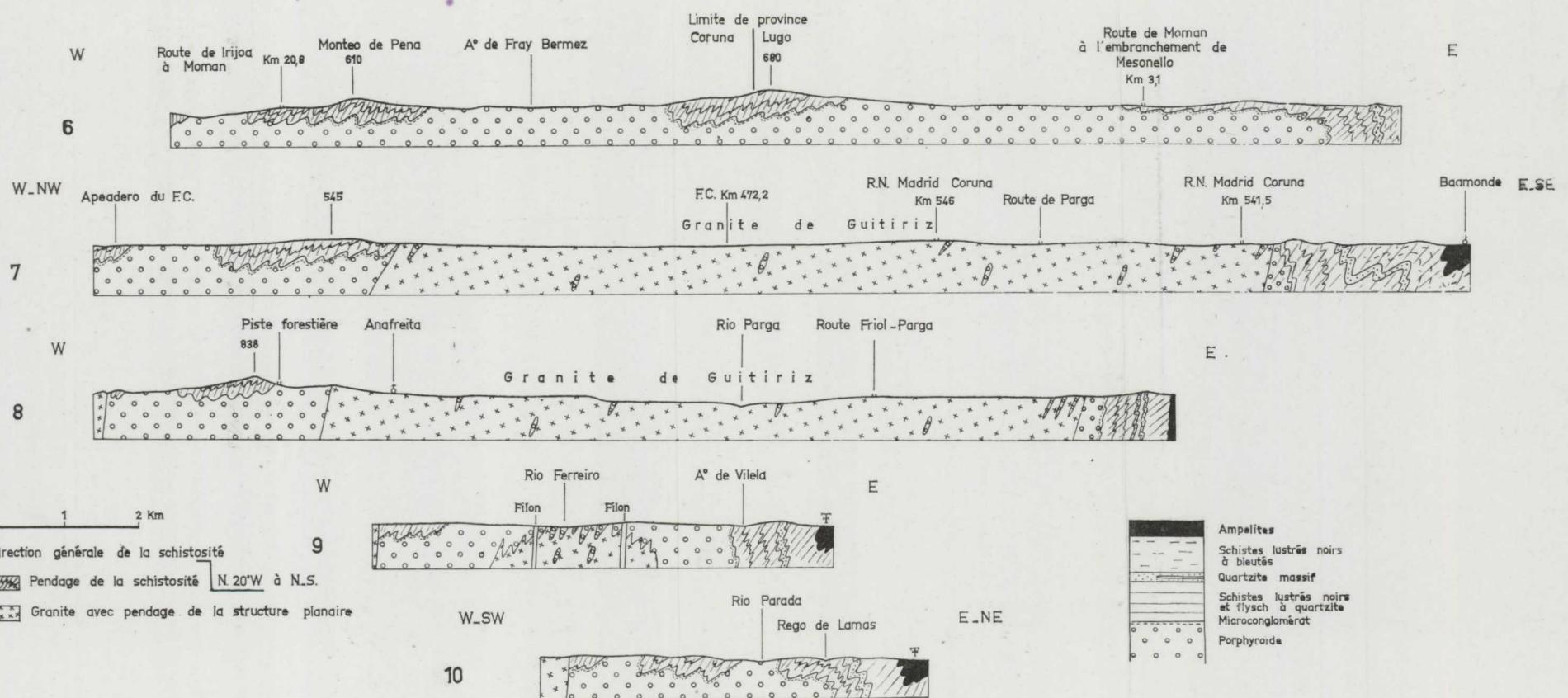
Km 19

Cumbre de Tras da Serra

Rio de Tras da Serra

5

>>>>>	Tufs rhyolitiques
- - - - -	Flysch grêseux
.....	Ampélites à lentilles calcaires quartzites noirs et grauwackes
.....	Schistes à galets de quartzite
— — — — —	Fer
— — — — —	Schistes lustrés noirs à bleutés
— — — — —	Fer
— — — — —	Quartzites massifs blancs
— — — — —	Flysch à quartzites et schistes lustrés avec intercalation de porphyroïde
— — — — —	Microconglomérat
— — — — —	Porphyroïde



grès montrent à leur base une profusion de figures sédimentologiques (en particulier des «load casts»), qui permettent à chaque instant de vérifier la polarité de la série dont les couches plongent constamment à l'envers au Nord Ouest. L'épaisseur, difficile à calculer en raison de l'intense microplissement est d'environ 500 m. On passe au dessus à des quarzites plus massifs, épais de 150 m., représentant le terme (c). Ils sont recouverts par la puissante série schisteuse (d) qui comprend quelques minces intercalations de quartzite, de grès et de minerai de fer qui a été exploité, notamment aux mines de Vivero. Ces schistes passent à la verticale puis plongent de plus en plus faiblement vers le Sud Est où ils sont arrêtés par les granites de Vivero. Bien que privés de fossiles, ils sont comparables par leur faciès, leur position et l'intercalation de minerai de fer, aux schistes de Luarca, du Llandeilo. Tout dernièrement, H. U. Nissen (1961), toujours sans preuves, a repris cette comparaison en signalant la présence possible de Gothlandien aux environs de Vivero. En continuant la coupe, plus complète sur le flanc nord ouest de l'anticlinal, nous avons rencontré au dessus de (d) une série de faciès gothlandien, jusqu'alors jamais signalée. Elle est particulièrement bien visible à la playa del Picon (Coupe 2) et elle comprend de bas en haut :

- 50 m. environ de schistes bleutés à galets de quartzite.
- 100 m. de schistes ampéietux, avec des intercalations de quartzites noirs minces, de grauwackes et des lentilles de calcaire à crinoïdes.
- 100 m. environ de flysch verdâtre qui recouvrent des tufs rhyolitiques. Cette série est traversée par des filons de trachyandésite contrôlés par la schistosité.

2) Centre de la province de Lugo.

Quand on va vers le Sud, la série supérieure aux quartzites (c) devient moins visible. On est en effet limité à l'Est par le manque d'affleurements du à la diminution du relief, à l'Ouest par la proximité des granites de Galice occidentale. Cependant, le flanc est de l'anticlinal de Guitiriz, dont le centre est occupé par un granite nous montre encore des coupes relativement complètes (coupes 7 à 10), qui permettent d'observer les variations d'épaisseur et de faciès de la série.

Le microconglomérat et le quartzite de base (a) sont bien représentés, notamment dans la coupe 10 où le microconglomérat passe à un véritable conglomérat dont les galets de quartz incolore dépassent parfois 3 cm. de grand axe. Le terme (b) garde une épaisseur relativement constante mais devient beaucoup plus schisteux (Serra da Faladora, Coba da Serpe). Les quartzites (c) n'excèdent pas 100 m. et sont souvent séparés de (b) par un horizon ferrugineux bien visible au Camp militaire de Parga. Les schistes supé-

rieurs (d), beaucoup moins épais que sur la côte, ne doivent pas excéder 500 m. Ils sont recouverts, peut-être en discordance, par des ampélites qui nous ont fourni de nombreux monograptidés.

3) Sud de la province de Lugo et province d'Ornense.

Quand on suit la série vers le Sud Est, on note peu de changement jusqu'à dans la région de Monforte de Lemos (Lugo). Là, dans la coupe 11, on peut voir au dessus de la porphyroïde et seulement séparée de celle-ci par 3 ou 4 m. de microconglomérat, une soixantaine de mètres de quartzites massifs qui par leur faciès, leur épaisseur et les Cruziana qu'ils contiennent, sembleraient représenter le terme (c). Ceci impliquerait alors une légère discordance des quartzites (c) qui ferait ainsi disparaître en cet endroit les schistes (b). Plus au Sud Est (coupe 12), dans l'anticinal de Vilachá, la série (b) reprend son épaisseur normale qui est de l'ordre de 500 m. Elle a été décrite par W. Riemer (1963) sous le nom de «Montes Schichten».

Au S du Bareo (coupe 13) on peut observer à la base de la série (b) plusieurs intercalations de microconglomérat à quartz bleu, indépendantes de la porphyroïde. Les couches sont affectées par le métamorphisme de contact du granite du Bollo.

4) Province de Zamora et S de la province de León.

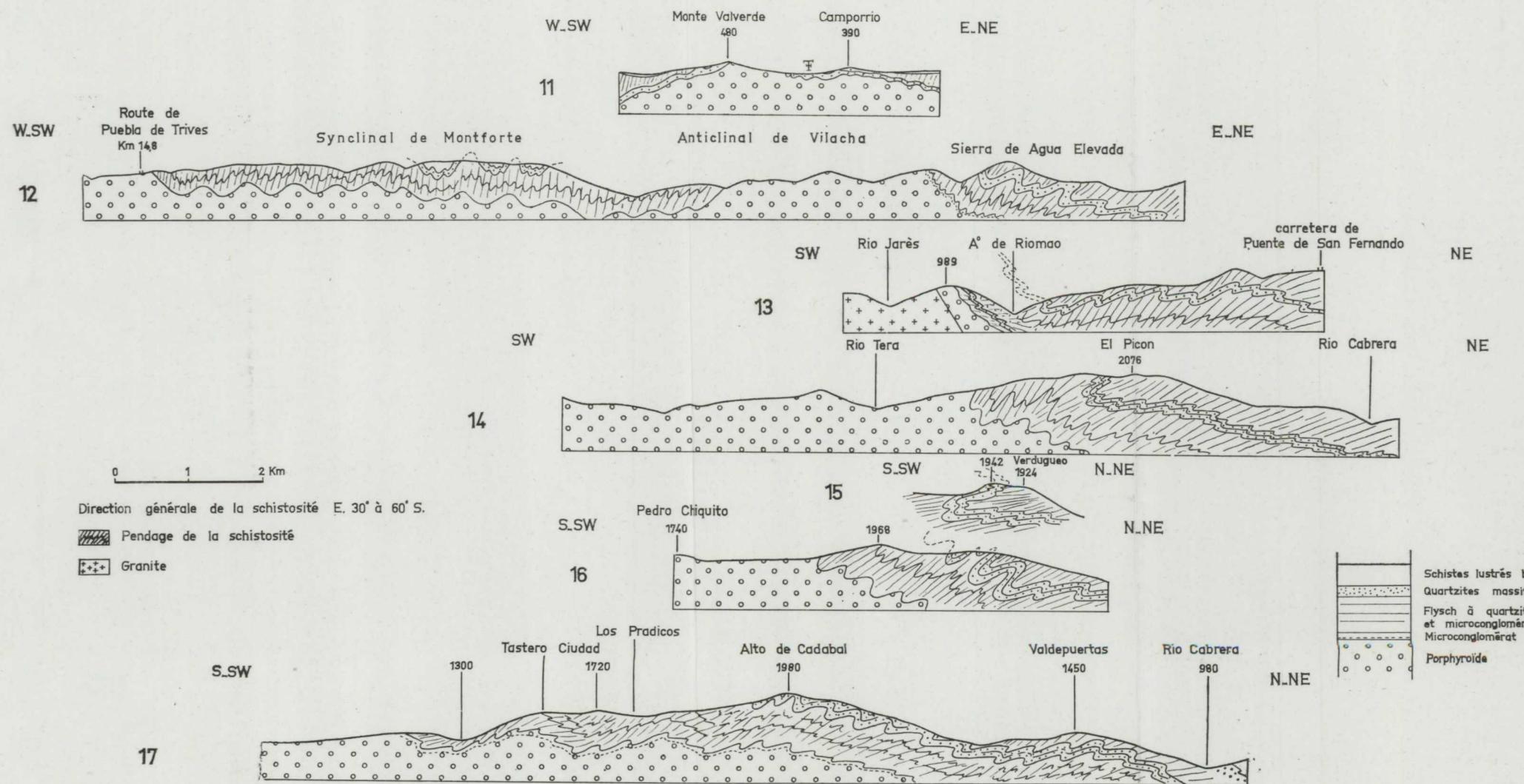
Plus au Sud Est encore, dans la zone anticinale de Sanabria (Zamora), la porphyroïde atteint sa largeur d'asflement maximum (25 Km.) environ. Les reliefs élevés de la Sierra de Cabrera Baja et de la Sierra de la Culebra permettent de bien observer la série qui la surmonte (coupes 14 à 18). Le microconglomérat est bien représenté dans la partie Nord.

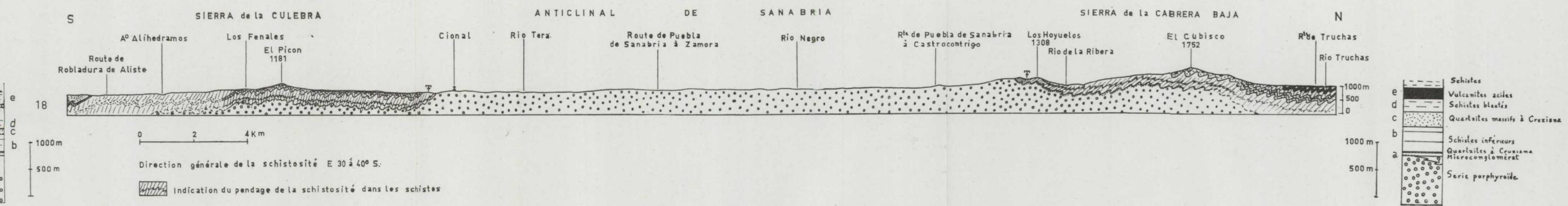
Le terme (b) comprend vers le bas des intercalations de porphyroïde remaniée et à tous les niveaux des petits bancs de microconglomérat, de grès chloriteux lenticulaires, et de quartzite. Un de ces bancs de quartzite situé à 20 m. environ au dessus de la porphyroïde, forme dans toute la Sanabria un niveau constant très riche en Cruziana de grande taille.

Les quartzites massifs (c), très replissés, forment les reliefs élevés de la Sierra de Cabrera Baja et de la Sierra de la Culebra. Leur épaisseur augmente à la fois du Sud au Nord et d'Ouest en Est. Au Cubisco (1.752 m.), ils dépassent 250 m. et contiennent dans la Cabrera Baja des Cruziana de très grande taille.

Les schistes (d) sont parfois séparés des quartzites (c) par un horizon ferrugineux qui correspond alors à une diminution de l'épaisseur de ces derniers. Ce fer a été exploité près de la frontière hispano-portugaise, sur le versant sud de la Sierra de la Culebra.

La série (e) que nous attribuerons au Silurien supérieur subit du Nord





au Sud d'importantes variations de faciès. Sur le versant Sud de la Sierra de la Culebra (coupe 18), on rencontre au dessus des schistes (d) des intercalations de grauwackes fins et de lydiennes comparables aux formations qui ont fourni au Portugal des graptolites. Nous avons pu observer dans le Nord du Portugal où se poursuit cette série, quelques rares lentilles de calcaire noirâtre.

Sur le versant nord de la Cabrera Baja, on trouve au dessus des schistes (d), un complexe volcano-sédimentaire acide (P. Matte, 1964). Ce complexe est recouvert par une puissante série de schistes à galets calcaires dont quelques uns contiennent des crinoïdes, il est rattachable au gothlandien fossilifère de la vallée du Sil (W. Riemer, 1963; P. Matte, 1963).

5) Province de Segovia et de Guadalajara.

Vers Zamora, la porphyroïde et les couches qui la recouvrent disparaissent sous le Tertiaire de la meseta. Elles réapparaissent au centre de la Péninsule, à 90 Km. environ au NE de Madrid, dans les anticlinaux de Honrubia et de Hiendelaencina où la porphyroïde a été considérée par F. Lotze (1929) et par E. Schröder (1930), comme du Silurien métamorphisé et granitisé. Toute la série en effet est affectée par un métamorphisme général croissant vers le bas, si bien que la partie inférieure de la porphyroïde a été transformée en gneiss. Néanmoins le sommet de celle-ci plus conglomératique est parfaitement reconnaissable: on note des alternances fines à «yeux» de quartz bleu et grossières avec des grandes mâcles de Carlsbad bien caractéristiques. Au dessus, la série subit peu de changement: (b) très schisteux, n'excède pas 300 à 400 m. Les quartzites (c) (60 à 80 m.), bien que légèrement métamorphiques contiennent des Cruziana et des pistes (hoja Hiendelaencina, 1/50.000, n.º 460). Le sommet de la série est constitué par du Silurien supérieur et du Devonien (F. Lotze, 1929; E. Schröder, 1930).

D) Age des séries

1) Série supérieure à la porphyroïde.

Bien que très pauvre en fossiles, cette série doit être attribuée au Cambro-Silurien. En effet, les schistes inférieurs (b), par leur faciès et les Cruziana qu'ils contiennent à leur base, sont comparables à la série des Cabos d'âge cambrien supérieur (F. Lotze, 1961). Par leur faciès, leur position, les quartzites massifs (c) à Cruziana de très grande taille, sont considérés comme Arenig (F. Lotze, 1957; N. Llopis Lladó y J. M. Fontboté, 1959; F. Lotze, 1961; W. Riemer, 1963; P. Matte, 1963, 1964). Les schistes supé-

rieurs (d) représentent le Llandeilo, tout au moins pour leur partie inférieure où a été trouvé *synhomalonotus Tristani* (W. Riemer, 1963). La série (e) comprend sans doute les différents termes de l'Ordovicien supérieur et du Gothlandien. Le manque de fossiles précis, notamment au bord de la côte (coupes 1-2) où la série semble être la plus complète, ne permet pas pour l'instant de meilleure appréciation. Par contre aux environs de Lugo, où la série est plus réduite, les schistes (d) sont recouverts par des ampérites à graptolites attribuables au Ludlow inférieur (I. Parga Pondal et J. Gómez de Llarena, 1963). De même, sur le flanc Sud de la Sierra de la Culebra, les lydiennes que l'on trouve au-dessus des schistes (d) ont fourni près de Guadramil (Portugal) des graptolites du Llandovery (C. Teixeira, 1955 a, p. 47; C. Romariz, 1962, p. 129).

2) Série porphyroïde.

Ici, l'imprécision devient beaucoup plus grande. En effet on ne voit jamais la limite inférieure de cette puissante formation azoïque. On peut dire tout au plus, d'après les données précédentes, qu'elle est antésilurienne de façon certaine et probablement antérieure au Cambrien supérieur. Il ne semble pas que le Cambrien inférieur dont le faciès à calcaires est bien connu et relativement constant dans toute la Péninsule, soit représenté ici. La porphyroïde est donc l'équivalent soit du Cambrien inférieur où moyen si la série est continue, soit de l'Infracambrien s'il y a lacune. Les faits ne permettent pas de trancher: en particulier, nous n'avons jamais pu observer de discordance angulaire entre le flysch (b) et la porphyroïde. Au contraire, le passage se fait de façon graduelle par des alternances plus ou moins serrées de porphyroïde remaniée et de schiste.

Cependant, la présence fréquente d'un microconglomérat ou plus précisément d'une zone sans feldspaths, de 15 à 20 m. au sommet de la porphyroïde pourrait faire penser à une lacune. Nous devons ainsi, pour préciser l'âge de cette formation, la comparer à des séries analogues.

E) Comparaison aux séries analogues

La nature et la position très particulières de l'«Ollo de sapo» dans la vibration asturo-galicienne et le métamorphisme plus ou moins intense qu'il a pu subir rendent malaisée cette comparaison. Cependant on connaît, dans la Péninsule et ailleurs, des séries qui par leur position stratigraphique et leurs caractères pétrologiques pourraient correspondre à l'«Ollo de sapo».

1) Péninsule Ibérique.

F. Lotze (1945), a comparé l'«Ollo de sapo» de Puebla de Sanabria (Zamora) aux formations porphyroïdes de Azuaga (Sevilla) et de Huelva qui

apparaissent à la base du Cambrien et leur a attribué un âge algonkien supérieur. Nous avons nous-même retrouvé au SW de Aceuchal (Badajoz), des formations porphyroïdes très semblables à l'«Ollo de sapo» et un affleurement identique vient de nous être signalé par J. P. Bard (*) (communication orale) à Bodonal de la Sierra (Badajoz). Bien que la proportion des roches volcaniques semble plus importante dans le Sud de l'Espagne et malgré quelques intercalations de vulcanites basiques à Huelva, ces formations présentent des caractères communs: arkoses, conglomérats arkosiques, roches rhyolitiques, intercalations schisteuses, qui permettent raisonnablement de les correler.

Dans le Nord Ouest de la Péninsule, les séries antésiluriennes les plus proches de la région que nous avons étudiée ne montrent aucune formation analogue à l'«Ollo de sapo». Au Sud Ouest (Portugal), sous la discordance des quartzites à *Crusiana*, apparaît le «complexo xisto-grauwaquico» (C. Teixeira, 1935 b; A. Ribeiro, C. Cramez, L. C. Da Silva et J. Macedo, 1962) constitué par une épaisse et monotone série de type flysch avec quelques rares intercalations calcaires. Ce complexe considéré en général comme algonkien (Nery Delgado, 1905), ou Infracambrien (C. Teixeira, 1955 b), ne nous a montré aucun faciès comparable à l'«Ollo de sapo». Par contre il présente, comme l'ont déjà fait remarquer L. J. G. Schermerhorn (1935) et F. Lotze (1945), un habitus cambrien, au moins dans sa partie supérieure.

Au Nord Est, dans la vallée du Sil, les phyllades réputées algonkiennes situées au Sud de Villablino (León) passent en concordance à une puissante série cambrienne avec de l'Acadien fossilifère à Cuevas del Sil (F. Lotze, 1961) sans que l'on puisse jamais rencontrer de formations semblables à l'«Ollo de sapo». Il en est de même plus à l'Est, à la Magdalena (León) et dans la vallée du Narcea où la série cambrienne est cette fois discordante sur les phyllades algonkiennes, soit par l'intermédiaire d'un conglomérat quartzeux (L. U. Sitter, 1961), soit par celui d'un conglomérat à gros blocs considéré par F. Lotze (1956) comme une tillite.

Ce n'est que dans les Asturies, en particulier à Cudillero, que l'on peut trouver sous le Georgien des vulcanites acides analogues à celles que l'on trouve dans l'«Ollo de sapo» et que F. Lotze (1961) a déjà comparées aux porphyroïdes de la Sierra Morena.

2) En dehors de la Péninsule Ibérique.

En France en particulier, on connaît des séries qui par leurs caractères pétrologiques et stratigraphiques sont analogues à l'«Ollo de sapo». Malheu-

(*) Service de Géologie Générale, Montpellier.

reusement, sauf dans le Briovérien Breton, les séries sont métamorphiques et se présentent comme les gneiss de La Bodera (Guadalajara).

Parmi les séries peu métamorphiques citons :

a) La porphyroïde briovérienne d'origine détritique qui vient d'être décrite à Belle-Ile (Morbihan) par J. Cogné (1960).

b) Les formations arkosiques et rhyolitiques situées sous le Cambrien daé de la Montagne Noire (B. Gèze, 1957) qui viennent d'être décrites tout dernièrement par J. P. Caron et P. Collomb (1959) comme des porphyroïdes.

Parmi les séries métamorphiques :

a) Les gneiss de La Preste (Pyrénées Orientales) situés à la base de la série de Canaveilles et considérés comme «Cambro-infracambriens» (P. Ca-vet, 1957; G. Guitard, 1958), comprennent des formations «à aspect d'arkoses écrasées» dont les «yeux feldspathiques» et les «quartz bleus opalins», ne sont pas sans rappeler l'«Ollo de sapo».

b) Dans le plateau d'Aigurande (Indre), les gneiss à deux micas, à amygdales feldspathiques et à nodules de quartz bleuté opalin (M. Chenevay, 1963) et dans les Cévennes, les gneis conglomératiques (S. M. Shuaib, 1952; P. Lapadu Hargues, 1952; P. Brouder, 1963) qui représenteraient le niveau de base du Cambrien, montrent tant par leur position stratigraphique que par leur pétrographie des analogies troublantes avec l'«Ollo de sapo».

Enfin, rappelons que dans le Monde entier, au cours de l'Infracambrien, se sont mis en place sous climat froid des formations détritiques arkosiques provenant de la destruction des continents antérieurs et liées à un volcanisme acide, le plus souvent rhyolitique.

F) Conclusion

Les séries porphyroïdes que nous venons d'énumérer, connues dans la Péninsule et ailleurs, apparaissent très souvent concordantes avec du Cambrien inférieur susjacent. Les auteurs les ont en général placées dans l'Infracambrien élevé. En raison des profondes similitudes de faciès qui existent entre ces formations et l'«Ollo de sapo», il est raisonnable, en dépit de toute preuve paléontologique, de leur attribuer un âge identique. D'autre part, la série des schistes inférieurs (b), d'épaisseur très constante (500 m.), comprise entre la porphyroïde et les quartzites de l'Arénig, paraît l'équivalent de la série des Cabos qui va de la partie supérieure du Cambrien moyen à l'Arénig. Le Cambrien inférieur manquerait donc dans cette zone qui par ailleurs constitue une isopaque pour le Cambrien supérieur. La disparition d'une

grande partie du Cambrien vers le Sud et vers l'Ouest peut être attribuée à la présence d'un bloc ancien qui par ailleurs a pu fonctionner comme source des produits détritiques de l'«Ollo de sapo».

III. TECTONIQUE

A) Généralités

Au point de vue structural, la porphyroïde concordante avec les couches qui la recouvrent se présente comme une bande anticlinale étroite (25 Km. de large au maximum) par rapport à sa longueur (300 Km. en Galice), parfois multiple, curieusement arquée avec convexité sud ouest et moulée sur la virgation asturo-galicienne.

De l'Océan jusqu'à Zamora on ne note pas de discontinuité importante : les rares interruptions sont dues soit à des bassins Tertiaires (Puentes de Garcia Rodriguez, Monforte de Lemos) soit à des terminaisons périclinales, soit à des granites.

Le centre des anticlinaux de porphyroïde est parfois occupé par des granites, en particulier le granite du Barquero (Coruña) et le granite de Guitiriz (Lugo). Ces granites présentent des enclaves de porphyroïde et une structure planaire parallèle au plan axial des structures et à la schistosité la plus marquante. On note qu'aux environs de Guitiriz où la virgation montre son rayon le plus court et où les couches passent de la direction N-NE à celle S-SE les anticlinaux présentent un maximum de largeur. On observe partout de nombreux replis et une forte schistosité parallèle à la direction générale des mégastructures.

B) Allure du plissement

A l'intérieur de la porphyroïde le manque de stratifications nettes ne permet déceler les plis qu'en de rares endroits (Sanabria). Il en est de même pour les schistes où le seul plan visible est celui de la schistosité. Par contre les plis sont nets à l'intérieur des roches compétentes, en particulier les quartzites (c). Le plissement est intense à toutes les échelles (millimétrique à hectométrique). Le style est généralement souple, monoclinique (G. Wilson, 1961) avec des flans courts verticaux où légèrement renversés (coupes 1 et 2). Les déversements convergent vers le centre du bassin Asturien et les directions de plongement des plans axiaux divergent de WNW à SSW (fig. 13).

Ce déversement, bien que très constant est d'intensité variable; en de rares endroits (Sierra de la Culebra) il est négligeable et on a alors des plis de style orthorhombique à plan axial subvertical; parfois au contraire il est très énergique et ce sont de véritables plis couchés dont le flanc inverse peut atteindre 500 m. (Sierra de la Cabrera Baja, coupes 15 et 16). Les plongements axiaux sont très faibles à nuls; les directions, toujours confondues avec celles de mégastuctures, passent graduellement de N 20° E à N-S puis W 40° N.

Dans la zone étudiée, mis à part quelques plis à axe subvertical qui pourraient correspondre à des serrages postérieurs aux phases majeures, nous n'avons pas observé de direction aberrante. Par contre dans des zones plus externes où la tectonique tangentielle est plus intense (Guntin, Sierra de Caurel), on peut voir parfois concurremment les deux directions de plis, N-S et E-W avec des déversements respectifs vers l'Est et vers le Nord (P. Matte, 1963).

C) Allure de la schistosité

On observe généralement dans le secteur étudié une schistosité bien marquée que nous désignerons par S1. Son intersection avec la stratification donne une linéation L1 subhorizontale, fine et bien visible dans les schistes et les quartzites, marquée dans la porphyroïde par l'allongement des feldspaths. Sa direction est confondue avec celle des structures majeures et mineures qui toutes admettent S1 comme plan axial. Cette schistosité est donc concomitante du plissement majeur.

Dans certaines régions, notamment au sud du Barco de Valdeorras (Orense) et dans la Sanabria (Zamora) (coupes 13 à 18), on peut observer une seconde schistosité S2 de direction très voisine de la précédente (L1 le plus souvent confondu avec L2), mais dont le pendage est toujours voisin de la verticale. Plusieurs faits montrent que S2 est postérieure à S1:

- Les plis de la première génération sont basculés et leur plan axial souligné par S1 dessine des plis de grand rayon de courbure (cette disposition est particulièrement nette dans les coupes 13 et 17).

- A l'échelle de l'affleurement et de la lame mince on peut voir parfois une deuxième génération de plis qui replissent S1 et admettent S2 comme plan axial.

Il existe donc une deuxième phase de même direction que la première, qui a déformé les structures précédentes.



Fig. 14.—Banc grossier montrant l'aspect le plus caractéristique de l'Ollo de Sapo avec grands feldspaths et quartz bleus. Plage de Area Grande, Vivero (Lugo). Le stylo mesure 12,5 centimètres.

Phot. R. Capdevila

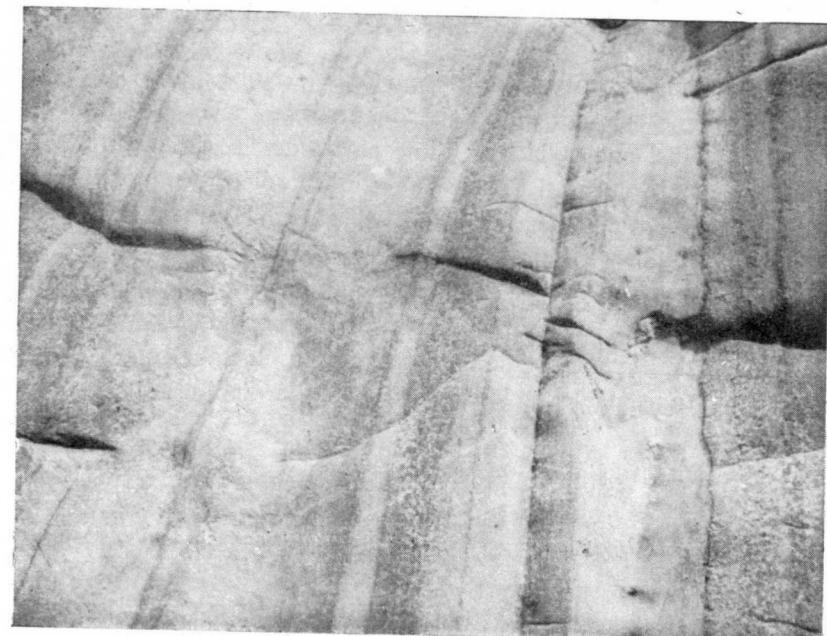


Fig. 15.—Stratifications et granoclassemens dans la partie supérieure de l'Ollo de Sapo. Plage de Area Grande, Vivero (Lugo) même échelle que la fig. 14.

Phot. R. Capdevila

D) Conclusion

Par l'usage simultané des critères microtectoniques (schistosité, microplis) et sédimentologiques (figures de charge, stratifications entrecroisées, etc.) nous avons pu mettre en évidence au moins deux phases de plissement majeur : la première a provoqué des déversements convergents vers le centre du bassin asturien (fig. 13). Ces déversements s'accentuent dans les zones plus externes (Sierra de Caurel) où le flanc inverse des plis peut atteindre 10 Km. (P. Matte, 1963). La seconde est une phase de serrage particulièrement bien visible dans le sud de la région étudiée.

L'absence de dépôts discordants sur ces structures plissées rend délicate la datation de ces phases. Cependant un âge hercynien est acquis. En effet, près de Bembibre (León), le Stéphanien légèrement ondulé est discordant sur le Silurien plissé (Hoja 1/50.000, n° 159). Par ailleurs on peut penser que le déversement des structures est dû à la phase Sudète qui a provoqué, dans les Léonides toutes proches, des mouvements de même direction quoique plus intenses (L. U. de Sitter, 1962).

IV. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'«Ollo de sapo» constitue une unité depuis le Nord de la Galice jusqu'au centre de l'Espagne. Le fait qu'il soit constitué de roches détritiques et volcaniques acides ainsi que la lacune d'une partie du Cambrien dont les séries se complètent au Nord et à l'Est de la région étudiée, évoquent la présence au Sud et à l'Ouest d'un bloc ancien en voie de soulèvement. Sa localisation en bordure du Sillon Cantabro-Ibérique et, semble-t'il, du Sillon Andalou restitue l'allure actuelle des géosynclinaux vers le centre desquels s'est effectué le déversement des structures. Cette étude apporte des arguments nouveaux en faveur de l'hypothèse de l'existence d'un bloc ancien galaico-castillan et contribuera à une meilleure interprétation de la Géologie de la Péninsule.

BIBLIOGRAPHIE

- BROUDER, P. (1963): *Description d'une succession lithologique avec niveaux repères dans les schistes cristallins des Cévennes près de Villefort (Lozère)*. À paraître. «Bull. Soc. Géol. Fr.», 1963.
- CARRON, J. P., et COLLOMB, P. (1959): *Quelques aspects du volcanisme cambrien inférieur dans l'Est de la montagne Noire*. «C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.», pág. 196-197.
- CAVET, P. (1957): *Sur la stratigraphie du Paléozoïque inférieur dans les Pyrénées Orientales françaises et dans la région voisine*. In: «Les relations entre Précambrien et Cambrien». Colloques Internationaux du C. N. R. S., t. LXXVI, p. 77-84. Paris, 1957.

- CECIONI, G. (1958): *Preuves en faveur d'une glaciation néo-jurassique en Patagonie*. «Bull. Soc. Géol. Fr.», 6.º série, t. 8, n.º 5, págs. 413-436.
- COGNE, J. (1960): *Sur l'origine sédimentaire des porphyroïdes de Belle-Ile (Morbihan)*. «C. R. Acad. Sc.», págs. 3.350-3.352.
- COLLOMB, P. (1957): *Formations acides d'origine éruptive dans la série cristallophyllienne du Rouergue*. «C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.», págs. 58-61.
- CORTÁZAR, D. (1874): *Datos geológicos de la provincia de Zamora*. «Bol. Com. Map. Geol.», t. I, págs. 291-297. Madrid, 1874.
- CHENEVOY, M. (1963): *Observations préliminaires sur les gneiss amygdalaires et les gneiss conglomératiques des terrains cristallophylliens du Massif Central*. «C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.», págs. 346-348.
- DAPPLES, E. C.; W. C. KRUMBEIN, et L. L. SLOSS (1953): *Petrographic and lithologic attributes of sandstones*. «J. Geol.», vol. 61, n.º 4, págs. 291-317.
- DE TEX, E. (1961): *Some preliminary results of petrological work in Galicia (NW Spain)*. «Leid. Geol. Meded.», d. 26, págs. 75-91.
- GEZE, B. (1957): *La base du Cambrien dans la montagne Noire*. In: «Les relations entre Précambrien et Cambrien». «Colloques Internationaux du C. N. R. S.», t. LXXVI, págs. 69-76. Paris, 1958.
- GLOSSARY OF GEOLOGY (1960): *The American Geological Institute*, 2.º ed., pág. 228. Washington.
- GUITARD, G. (1958): *Gneiss acides d'origine rhyolitique dans le Massif du Canigou (P. O.)*. «C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.», págs. 23-27.
- KRYNNYE, P. D. (1948): *The megascopic study and field classification of sedimentary rocks*. «J. Geol.», vol. 56, n.º 2, págs. 130-165.
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. (1922): *Hierros Galicia*, t. 1. «Mem. Inst. Geol. Esp. Madrid, 1922.
- LAPADU-HARGUES, P. (1952): *Sur la présence d'un quartzite métamorphique dans la série cristallophyllienne de la Cézarengue, au N du département du Gard (Massif Central français)*. «C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.» (6), t. 2, págs. 209-211.
- LAPPARENT, J. DE (1909): *Etude comparitive de quelques porphyroïdes françaises*. «Bull. Soc. Fr. Minér. Crist.» (32), págs. 174-304.
- LOTZE, F. (1929): *Estratigrafía y tectónica de las cadenas paleozoicas celtibéricas*. «Publ. Estr. Géol. Esp.», t. VIII, Madrid, 1955. Traduit de «Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)». «Abh. d. Ges. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. N. F.», t. XIV, n.º 2 (Beit. z. Geol. d. West. Medit. Gebiet.», n.º 3). Berlin, 1929.
- LOTZE, F. (1945): *Algunos problemas de la meseta ibérica*. «Publ. Extr. S. Geol. Esp.», t. V, Madrid, 1950. Traduit de «Einige probleme der Iberischen Meseta». «Geotektonische Forsch.» (6), págs. 1-12. Berlin, 1945.
- LOTZE, F. (1956): *El Precámbrico de España*. Not. y Com. Inst. GEOL. MIN. ESP., n.º 60, páginas 227-240. Madrid, 1960. Traduit de «Das Präkambrium Spaniens». «N. Jb. Geol. Paläont.», Mh., 1956 (8), págs. 373-380.
- LOTZE, F. (1957): *Zum alter nordwestspanischer Quartzit-Sandstein-Folgen*. «N. Jb. Geol. Paläont.» Mh., 1957, II, 10, págs. 464-471. Stuttgart, 1957.
- LOTZE, F. (1961): *Das Kambrium Spaniens*. Teil I: «Stratigraphie». «Abh. d. Math. Natur. Klasse», Jah., 1961, NR. 6, págs. 285-438.
- LLOPIS-LLADÓ, N., y FONTBOTÉ, J. M. (1959): *Estudio geológico de la Cabrera Alta (León)*. «Monografías Geológicas», t. XIII. Oviedo, 1959.
- MACPHERSON, J. (1883): *Estudio micrográfico de algunas rocas de la provincia de Zamora: grauwackas cambrianas*. In: PUIG Y LARRAZ, G., «Descripción física y geológica de la provincia de Zamora». «Mem. Com. Mapa. Geol. Esp.», ap. II, págs. 466-475. Madrid, 1883.

- MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA a escala 1:50.000: Hoja n.º 159, Bembibre. Hoja n.º 375, Fuentelcésped. Hoja n.º 403, Maderuelo. Hoja n.º 460, Hiendelaencina.
- MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA a escala 1:1.000.000. Madrid, 1955.
- MATTE, P. (1963): *Sur la structure du Paléozoïque de la Sierra de Cauel (NW de l'Espagne)*. «C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.», págs. 243-245.
- MATTE, P. (1964): *Sur le volcanisme silurien du synclinorium de Truchas (NW de l'Espagne)*. Séance du 20 Janvier 1964. «C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.».
- NERV-DELGADO, J. F. (1965): *Contribuções para o estudo dos terrenos paleozoicos*. «Com. Serv. Geol. Portug.», t. 3, págs. 55-64.
- NISSEN, H. U. (1961): *Deformation und kristallisation in Nordwest-spanischen Küstengebirge bei Vivero*. «Dissert. d. Math. Natur., Fak. d. Westf. Wilh. Univ.», 2. Münster, ref. n.º 21, páginas 22-44.
- PARGA-PONDAL, I. (1960): *Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia*. Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp., n.º 59, págs. 333-358.
- PARGA-PONDAL, I. (1962): *Mapa petrográfico estructural de Galicia a escala 1/400.000*. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid, 1962.
- PARGA-PONDAL, I., y GÓMEZ DE LLARENA, J. (1963): *Yacimientos fosilíferos en las pizarras metamórficas de Guntín (Lugo, Galicia)*. «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Secc. Geol.», t. 61, número 1, págs. 83-88.
- PETTIJOHN, F. J. (1949): *Sedimentary rocks*, 1.ª ed, 1957; 2.ª ed. Harper and Brothers. New York.
- PETTIJOHN, F. J. (1954): *Classification of sandstones*. «J. Geol.» (62), n.º 4, págs. 341-359.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1883): *Descripción física y geológica de la provincia de Zamora*. «Mem. Com. Map. Geol.», 488 págs. Madrid, 1883.
- RIBEIRO, A.: CRAMEZ, C.; DA SILVA, L. C., et MACEDO, J.: *Nota sobre a geologia da serra do Marão*. «Bol. Soc. Geol. Portug.», t. 14, n.º 2-3, págs. 151-170.
- RIEMER, W. (1964): *Entwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo (Spanien)*. «N. Jb. Geol. Palaont. Abh.», 117, págs. 273-285.
- RINNE, F. (1949): *La science des roches*, pág. 320. Lamarre, París.
- KUTTMANN, A. (1952): *Nomenclature of volcanic rocks*. «Publ. Volc.», 12, 75.
- KOMARÍK, C. (1962): *Graptolitos do Silúrico português*. «Rev. d. Fac. Cien.», Lisboa, 2.ª s., C., volumen X, fasc. 2, págs. 115-312.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1955): *Explicación de la Hoja n.º 403 (Maderuelo)*. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid, 1955.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., y LOBATO DÍEZ, M. P. (1955): *Datos sobre la petrografía de los alrededores del lago de Sanabria, en la provincia de Zamora*. «Estud. Geol.», núms. 27-28, páginas 371-382.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1955): *The age of the Beira schists (Portugal)*. «Soc. Geol. Portugal», volumen XII, págs. 77-100.
- SCHROEDER, E. (1930): *La zona límitrofe del Guadarrama y las cadenas Hespéricas*. «Publ. Extr. s. Geol. Esp.», t. IV, 1948. Traduit de «Das Grenzgebiete von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentralspanien)». «Abh. d. Ges. Wiss. Göttingen Math.-Phys.», Kl. N. F. Bl. XVI.
- SITTER, L. U. DE (1961): *Le Précambrien dans la chaîne Cantabrique*. «C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.», pág. 253.
- SITTER, L. U. DE (1962): *The hercynian orogenes in northern Spain. Some aspects of the Variscan Fold Belt*. «Manchester University Press», págs. 1-18.
- SHUAIR, S. M. (1952): *Effects of mechanical forces on the texture, structure and composition of conglomerates-gneiss of the Massif Central in France (Cévennes)*. «C. R. XIX^e Séss. Congr. Géol. Intern. Alger, sect. XIII», fasc. 15, pág. 511.

- TEIXEIRA, C. (1955) (a): *Notas sobre geología de Portugal. O sistema Silúrico*, 105 págs. Lisboa, 1955.
- TEIXEIRA, C. (1955) (b): *Notas sobre geología de Portugal. O complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano*, 50 págs. Lisboa, 1955.
- WILSON, G. (1961): *The Tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field*. «Ann. Soc. Géol. Belgique», t. LXXXIV, págs. 423-548.

Recibido: 18 marzo 1964.

J. DOETSCH, T. FEBREL, F. LUNAN y A. ARGÜELLES

LA NACRITA DE CERAIN (GUIPÚZCOA)

S U M M A R Y

Ein Nakritvorkommen ist von uns entdeckt worden in Cerain (Guipúzcoa). Optische, roentgenographische und mineralogenetische Merkmale werden gegeben. Es ist das erste Vorkommen von Nakrit, das in genetischen Verhältnisse mit Karbonaten und in Sedimentgesteine hier bekannt ist.

An occurrence of nacrite has been found by us in Cerain (Guipúzcoa). Optical, X-Ray and mineralogenetical data are given. It is the first occurrence of nacrite known in Spain which has paragenetical relation with carbonates and is also found in sedimentary rocks.

ANTECEDENTES

Pocas serán las localidades en España donde se encuentre la nacrita $\text{Al}_4(\text{OH})_8 \cdot \text{Si}_4\text{O}_{10}$. De hecho, hemos analizado más de siete muestras procedentes de diferentes lugares de España, de las que figuran en colecciones públicas o privadas, siendo los resultados hasta el presente completamente negativos.

C U A D R O 0

Relación de muestras estudiadas

Muestra	Procedencias	Resultados
1. ^a	Plasencia (Cáceres)	Sericita, caolín,
2. ^a	Mina Carmencita (Cáceres)	Sericita, hidromuscovita, caolín,
3. ^a	Cáceres	" " "
4. ^a	Arroyo de Valdeflores (Cáceres)	" " "
5. ^a	Montánchez (Cáceres)	" " "
6. ^a	Orense	" " "
7. ^a	Barcelona	" " "
8. ^a	Banato (Hungria)	" " "
9. ^a	Delfinado (Francia)	" " "

Uno de nosotros tuvo hace algún tiempo ocasión de estudiar la región minera ferrífera de Cerain-Mutiloa, próxima a Legazpia, y se encontró con un mineral blanco, que se presenta en escamas de diversos tamaños y a ve-

ces aparentemente fibroso (fot. 1). Allí era llamado «talco». Investigado este mineral con el microscopio petrográfico, resultó ser *nacrita*.

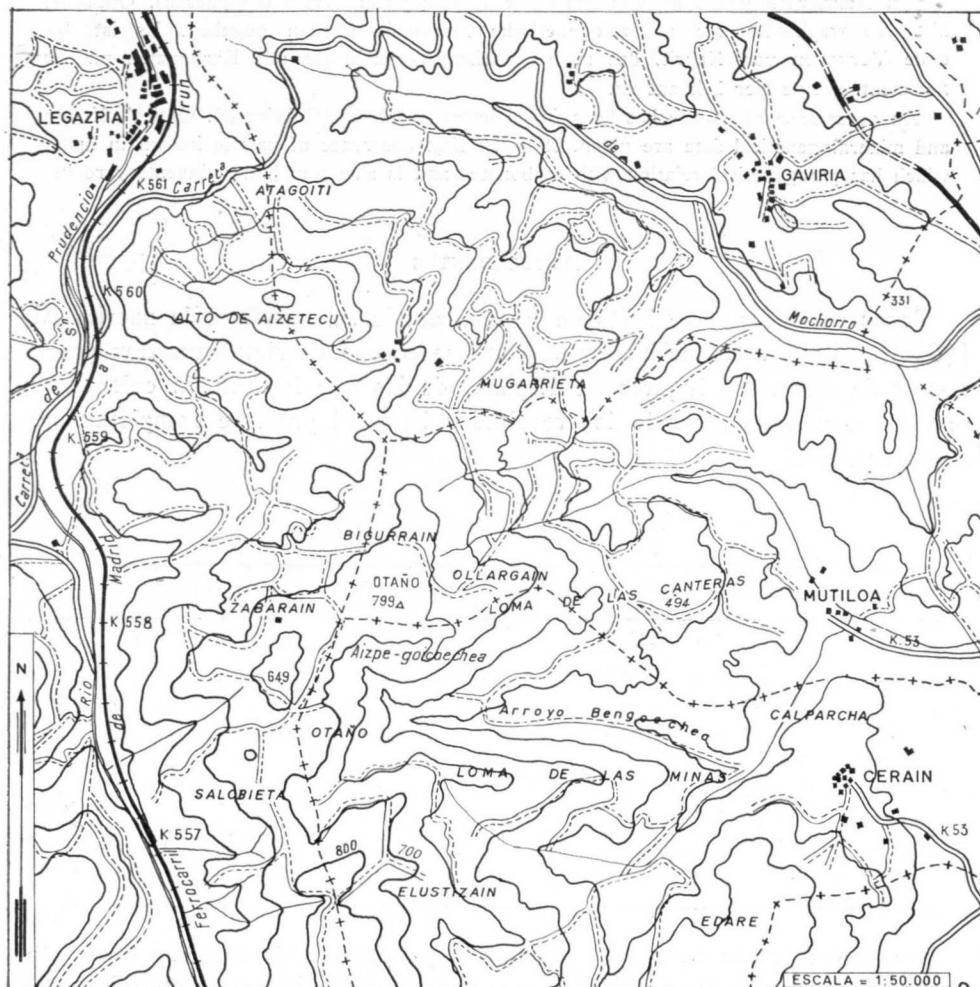
El estudio de la nacrita de Cerain lo dividiremos en diferentes capítulos.

ESTUDIO DE LA NACRITA

I. SITUACIÓN DEL CRIADERO

Se encuentra este criadero en el paraje denominado Loma de las Minas, al Oeste del pueblo de Cerain, en la provincia de Guipúzcoa [plano general de situación (pl. 1)].

Dista unos 46 km. por carretera de San Sebastián y algo más de Bilbao.

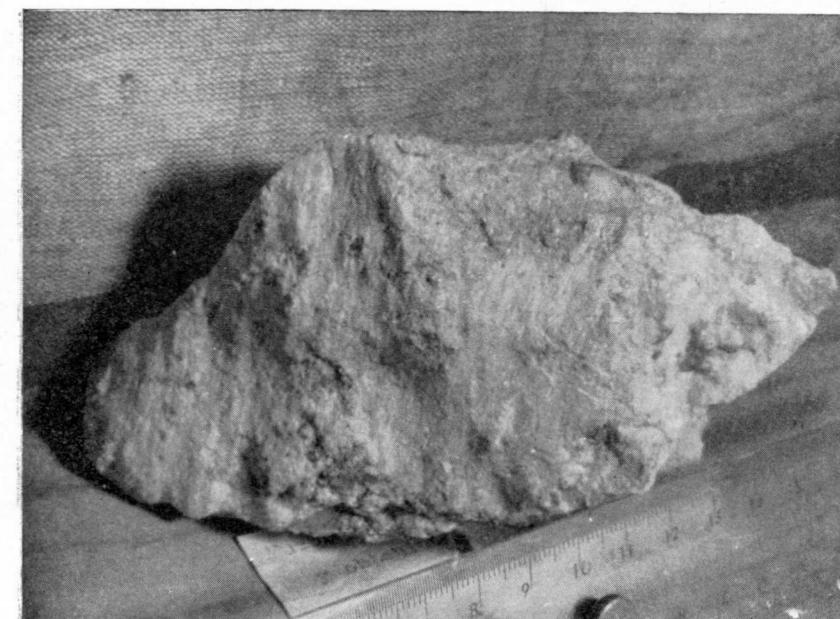


Plano 1.

II. GENERALIDADES GEOGRÁFICAS Y GEOLÓGICAS

Se encuentra el criadero de nacrita dentro de la Cordillera Cantábrica, en su parte oriental.

Más concretamente, y desde un punto de vista geológico, la región donde se ubica la nacrita se denomina «montura o depresión vasca», que comprende



Fot. 1.—Nacrita fibrosa de color blanco de nieve.

de la zona de multitud de pliegues desde que termina la Cordillera Pirenaica hasta el macizo de los célebres Picos de Europa. De hecho, la «montura vasca» coincide con la denominación geográfica de Montes Vasco-Cantábricos.

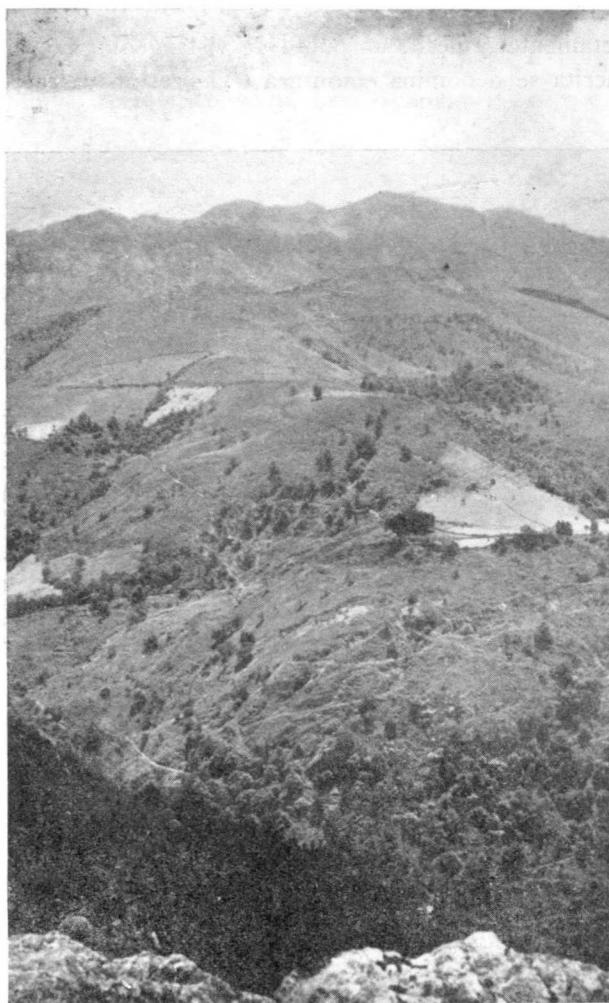
Ofrece la «montura vasca» unas características especiales, reflejo de una serie de hechos naturales complejos imposible de ser resumidos en el presente trabajo. Tan sólo anotamos aquí el que estos montes presentan cotas relativamente bajas. La mayor corresponde al monte Aitzgorri, que con sus 1.544 metros de altura, es denominado el «techo de Guipúzcoa». A este monte le sigue en altitud el monte Gorbea, que alcanza los 1.455 m. y es el pico más alto de Vizcaya.

El monte Aitzgorri (fot. 2) se encuentra cerca del criadero de nacrita, pues dista de él en línea recta unos 6 kms. en dirección Suroeste.

La foto 2, en la que se pueden admirar los picos del macizo de Aitzgorri, está tomada desde el vértice geodésico Otaño (799 m.), en que culmina la

Loma de las Canteras, paralela a la que presenta las mineralizaciones en cuestión.

Las aguas de lluvia caídas en la vertiente septentrional-oriental del monte



Fot. 2.—Picos del monte Aitzgorri.

Aitzgorri dan lugar a dos ríos: al Oria y al Urola. Los criaderos de nacrita de Cerain pertenecen a la cuenca hidrográfica del primero de estos ríos, aunque cuando la divisoria se encuentra muy próxima. El arroyo Bengoechea (pl. 1) (fot. 3), discurre por el valle de separación de dos lomas: Loma de las Minas y Loma de las Canteras. Las mineralizaciones de hierro y de nacrita se encuentran en la loma primera, y existen en ella instalaciones siderúrgicas antiguas.

Todas las muestras de nacrita que hemos tomado proceden de las labores mineras realizadas dentro del ámbito de esta Loma de las Minas, y por regla general pertenecen a las labores más modernas llevadas a cabo recientemente.

El arroyo Bengoechea se reúne con el de Lasurtegui, y juntos vierten sus aguas en el río Mutilos, afluente directo del río Oria.



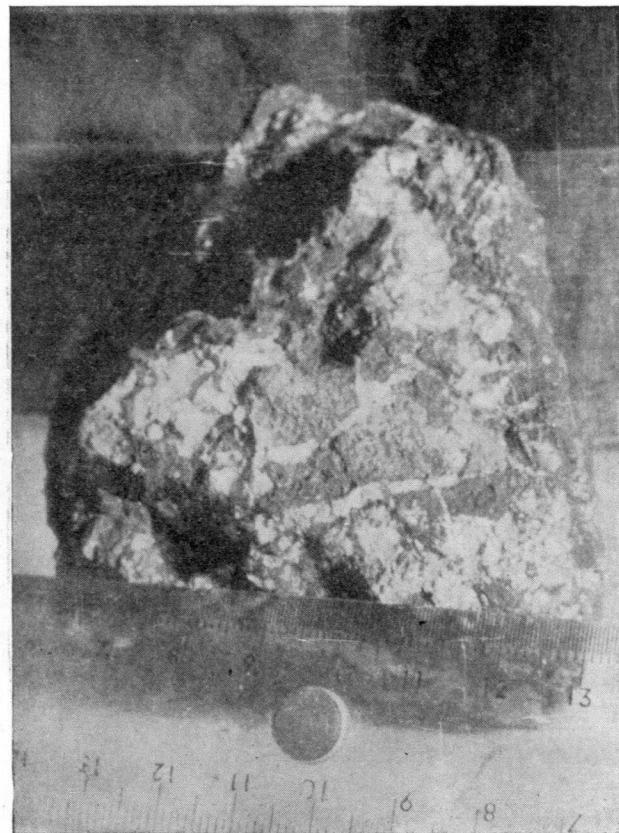
Fot. 3.—El arroyo Bengoechea entre las lomas de Las Minas (izquierda) y de Las Canteras (derecha).

Desde un punto de vista geológico, las publicaciones que existen en la actualidad y que tratan de la «montura vasca» son de importancia, pues nos permiten entrever relaciones entre diferentes mineralizaciones que se encuentran en ella. Daremos el resumen de lo que puede tener interés en relación con la existencia de nacritas en Cerain.

Teniendo en cuenta la facilidad de cambios de facies, sobre todo laterales, en esta región, y la posición petrológico-genética de las distintas clases de rocas, se ha podido, en verdad, aclarar algo más el problema complejo de la posición y las edades de los estratos en Vizcaya y en Guipúzcoa. También se han podido señalar en toda la región los pliegues prealpinos de dirección preponderante NE.-SW. y los alpinos de dirección NW.-SW.

De manera suficientemente concreta se ha podido comprobar que la zona amplia del anticlinorio de Bilbao, en que se ubica la región minera de Viz-

caya, se prolonga hacia el SE. a lo largo del monte Gorbea y del monte Aitzgorri, para terminar en la famosa Sierra de Aralar.



Fot. 4.—Espesor de capas y vetitas de nacrita en anquerita.

Estructuralmente considerada la zona del gran anticlinorio de Bilbao, puede considerarse dividida en tres ramas, que son:

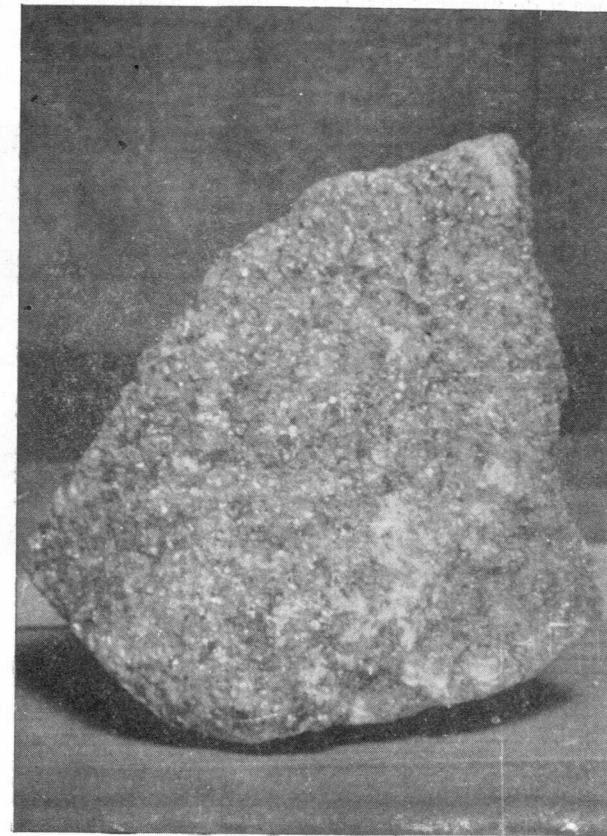
- 1) Rama. Galdames-Ganecogorta-Monte Gorbea.
- 2) Rama: Dimas-Arangui-Amboto-Aitzgorri.
- 3) Rama: Udalaitz-Cegama-Txidonki-Sierra de Aralar.

Dentro de cada una de estas ramas la morfología del anticlinal varía dentro de límites muy amplios.

No cabe duda que estas ramas tectónicas del anticlinorio de Bilbao constituyen campos de fracturas más o menos extensos, que de algún modo están en relación con la existencia de rocas ígneas (traquitas y ofitas) de Bilbao y de Eibar-Arrate.

La zona donde se ha encontrado la nacrita pertenece a la 2.^a rama estruc-

tural. Un estudio geológico-geofísico de detalle puede ser que ponga de manifiesto alguna relación entre las rocas ígneas existentes en la región, con las nacritas de Cerain. Pero de momento no existen argumentos científicos en que fundamentar esta conexión. No es más que una hipótesis.



Fot. 5.—Escamas de nacrita (tamaño natural).

III

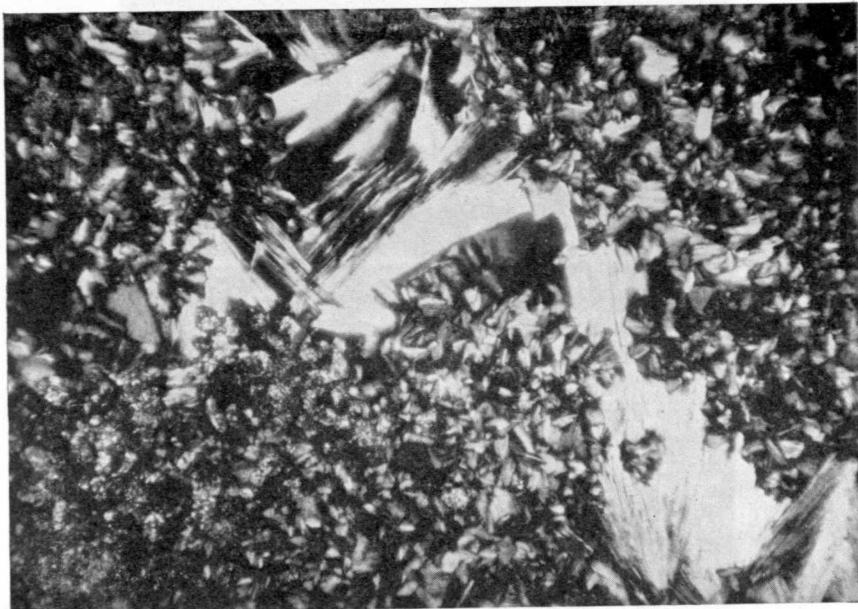
En el presente capítulo damos a conocer los datos que hemos deducido del estudio efectuado.

Comenzamos dando las características de la nacrita de Cerain en sí misma, y a continuación exponemos su comportamiento con otras especies minerales y su existencia en las rocas.

A) *La nacrita en si*1) *Descripción morfológica.*

La nacrita de Cerain se presenta, por regla general, como capa que recubre trozos de roca y de mineral. Esta capa llega a alcanzar espesores de varios centímetros (fot. 4).

Al tacto, esta cutícula es suave y a veces aparece estriada (quizá debido



Fot. 6.—Formas tabulares rugosas (A) de la nacrita, rodeada por las formas fibrorradiadas y orejita de ratón. Granos exigüos y dispersos de carbonatos en el centro izquierdo.

N +; $x = 68$.

a deslizamientos relativos de partes de roca o de minerales en contacto) (fot. 1).

Tapizando geodas, hendiduras o cavidades, se presentan por lo común en forma de escamas, más o menos radiadas, de tamaños que a veces sobrepasan los 5 mm. (fot. 5).

También presentan estas escamas forma tabular rugosa (fots. 6 y 7), que aparecen juntamente con las fibroradiadas (fots. 8, 9 y 10), pero en mucha menor proporción.

A veces las escamas presentan un aspecto peculiar de pequeñas formas más o menos redondeadas, y que se asemejan a orejas de ratón. Esta última forma de presentarse se encuentra bien aislada o conjuntamente con la forma fibroradiada.

Esta forma de oreja de ratón de la nacrita es la que, al parecer, forma el cemento criptocristalino de areniscas por desplazamiento de la pasta calcárea anterior. También en casos observados por nosotros ocupa el lugar de un cemento arcilloso original (fot. 6).

Las caras más frecuentes que presenta la nacrita de Cerain son la (001), (110) y la (010), que corresponden a direcciones de exfoliación.

El color de la nacrita de Cerain es blanco nieve, tomando a veces tonalidades diferentes debido a inclusiones e impregnaciones.

Llama la atención la fuerza de cristalización de la nacrita de forma fibroradiada.

Las diferentes formas de presentarse la nacrita en el criadero de Cerain parece depender de variados factores que no es fácil concretar por ahora. De hecho se presentan varias formas juntas en paragénesis, como son la oreja de ratón y la fibroradiada. También la tabular rugosa aparece sola o junto con la fibrorradiada. Es la forma tabular rugosa la que aparece en seudomorfosis con los carbonatos, tomando formas romboédricas limitantes.

La forma fibroradiada y la de oreja de ratón son las formas más comunes, con predominio de la primera.

Por cuanto hemos podido observar, es la forma tabular rugosa la menos activa en cuanto se refiere a desplazamientos de otros minerales.

2) *Descripción óptica.*

Las características ópticas de la nacrita de Cerain son las siguientes:

Birrefringencia = 0,007.

$2V = 65^\circ - 65,5^\circ - 66^\circ$.

Signo óptico: Negativo.

Débilmente pleocroica.

Las curvas de dispersión de los índices de refracción en papel logarítmico están representadas en el gráfico núm. 1.

3) *Descripción estructural.*

A continuación reproducimos en los cuadros que siguen los espaciados d_{hkl} en unidades Angstroms (10^{-8} cm.) y sus intensidades relativas, deducidas de los diagramas de difracción de rayos X. En el cuadro núm. I las dos primeras columnas verticales se refieren a los espaciados y a sus respectivas intensidades de las muestras estudiadas por el método de polvo de Debye-Scherrer, mientras que la tercera y cuarta columna representan los valores correspondientes a las muestras estudiadas en el difractómetro. Las características de la cámara Debye-Scherrer y del difractómetro utilizado y las condiciones de trabajo están condensadas en el cuadro núm. II.

En el cuadro núm. III se han puesto a la consideración y comparación de

los datos conseguidos los valores correspondientes a otras muestras de nacrita procedentes del extranjero y estudiadas por otros investigadores. Estos

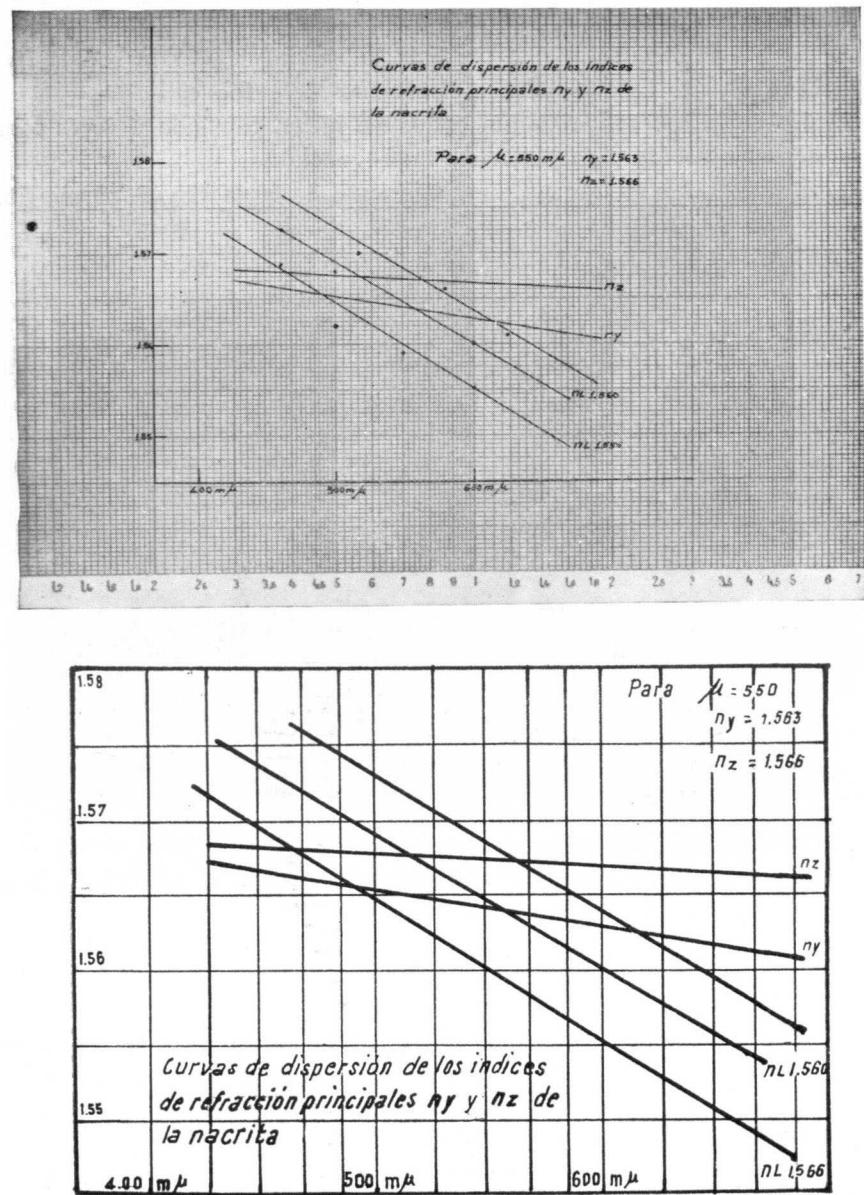


Gráfico 1.

datos están tomados de la revista periódica belga «Annales de la Société Géologique de Belgique», tome 85, 1961/1962, Bull. num. 5-10, pp. 319-321.

Debemos hacer notar que la orientación de la muestra que se quiere ana-

lizar en el difractómetro tiene bastante importancia, pues a veces la orientación del polvo usado es causa de que la reflexión correspondiente no se verifique. En nuestro caso sucedió este fenómeno con la principal reflexión de la nacrita en el difractómetro. Esta reflexión, sin embargo, apareció claramente en el diagrama de polvo con la cámara Debye-Scherrer, y subsanado el defecto apareció asimismo en nuevos difractogramas hechos con la misma muestra.

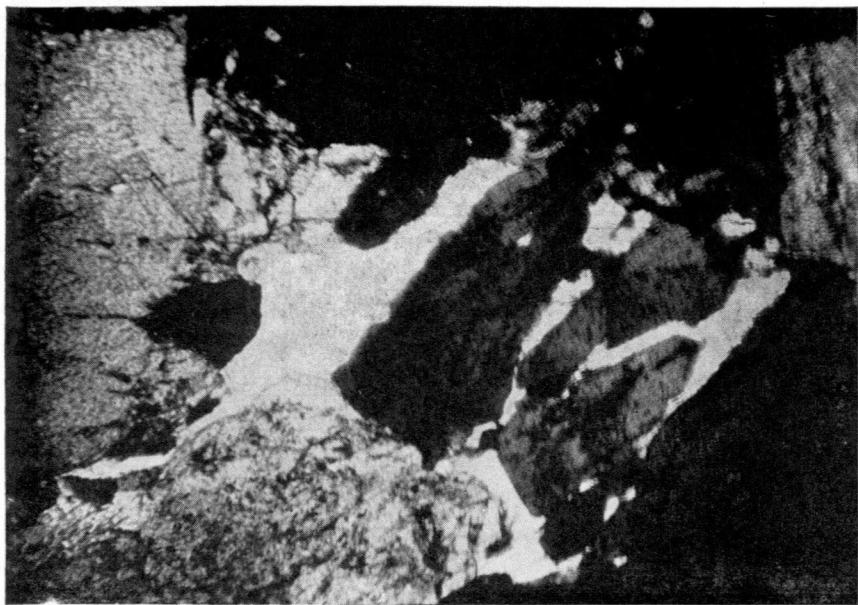
CUADRO I

Nacrita de Cerain (Guipúzcoa)

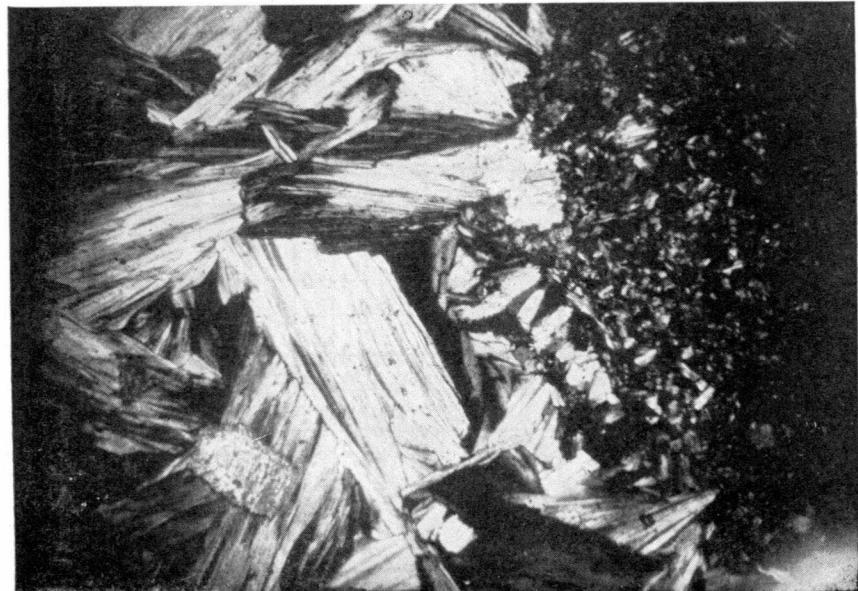
Datos de difracción de rayos X

Diagrama de polvo	Difractómetro		
	d_{hkl} (Å)	I. R.	d_{hkl} (Å)
7,15	FFF	7,15	100
4,40	FF	4,37	10
4,14	F	4,13	9
3,56	FF	3,59	100
3,41	dd	3,43-38	3
3,085	dd	3,06	1
—	—	2,09	15
2,52-2,57 B	dd	2,506-58	10
2,436 A	F	2,39	25
2,3295	d	2,32	3
—	—	2,21-197	2
1,99 B	ddd	—	—
1,82	d	1,805-79	15
1,674 B	d	—	—
—	—	1,650	1
1,57	dd	—	—
1,551	ddd	1,551	1
1,484	F	1,484	5
1,472	ddd	1,472-64	2
—	—	1,435	10
1,317	d	1,318	2
—	—	1,197	7

N. B.: B = Banda; A = Gruesa; d = débil; dd = más débil; ddd = muy débil; d_{hkl} (Å) = espaciado; I. R. = Intensidad relativa.



Fot. 7.—Forma tabular rugosa de la nacrita (blanco) introduciéndose entre granos de siderosa (gris o oscuro). N +; $x = 68$.



Fot. 8.—Formas fibroradiadas y orejita de ratón de la nacrita. N +; $x = 68$

CUADRO II

Diagramas roentgenográficos de la nacrita. Condiciones de trabajo

CAMARA DEBYE-SCHERRER	DIFRACTOMETRO
$\phi 57,43$ mm.	Factor escala: 1/16
Exposición: 4 horas y media.	Velocidad de registro: $2^\circ/\text{minuto}$.
Diagrama: 180 mm.	Colimadores: 1/2 (0,1) 1/2 $^\circ$.

Radiación: K- α cobre.

Filtro: Níquel.

Energía: 36 Kv; 20 mA.

CUADRO III

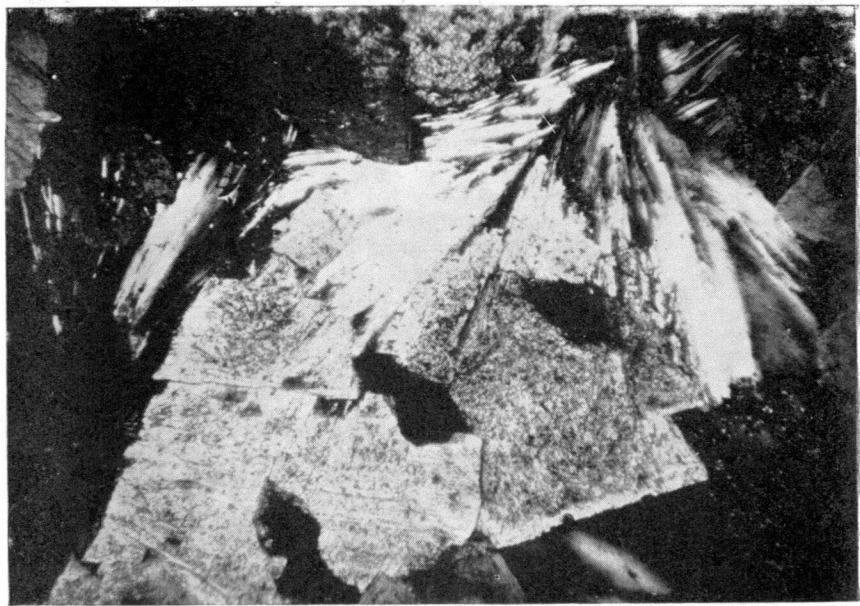
R. VAN TASSEL

T a b l e a u

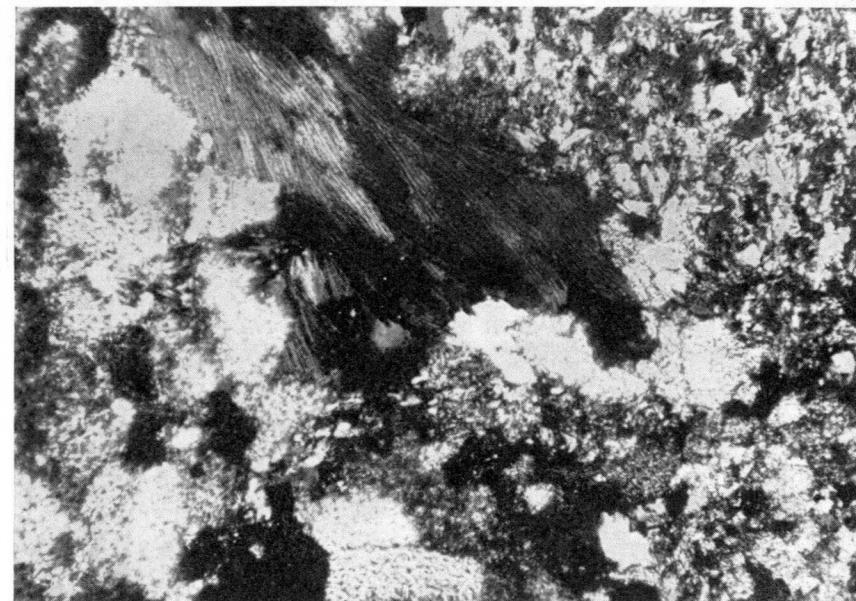
Minéral de Monceau-Fontaine	Nacrite de Hirvivaara, Finländia (von Knobring O., Brindley G. W. et Hunter K., 1852)		Nacrite de Groby, Leicestershire (Claringbull G. F., 1952)		Nacrite de Shap, Westmoreland (Firman R. J.; 1912)			
	d_{hkl}	I	$d_{hkl}(1)$	I	$d_{hkl}(1)$	I	$d_{hkl}(1)$	I
7,15	TF	7,16	10	7,23	TF	7,15	F	
4,42	F	4,405	7	4,38	mf	4,42	TF	
4,14	m	4,115	3	4,12	m	4,06	m	
3,60	TF	3,570	10	3,59	F	3,58	F	
3,42	f	(3,336)	—	3,44	tfd	3,36	f	
3,10	f	3,053	1	3,07	f	3,06	F	
		2,573						
		2,497	3d	2,52	f	2,58	m	
2,42	Fd	2,433		2,43	m	2,413	F	
		2,392						
2,34	f	2,325	2	2,34	ttf	2,293	f	
2,08	fd	2,125		2,09	tfd	2,128	mf	
		2,065	1d					
1,925	fd	1,937		1,93	tf	1,907	md	
		1,897						
1,791	tf	1,789	3	1,772	ttf	—	—	
1,675	tf	1,683		1,685	tf	1,676	fd	
		1,648						
1,622	tf	1,614	0,5	1,619	tfd	1,630	fd	
1,487	m	1,485	5	1,489	F	1,484	m	
1,460	f	1,459	1	1,463	mf	1,451	tf	
1,266	tf	1,264	0,5	1,268	mf	1,263	mf	

TF = tres fort; F = fort; m = moyen; f = faible; tf = tres faible; ttf = tres tres faible; d = diffus.

(1) Les reflexions les plus faibles sont omises.

Fot. 9.—Nacrita fibrorradiada. N +; $x = 100$.Fot. 10.—Nacrita fibrorradiada atravesando granos de carbonatos. N +; $x = 68$.B) *La nacrita en relación con otros minerales y con las rocas encajantes*

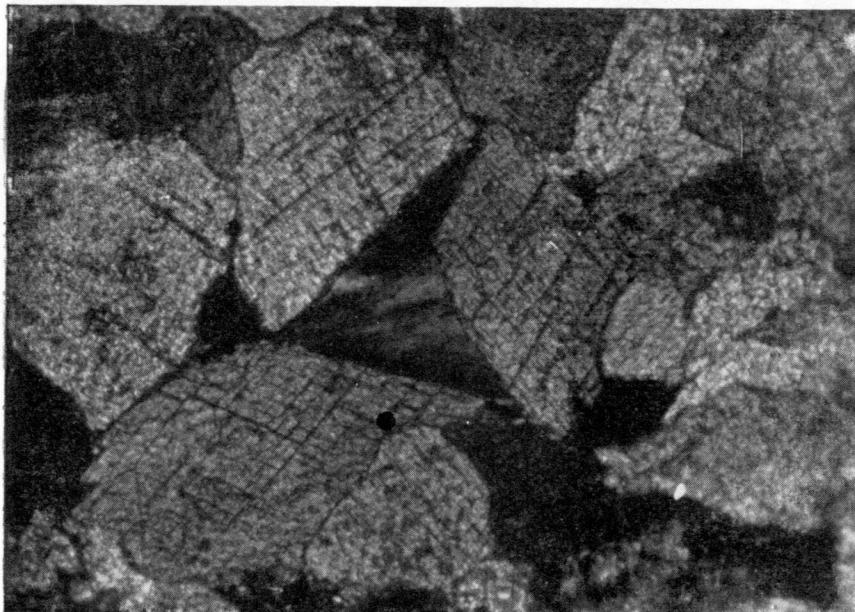
Para mayor conocimiento de la nacrita de Cerain, es muy interesante dar a conocer los datos que hemos podido obtener acerca de su comportamiento frente a las otras especies minerales que la rodean en las muestras estudiadas, así como la existencia de la nacrita en las rocas sedimentarias que sirven de caja a la bolsa alargada o filón de carbonatos de hierro (siderosa, ankerita) donde por primera vez encontramos la nacrita.

Fot. 11.—Grano de cuarzo detritico (blanco liso) en el centro atacado por nacrita fibrorradiada (negra). N +; $x = 86$.1) *Relación de la nacrita con otros minerales acompañantes.*

a) *Con el cuarzo.*—De dos maneras se deben considerar las relaciones de la nacrita con el cuarzo, pues son dos las clases de cuarzo que aparecen en las muestras estudiadas. Una de ellas es el cuarzo detritico, generalmente en granos redondeados, existente en las calizas y calizas magnesianas, y particularmente en las areniscas y rocas del Cretáceo albense-aptiense, donde se hallan ubicados los criaderos de minerales de hierro de Cerain. Otra clase es el cuarzo hidrotermal, en vetillas que se pueden reunir en sistemas sucesivos, provenientes de diferentes venidas de sílice, dos de las cuales hemos discernido claramente.

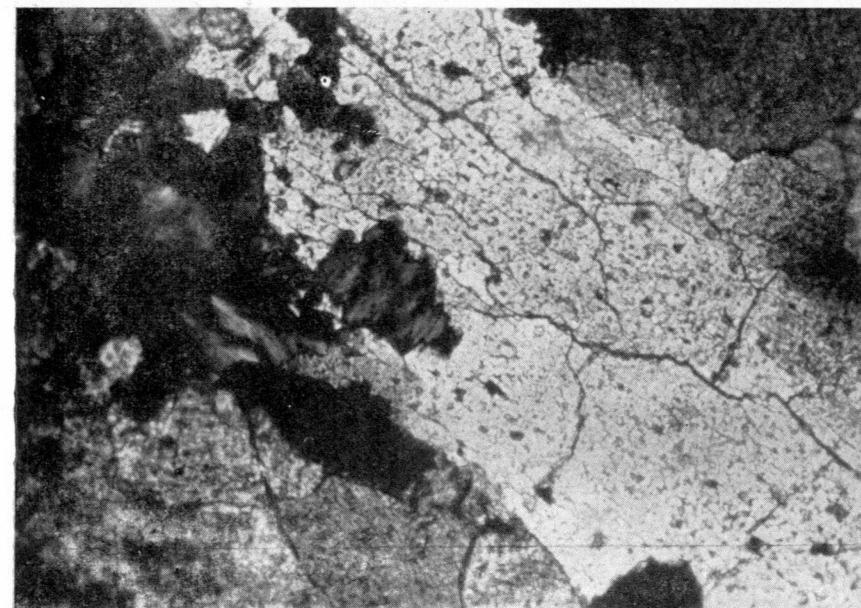


Fot. 12.—Nacrita fibrorradiada (blanco) desplazando granos de siderosa. N +; $x = 68$.



Fot. 13.—Nacrita tabular rugosa (forma de flecha oscura) desplazando granos de anquerita. N +; $x = 128$.

En las muestras estudiadas no se ha logrado encontrar cuarzo hidrotermal en contacto con la nacrita. Por el contrario, no es difícil de localizar en algunas muestras granos detriticos de cuarzo (alto o bajo) que proceden de rocas anteriores (erosionadas y sedimentadas durante el Cretáceo) en contacto con nacrita. La foto 11 demuestra que la nacrita ha penetrado dentro del grano de cuarzo. Sin embargo, debemos hacer constar nuestras dudas, pues la nacrita en la muestra núm. 1.030, de donde está tomada esta fotografía, desplaza a la ankerita, que ciertamente ataca al cuarzo. Así ha podido la nacrita reemplazar a elementos de la ankerita que penetraban en el grano de



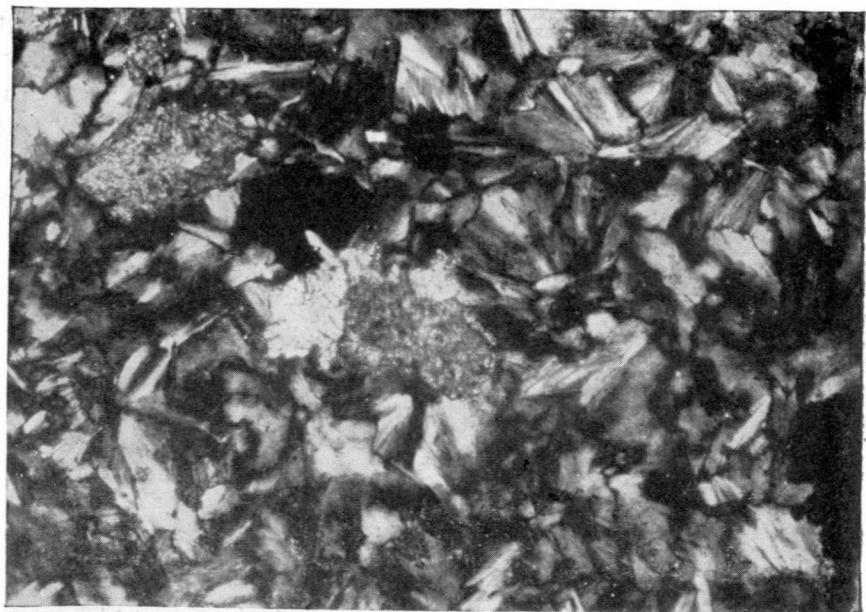
Fot. 14.—Nacrita (orejitas de ratón) desplazando barita. N +; $x = 180$.

cuarzo. Sin embargo, parece probable que sea la nacrita de forma fibrorradiada la que haya penetrado.

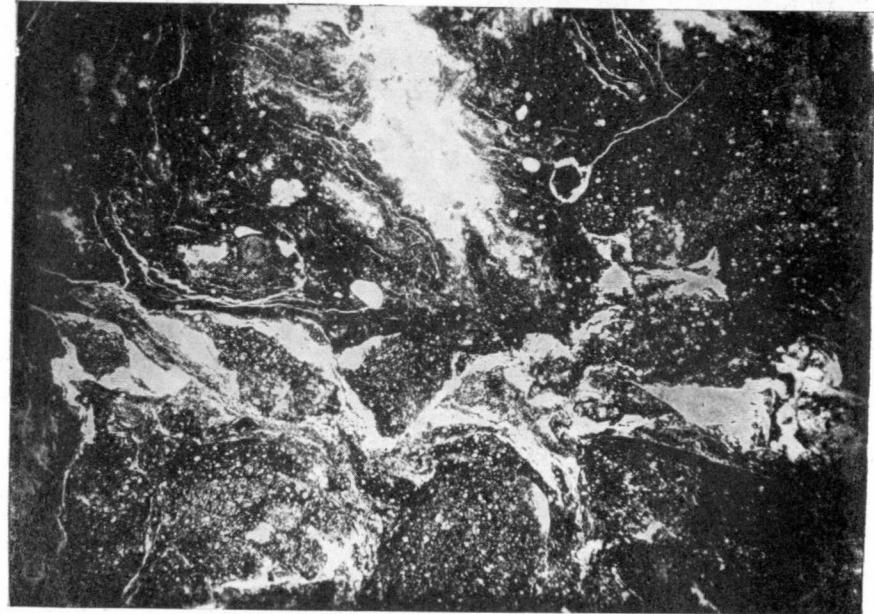
b) *Con la siderosa.*—Presentamos la foto 12, en la que se puede apreciar cómo la nacrita atraviesa granos de siderosa. La forma de la nacrita es fibrorradiada.

c) *Con la ankerita.*—Bien se aprecia en la foto 13 cómo la nacrita se introduce por la unión de los granos de la ankerita y se desarrolla a costa de la ankerita. La forma de la nacrita es la fibrorradiada.

d) *Con la barita.*—La foto 14 demuestra que la nacrita desplaza a la barita. La forma de la nacrita es predominantemente de oreja de ratón.



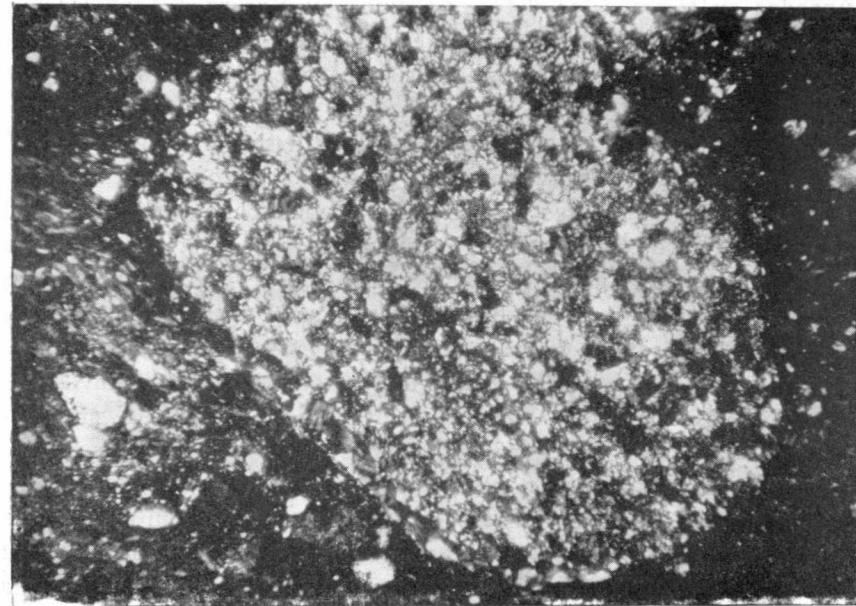
Fot. 15.—Nacrita (orejita de ratón y fibrorradiada) atacando grano de pirita (negro).
N +; $x = 180$.



Fot. 16.—La nacrita (blanco) desplaza a la matriz arcillosa de una pizarra (negra).
N +; $x = 68$.

e) *Con la pirita.*—Se puede observar en la foto 15 cómo la nacrita penetra dentro de un grano de pirita. La forma de la nacrita es la fibrorradiada.

f) *Con la sericita.*—No nos ha sido posible encontrar sericitas en contacto con nacrita, pero sería de interés poderlo hacer para localizar el tiempo de la venida de nacritas. La sericitas atraviesa todos los minerales que se pueden reconocer en las areniscas.



Fot. 17.—La nacrita (negro) desplaza el cemento de un microconglomerado calcáreo en una brecha calcárea. N ||; $x = 68$.

2) *En las rocas encajantes.*

Muchas de las diferentes rocas que se encuentran formando la caja del criadero de siderosa, en cuyo ámbito se encuentra la nacrita, han sido estudiadas por nosotros, y hemos podido comprobar los siguientes datos:

a) La nacrita se ha infiltrado por todos los espacios de menor resistencia (planos de sedimentación, fracturas, hendiduras, etc.) de las rocas. En algunas ha desplazado con preferencia al cemento calcáreo, como sucede, por ejemplo, en la arenisca de cemento secundario calcáreo y hoy nacritoso (fot. 17).

b) La nacrita desplaza al parecer elementos arcillosos, como se puede observar en el conglomerado arcilloso calcáreo que cements nódulos calcáreos (fot. 16).

IV. DEDUCCIONES Y POSIBLE GÉNESIS

De los datos indicados se deduce que la nacrita presenta gran actividad y notable fuerza en este criadero. Resumiendo estos datos podemos afirmar que desplaza a todos los minerales existentes y anteriores a su venida (prescindiendo de su relación con la sericitá) y se infiltra en las rocas por todos los resquicios existentes.

Fundados en todos estos datos, podemos aventurarnos a opinar que se trata más bien de un criadero de naturaleza ascendente que descendente en el sentido clásico, aun cuando esta hipótesis quede por el momento por confirmar.

Dado el caso que sea ascendente, no es fácil buscar el origen de la disolución hidrotermal nacritosa. En la bibliografía actual referente a la nacrita, se suele relacionar con rocas ígneas. Aun cuando conocemos la existencia de disoluciones hidrotermales en los Montes Vasco-Cantábricos, por ejemplo en el monte Haya, este monte se encuentra a más de 40 km. en línea recta. Las rocas ígneas más o menos básicas (traquitas y ofitas) conocidas en las cercanías de Cerain son las de Bilbao y Eibar.

Para estar en condiciones de emitir aunque sólo fuera una hipótesis acerca del origen de las disoluciones nacritosas que irrumpieron en el criadero de siderosa de Cerain, sería imprescindible realizar un estudio geológico-geofísico de detalle de esta región y así tener más datos para poder juzgar.

La metamorfosis.—La metamorfosis regional no ha sido ni mucho menos intensa en el ámbito del criadero de siderosa y demás minerales de hierro. Las rocas zoógenas sedimentarias conservan la microfauna en perfecto estado.

V CONCLUSIONES

- 1.^a Se ha localizado *nacrita* en el ámbito minero de Cerain (Guipúzcoa).
 - 2.^a Para su identificación se han usado métodos de óptica mineral y la difracción por rayos X.
 - 3.^a La nacrita de Cerain desplaza a todos los minerales que la rodean, cuarzo detrítico, calcita, siderosa, ankerita, pirita (desconocemos su relación con la sericitia).
 - 4.^a Existe nacrita en rocas sedimentarias (calizas magnesianas, areniscas carbonatadas, margas y pizarras).
 - 5.^a La nacrita presenta varias formas, fibrorradiada, tabular ondulada, oreja de ratón y a veces aparece como criptocristalina en el cemento de algunas rocas.

Damos las gracias a todos los componentes del equipo del Laboratorio que nos han hecho posible la obtención de los presentes datos.

JEAN-PIERRE BARD (*)

OBSERVACIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFIA DEL PALEOZOICO DE LA REGION DE ZAFRA (PROVINCIA DE BADAJOZ), ESPAÑA (**)

RESUMEN

Al Oeste de Zafra afloran, según el Mapa geológico (1), a escala 1:50.000, número 854, «esquistos» y «areniscas» de edad Namuriense y «cuarcitas» del Siluriano inferior (cuarcita armoricana = Arenig).

En este trabajo, se proponen edades diferentes a las admitidas, como consecuencia de una serie de observaciones de orden estratigráfico y paleontológico:

- 1.^o Los «esquistos» y «areniscas» son de edad Acadiense. Se encuentra una fauna de Trilobites en la base del Cambriano medio.

2.^o Las «cuarcitas» son probablemente de edad Acadiense superior:

Ya que se pasa progresivamente de una serie de tipo «flyschoide» del Acadiense medio a las cuarcitas superiores, puesto que hay continuidad, en el tiempo, en la actividad volcánica de tipo ácido observada en la parte alta de la serie «flyschoide» y las cuarcitas.

KÉSZÜLVÉ

A l'Ouest de Zafra affleurent, d'après la carte géologique (1), n.^o 854 au 1/50.000^e, des «schistes» et «grés» d'âge Namurien et des «quartzites» Silurien inférieur («quartzite armoricain» = Arenig).

Des âges différentes sont proposés, ci-dessous, à la suite d'une série d'observations d'ordre stratigraphique et paléontologique:

- 1^e Pour les «Schistes et gres» un âge Acadien:
Car on y trouve une faune de Trilobites de la base du Cambrien moyen.
2^e Pour les «Quartzites», un âge probablement Acadien supérieur:
Car il y a passage progressif entre la série «flyschoidé» de l'Acadien moyen et ces quartzites sus-jacents.

Car il y a continuité, dans le temps, dans l'activité volcanique de type acide observée au sommet de la série «flyschoidé» et les quartzites.

(*) El autor agradece vivamente al profesor Hupé haberle determinado esta fauna de trilobites.

(**) Traducción del original francés realizada por María Concepción López de Azcona Fraile.

ESTRATIGRAFÍA Y TECTÓNICA

Un corte NE-SW (fig. 1) hecho al Oeste de Zafra, nos muestra una estructura sinclinal, inclinada hacia el SW, con el eje NW-SE (sinclinal fallado de Zafra). Esta estructura está dividida en dos unidades, Norte y Sur, por una falla inversa, EW (falla de Feria), con buzamiento N 70-80°. Esta falla permite a la unidad Norte cabalgar ligeramente sobre la unidad Sur.

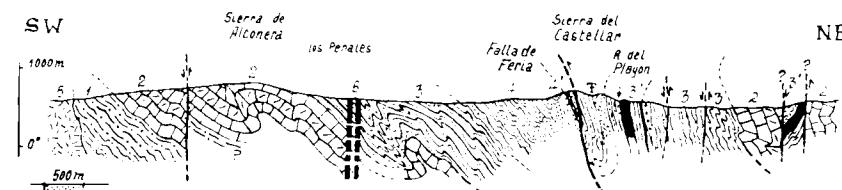


Figura 1.

Corte del sinclinal fallado de Zafra (Badajoz).—1. Georgiense medio.—2. Georgiense superior.—3. Georgiense superior b y Acadiense inferior.—3'. Vulcano sedimentario del Acadiense inferior.—4. Acadiense superior.—4'. Cuarcitas de Zafra.—5. Granito de Burguillos del Cerro.—6. Diques de microgranitos, microsienitas y mierodioritas.

A) Unidad Norte (fig. 2)

El Cámbrico inferior y medio, al igual que el Carbonífero inferior marino, aflora ampliamente. El Carbonífero es discordante y transgresivo sobre el Cambriano. La tectónica de rotura es intensa en esta unidad.

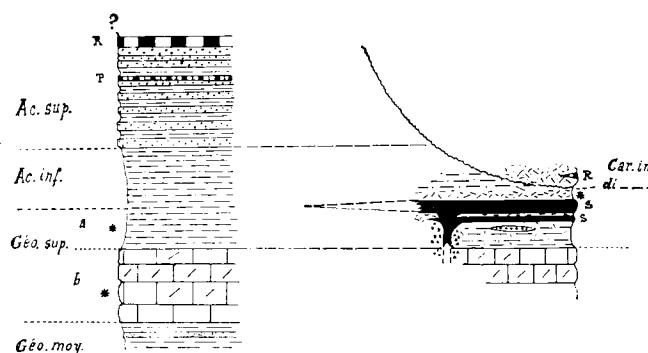


Figura 2.

Secuencia estratigráfica. Escala, 1:20.000.

* = Niveles fosilíferos. S = Volcánicas básicas. R = Volcánicas ácidas (riolitas).
P = Piromeridas.

a) *Georgiense superior.*

Calizas y dolomías de la Sierra de los Olivos, Azoicas, son el equivalente estratigráfico de las «calizas con *Archaeocyathus* de Alconera».

b) *Georgiense superior y Acadiense inferior.*

Unos 600 metros de esquistos grauwackicos verdosos, violáceos, con pequeñas sericitas. Pequeños lentejones de microconglomerados afloran en diversos niveles de esta serie.

En la base de estos esquistos se encuentra una serie de unos 200 metros, que comprende:

- Esquistos tobáceos con niveles lenticulares de jaspes.
- Tobas volcánicas más o menos retocadas.
- Grauwacás masivas.
- Lavas melanócratas, portiroblásticas o finamente microlíticas (spillitas) marcadas como «gabro intrusivo por falla».

Este complejo vulcano-sedimentario es atribuido al Namuriense (1). Las «areniscas» H' de esta Hoja son, en efecto, acadienses, lo mismo que los «esquistos». Se pueden datar estos niveles gracias a la presencia de una fauna de trilobites inédita. Estos fósiles han sido determinados por Hupé (*) y provienen de tres yacimientos:

1.º De las tobas toscas violáceas de la Sierra del Castellar (H' del mapa). Coordenadas N 29° 46'-W 38° 26'.

— *Paradoxides* sp. (numerosos restos indeterminables).

2.º En los esquistos grauwáckicos verdosos, hacia el km. 6.500 de la carretera Gijón-Sevilla (H del mapa):

— *Acadoparadoxides* sp.

— *Paradoxides* sp.

— *Parabailiella* cf. *langaedocensis*, Thoral.

— *Pardailhania* cf. *hispida*, Thoral.

— *Couloumania* cf. *Heberti* (?), Mon. Ch.; Bergeron.

3.º En la misma facies que el segundo, en la misma carretera, hacia el kilómetro 7.200:

— *Parabailiella* sp.

Estos niveles representan la parte inferior del Cámbrico medio. Se trata, en las subdivisiones de Thoral, de las zonas con *Paradoxides rouvilliei* y de la base de *Paradoxides mediterraneus*. En las divisiones de Lotze (2) del horizonte número 21.

c) *Carbonífero inferior.*

Este piso aflora al NW del mapa de Zafra hacia Los Santos de Maimona. Comienza por areniscas tobáceas oscuras violáceas, discordantes sobre los esquistos grauwackicos (II) Acadiense inferior (Boca del Infierno). Las Andesitas están interestratificadas en esta formación detrítica. Sobre esta serie reposan en concordancia una alternancia de esquistos arcillosos y calizas con Encrinidos, sobre los cuales se encuentra una potente serie de esquistos negros y de areniscas lenticulares. La presencia de numerosos niveles fosilíferos prueba la existencia del Dinantiense y del Namuriense.

La falla de Feria permite a los terrenos de esta unidad Norte cabalgar los de la unidad Sur.

B) *Unidad Sur*

La estratigrafía del Cámbrico, más completa en esta unidad, ya se conoce parcialmente (2 b).

a) *Georgiense medio.*

Este piso está mejor representado más al Oeste del corte. La intrusión de un complejo granítico (granito de Burguillos del Cerro) no deja aflorar aquí, más que los niveles superiores de este piso. Estos son esencialmente los esquistos micáceos y las cuarcitas.

b) *Georgiense superior (a).*

«Calizas de Alconera»: 400 a 500 m. de calizas y de dolomías de coloración variable. Esta formación está a veces completamente recristalizada en las proximidades del granito. En los niveles no afectados por el metamorfismo han sido señalados (3-4) *Archaeocyathus* del Georgiense superior.

c) *Georgiense superior (b) y Acadiense inferior.*

Alrededor de 800 a 1.000 m. de esquistos arcillosos y de grauwackas violáceas, verdosas, donde se desarrollan los lentejones de sericita. Esta serie está datada por los trilobites (2 b-5) del Georgiense superior. Estos terrenos están falsamente considerados como Carbonífero (1). Hay un sistema de diques intrusivos de microsienitas, microgranitos y microdioritas en los esquistos hacia el pueblo de Alconera.

d) *Acadiense superior.*

Unos 800 m. de formación «flyschoides», donde alternan los esquistos grauwackicos y las areniscas arcósicas. Esta serie será el equivalente de la serie detrítica de edad Acadiense superior de la región de Cala (Huelva) (2). La parte alta de esta serie se hace cada vez más detrítica, y finalmente desaparecen los niveles grauwackicos en provecho de las areniscas. Estas areniscas (cuarcitas) forman las grandes alineaciones de la Sierra del Castellar.

Las rocas volcánicas ácidas (piroméridos y riolitas) están interestratificadas en los niveles superiores del «flysch» y en las cuarcitas.

Las alineaciones de cuarcitas han sido atribuidas por los autores del mapa al Siluriano inferior por analogía con la «cuarcita armónica» del resto de España (1); diferentes observaciones hacen pensar que no se trata aquí de «cuarcita armónica», ya que:

— Hay continuidad de sedimentación entre el «flysch» Acadiense superior y estas cuarcitas.

— Hay continuidad en el vulcanismo ácido: piroméridos en el «flysch» y riolitas en las cuarcitas.

En el sur de España, y sobre todo en esta parte de Sierra Morena,

— Se encuentra corrientemente un conglomerado (2 a) y una discordancia bajo la «cuarcita armónica», lo que no ocurre en este caso.

-- No se encuentran trazas de vulcanismo ácido: por el contrario, aparecen aquí.

Si se admite una edad Arenigiense para las cuarcitas de Zafra, debemos averiguar la laguna del Postdamiense y del Tremadociense. Esta hipótesis, por otra parte, no es para rebatir. Por las razones indicadas precedentemente, y en ausencia de toda fauna, nosotros atribuimos una edad Acadiense superior terminal (o ¿Postdamiense inferior?) a esta formación de cuarcitas.

CONCLUSIONES

Resulta de estas observaciones hechas en la región de Zafra:

1.º Que una parte de lo que ha sido considerado anteriormente como Carbonífero inferior marino es, en realidad, de edad Acadiense inferior.

2.º Que las cuarcitas representadas como el Siluriano inferior (Arenig) a partir de la Hoja núm. 854, se deberán colocar de nuevo, en ausencia de toda fauna, en la parte alta del Acadiense superior.

B I B L I O G R A F Í A

- (1) Mem. Expl. Mapa Geol. España, Hoja 854 (Zafra). 1955.
- (2 a) LOTZE, F. (1945): *Erlige Probleme der Iberischen Meseta*. «Geotektonische Forschungen», Heft 6.
- (2 b) —— (1961): *Das Kambrium Spaniens*. «Akademie der Wiss. und der Litt.», Mainz.
- (3) MELÉNDEZ Y MELÉNDEZ, B. (1941): *El yacimiento de Arqueociátidos de Alconera (Badajoz)*. «Bo. Real Soc. Esp. Hist. Nat.», tomos XXXVIII-XXXIX.
- (4) DEBRUNNE, F.; LOTZE, F. (1963): *Die Archocycatha des spanischen Kambrium*. «Akademie der Wiss. und der Litt.s», Nr. 2.
- (5) SZCZY, K. (1962): *Trilobiten aus dem Unter-Kambrium der Sierra Morena (S. Spanien)*. «Senckenbergiana Lethaea», Band 63, Nr. 3, pp. 181-230.

Recibido el 10-IV-1964.

FRED A. DONATH y RONALD B. PARKER (*)

P L I E G U E S Y P L E G A M I E N T O S (**)

R E S U M E N

La forma geométrica y las características internas de los pliegues reflejan los mecanismos que los producen. La estrecha relación existente entre mecanismo y estructura resultante permite usar las características de los pliegues para determinar sus mecanismos; reciprocamente se pueden usar los mecanismos para deducir las condiciones generales del medio ambiente bajo las cuales ha tenido lugar la deformación.

Las ductilidades relativas y la anisotropía natural inherente (en primer lugar la estratificación y la cohesión de los estratos) a las rocas consideradas, determinan cuál sea el mecanismo de plegamiento actuante. Los mecanismos de flexión (*flexural*) exigen la existencia de anisotropía mecánica; los mecanismos de deformación plástica (*passive*) actúan cuando la anisotropía no existe o es ineficaz. Cuanto mayor es la ductilidad de las rocas, tanto menor es el efecto de la estratificación en el proceso de plegamiento.

El plegamiento por flexión representa un verdadero curvamiento de las capas, y puede producirse por deslizamiento entre capas (*flexural slip* = flexodeslizamiento) o por fluencia dentro de las capas (*flexural flow* = flexofluencia). El plegamiento pasivo refleja desplazamientos relativos de las superficies de contacto, bien por fluencia o por deslizamiento a través de éstas. La estratificación no controla la configuración de la masa deformada; sólo refleja la deformación. Los mecanismos pasivos se designan fluencia plástica (*passive flow*) y deslizamiento plástico (*passive slip*). Cuando tienen lugar fluencias irregulares dentro y a través de las capas, algunas se arquean como consecuencia del comportamiento plástico de las rocas asociadas. Este mecanismo de transición se llama plegamiento semiplástico (*quasi-flexural*); la forma geométrica y las características más notables del pliegue son de flexión, en su aspecto general, pero el comportamiento es, sobre todo, predominantemente pasivo. Los distintos mecanismos de los

(*) Fred A. Donath: Dept. Geology, Columbia University, New York, N. Y. Ronald B. Parker: Dept. Geology, University of Wyoming, Laramie, Wyo

(**) Traducción directa del original en inglés llevada a cabo por los señores G. Chapatte, F. Fluxá y F. Maldonado, alumnos de quinto curso de especialización geológica de la E. T. S. de Ingenieros de Minas, y revisada por J. M. Ríos. El original, titulado «Folds and Foldings», apareció en el «Geological Society of America Bulletin», vol. V, págs. 45-62, enero de 1964. Se publica gracias a la amable autorización de los autores y de la G. S. of America.

pliegues individuales no se excluyen mutuamente, sino que pueden actuar solos o en combinación para producir pliegues.

ABSTRACT

The geometry and the internal features of folds reflect the mechanisms that produce folds. The close relation between mechanism and resultant structure permits fold characteristics to be used in determining the mechanisms; in turn, the mechanisms can be used to infer general environmental conditions under which deformation has occurred.

The relative ductilities and the nature of inherent anisotropy (primarily layering and interlayer cohesion) in the involved rocks determine which mechanism of folding will operate. *Flexural* mechanisms are dependent on the presence of mechanical anisotropy; *passive* mechanisms operate when anisotropy is absent or ineffective. As the ductilities of the involved rocks increase, the effect of layering in the folding process decreases.

Flexural folding represents a true bending of layers and can be produced by slip between layers (*flexural slip*, or by flow within layers, *flexural flow*). Passive folding reflects relative displacements of layer boundaries by flow or slip across the boundaries; the layering does not control the configuration of the deformed mass, it merely reflects the deformation. Passive mechanisms are designated *passive flow* and *passive slip*. Where irregular flow occurs within and across layers, certain layers are flexed in response to passive behavior in the associated rocks. This gradational mechanism is called *quasiflexural* folding; the geometry and more obvious features of the fold are flexural in general aspect, but the overall behavior is predominantly passive. Individual fold mechanisms are not mutually exclusive but may operate singly or in combination to produce folds.

INTRODUCCIÓN

Planteamiento general.

Los geólogos pueden llegar a preocuparse tanto de la geometría de la deformación, que se les escape el posible significado mecánico de las relaciones observadas. Los pliegues, por ejemplo, se describen, según las relaciones existentes entre los estratos, como paralelos, similares y disímilares, o, según la forma de sus superficies, como cilíndricos y no cilíndricos. Estos términos indican las relaciones geométricas que existen en la estructura plegada, pero no indican relación alguna entre las características de los pliegues y los mecanismos que los originaron. Los esfuerzos de los investigadores, tales como Sander y Schmidt, para relacionar la forma geométrica del pliegue con los mecanismos de plegamiento, introdujeron los conceptos de flexodeslizamiento y pliegues de deslizamiento (o cizalla) (1) que han estado en

(1) *Biegegleitung* (traducido como *flexural slip* por E. B. Knopf), de Sander (1930, páginas 244-247), y *Gleitbrett* o *sliding board folding*, de Schmidt (1932, págs. 89-92). Ver Knopf e Ingerson (1938, págs. 157-162). Ver también Turner y Weiss (1963, págs. 473 y 480).

boga hasta hoy. Desgraciadamente, el concepto de flexodeslizamiento es usado por algunos autores incluyendo los plegamientos sin deslizamiento en superficies discretas; el concepto de plegamiento por «deslizamiento» o «cizalla» tiene base puramente geométrica y ha inducido a los geólogos a examinar el mecanismo geológico que corresponde a un mecanismo «geométrico» (la analogía más frecuente que se hace es la de arquear una baraja de cartas). Como la forma geométrica y las características internas de los pliegues reflejan los mecanismos que los produjeron, parece más acertado examinar los mecanismos geológicos de plegamiento para determinar estas relaciones, que no relacionar la geometría del pliegue con «mecanismos» geométricos, posiblemente irreales.

Este trabajo discute los mecanismos de plegamiento, los fenómenos de los pliegues según estos mecanismos, y los criterios geométricos y otros mediante los cuales se puedan reconocer los mecanismos. Se describen y figuran los principales tipos de pliegues y algunos tipos de transición, pero los autores de este trabajo no intentan cubrir la totalidad de los tipos de pliegues. Los no descritos presentan, por lo general, características geométricas especiales que reflejan condiciones particulares de contacto; son los mecanismos actuantes habitualmente los que se discuten en este estudio.

Los autores agradecen a los doctores D. J. Atkinson, J. M. Christie, J. W. Handin, G. Oertel y D. W. Stearns la revisión crítica del manuscrito. Muchas discusiones sobre pliegues y plegamientos con estos lectores y con otros colegas han sido de gran valor.

Terminología

La geometría y disposición de los pliegues pueden ser descritos adecuadamente con términos ya existentes; pero considerando que muchos investigadores han usado los vocablos de manera diferente, es preferible definirlos tal como van a ser empleados en este trabajo.

Eje de un pliegue.

Los autores prefieren la definición de eje de pliegue dada por McIntyre (1950, pág. 331) siguiendo a Wegmann (1929, pág. 102), como la máxima aproximación a la línea que, moviéndose paralelamente a sí misma en el espacio, engendra la forma del pliegue. Según esta definición, un eje de pliegue posee orientación, pero no posición. Una superficie de un pliegue que se pueda engendrar por una recta que se mueva paralelamente a sí mis-

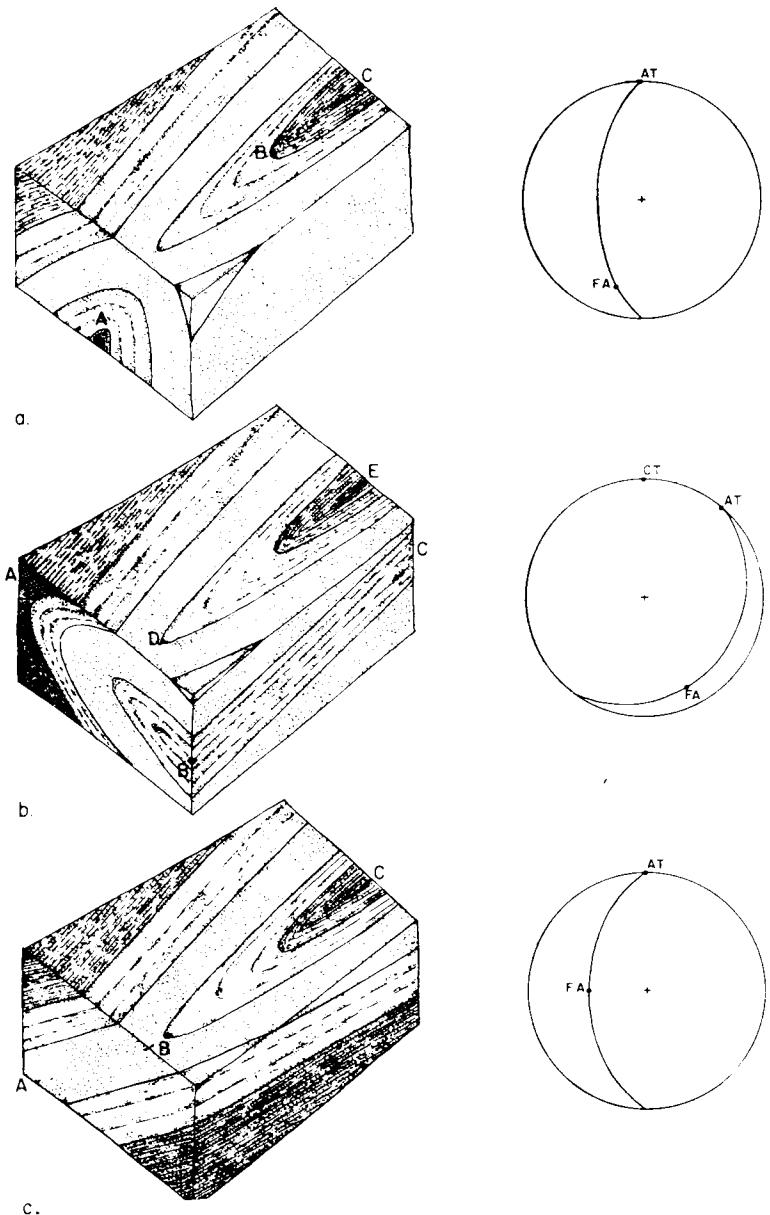


Fig. 1.--Relación entre el esquema de afloramiento y los elementos del pliegue.
a) Anticinal ligeramente asimétrico e inmerso. La traza axial coincide con BC y alinea las ojivas (*noses*) en la perspectiva cartográfica. La traza de crestas es paralela a BC y coincide con la traza axial si la superficie (ABC) fuera vertical. Las líneas de charnelas y el eje del pliegue son paralelos a AB. El plano axial (círculo máximo) está definido por el eje del pliegue (FA) y la traza axial (AT) en proyección Lambert.

b) Anticinal acostado ligeramente inmerso. La traza axial en perspectiva cartográfica es la intersección de la superficie axial (ABC) con el plano horizontal; cae fuera de la figura. La traza crestal coincide con DE y alinea las ojivas en la perspectiva cartográfica. La capa E es más antigua que la A. El plano axial está de nuevo definido por el eje del pliegue (FA) y la traza axial (AT) en proyección Lambert. La línea de crestas no cae en el círculo máximo que representa el plano axial.

ma en el espacio se llamará cilíndrica (2). Los pliegues no cilíndricos se pueden descomponer en fragmentos más pequeños cilíndricos y tratarse de modo semejante. En la figura 1 a y 1 c el eje del pliegue es paralelo a AB.

El eje de un pliegue puede ser determinado estadísticamente, en proyección Lambert («equi-areaal») (3), como el punto de máximas intersecciones de los planos que en conjunto definen la forma del pliegue, o como el polo del círculo máximo, donde se sitúan los polos de estos planos (Weiss, 1959 a, página 18).

Línea de charnela.

La línea de una superficie plegada, alrededor de la cual la forma de la superficie cambia más rápidamente, se llama línea de charnela. La charnela (*hinge*) de un pliegue es aquella región de gran curvatura adyacente a la línea de charnela. En un pliegue cilíndrico, las líneas de charnela serían paralelas al eje del mismo e irían a parar al mismo punto máximo en proyección Lambert. AB es la linea de charnela en la figura 1 a.

Superficie axil.

La superficie axil (4) (o plano axil, si es plana) es la que contiene las líneas de charnelas de las sucesivas superficies que constituyen un pliegue. Puede, por tanto, considerarse como el conjunto o integración de todas las líneas de charnela de un pliegue dado. La superficie axil posee posición, además de orientación; su intersección con cualquier superficie «real» o

(2) El concepto de plegamiento cilíndrico es originario de Argand (*cylindrique*). Clark y McIntyre (1951, pág. 595) y Weiss (1959 b, págs. 92-93) han usado el término *cylindroidal*, pero recomiendan ahora el término *cylindrical* como mejor traducción de *cylindrique* (D. B. McIntyre, comunicación escrita, 1961; Turner y Weiss, 1963, pág. 107).

(3) La proyección Lambert, «equi-areaal», se usa aquí porque muchas observaciones estructurales se dibujan en proyección esférica y se contornean con la distribución de densidad de los puntos. La proyección Lambert hace mínimo el error de la densidad de distribución, inherente a las proyecciones esféricas estereográfica y ortográfica.

(4) Superficie axil, tal como se usa aquí, es sinónimo de *axial hinge surface*. Es una superficie discreta dentro de una familia de superficies paralelas que penetran en la estructura de la roca. Una discusión excelente sobre líneas y superficies de estructuras geológicas en Oertel (1962).

(c) Pliegue isoclinal de gran inmersión (según Weiss, 1959a). La traza axial (BC) es perpendicular al eje del pliegue, el cual es paralelo a AB. Las líneas de charnelas son también paralelas a AB. La superficie axil es ABC. El eje del pliegue (FA) y la traza axial (AT) definen el plano axil en la proyección Lambert.

imaginaria, pero que generalmente es la superficie de la Tierra— se llama *traza axil*. ABC es la superficie axil en las figuras 1a, 1b y 1c; BC es una traza axil en perspectiva en las figuras 1a y 1c. El plano axil (5) de un pliegue cilíndrico se define en proyección Lambert como el círculo máximo que pasa por dos puntos que representan, respectivamente, el eje del pliegue y la orientación de la traza axil (fig. 1).

En ciertos pliegues, la superficie axil puede no existir, o tener muy poca importancia debido, o bien a la falta de líneas de charnela definidas, o a la existencia de dos o más charnelas en cada estrato del pliegue. En un pliegue en abanico pueden existir dos charnelas, y, por tanto, dos superficies axiles. Un pliegue perfectamente concéntrico no puede tener superficie axil según la definición dada, pues no existe cambio notable en la orientación de la superficie plegada. En este caso especial, la superficie axil se puede definir como la que divide al pliegue simétricamente; su intersección con la superficie plegada puede considerarse como línea de charnela. Así, pues, la superficie axil de un pliegue puede, o no, dividirlo simétricamente; generalmente no lo hará.

MECANISMOS DE PLEGAMIENTO

Fluencia, deslizamiento y estratificación

En cualquier discusión sobre deformación geológica, la cuestión de escala es importante, pues la homogeneidad y continuidad de la deformación es función de dicha escala; además, la definición de los distintos modos de deformación se basa, en parte, en la escala. La especificación de la escala es forzosamente arbitraria; pero una subdivisión lógica se apoya en que pueda o no ser detectado a simple vista; la escala *macroscópica* se ocupa de lo examinable a simple vista y la *microscópica* de la que es necesario estudiar al microscopio. Este estudio se refiere a los pliegues macroscópicos y sus mecanismos.

En las rocas, la fluencia corresponde a cualquier tipo de deformación que no se recupera instantáneamente y que se verifica sin pérdida permanente de cohesión (Handin y Hager, 1957, pág. 3). Los procesos de fluencia a escala microscópica son la cataclasis, el resbalamiento intracrystalino y la recristalización (Griggs, 1940, pág. 1.003). Estos procesos se reflejan

— — —

(5) El concepto de plano axil no debería usarse con un sentido de limitación como superficie discreta o como una superficie de separación en el espacio; representa la orientación, pero no la posición de la superficie axil. Véase Oertel (1962, pág. 338).

a escala macroscópica como una fluencia espacialmente continua o discontinua (fig. 2). La fluencia macroscópicamente restringida a una zona es una *falla dicítil* (lám. 1, fig. 1; ver también Donath y Faill, 1963); la fluencia macroscópicamente discontinua, caracterizada por desplazamientos a lo largo de superficies subparalelas que invaden la roca, la llamaremos aquí *deslizamiento* (6) (*slip*) (lám. 1, figs. 3 y 4; lám. 2, fig. 1). En cierto sentido, el deslizamiento representa una gradación entre fractura por cizalla y fluencia macroscópicamente continua. Difiere de la fractura por cizalla, en que no hay pérdida permanente de cohesión y de la fluencia macroscópicamente continua en que los desplazamientos son detectables a simple vista a lo largo de superficies discretas.

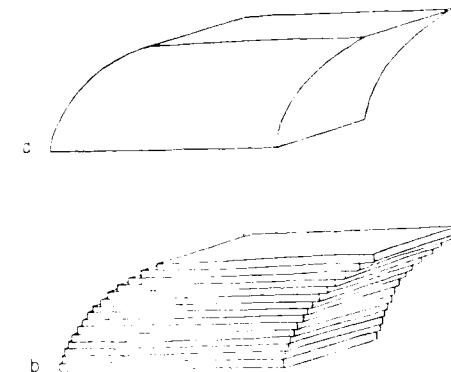


Fig. 2. Fluencia vs. deslizamiento.

a) Fluencia macroscópicamente continua.

b) Fluencia macroscópicamente discontinua (deslizamiento).

Todos los pliegues son resultado de fluencia, en la medida en que representen deformación sin pérdida permanente de cohesión. Aunque algunos estratos, considerados individualmente dentro de un pliegue, puedan fracturarse, esto no representa una pérdida de cohesión para la estructura considerada *como un todo*. La situación es análoga a la de la fluencia cataclística, en la que se produce una deformación sin pérdida permanente de cohesión como consecuencia de fracturaciones y alrededor de los granos. La diferencia es de escala, más bien que del proceso en sí.

Las masas rocosas homogéneas e isotropas, sometidas a deformación,

(6) *Slip*, tal como se usa aquí, no debe confundirse con el término especial *slip*, que es la medida del desplazamiento relativo factual a lo largo de una falla, ni con el *slip* de los metalúrgicos (intracrystalline gliding). El uso de *slip* en este trabajo está de acuerdo con la acepción original de Dale (1892, 1899) en sus discusiones de crecimiento. El término *slip* puede aplicarse también al mismo mecanismo a escala microscópica.

muestran geometrías fluidales que reflejan campos de esfuerzos y gradientes de velocidad existentes durante la deformación. Cualesquier elementos planos presentes en las rocas antes de la deformación, pueden o no ser desplazados en forma tal que se produzcan pliegues. Donde quiera que exista estratificación y las rocas sean anisótropas bajo condiciones de deformación, generalmente la anisotropía controla la geometría de fluencia (Donath, 1962).

La fluencia macroscópicamente continua (en lo sucesivo la llamaremos simplemente fluencia) puede quedar confinada a estratos individuales dentro de una secuencia rocosa o puede ser independiente de la estratificación. De igual modo, el deslizamiento puede desarrollarse paralelo a la estratificación o puede cruzar a través de ella. Donde la fluencia o deslizamiento quedan restringidos por superficies límitrofes de capas o lechos, la estratificación ejerce un control activo sobre la deformación, y los pliegues resultantes constituyen una verdadera dobladura de los estratos. Estos son los pliegues de flexión (*flexural folds*). Por otra parte, donde la fluencia o el deslizamiento cruce o atraviese superficies limitantes de las capas estratificadas, la estratificación ejerce un control pequeño sobre la deformación o llega a no ejercerlo —la estratificación desempeña un papel pasivo— y las separaciones de estratos sirven solamente como referencias, partes de las cuales se desplazan relativamente con respecto a las otras partes, y como resultado se produce una dobladura aparente (7). Estos se llaman pliegues pasivos (8).

Bajo determinadas condiciones, algunos estratos pertenecientes a una secuencia plegada pueden flexar como respuesta al comportamiento pasivo de las rocas asociadas. Este tipo de relación representa un tipo gradual de plegamiento, particularmente característico de rocas de moderada o alta ductilidad (9); esto es lo que aquí llamamos semi-flexural; la forma geométrica y las características más salientes del pliegue son flexurales en su aspecto general, pero el comportamiento es predominantemente pasivo.

Puesto que la fluencia puede ser macroscópicamente continua o discontinua, tanto en los pliegamientos pasivos como en los de flexión, se pueden definir, incluyendo la fluencia irregular, cinco mecanismos fundamentales de plegamiento:

(7) La verdadera curvatura indica una rotación externa, mientras que la curvatura aparente implica una rotación interna. Ver Knopf e Ingerson (1938, pág. 36).

(8) Cf. Sander (1948, pág. 152), «passiver, Krümmungs mechanische indifferenter Ausgangslagen», y Parker (1961, pág. 1794). Turner y Weiss (1963, pág. 481) usan el término *tassive surfaces* en la discusión del «slip» folding.

(9) Ductilidad es la aptitud de una roca para fluir sin fractura ni falla.

TABLA I.—Mecanismos de plegamiento

Clase	Tipo	Mecanismo predominante
Por flexión.....	Flexodeslizamiento. Flexofluencia.	Deslizamiento entre capas flexadas. Fluencia dentro de capas flexadas.
Pasivos.....	Fluencia pasiva. Deslizamiento pasivo.	Fluencia a través de la interestratificación. Deslizamiento a través de la interestratificación.
Semiplásticos...		Fluencia irregular dentro y a través de las capas.

Los mecanismos de cada uno de los pliegues individualmente considerados no se excluyen mutuamente; son función del tipo de roca, de la naturaleza de la anisotropía inherente y de las condiciones medioambientales, tales como la presión confinante, temperatura y presencia de soluciones. Para una determinada secuencia de rocas estratificadas, el plegamiento puede consistir en fluencia dentro de ciertos estratos y por deslizamiento en otros; bajo condiciones de una mayor ductilidad de las rocas, el plegamiento de la misma secuencia puede ser enteramente por fluencia, tanto dentro como a lo largo de los estratos. Aunque existen todos los tipos de gradaciones, entre la flexión ideal y los pliegues pasivos ideales, hay tipos representativos que pueden reconocerse como consecuencia de la tendencia al predominio de uno solo de los mecanismos que controla la forma geométrica del pliegue y la estructura interna del mismo.

Ductilidad y campos de plegamiento.

La naturaleza activa o pasiva de la estratificación o de cualquier otra anisotropía depende, sobre todo, de las ductilidades relativas de las rocas afectadas y de la cohesión entre estratos bajo las condiciones existentes durante el plegamiento. Conforme crece la ductilidad de las rocas, el efecto de la estratificación disminuye (10). El mecanismo de plegamiento que actuará durante la deformación es, por consiguiente, función de: 1.) La naturaleza

(10) Para los efectos de la presión confinante, temperatura, soluciones y campo de esfuerzos sobre la ductilidad de las rocas deformadas, ver Handin y otros (1957, 1958, 1963), Heard (1960, 1963) y las referencias citadas por Handin y Heard. En lo referente a los efectos de la anisotropía, ver Donath (1961, 1962, 1963 b).

de la anisotropía inherente de las rocas; y 2.º De las ductilidades de las rocas afectadas. La relación puede expresarse en función de la ductilidad media de la secuencia rocosa y del contraste de ductilidades dentro de la misma secuencia (Donath, 1963 a). La importancia de la estratificación está directamente relacionada con el contraste de ductilidades y con la ductilidad media. El comportamiento mecánico de cada estrato diferirá significativamente si el contraste de ductilidades es alto. La ductilidad media representa, ante todo, el comportamiento del tipo de roca más abundante. En una secuencia estratificada de dos tipos de roca de comportamiento distinto, la ductilidad media será alta si la roca que es muy dúctil constituye la mayor parte de la serie. Donde predomine una roca de baja ductilidad, la ductilidad media será baja. Las ductilidades de las rocas afectadas pueden cambiar al hacerlo las condiciones medioambientales durante el curso de la deformación.

La relación existente entre la ductilidad media, el contraste de ductilidades y los mecanismos de plegamiento, se muestra en la figura 3. Una secuencia rocosa con una ductilidad promedio baja se plegará por flexodeslizamiento; la que posea alta ductilidad promedia lo hará con plegamiento pasivo si el contraste de ductilidades es bajo o moderado. Si el citado contraste es alto, el plegamiento pasivo puede no ser posible incluso con una ductilidad media elevada; la presencia de uno o más estratos de muy baja ductilidad puede ser causa de fluencia irregular o plegamiento semiflexural. En el caso de rocas estratificadas que poseen un bajo contraste de ductilidad, como, por ejemplo, una secuencia de calizas, el tipo de plegamiento dependerá exclusivamente de la ductilidad de las rocas implicadas, de acuerdo con las circunstancias de la deformación. El punto A de la figura 3 puede representar una secuencia de esa clase deformada en condiciones de pequeña profundidad, es decir, próximo a la superficie. Bajo estas condiciones, la ductilidad media es baja y se plegará por flexodeslizamiento. Si la roca fuera deformada a gran profundidad, y, por tanto, en condiciones de mayores presiones confinantes y temperaturas, la ductilidad media subiría y el plegamiento se realizaría por flexofluencia o bien pasivamente.

Cuando las rocas tengan un alto contraste de ductilidades, el mecanismo de plegamiento dependerá tanto de este contraste como de la ductilidad media. Una secuencia margo-caliza apizarrada puede mostrar un alto contraste de ductilidades en condiciones de pequeña profundidad, tal como representa el punto B de la figura 3. El plegamiento en estas condiciones tendrá lugar de nuevo por flexodeslizamiento. Con presiones confinantes o temperaturas más altas, la ductilidad media aumentaría, pero disminuiría el contraste entre ductilidades. Dependiendo de las condiciones específicas que reinasen en el momento de la deformación, el mecanismo de pliegue podría ser por flexofluencia, semiflexural o pasivo.

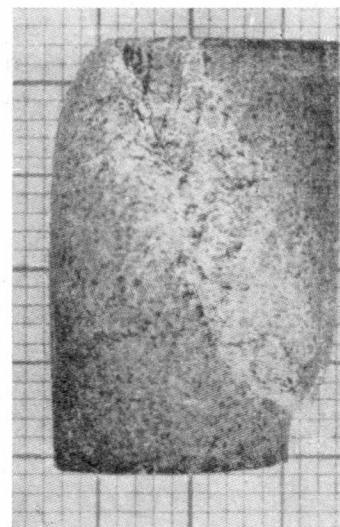


Figura 1

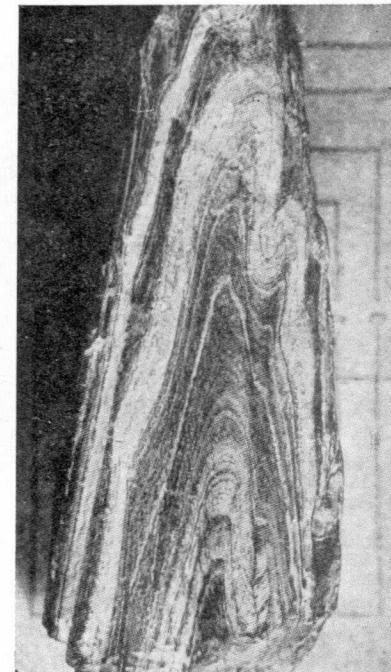


Figura 2

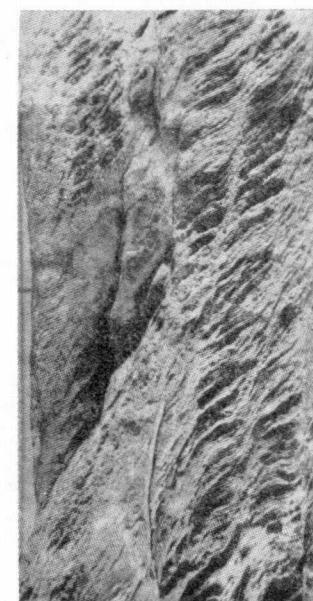


Figura 3



Figura 4

FENÓMENOS DE FLUENCIA Y DESLIZAMIENTO

Fig. 1.—Falla dúctil en la caliza Crown Point (Vermont), deformada hasta un 20 por 100 bajo presiones confinantes de 800 bars. La muestra no perdió su cohesión. El fondo está constituido por papel milimetrado de 10 mm./cm.

Fig. 2.—Pliegue por fluencia pasiva en la pizarra de Martinsburg (Pennsylvania). Hay una falla dúctil incipiente en el flanco derecho relacionada con cambio del gradiente de velocidad de la fluencia. La muestra presenta un crucero plano-axil bien desarrollado, $\times 4/5$.

Fig. 3.—Superficies deslizantes en la dolomía Beddens (Vermont), $\times 4/5$.

Fig. 4.—Deslizamiento en la pizarra Normanskill, del centro-oeste de Vermont.

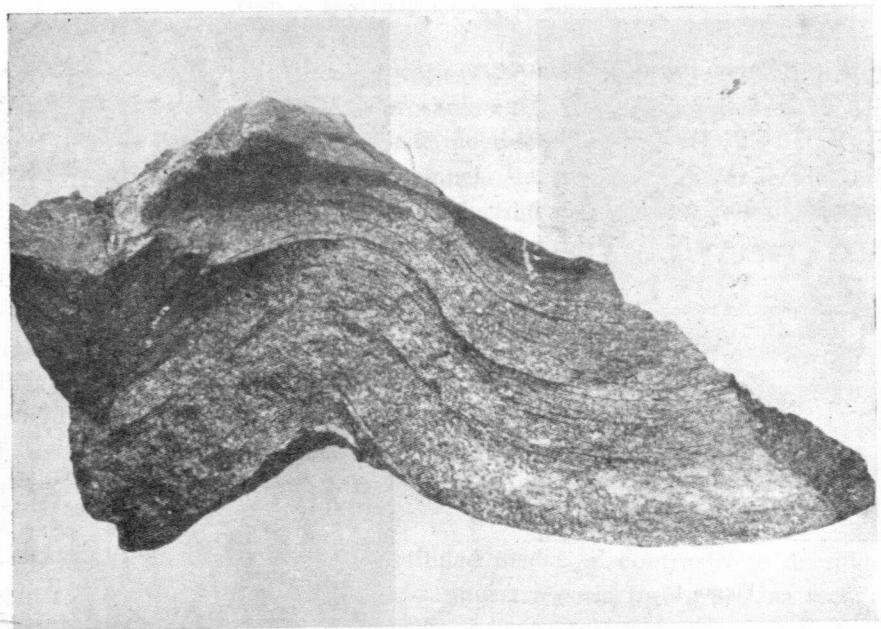
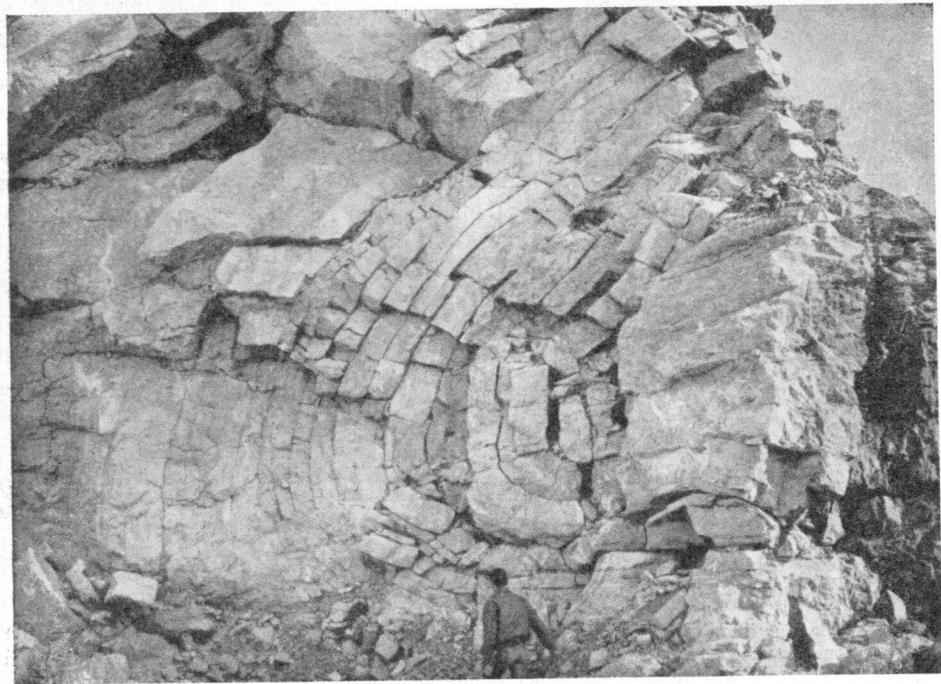
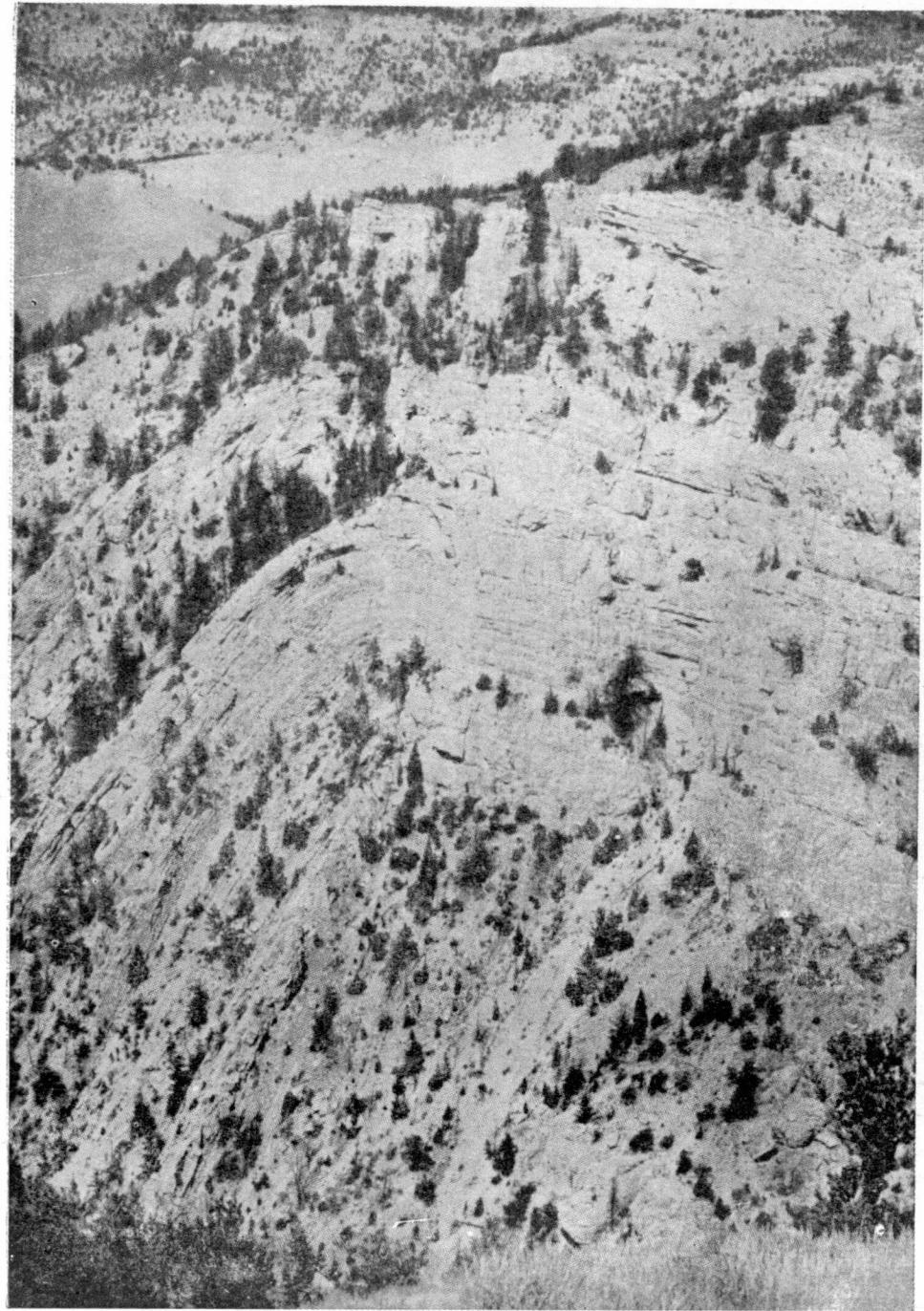


Fig. 1.—Plegamiento por flexodeslizamiento en una muestra de mano de una caliza filítica de Conestoga (Pennsylvania), $\times \frac{5}{7}$.

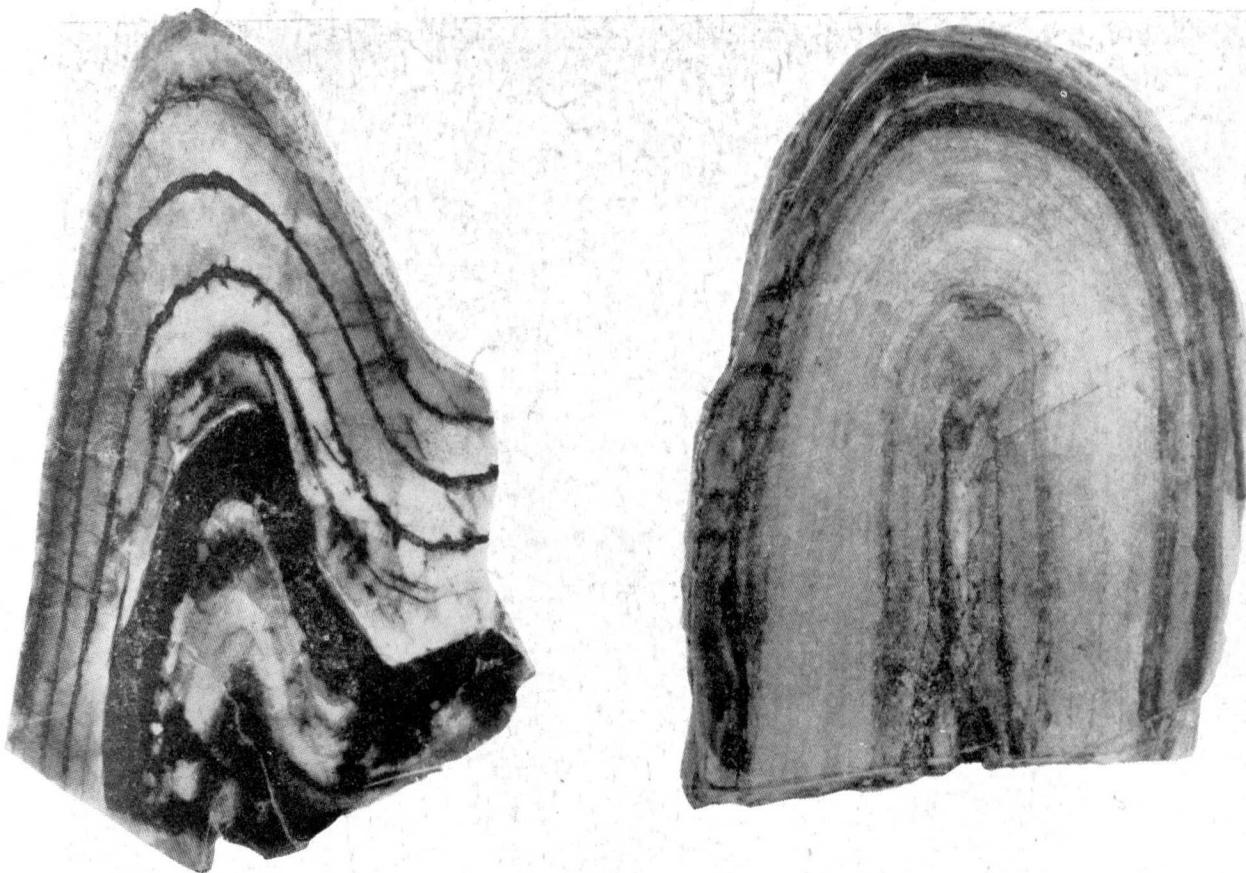


PLEGAMIENTOS POR FLEXODESLIZAMIENTO

Fig. 2.—Pliegue acostado caracterizado por flexodeslizamiento, en la caliza Beekmantown, Rheems Quarry, Pennsylvania.



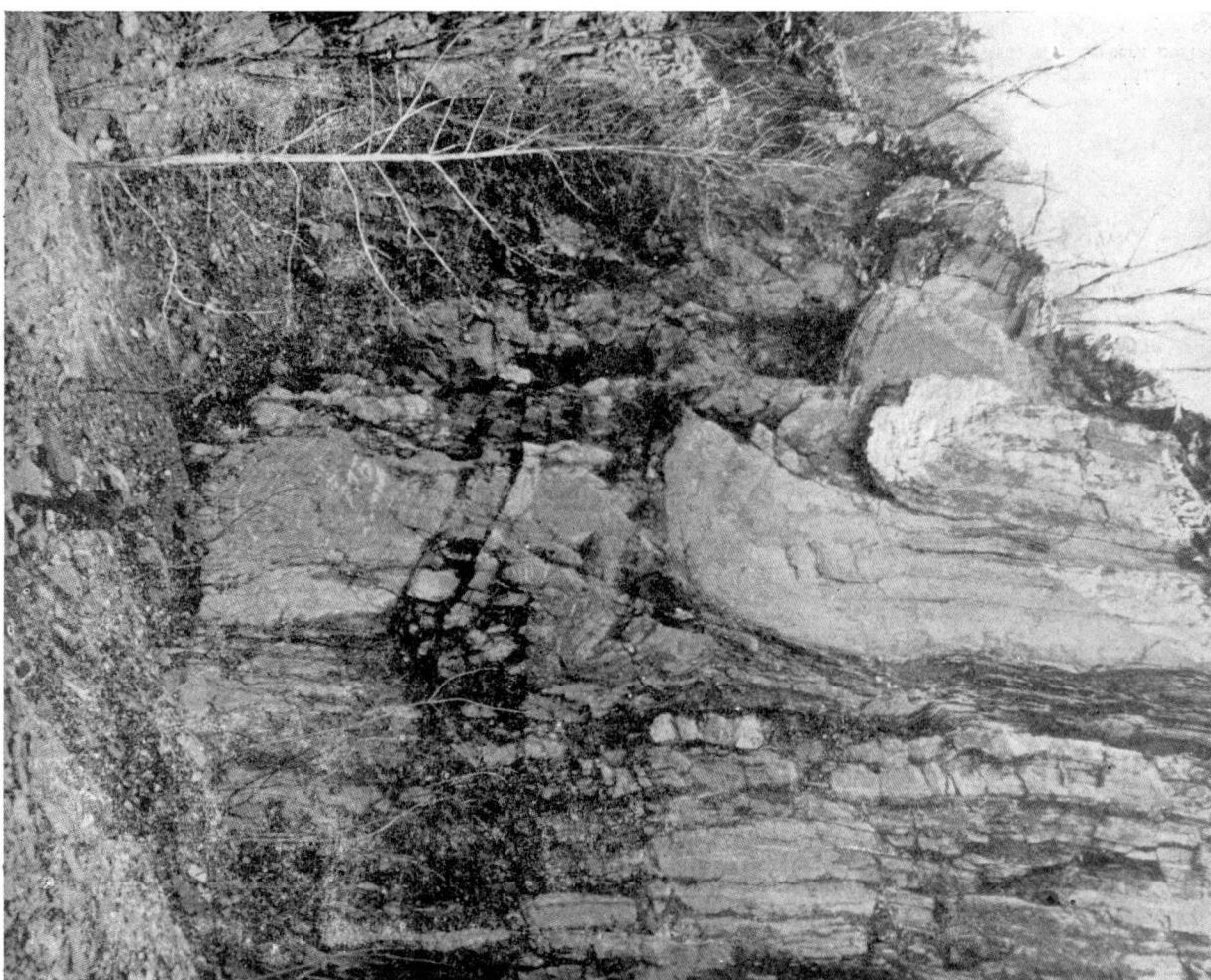
Pliegue por flexodeslizamiento en la caliza Madison, South Fork Owl Creek, Montañas Bridger, Wyoming.



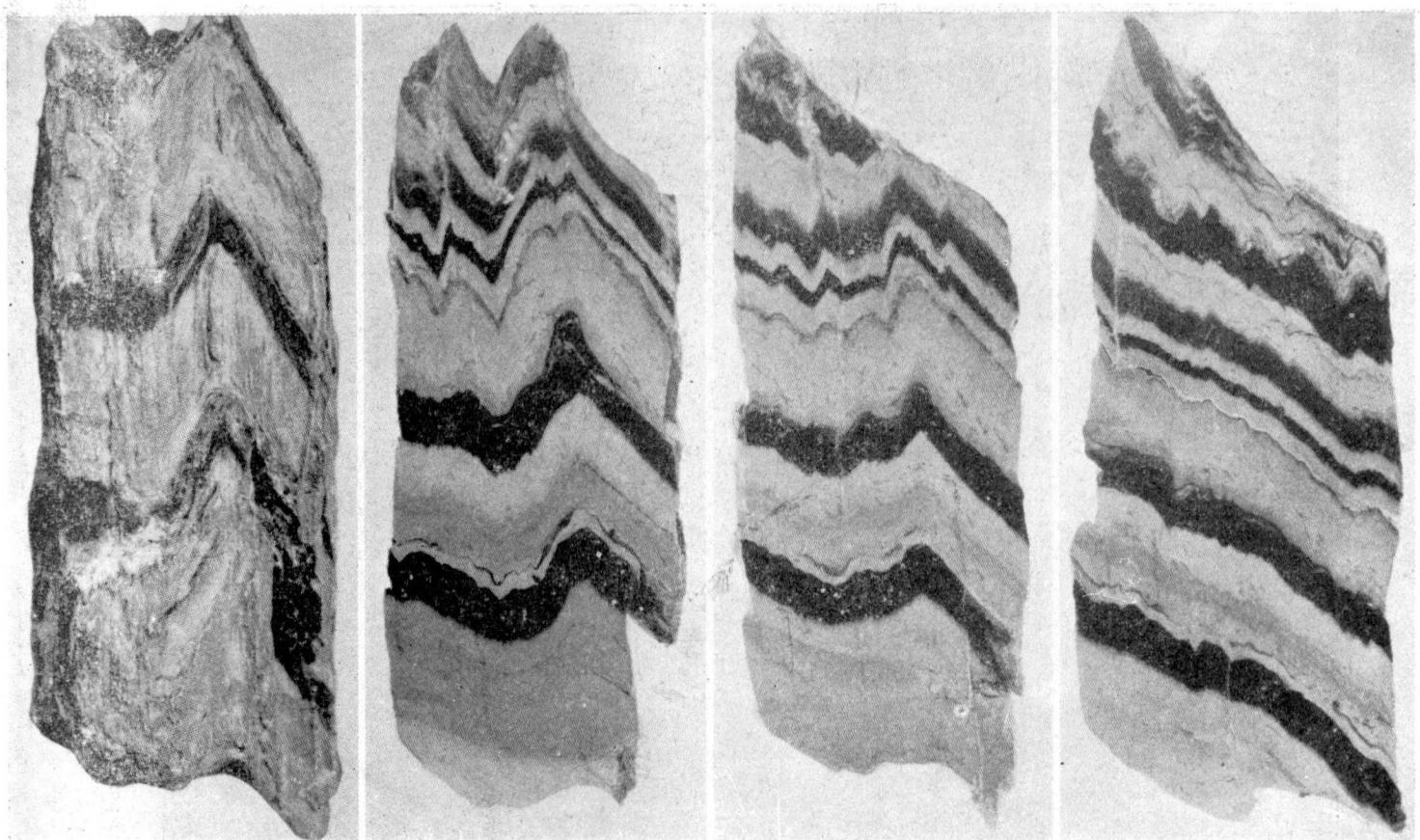
PLEGAMIENTOS POR FLEXOFLUENCIA

Fig. 1.—Estratos de cuarcita con hematites (Distrito ferrífero del Lago Superior), $\times \frac{5}{6}$.

Fig. 2.—Plegamiento por flexofluencia en un mármol de tremolita (Distrito Balmat, New York.), $\times 1$.



Plegue por flexofluencia en la caliza Helderberg, West Virginia. (Foto tomada por F. B. Conger.)



Pliegue por influencia pasiva en la pizarra Normanskill (Vermont). El espesor de la muestra es, del frente (izquierda) a espalda (derecha), de 6 pulgadas. La segunda foto empezando por la izquierda se ha conseguido cortando 2 pulgadas de la primera muestra, y la tercera cortando 3 pulgadas. La muestra ofrece un crucero plano-axil bastante bien desarrollado. $\times \frac{3}{4}$

LÁMINA 6



Pliegue por fluencia pasiva en la pizarra de Barton River, North Central Vermont.

(Foto tomada por C. G. Doll.)

LÁMINA 7



Fig. 1.—Capas de caliza con marga intercalada, Whitehall, New York. La navaja mide 3 pulgadas de largo.



PLEGAMIENTOS SEMIPLÁSTICOS

Fig. 2—Capas de silicato cálcico de mármol, cerca de Grimstad, Noruega. La navaja mide 3 ½ pulgadas de largo.

De esta manera, el plegamiento por deslizamiento entre estratos será normal en secuencias estratificadas de rocas deformadas bajo condiciones que favorezcan desde la fragilidad completa a la fragilidad moderada (baja ductilidad media) (11), especialmente si las ductilidades de las rocas afectadas son semejantes, como, por ejemplo, en una secuencia de calizas o de areniscas. Bajo estas condiciones, la deformación tiene lugar fundamentalmente por deslizamiento entre capas flexadas, con cataclasis y fracturación en las

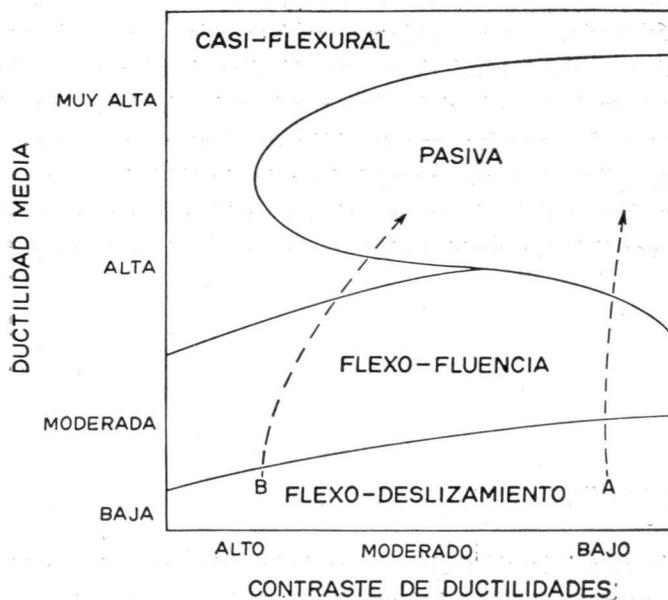


Fig. 3.—Campos de plegamiento en relación con la ductilidad media y el contraste de ductilidades. Según Donath (1963 a).

capas más quebradizas. La fluencia flexural es importante en el caso de las rocas plegadas mientras sean moderadamente dúctiles, y es con frecuencia el mecanismo predominante en una serie estratificada de rocas dotadas de medio o alto contraste de ductilidades, como areniscas o calizas con intercalaciones de margas pizarreñas. Aun cuando la deformación tiene lugar principalmente por fluencia en el interior de los estratos en vez de ser por desplazamientos entre capas, se puede dar también el deslizamiento en las super-

(11) La conducta de las rocas deformadas experimentalmente en las que la fractura va precedida por una fluencia despreciable; una deformación del 1 al 5 por 100 se designa como frágil o quebradiza; para aquellas en que la fractura va precedida de una fluencia menor, una deformación del 2 al 8 por 100, se dice que son *moderadamente quebradizas* (Donath, 1962, pág. 236; cf. Griggs y Handin, 1960, pág. 349).

ficies de separación. Puede suceder que preceda una flexofluencia y que dé paso después a fluencia pasiva conforme las rocas se vuelven más dúctiles, debido a aumentos de presión, a mayores temperaturas o a otros cambios en las condiciones ambientales. La fluencia plástica es frecuente en los ambientes metamórficos y a menudo es el mecanismo predominante de plegamiento en rocas tales como pizarras, mármoles o neises. El plegamiento semi-flexural puede reflejar una deformación relativamente rápida de materiales muy dúctiles, que tiene como consecuencia la producción de fluencia irregular o contorsionada, como sucede en muchos neises, o puede reflejar deformación de dos materiales relativamente dúctiles de alto contraste de ductilidad, por ejemplo lechos de dolomía en mármol calcítico. Los plegamientos pasivos y los casi flexurales, son también corrientes en los procesos de plegamiento de sedimentos no consolidados; la ductilidad es en este caso una propiedad intrínseca del mismo material, más bien que una consecuencia inducida por condiciones ambientales, tales como altas temperaturas y presiones.

CARACTERÍSTICAS DE LOS PLIEGUES

Plegamiento por flexión.

Cuando la estratificación ejerce una influencia marcada en el plegamiento de una secuencia rocosa, el flexamiento de las capas se logra mediante el deslizamiento de un estrato sobre otro, por fluencia dentro de los estratos, o por combinación de ambas cosas a la vez. En cada caso, la estratificación controla el mecanismo del plegamiento, y, por tanto, controlará también la forma geométrica y las características internas del pliegue resultante.

Flexodeslizamiento.

La figura 2 de la lámina 2 muestra un pliegue volcado en la caliza Beckmantown en Rheems Quarry, en Pennsylvania. Una característica inmediatamente patente de este pliegue es el espesor uniforme de cada uno de los estratos, medido perpendicularmente con respecto a la estratificación. El espesor del estrato puede no haber permanecido constante, a menos que la fluencia en el interior de las capas haya sido despreciable. El plegamiento se logró mediante deslizamiento entre estratos; así, pues, la estratificación en este caso tenía mucha importancia. El plegamiento por flexodeslizamien-

to puede implicar cataclasis y fracturación (12) macroscópica dentro de los estratos, fenómenos acompañantes de un verdadero doblamiento, pero el plegamiento es, ante todo, resultado de un deslizamiento a lo largo de los estratos o superficies principales de foliación.

El espesor casi constante de cada uno de los estratos individualmente considerados es el criterio más definitivo del plegamiento por flexodesliza-

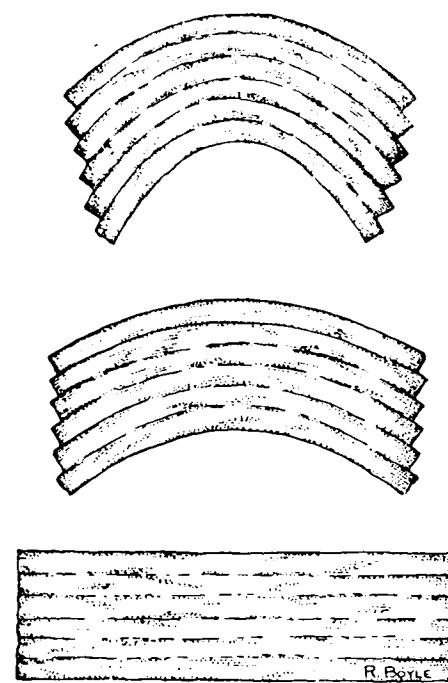


Fig. 4.—Plegamiento por flexodeslizamiento.

miento, y la característica geométrica de este tipo de plegamiento es la del pliegue paralelo o concéntrico (ver Billings, 1954, pág. 58; De Sitter, 1956, página 182). El radio de curvatura de la charnela, en los plegamientos por flexodeslizamiento, no es constante, disminuye en dirección hacia el lado cóncavo y puede llegar a valer cero (lám. 3). Una excepción importante a esta norma la tenemos en los pliegues angulares o de espiga (*chevron*), en los cuales el radio de curvatura es infinitésimo, y puede ser constante de es-

(12) Los procesos de fracturación macroscópica pueden ser idénticos a los de cataclasis, pero este último vocablo se reserva normalmente para el dominio de lo microscópico. La cataclasis es una deformación que se caracteriza por una granulación mecánica (Griggs, 1940, pág. 1.003).

trato a estrato, aunque las restantes características de plegamiento sean las del flexodeslizamiento.

El desarrollo de un pliegue por flexodeslizamiento está ilustrado en forma diagramática en la figura 4. Los estratos superiores se desplazan hacia la charnela del anticlinal o huyen de la charnela sinclinal (o, más correctamente, los estratos exteriores mueven hacia el lado convexo de una charnela). En un pliegue ideal por flexodeslizamiento no hay desplazamiento alguno en la línea de charnelas, pero éste incrementa progresivamente conforme nos alejamos de dicha línea. (En los ejemplos de campo, la relación no siempre es válida: el desplazamiento puede aumentar progresivamente desde un lado de la charnela al otro flanco, si las condiciones confinantes varían a ambos lados del pliegue, como, por ejemplo, ocurre en un deslizamiento por gravedad.) Aunque la fluencia de este tipo es macroscópicamente discontinua, los desplazamientos entre estratos no tienen por qué ser inmediatamente evidentes, ya que el deslizamiento puede haber tenido lugar paralelamente con respecto a la estratificación. Un filoncillo, fractura o cualquier otra estructura que atravesase la estratificación pondría de manifiesto la existencia de un desplazamiento relativo. El alcance del desplazamiento paralelo a la estratificación es proporcional al grado del plegamiento y a la distancia con respecto a la linea de charnela.

La presencia de estratificación o de cualquier otra anisotropía plana no nos da la seguridad, por sí misma, de que el flexodeslizamiento haya sido el mecanismo predominante de plegamiento. La cohesión entre estratos es, por lo general, menor que la existente en el interior de los mismos, y el deslizamiento tiene lugar si el esfuerzo cortante en las superficies de los estratos excede a la cohesión y resistencia a la fricción por deslizamiento existente entre ellos. Si la cohesión entre estratos no es muy diferente de la existente en su interior, no se favorece de manera especial el deslizamiento paralelo a la estratificación. Además, la inclinación de la estratificación (u otra anisotropía cualquiera) determinará si será posible o no un deslizamiento paralelo a dicha anisotropía. Los conocimientos actuales, basados en experimentos llevados a cabo a temperatura ambiente y presiones de 2.000 bars, nos sugieren que el deslizamiento paralelo a la anisotropía plana es posible para aquellos cuyas inclinaciones se elevan hasta unos 60° con respecto a la dirección de máxima compresión (Donath, 1961; 1963 b).

Una secuencia estratificada puede experimentar un plegamiento moderadamente intenso por flexodeslizamiento, sin que los estratos individualmente considerados queden sujetos a deformaciones de importancia. La deformación dentro de un estrato flexado es directamente proporcional a la relación existente entre el espesor y el radio. Si aceptamos que la deformación es despreciable a lo largo de la superficie inferior de un estrato plegado por flexo-

deslizamiento, la deformación máxima en el estrato tendrá lugar a lo largo de su cara superior y será igual a la relación entre el espesor de dicho estrato y el radio de curvatura de su cara inferior. Esta relación es la que muestra la figura 5, en la que se ve la dependencia entre la deformación (ϵ) y la relación entre el radio y el espesor r/t . Aquí la deformación indica un valor integrado correspondiente a la cara superior de un determinado estrato. Existe un nivel crítico de valores para la relación del radio al espesor, aproxi-

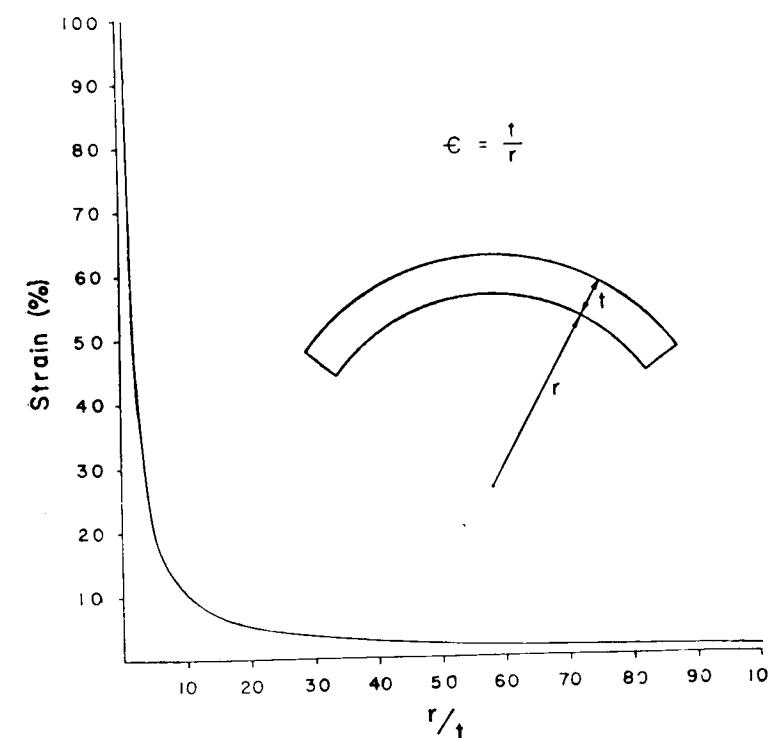


Fig. 5.—Efecto de la relación radio/espesor (r/t) con respecto a la deformación (ϵ) en un plegamiento por flexodeslizamiento. Según Donath (1963 a).

Strain = Deformación.

madamente la de 1 a 10, en la que un pequeño cambio en dicha relación produce un cambio muy notable en la deformación. Para una relación del radio a espesor de 20 o más, la deformación máxima es de un 5 por 100 o menos (13). Esto explica por qué encontramos secuencias de delgada estratificación que pueden experimentar un plegamiento moderadamente intenso mediante flexodeslizamiento, con deformación despreciable en cada uno de

(13) El comportamiento de una roca deformada experimentalmente en la que la deformación antes de la rotura es menor del 5 por 100, nos indica que es «frágil» o quebradiza (*brittle*) (Donath, 1962, pág. 236).

ios estratos. Si la fibra neutra (línea que une los puntos de deformación nula) yace más bien en el interior del estrato más que a lo largo de su cara inferior, las deformaciones a lo largo de su cara superior son todavía más pequeñas.

El flexodeslizamiento es tanto menos importante como mecanismo de plegamiento cuanto más decrece la relación entre el radio y el espesor. En estratos potentes, las deformaciones serán, por lo general, tan amplias que requerirán fractura o fluencia en su interior si se ha de conseguir el plegamiento. El alcance de la deformación, y, por tanto, el mecanismo favorece-

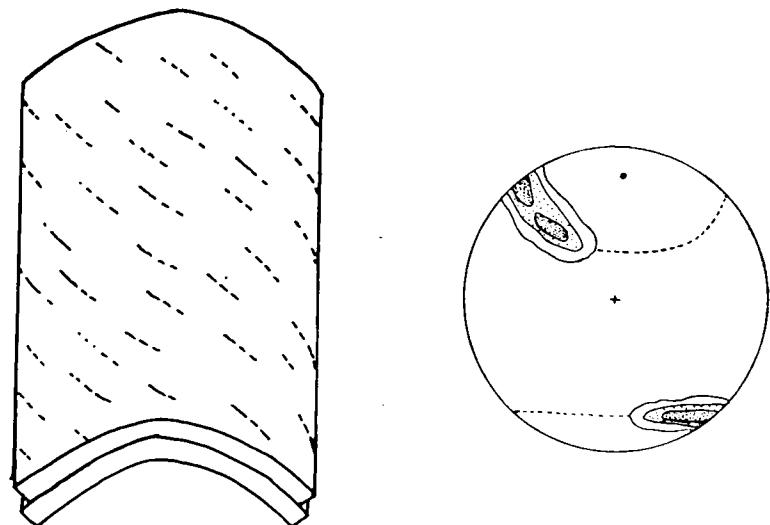


Fig. 6.—Alineaciones preexistentes deformadas por plegamiento flexodeslizante. La *inmersión* (*plunge*) del pliegue está representada por un punto en la proyección Lambert. Los lineares mantienen un ángulo constante con el eje del pliegue, así es que definen un cono en el espacio, un círculo menor en la proyección.

dor del plegamiento por flexión, es así parcialmente dependiente del espesor de los lechos. Sin embargo (láms. 2 y 3), el mecanismo del plegamiento por flexodeslizamiento no es función de la escala.

Cuando se observan elementos lineares relacionados con el plegamiento, éstos pueden identificar cual sea el mecanismo predominante del mismo. El ángulo entre cualquier cortejo de lineaciones preexistentes y el eje del pliegue debería permanecer constante en un plegamiento por flexodeslizamiento. Así, pues, un cortejo linear no paralelo o perpendicular al eje del pliegue definiría un sector de un cono circular recto proyectado después del plegamiento. El eje de dicho cono sería paralelo al eje del pliegue (Sander, 1948, págs. 171-172; Weiss, 1959 b, págs. 98-100; Ramsay, 1960, pág. 76). Los lineares observados que estén afectados por un plegamiento por flexodeslizamiento quedarían situados según un círculo menor en una proyección

Lambert (fig. 6). Si el eje del pliegue fuera paralelo a la alineación preexistente, las alineaciones seguirían siendo paralelas después del plegamiento y se situarían alrededor un punto máximo. Las alineaciones preexistentes perpendiculares al eje del pliegue se situarían, después del plegamiento, sobre un círculo máximo cuyo polo es el eje del pliegue. Tanto los elementos estructurales como los microestructurales podrían girar de manera análoga durante el plegamiento (Houston y Parker, 1963, págs. 199-200). Los espejos de falla (*slickensides*) producidos por deslizamiento entre capas durante el plegamiento, quedarían generalmente registrados sobre un círculo máximo cuyo polo es el eje del pliegue, con tal que el pliegue fuera cilíndrico en la zona considerada.

Flexofluencia.

La fluencia tiene lugar en cierta medida en el interior de cada uno de los estratos de casi todos los pliegues por flexión. En el plegamiento por flexodeslizamiento, la fluencia en el interior de los estratos es despreciable y las caras, inicialmente paralelas, de los estratos, permanecen esencialmente paralelas después del plegamiento. Sin embargo, el verdadero doblamiento puede producirse por fluencia en el interior de los estratos tanto como por deslizamiento entre los mismos. Cuando ha tenido lugar la fluencia en el interior de los estratos, sus caras no quedan paralelas y las características del pliegue resultante son completamente diferentes de los que son consecuencia de plegamiento por simple flexodeslizamiento. En el plegamiento por flexofluencia, el material se desplaza tanto hacia la charnela como en sentido contrario; la redistribución del material dentro de los estratos se refleja más generalmente por el engrosamiento en la charnela y adelgazamiento en los flancos (ver lám. 5 y fig. 7). Cuando hay un alto contraste de ductilidades y una fluencia apreciable en la charnela, los estratos más dúctiles pueden mostrar un desarrollo de cruceros. Corrientemente, la fluencia tiene lugar según diferentes grados en el interior de los distintos estratos, pero está siempre restringida por las caras limitantes de los estratos, y la presencia de estratificación es claramente esencial para el plegamiento por flexofluencia.

Los mecanismos designados en este trabajo como flexodeslizamiento y flexofluencia han sido denominados por otros autores (Turner y Verhoogen, 1960, pág. 611) como flexodeslizamiento en rocas «competentes» e «incompetentes», respectivamente. El uso del término «deslizamiento» (*slip*) para fluencias macroscópicamente continuas en el interior de estratos no parece aconsejable; además, aunque «competente» es un término muy sugestivo, no siempre está claro si el autor se está refiriendo a su resistencia, a la ductilidad, o al módulo elástico de una determinada unidad rocosa. Un estrato ini-

cialmente resistente pero quebradizo podría, después de fracturarse, tener menor resistencia que los estratos acompañantes más dúctiles. No tiene, por consiguiente, sentido especificar que el estrato dotado de máxima resistencia al aplastamiento resultará ser el más competente en el plegamiento. Como consecuencia de la posible confusión resultante del uso del término «com-

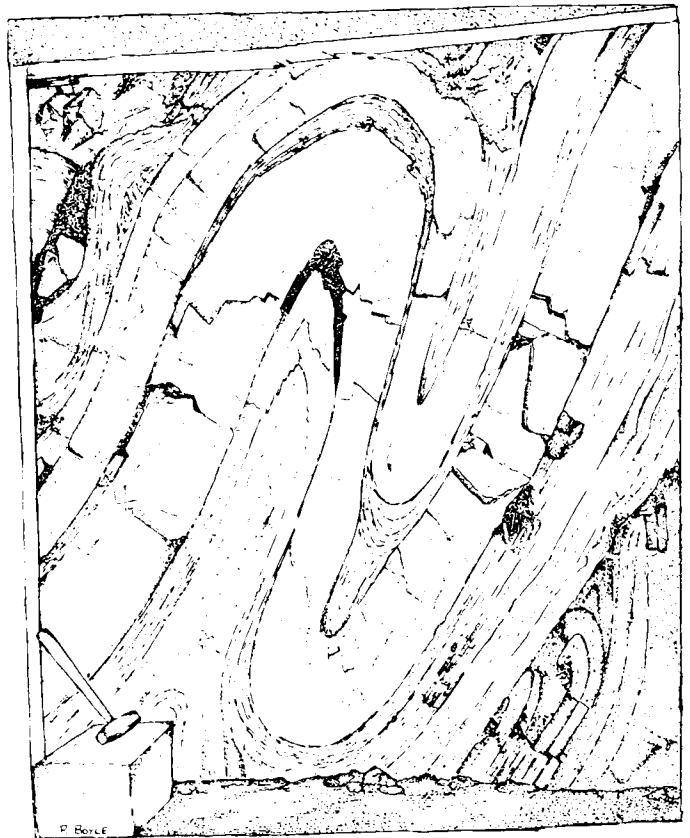


Fig. 7.—Plegamiento por flexofluencia en estratos alternativamente delgados y potentes de margas, Black Rock Mine, Northwestern Queensland, Australia. Dibujo hecho a partir de una foto (Blanchard, 1942, pag. 152).

petente», los autores de este trabajo recomiendan que se empleen, siempre que sea posible, los términos «ductilidad», «resistencia» u otros más categóricos.

El radio de curvatura de la charnela de un pliegue por flexofluencia puede o no ser constante y puede además crecer o disminuir hacia el lado cóncavo del pliegue. Este aspecto de la forma geométrica de un pliegue es la característica más terminante y evidente de un pliegue por flexofluencia. El

radio de curvatura corrientemente no tenderá a anularse, como consecuencia de la fluencia que tiene lugar en la charnela de un pliegue. Cuando hay fluencia paralela a las caras de los estratos, éstos pueden perder espesor uniformemente a lo largo de los mismos y la forma geométrica del pliegue puede parecerse entonces a la de un pliegue por flexodeslizamiento (lám. 4 figura 2). La presencia de alargamientos de minerales o fósiles paralelos a la estratificación o de cualquier otro signo indicativo de flujo, indica normalmente un plegamiento por flexofluencia. La forma geométrica de un pliegue se asemeja a la del pliegue paralelo o concéntrico cuando el radio de curvatura decrece hacia la cara cóncava del pliegue; generalmente, el radio de curvatura permanece casi constante y la forma geométrica del pliegue se aproxima a la de un pliegue similar (lám. 4, fig. 1). La forma geométrica de los pliegues por flexofluencia varía de este modo desde casi concéntrica a similar, reflejando así el cambio de mecanismo entre flexodeslizamiento y plegamiento pasivo.

Donde reconocemos estructuras previas al plegamiento que cruzan los estratos o se puedan reconocer elementos inicialmente contiguos, se aprecia que los estratos más extensos resultan desplazados hacia el lado convexo de la charnela. El engrosamiento relativo en la charnela y adelgazamiento en los flancos de un pliegue por flexofluencia no indica, sin embargo, necesariamente, movimiento o desplazamiento del material hacia la zona de charnela. En la figura 7, el espesor del estrato dúctil en la charnela del sinclinal podría reflejar: (1), o bien el espesor inicial del estrato, en cuyo caso el material habría sido forzado a desplezarse desde los flancos hacia las charnelas anticlinales adyacentes o paralelamente al eje del pliegue, o (2) fluencia del material desde los flancos hacia la charnela sinclinal, en cuyo caso el espesor resulta exagerado. Las relaciones de estratificación existentes en la charnela sinclinal del pliegue que muestra la lámina 5 indica en este ejemplo que el material ha sido desplazado desde los flancos hacia la charnela sinclinal. El espesor de un estrato en la charnela de un pliegue por flexofluencia puede, por consiguiente, ser también menor que el espesor original, como probablemente ha sucedido en la figura 2 de la lámina 4. Es evidente que la dirección de alargamiento máximo y la magnitud y dirección de los desplazamientos de las partículas del material puede variar en un plegamiento por flexofluencia, desde un pliegue al siguiente, y aun dentro del mismo pliegue.

El ángulo existente entre un cortejo linear preexistente y el eje del pliegue debería permanecer casi constante en un plegamiento cilíndrico por flexofluencia, a no ser que los elementos lineales hayan sido apreciablemente deformados por la fluencia durante el plegamiento. Como ocurre en los plegamientos por flexodeslizamiento, cualquier conjunto de elementos lineales presente antes del plegamiento debería definir un sector de un cono recto.

de base circular si se proyecta después del plegamiento, excepto para alineaciones preexistentes paralelas o perpendiculares al eje del pliegue. Los elementos de característica linear existentes sobre superficies de diferentes estratos deberían recaer en el mismo cono; sin embargo, las alineaciones deformadas por fluencia dentro de las capas pueden definir conos diferentes, o pueden ofrecer distribución irregular.

Plegamiento pasivo.

En rocas muy dúctiles, la fluencia o el deslizamiento no queda, en general, restringida por las caras limitantes de los estratos, sino que las cruza sin discriminación. Aun en rocas moderadamente dúctiles, determinados tipos de anisotropía planar, como, por ejemplo, la fisibilidad según los estratos de las margas pizarreñas (14) (marga apizarrada de Longwood, Donath, 1961), pueden tener un efecto despreciable en el comportamiento deformativo, particularmente en las rocas que son homogéneas macroscópicamente. Cuando tiene lugar fluencia a través de las caras de estratificación, las superficies límitrofes de los estratos no llegan a suponer más que simples indicadores de los desplazamientos paralelos a la dirección de fluencia (o deslizamiento). La estratificación original o cualquier otra anisotropía visible tienen papeles meramente pasivos y no desempeñan función alguna en el desarrollo de la forma geométrica del pliegue; el pliegue se produce por fluencia o deslizamiento inclinado con respecto a la superficie plegada (15).

La lámina 6 muestra algunos cortes de un pliegue por fluencia pasiva en pizarras. La estratificación juega un papel claramente pasivo y la forma del pliegue es consecuencia de fluencias diferenciales dentro de la masa rocosa misma. Los desplazamientos relativos han tenido lugar no solamente en secciones perpendiculares a las charnelas (ocasionantes así del pliegue), sino también en secciones paralelas a la superficie axial (causantes de la extinción del pliegue). El plegamiento resulta cónico, más bien que cilíndrico, a la escala de una muestra de mano, de aquí que no exista eje del pliegue a esta escala. En éste, como en determinados pliegues pasivos no cilíndricos, las charnelas recaen sobre un círculo máximo en proyección Lambert, en vez de constituir un máximo, como sucede en los pliegues cilíndricos. El hecho de que la estratificación o cualquiera otra anisotropía planar sirve solamen-

te para acusar los desplazamientos relativos en una masa rocosa fluente durante el plegamiento plástico, queda también mostrado en la figura 8. La estratificación neísica, que refleja diferencias mineralógicas, no controló la configuración de la masa deformada, únicamente refleja la deformación.

Durante el plegamiento plástico pasivo se desarrollan, por lo general, superficies macroscópicas inclinadas con respecto a la estratificación original. Cuando el espaciado es apretado y caracterizado por desplazamientos tan pequeños que no se aprecian a simple vista, dichas superficies representan una deformación suficientemente continua como para ser clasificada como fluencia: el mecanismo de plegamiento es por fluencia pasiva (lám. 1, fig. 2; lámina 6). El desplazamiento diferencial de un estrato característico no resulta macroscópicamente detectable si es paralelo a superficies asociadas a fluencias plásticas, aunque el alargamiento de minerales y la alineación antedicha en las superficies sean corrientes. Un plegamiento pasivo que trae como consecuencia el desarrollo de superficies inclinadas, a lo largo de las cuales se pueden observar desplazamientos diferenciales, es designado en este trabajo como deslizamiento pasivo (*passive slip*): es el deslizamiento o plegamiento de cizalla o cortante de otros autores (*slip* o *shear folding*) (Billings, 1954, pág. 91; De Sitter, 1956, pág. 214; Turner y Weiss, 1963, páginas 480-481). De este modo, aunque se pueden asociar superficies planas bajas a plegamientos por fluencia pasiva o por deslizamiento pasivo, los desplazamientos relativos de interestratificaciones preexistentes son discernibles macroscópicamente a lo largo de superficies de deslizamiento pasivo (lámina 1, figs. 3 y 4).

Se pueden desarrollar superficies de deslizamiento macroscópico acompañando a la fluencia pasiva, en cuyo caso es posible que representen o correspondan a diferencias de velocidad en el flujo; el deslizamiento pasivo puede incluso dominar sobre la fluencia pasiva mediante deslizamiento diferencial a lo largo de superficies desarrolladas previamente o el deslizamiento pasivo puede quedar iniciado en determinadas capas durante la flexofluencia y más tarde llegar a ser el mecanismo predominante. Comúnmente, la estratificación entre superficies de deslizamiento, es decir, dentro de las láminas de deslizamiento (*microlithons* de De Sitter, 1956, pág. 97 = *leptoplacas*), adopta una forma sigmoidal característica (lám. 1, fig. 3) que puede reflejar, o bien fluencia diferencial en el interior de la lámina de deslizamiento, o arrastres (*drag*) adyacentes a las superficies de deslizamiento. Aunque los autores han observado algún deslizamiento a través de la interestratificación en los pliegues pasivos, no han encontrado ningún ejemplo de pliegue en el que éste fuera el mecanismo esencial del proceso del plegamiento. A pesar de las numerosas referencias que encontramos en la bibliografía sobre pliegues de deslizamiento (*slip*) o cizalla (*shear*), los plegamientos por puro deslizamiento

(14) La estratificación original de muchas pizarras es inherentemente de trascendencia física reducida, pues con frecuencia consiste en poco más que en el cambio de coloración, debido a diferencias en el grado de oxidación.

(15) Si la fluencia fuera uniformemente paralela a la estratificación plana, la deformación no resultaría registrada en forma de pliegue.

pasivo parecen ser muy escasos. La mayor parte de los pliegues por deslizamiento o cortantes son, probablemente, pliegues por fluencia pasiva, en los cuales el desplazamiento diferencial sobre una foliación secundaria desempeña un papel más bien incidental que esencial, en el proceso de plegamiento.

Los pliegues pasivos se pueden caracterizar por superficies groseramente planas y paralelas (crujero, adiaclasamiento u otra foliación secundaria) inclinadas con respecto a la estratificación original, incluso aunque la fluen-

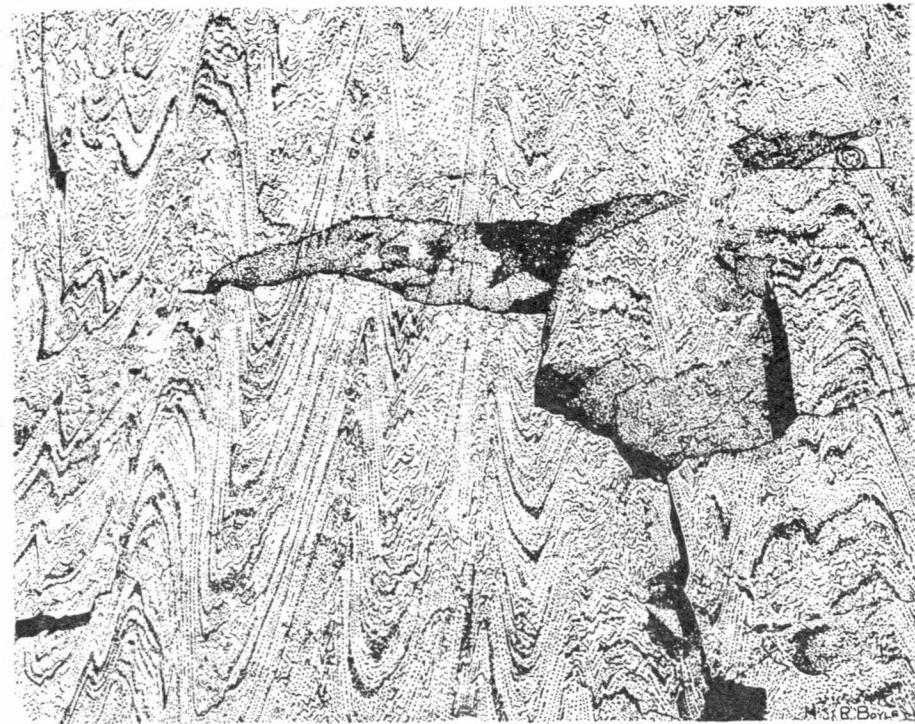


Fig. 8.—Plegamientos por fluencia pasiva en un neis de plagioclasa-hornablenda, Medicine Bow Mountains, Wyoming. Dibujo hecho a partir de una foto. Para apreciar la escala se ha colocado una moneda en la esquina superior derecha.

cia actuante o las superficies de deslizamiento (superficies de deslizamiento intra o interdominios rígidos, tales como cristales u otros componentes de la roca) puedan no ser mutuamente paralelas. El desplazamiento relativo de la estratificación paralelamente a estas superficies determina las posiciones de las zonas de mayor curvatura, es decir, las charnelas del pliegue. Así, el crucero, por lo general, se dispone paralelo a la superficie axil en pliegues pasivos. Cuando esto sucede, el plano axil puede definirse, en proyección Lambert, como el círculo cuyo polo es el máximo estadístico de los polos correspondientes al crucero (o foliación emparentada). Esta relación no

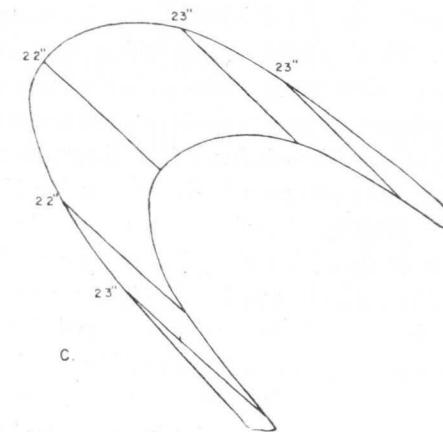
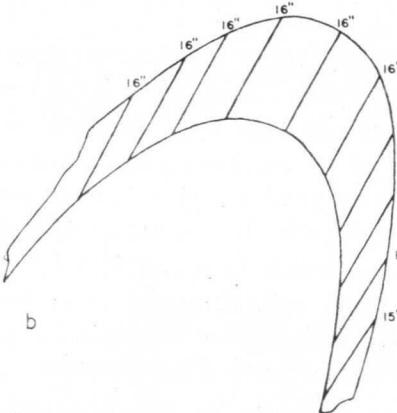
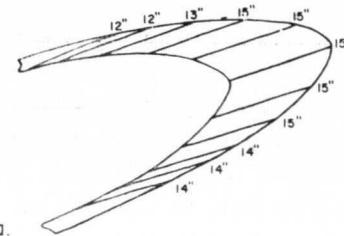


Fig. 9.—Medidas de campo en los pliegues pasivos (según G. W. Crosby, Ph. D. tesis, 1963, Universidad de Columbia).

a) Marga pizarreña calcárea (pizarra) intercalada con caliza relativamente pura (mármol); mármol de Beldens, cerca de Brookville, Vermont. Las medidas son paralelas al crucero plano-axil. Las pequeñas diferencias en los espesores pueden indicar que la fluencia no fue perfectamente rectilínea.

b) Caras de estratos en la dolomía de la formación Bascom, cerca de Brandon, Vermont. Las medidas son paralelas al crucero plano-axil.

c) Caras de estratos en la formación Monkton, cerca de Brandon, Vermont. Las medidas son paralelas a un crucero plano-axil poco desarrollado.

se mantiene estrictamente para las secuencias rocosas que posean un alto contraste de ductilidades, como, por ejemplo, ocurre en calizas y dolomías pasivamente plegadas; el crucero (*cleavage*) puede afectar diferentes orientaciones en capas rocosas adyacentes, de comportamiento distinto; es la así denominada «refracción» del crucero. Cuando esto ocurre se observa que la orientación media de las intersecciones del crucero es generalmente paralela al eje del pliegue.

Los dos tipos de plegamientos pasivos son geométricamente idénticos; difieren sólo en que la fluencia puede ser macroscópicamente continua o discontinua. En el plegamiento pasivo ideal, las separaciones entre las partículas permanecen constantemente paralelas a la dirección de la fluencia, aunque los desplazamientos relativos en secciones perpendiculares y paralelas al plano axil del pliegue resultante pueden variar de la manera más compleja (lámina 6 y fig. 8). En consecuencia, los espesores de cada estrato en un plegamiento puramente pasivo permanecen casi invariables, si se miden paralelamente a la traza del plano axil. Este espesor lo denominaremos *espesor plano-axil* para distinguirlo del *espesor litológico o estratigráfico*, que se mide perpendicularmente con respecto a los estratos.

En la figura 9 aparecen dibujados los estratos principales de tres pliegues pasivos en el sinclinalio de Middlebury, de Vermont, estudiado por G. M. Crosby (Ph. D. Thesis, 1963, Universidad de Columbia). Las caras límitrofes de estratos han sido proyectadas sobre un plano perpendicular al eje del pliegue y las medidas se han tomado paralelamente al crucero plano-axil de los pliegues. Las medidas dadas en la figura 9 indican un espesor plano-axil casi constante. Los pliegues indicados en las láminas 6 y 7 muestran también un espesor plano-axil casi constante, y esto puede considerarse como la característica más definitiva del plegamiento pasivo ideal. La realización se mantiene cualquiera que sea la sección en que se hagan las medidas. Sin embargo, los desplazamientos relativos verdaderos sólo pueden ser determinados en secciones paralelas a la dirección de la fluencia; además, puesto que los desplazamientos relativos pueden variar a lo largo de las líneas de charnela del pliegue, se podría elegir una sección que fuera perpendicular al plano axil, a la vez que paralela a la dirección de la fluencia. Espesores plano-axiles perfectamente constantes se observan solamente en zonas en que la fluencia es rectilínea, pero en ningún caso resultaría constante el espesor de un estrato en un plegamiento pasivo si fuera medido perpendicularmente a la estratificación (16). Las secciones perpendiculares a las líneas de charnela de un pliegue pasivo (o perpendicular al eje del pliegue si éste

(16) En los pliegues por flexodeslizamiento, espesores constantes perpendiculares a la estratificación se observan solamente en secciones perpendiculares a las charnelas del pliegue.

es cilíndrico) no son necesariamente paralelas a la dirección de fluencia; los ejes de simetría de la estructura macroscópica no coinciden necesariamente con los ejes cinemáticos de simetría (Weiss, 1955, pág. 231; Turner y Weiss, 1963, págs. 393-395).

En los pliegues por flexodeslizamiento, el espesor plano-axil crece progresivamente desde la charnela hacia los flancos; por tanto, el espesor en la charnela es mínimo como consecuencia de la redistribución del material en el interior de los estratos, las diferencias de espesor plano-axil de un estrato en el interior de un pliegue por flexofluencia son normalmente menos pronunciadas que en un pliegue por flexodeslizamiento; el espesor plano-axil

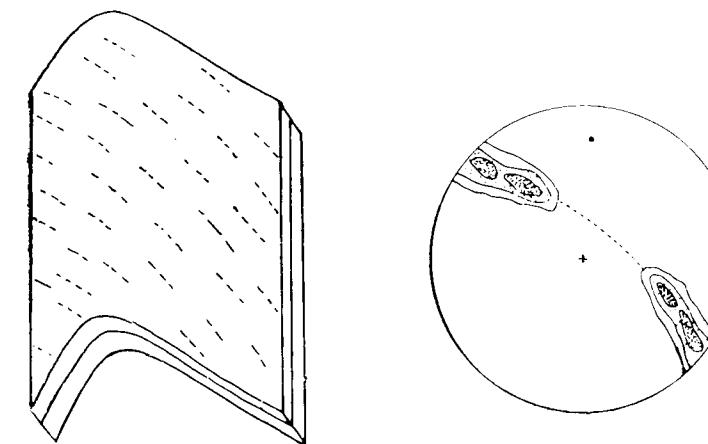


Fig. 10.- Elementos lineales preexistentes deformados por plegamiento pasivo. La inmersión (*plunge*) del pliegue está representada por un punto en la proyección Lambert. Las alineaciones definen un plano en el espacio, un círculo máximo en la proyección.

en la charnela puede ser el máximo o el mínimo. Algunos estratos de un pliegue por flexofluencia pueden incluso tener espesor plano-axil constante como en los pliegues pasivos, pero este fenómeno será totalmente fortuito y no ocurrirá realmente para cada uno de los estratos del pliegue. En plegamientos no concéntricos en los que el espesor plano-axil varie, se puede sospechar que se ha verificado un mecanismo por flexión; el pliegue corresponde probablemente a un tipo de flexofluencia, o bien se trata de un pliegue pasivo compuesto o híbrido (un pliegue plástico que se inició como un pliegue por flexión).

La constancia de espesores plano-axiles origina una forma geométrica de pliegue característica. El radio de curvatura de la charnela de un pliegue pasivo ideal es constante de estrato a estrato y la forma geométrica es la de un pliegue similar (ver Billings, 1954, pág. 56; De Sitter, 1956, pág. 183).

Incluso en los pliegues pasivos compuestos mencionados anteriormente, su forma geométrica es esencialmente la de un pliegue similar, aunque el radio de curvatura de la charnela no sea estrictamente constante de estrato a estrato. La forma geométrica del pliegue resultante refleja, con diferentes grados, todos los mecanismos que han actuado para producirlo. En el caso de los pliegues pasivos híbridos o compuestos, la forma geométrica final depende en grado sumo de las contribuciones relativas de los mecanismos de flexión y plástico.

En una zona de plegamiento cilíndrico cualquier cortejo de lineares preexistentes que no sea paralelo al plano-axil, definirá un plano después del plegamiento pasivo de modo que quedará representado por un círculo máximo en proyección Lambert (fig. 10). El plano se define por la orientación inicial (o final) de una alineación y por la dirección de fluencia o deslizamiento en el interior de la superficie de movimiento (la dirección «*a*» de Sander, 1948, página 68; ver también Borg y Turner, 1953, pág. 1.348; Weiss, 1955, páginas 228-229, y Ramsay, 1960, págs. 76-92). Las alineaciones paralelas al plano axil se situarán alrededor de un punto máximo, a menos que la zona considerada no sea cilíndrica, en cuyo caso definirán el plano axil. El que resulten distribuciones en forma de círculo máximo no quiere decir forzosamente que haya habido rotación de alineaciones preexistentes, puesto que pueden haberse producido por un episodio de deformación posterior, a lo mejor sin relación alguna (Turner y Weiss, 1963, pág. 449; Worl, 1963, página 114). En el plegamiento pasivo, el eje del pliegue es paralelo a las intersecciones de las superficies existentes antes del plegamiento y a cualesquiera superficies macroscópicas producidas por fluencia o deslizamiento durante el plegamiento.

Plegamientos semiplásticos.

En algunos pliegues, determinados estratos están flexados, aunque haya lechos que aparezcan plegados individualmente, con independencia, de tal manera que resultan relaciones disarmonicas. La forma geométrica de una charnela en el interior de un estrato flexado no está, por consiguiente, generalmente de acuerdo con la de una charnela adyacente o con las de las rocas acompañantes. Estas últimas muestran, por lo general, evidencias de una fluencia irregular o contorsionada y una redistribución importante del material. Los pliegues de este tipo son llamados aquí casi-flexurales (*quasi-flexural*).

Los autores de este trabajo usaron anteriormente el término «plegamiento ptygmático» (Donath y Parker, 1961) para describir este tipo; pero ahora

tenemos la impresión de que el término «ptygmático» no es deseable, porque 1) el vocablo y concepto de «ptygmático» van fuertemente ligados a la idea de rocas metamórficas cristalinas, y aunque es en estas rocas donde encontramos los mejores ejemplos de esta clase de plegamiento, también los hallamos en toda clase de rocas; 2) a no ser que este término fuera definido de nuevo, «ptygmático» no incluiría algunos grados de plegamientos intermedios entre el puramente elástico y el puramente pasivo; 3) la expresión de «plegamiento ptygmático» literalmente significa plegamiento simulado (*fold like folding*), y, por tanto, no indica ningún mecanismo. Aunque la deformación conjunta corresponde típicamente a la reacción irregular y pasiva de un material de alta ductilidad, la característica más evidente de la mayor parte de los pliegues típicamente casi-flexurales es la geometría de flexión que ofrecen determinados estratos (láms. 8). En primera aproximación podría parecer que la diferencia entre pliegues casi-flexurales y de flexofluencia era simplemente cuestión de escala. Un estrato aislado y flexado de una secuencia rocosa plegada casi-flexuralmente puede no ser diferenciable en sus características de su contrapartida plegada por flexofluencia. Sin embargo, el contraste en el comportamiento entre los estratos flexados y las capas acompañantes de un pliegue casi-flexural produce relaciones disarmonicas que son de importancia con respecto a la escala del pliegue particularmente considerado. Cualesquier relaciones disarmonicas presentes en los pliegues por flexofluencia son, por lo general, menores e insignificantes a la escala del pliegue (láms. 5 y 8).

Los criterios diagnósticos de los pliegues casi-flexurales son, por consiguiente, la falta de una relación de simetría regular entre pliegues contiguos y la presencia de relaciones disarmonicas de importancia dentro de cada pliegue. En una proyección Lambert no hay simetría en la densidad de distribución de los puntos que representan los ejes de cada pliegue o la forma de las superficies plegadas. Las charnelas adyacentes producidas en los pliegues casi-flexurales no tienen necesariamente relaciones de simetría, ni entre ellas, ni con el campo general de esfuerzos, pues las capas flexadas se mueven respondiendo a movimientos locales de las rocas más dúctiles de entre las acompañantes.

CONCLUSIONES

Todos los pliegues regulares pueden clasificarse como de flexión o pasivos; de *flexión* si la estratificación u otra anisotropía han controlado activamente el desarrollo del pliegue; *pasivo* si ha sido simplemente indicadora de la deformación que ha tenido lugar.

La forma geométrica y las características internas de los pliegues dependen tan estrechamente de los mecanismos de plegamiento, que el mecanismo

puede inferirse con seguridad de las características del pliegue que se observan en el campo. Los pliegues caracterizados por capas de espesor bastante constante, es decir, pliegues concéntricos o paralelos, no pueden haber tenido otro origen que el flexodeslizamiento. Un pliegue similar o casi similar representa plegamiento por flexofluencia o bien pasivo.

Existen todas las gradaciones entre la flexofluencia y la fluencia pasiva, pero los criterios siguientes son útiles para distinguir estos tipos de pliegues:

1.^o Ciertas capas en un pliegue por flexofluencia pueden tener un espesor *estratigráfico* bastante constante; otras varían de espesor desde la charnela hacia los flancos. El espesor *plano-axil* puede ser constante en ciertas capas, pero esto es casual; normalmente es variable para las diferentes capas. En los pliegues pasivos, el espesor plano-axil en cada capa tiende a permanecer constante y las superficies de las capas tienen la misma forma.

2.^o Debido a las diferencias de ductilidad de las rocas afectadas, las diferentes capas en un pliegue por flexofluencia pueden caracterizarse por fenómenos diferentes (por ejemplo, cruceros en ciertas capas, fracturas en otras). A causa de la alta y, por lo general, semejante ductilidad de las rocas afectadas por el plegamiento pasivo, la deformación es análoga en todos los estratos.

3.^o El crucero queda generalmente restringido a determinados estratos de un pliegue por flexofluencia y tiende a abrir en abanico alrededor de la superficie axil. El crucero relacionado con un pliegue pasivo afecta a toda la estructura. Aunque puede tener orientaciones ligeramente diferentes en los distintos estratos, la orientación media es bastante paralela a la superficie axil.

4.^o Un cortejo linear presente antes del plegamiento por flexofluencia definiría probablemente un sector de cono circular recto si lo proyectamos después del plegamiento; de la misma forma, en el caso de un plegamiento pasivo dicha alineación daría lugar a un plano, proyectada después del plegamiento.

La falta de una forma geométrica permanente dentro de un determinado pliegue o entre pliegues contiguos, es una característica del plegamiento casi-flexural y refleja la fluencia irregular que ha producido los pliegues.

Los mecanismos de plegamiento no se excluyen mutuamente. Dos mecanismos pueden actuar simultáneamente para dar origen a determinado pliegue, o bien alguno de los dos puede iniciar el plegamiento y ser después reemplazado por el otro, que llega a ser después predominante. Por ejemplo, muchos pliegues pasivos pueden iniciarse por flexión; conforme las rocas plegadas por flexión se vuelven más dúctiles, debido a cambios en las condiciones mediambientales, terminarán plegándose por mecanismos plásticos. El estu-

dio cuidadoso de la forma geométrica y fenómenos de fluencia o deslizamiento de un pliegue puede indicar si han intervenido uno o más mecanismos en su desarrollo. El que un determinado mecanismo pueda ser considerado como preponderante en el desarrollo de un pliegue, depende en gran parte de las dimensiones del campo considerado en relación con la escala de los fenómenos producidos. Un determinado pliegue se clasifica por el mecanismo que ha asumido el papel preponderante en la constitución de la forma geométrica y de las restantes características acompañantes.

Cuáles sean el mecanismo o mecanismos que actuarán y en qué medida lo harán, está determinado principalmente por las ductilidades relativas y la naturaleza de la anisotropía inherente a las rocas afectadas. Así, como quiera que las ductilidades y las anisotropías son propiedades de las rocas, son éstas mismas las que controlan los mecanismos de plegamiento. Las propiedades mecánicas de las rocas son, desde luego, función de los ambientes de deformación. Los mecanismos de flexión dependen de la presencia de anisotropías mecánicas y actuarán más corrientemente en ambientes de deformación caracterizados por presiones bajas o moderadas y temperaturas bajas. El flexodeslizamiento y la flexofluencia serán los mecanismos favorecidos en las rocas que sean *mecánicamente anisótropas*, y desde frágiles a moderadamente dúctiles bajo las condiciones en que tiene lugar el plegamiento. Un mecanismo pasivo o de fallamiento actuará en rocas *mecánicamente isotrópicas* bajo idénticas condiciones. Al cambiar las circunstancias e incrementar la ductilidad, la estratificación o cualquier otra anisotropía resultan cada vez menos importantes, y la roca se acerca al estado de anisotropía mecánica; bajo estas circunstancias, sólo pueden actuar los mecanismos pasivos. Por consiguiente, los mecanismos pasivos pueden predominar en el caso 1) en que haya carencia de anisotropía eficaz, o 2) por inefficacia de la anisotropía debida a una ductilidad alta. Por consiguiente, el plegamiento pasivo es más frecuente en rocas, tales como mármoles o pizarras, en las que la estratificación no constituye una anisotropía mecánicamente eficaz y en los ambientes en los que el material es muy dúctil, como sucede en los ambientes sedimentarios en los que el material es intrínsecamente dúctil porque aún no se ha compactado, y también en los ambientes metamórficos con presiones elevadas, altas temperaturas y presencia de fluidos reactivos.

BIBLIOGRAFÍA

- BILLINGS, M. P. (1954): *Structural geology*. 2nd ed.; New York, Prentice-Hall, 514 p.
 BLANCHARD, ROLAND (1942): *Mount Isa ore geology*, p. 148-154 in Newhouse, W. H., Editor, *Ore deposits as related to structural features*; Princeton, Princeton University Press, 280 p.
 BORG, L., and TURNER, F. J. (1953): *Deformation of Yule marble: Part VI. Identity and*

- significance of deformation lamellae and partings in calcite grains:* «Geol. Soc. America Bull.», v. 64, pp. 1343-1352.
- CLARK, R. H., and MCINTYRE, D. B. (1951): *The use of the terms pitch and plunge:* «Am. Jour. Sci.», v. 249, pp. 591-599.
- DALE, T. N. (1892): *On plicated cleavage-foliation:* «Am. Jour. Sci.», 3d ser., v. 43, pp. 317-319.
- (1899): *The slate belt of eastern New York and western Vermont:* «U. S. Geol. Survey 19th Ann. Rept.», pt. 3, pp. 153-307.
- DE SITTER, L. U. (1956): *Structural geology:* New York, McGraw-Hill, 552 p.
- DONATH, FRED A. (1961): *Experimental study of shear failure in anisotropic rocks:* «Geol. Soc. America Bull.», v. 72, pp. 985-990.
- (1962): *Role of layering in geologic deformation:* «N. Y. Acad. Sci. Trans.», v. 24, pp. 236-249.
- (1963a): *Fundamental problems in dynamic structural geology:* pp. 83-103 in Donnelly T. W. Editor, «The earth sciences: problems and progress in current research»: Chicago, Univ. Chicago Press.
- (1963b): *Strength variation and deformational behavior in anisotropic rock:* «Internat. Conf. State of Stress in Earth's Crust Proc.», Rand Corp., Santa Monica.
- DONATH, FRED A., and FAILL, RODGER T. (1963): *Ductile faulting in experimentally deformed rocks (Abstract):* «Am. Geophys. Union Trans.», v. 44, pp. 102-103.
- DONATH, FRED A., and PARKER, RONALD B. (1961): *Folds and folding (Abstract):* «Geol. Soc. America Special Paper 68», Abstracts for 1961, pp. 87-88.
- GRIGGS, D. T. (1940): *Experimental flow of rocks under conditions favoring recrystallization:* «Geol. Soc. America Bull.», v. 51, pp. 1001-1022.
- GRIGGS, D., and HANDIN, J. (1960): *Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes:* pp. 347-3673 in Griggs, D., and Handin, J., Editors, Rock deformation: «Geol. Soc. America Mem.», 79, 382 p.
- HANDIN, J., and HAGER, R. V., JR. (1957): *Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at room temperature on dry samples:* «Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.», v. 41, pp. 1-50.
- (1958): *Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at high temperature:* «Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.», v. 42, pp. 2892-2934.
- HANDIN, J., HAGER, R. V., JR., FRIEDMAN, MELVIN, and FEATHER, JAMES N. (1963): *Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore pressure tests:* «Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.», v. 47, pp. 717-735.
- HEARD, HUGH C. (1960): *Transition from brittle fracture to ductile flow in Solenhofen limestone as a function of temperature, confining pressure, and interstitial fluid pressure:* pp. 193-226 in Griggs, D., and Handin, J., Editors, Rock deformation: «Geol. Soc. America Mem.», 79, 382 p.
- (1963): *Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule marble:* «Jour. Geology», v. 71, pp. 162-195.
- HOUSTON, ROBERT S., and PARKER, RONALD B. (1963): *Structural analysis of a folded quartzite, Medicine Bow Mountain, Wyoming:* «Geol. Soc. America Bull.», v. 74, pp. 197-202.
- KNOPE, E. B., and INGERSON, E. (1938): *Structural petrology:* «Geol. Soc. America Mem.», 6, 270 p.
- MCINTYRE, DONALD B. (1950): *Note on two lined tectonites from Strathavon, Banffshire:* «Geol. Mag.», v. 87, pp. 331-336.
- OERTEL, GERHARD (1962): *Extrapolation in geologic fabrics:* «Geol. Soc. America Bull.», v. 73, pp. 325-342.
- PARKER, RONALD B. (1961): *Petrology and structural geometric of pre-granitic rocks in the Sierra Nevada, Alpine County, California:* «Geol. Soc. America Bull.», v. 72, pp. 1789-1806.

- RAMSAY, JOHN G. (1960): *The deformation of early linear structures in areas of repeated folding:* «Jour. Geology», v. 68, pp. 75-93.
- SANDER, B. (1930): *Gefügekunde der Gesteine:* Vienna, Springer, 352 p.
- (1948): *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, Part 1:* Vienna, Springer, 215 p.
- SCHMIDT, WALTER (1932): *Tektonik und Verformungslehre:* Berlin, Borntraeger, 208 p.
- TURNER, F. J., and VERHOOGEN, J. (1960): *Igneous and metamorphic petrology:* New York, McGraw-Hill, 694 p.
- TURNER, FRANCIS J., and WEISS, LIONEL E. (1963): *Structural analysis of metamorphic tectonites:* New York, McGraw-Hill, 545 p.
- WEGMANN, C. E. (1929): *Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland:* «Bull. Comm. Geol. Finlade», v. 87, no. 8, pp. 98-127.
- WEISS, L. E. (1955): *Fabric analysis of a triclinic tectonite and its bearing on the geometry of flow in rocks:* «Am. Jour. Sci.», v. 253, pp. 225-236.
- (1959a): *Structural analysis of the basement system at Turoka, Kenya:* «Overseas Geology and Mineral Resources (London)», v. 7, pp. 3-35, 123-153.
- (1959b): *Geometry of superposed folding:* «Geol. Soc. America Bull.», v. 70, pp. 91-106.
- WORL, RONALD G. (1963): *Superposed deformations in Precambrian rocks near South Pass, Wyoming:* «Contr. to Geology», v. 2, pp. 109-116.

Recibido el 16-IV-64.

J. A. MARTINEZ ALVAREZ

APORTACION AL CONOCIMIENTO ESTRUCTURAL DE LA «RODILLA ASTURICA» (ESPAÑA)

RESUMEN

Los materiales que constituyen el área norte-occidental de España adoptan una disposición en forma de arco notablemente característica. Tal estructura es normalmente conocida con la denominación de «rodilla asturica», y, también, con las menos popularizadas de «arco astur», «arco galaico-astur», etc.

El estado actual de las investigaciones de carácter estructural de tan notable forma, permiten asegurar la existencia de grandes líneas de cabalgamiento cuyas características se prestan a la provisional escisión de su ámbito en las siguientes unidades: 1) *complejo ígneo metamórfico* del extremo gallego; 2) *arco o arcos externos*, zona en la que se describieron mantos de plegamiento; 3) *arco medio*, recorrido por grandes líneas de cabalgamiento de trazado arqueado y regular; 4) *arco interno*, con estructuras cabalgantes de trazado disarmónico; 5) *zona del núcleo*, con estructura preferentemente plegada, tendiente vergencia sur y orientación de los pliegues E.-W.

La existencia de una disposición estructural en la «rodilla asturica» de elementos tectónicos con implicaciones tangenciales de cierta importancia, no puede dejar de ser considerada. Una más actualizada y realista hipótesis de trabajo nos permite concebir esta gran estructura: 1) con mantos de notable desplazamiento en su área externa; 2) imbricada según unidades de gran desarrollo profundo y notable tangencial en el arco medio e interno, y 3) con imbricaciones y escamas más superficiales en la zona del núcleo.

SUMMARY

The materials constituting the north western zone of Spain show an arch-shaped arrangement perfectly distinctive. Such a structure is usually known by «Asturian knee», and also by the less popularized of «Asturian arch», «Galician-Arturian arch», etc.

In the present state of investigations of a structural character of such a remarkable form, we are allowed to assume the existence of big thrust lines whose characteristics may be provisionally divided into the following units: 1) *Metamorphic igneous complex* of Galician end; 2) *Outer arch or arches*, a zone in which nappes were described; 3) *Middle arch*, travelled by big thrusts lines of a regular and arched outline; 4) *Inner arch*, with thrusts structures of a discordant outline; 5) *Zone of the nucleus* with a structure eminently folded, verge is southward and folds are eastwestward.

The existence of a structural arrangement in the «Asturian knee» of tectonic elements with tangential implications of a certain importance, should not be disregarded. A much more actualized, realistic working hypothesis allows us to imagine this large

structure: 1) with nappes of notable displacement in its outer area; 2) imbricated according to units of a deep development an notable tangential, at the middle and inner arches, and 3) with imbrications and more superficial scales at the nucleus zone.

INTRODUCCIÓN

Las aportaciones añadidas al conocimiento tectónico de la unidad que Suess, en su magna obra, ya definiera «como inflexión muy destacada de una gran cadena montañosa, con desarrollo de estructura imbricada en el interior del arco», se caracterizaron —durante mucho tiempo— por su escasez, desigualdad y falta de unidad. El sugestivo arco del noroeste peninsular, la popularizada «rodilla astúrica», pasó por un largo período de desatención demasiado ostensible, fundamentalmente en lo que hace referencia a la toma de datos de campo más precisos que corroborasen hipótesis. En los últimos años, los trabajos de reconocimiento llevados a cabo como consecuencia del trazado de unas pocas Hojas geológicas del Mapa nacional dependiente del Instituto Geológico y Minero de España, la investigación geológica desarrollada por el Instituto de Geología Aplicada y Sección de Geológicas de la Universidad de Oviedo y las esporádicas tesis realizadas en las montañas leonesas y zona galaica por algunos extranjeros que, después, derivaran en una concentración de profesionales holandeses, permiten tener una más amplia información básica que nos puede mover a la reconsideración de ciertos aspectos tectónicos de la «rodilla».

En la presente nota intentamos sintetizar algunas consideraciones de índole estructural general sobre esta unidad, las cuales parecen desprenderse con cierta claridad de los datos aportados en los trabajos últimamente publicados por otros autores y de los propios, inéditos en buena parte, sobre el oriente de Asturias. En notas sucesivas pensamos insistir sobre otros aspectos y en particular en el planteamiento tectogenético de la inflexión ya citada.

I. RASGOS ESTRUCTURALES DE LA RODILLA ASTÚRICA: ANTECEDENTES

Los trabajos geológicos llevados a cabo en Asturias y Galicia por Schulz y Barrois, constituyen el punto de partida para la interpretación geológica del noroeste peninsular y —por supuesto— a la concepción estructural de esta amplia e interesantísima región. Sus mapas geológicos y primeros cortes son el elemento básico en la concepción sintética que Suess recogerá en su obra universal —*La Faz de la Tierra*— y que transcribimos en sus líneas sustanciales: «En Galicia es donde afloran las rocas más antiguas; ... La dirección de estas rocas es aproximadamente N.-S., pero con una ligera curvatura hacia el E. ... En el límite de Asturias aparecen materiales cámbricos atravesados en diversos lugares por granitos... La inclinación de las capas cám-

bricas es la misma que la de los terrenos primitivos de Galicia... y las rocas antiguas están, por tanto, comprimidas o rebatidas sobre el Cámbrico..., después aparece, en estratificación concordante... un anillo silúrico..., otro devónico y finalmente una zona carbonífera igualmente comprimida... Se trata, pues, de una inflexión muy destacada... con desarrollo de estructura imbricada en el interior de la curvatura... Las rocas más antiguas forman el arco externo hacia el W., en Galicia; los depósitos carboníferos se corresponden con el término más reciente, ocupando el interior de la curva. La compresión de los bordes hacia el centro es general».

El primer esquema tectónico de la zona occidental de Galicia, totalidad de Asturias y parte septentrional de León, se debe a Adaro. En el mismo se recogen, con notable claridad, los rasgos estructurales ya expresados en los trabajos de sus predecesores, completados por los suyos propios, dentro de una idea centrada en los siguientes puntos: 1) forma arqueada notable (de rodilla) de los haces de pliegues; 2) carácter comprensivo de la estructura de W. a E. y S. a N.; 3) coexistencia probable de fases de plegamiento distintas.

Las ideas alectonistas extremas que los trabajos de Termier, Mengaud y Bertrand parecen deducir para una notable zona del oriente asturiano y localidades esporádicas de la región central y costera, no imprimen carácter en la interpretación tectónica; 1) la notable polémica creada frente a estas observaciones; 2) el primer esbozo tectónico excesivamente autoctonista quizás, ya citado, posterior a esta idea, debido a Adaro, y 3) la nota que posteriormente publicara Mengaud abandonando la interpretación alectonista propuesta para la mitad del territorio astur, pueden ser, en síntesis, las principales pencilladas de este interesante momento en el pensar tectónico del occidente peninsular.

La expresión de la manera de ver el problema estructural en estas circunstancias bien puede ser la que —en sus rasgos transcribimos de E. Hernández-Pacheco— el cual tomó parte activa en las discusiones alectonistas —contenida en su obra *Síntesis fisiográfica y geológica de España*—: «El proceso orogénico de la cordillera cantábrica ha sido muy discutido; la idea de colosales desplazamientos tangenciales de grandes zonas montañosas y la existencia de series de mantos de corrimientos a modo de los típicos de los Alpes, está casi abandonada. Los geólogos españoles admitieron estos fenómenos en muy reducida escala...».

Los trabajos fundamentales de Hernández Sampayo sobre la región gallega —Gómez de Llarena, de la zona astur-leonesa; Karrenberg, relacionados con el ámbito cántabro-asturiano; Lozte, para toda la región de la meseta ibérica; Carle y otros, con circunscripción más localista y menos original en cuanto a aportaciones de novedad tectónica fundamental, marcan nueva época. Los datos de campo son más abundantes y precisos, por lo que es difícil que se puedan resistir a una reconsideración sintética. Expresión general de la misma podemos sacarla de la obra *Geografía Física de España*, debida a Solé.

de la que extraemos las siguientes ideas-resumen respecto al estilo estructural del occidente español: «Aún cuando se sabe muy poco acerca de la estructura tectónica del occidente peninsular, el estilo isooclinal imbricado parece ser el motivo dominante... Por lo menos esto se deduce de la inmensa mayoría de los cortes publicados por los geólogos que se han ocupado de la estructura hercíniana. Sin embargo, no hay que descartar la posibilidad de una estructura caracterizada por un mayor desplazamiento horizontal de las masas en juego...

Allí donde encontró el zócalo paleozoico duro y quebradizo, se formó una estructura en bloques... Es lo que ocurre en el frente septentrional de Galicia y en el occidental de Asturias, donde aflora el zócalo de la Meseta hundido en bloques que cortan a veces transversalmente las antiguas alineaciones de plegamiento hercíniano...».

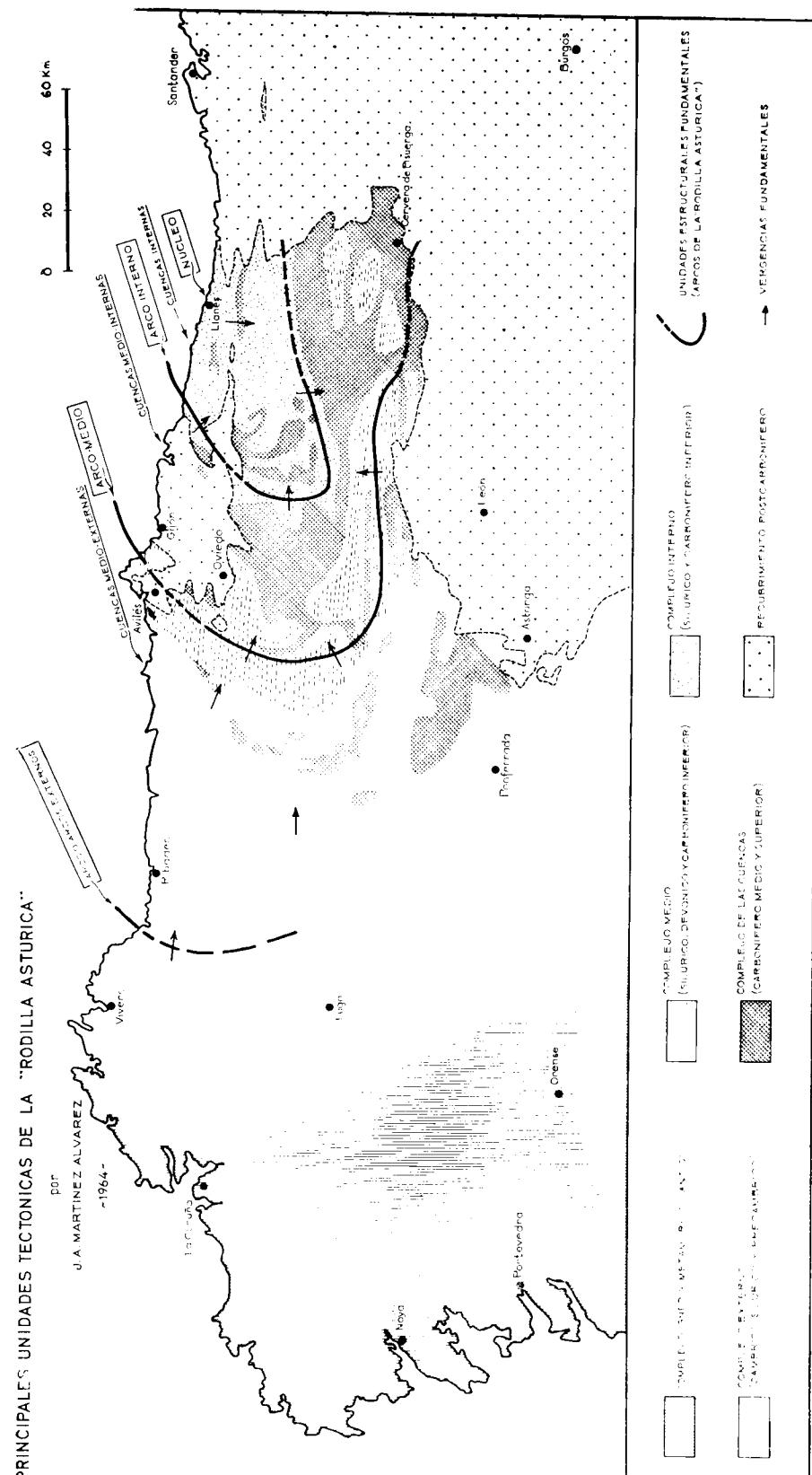
La serie de trabajos recientes debidos a Llopis, García Fuente, Ríos, Almela, Martínez Álvarez, Julivert, Sánchez de la Torre, De Sitter y discípulos, Parga Pondal, y otros, marcan una nueva fase en la interpretación estructural del ámbito más genuino de la rodilla astúrica. Se trata de aportaciones, todas, con notable y diverso valor cartográfico, estratigráfico, estructural y tectogenético, que comprueban, precisan, concretan, modifican o hipotetizan en torno al cúmulo de datos aportados e ideas más adquiridas respecto al ámbito occidental y sus principales problemas geológicos.

En el orden estrictamente estructural, al que nos referimos en la presente nota, las directrices del pensamiento más adquiridas —al menos en el momento actual— alrededor de las cuales se mueve la discusión y aportaciones de estos últimos trabajos, pueden concretarse —en sentido amplio— en las siguientes:

1. Forma arqueada (de rodilla = rodilla astúrica) constante de los materiales y haces de estructuras del noroeste peninsular.
 2. Estilo isoclinal imbricado —en zonas que hay que juzgar bastante extensas— de una parte de los materiales, estructurados de la rodilla.
 3. Polémica en torno al valor de su traslación; existencia de estructuras de desplazamientos tangenciales mayores y otros detalles de menor trascendencia relacionados con estos problemas.
 4. Coexistencia de varias fases de plegamiento con repercusión más o menos acentuada y diversa en ciertas características de los elementos estructurales.

II. UNIDADES ESTRUCTURALES FUNDAMENTALES DE LA RODILLA ASTÚRICA

La serie de trabajos recientemente realizados en el ámbito norte-occidental de la península son persuasivos respecto a la existencia de unas líneas de desgarre, más o menos acentuadas, con distribución espacial variable y significado indudable en la tectónica de la rodilla. Tales líneas, determinadas



por el trazado de los frentes cabalgantes últimamente descritos y cartografiados, siguen, con toda perfección, el arqueamiento de antiguo vislumbrado en la orientación de los materiales y elementos estructurales de la inflexión galaico astur y leonesa.

La sustancial interpretación de las mismas, en lo que tiene de singular para la estructura de ámbito que ocupan, nos permite distinguir, al menos, cinco zonas estructuralmente características en la totalidad de la rodilla asturica. Son éstas (véase esquema):

1. *El complejo ígneo y metamórfico antiguo*, del occidente galaico.
2. *El arco o arcos exteriores*, de la zona de límite galaico-astur.
3. *El arco medio*, correspondiente a la zona central asturiana y de límite astur-leonesa.
4. *El arco interno*, que se extiende por la zona norte-oriental de Asturias.
5. *El núcleo o zona de núcleo*, que se ubica en el territorio más oriental de Asturias.

Estas unidades de trazado arqueado —arcos—, que se pueden seguir con cierta perfección según los frentes de cabalgamiento, ocupan posición concéntrica, se desarrollan sobre materiales distintos y están en parte determinadas y si no definidas geográficamente en su amplitud superficial, por la disposición de las cuencas westfalianas o estefanienses y complejo ígneometamórfico gallego. Los arcos exteriores y el medio quedan separados por el conjunto de manchones estefanienses, fundamentalmente, que denominamos «cuencas medio-externas» (cuenca del Narcea, Villablino y N. de Ponferrada) y complejo antiguo gallego; los arcos medio e interno por las correspondientes «cuencas medio-internas» (central asturiana y prolongaciones hacia el NE. y E.), y el arco interno y núcleo, aún cuando con más imprecisión, por la presencia de las denominadas «cuencas internas» (Ribadesella-La Marea-Caleao-San Isidro, Belén, Llerandi-Pen, fundamentalmente).

a) *El arco o arcos exteriores*

Los datos modernos que poseemos sobre la zona que incluimos en esta denominación son, momentáneamente, escasos. Los más importantes se encuentran en los trabajos de Sánchez de la Torre, quien, para la zona comprendida entre Ribadeo y Vivero, cita la presencia de «mantos de plegamiento» de gran envergadura. La reconsideración de los cortes de Hernández Samperayo, Llopis, Valdés y mapa recientemente presentado por Parga Pondal de Galicia, así como los datos esporádicos que sobre el occidente astur poseemos, nos permiten considerar plausible la existencia, en todo este área arqueada de la rodilla, de una estructura, posiblemente de gran importancia, en forma de mantos.

La vergencia de los accidentes es muy fuerte hacia el Este, en la zona

más septentrional, cambiando hacia el Noroeste a medida que se siguen las estructuras en su descenso hacia el Sur. El trazado y agrupación, con cierta precisión, de los accidentes de esta amplia zona no se pueden concretar, por lo que la dejamos en entredicho con la ambigua denominación de «arco o arcos», en espera de que las futuras investigaciones, en una de las regiones más prometedoras de la tectónica del Noroeste de España, nos lo puedan aclarar. Por el momento citamos como punto de ubicación de la estructura el comprendido entre Vivero y Ribadeo, zona de la que, como hicimos constar, poseemos los datos más recientes. El límite occidental de la misma vendría señalado por el complejo ígneo-metamórfico antiguo del borde occidental gallego.

b) *El arco medio*

Las observaciones de Gómez de Llarena en Teverga y la Babia Baja, en la zona de límite astur-leonesa, constituyen el punto de partida a la identificación de una compleja zona de desgarres, perfectamente limitada hacia el E. por la presencia de las cuencas de Teverga, Proaza-Quirós y Central. García Fuente, Almela y Ríos pueden seguir la continuación de este accidente hacia el Norte, bordeando toda la cuenca de Teverga. Los contactos con la cuenca Central no son interpretados por estos autores, anteriores, Llopis, y posteriores, Julivert. Este último, como todos los que le precedieron, supone la existencia de una serie de contactos denominados «mecánicos», que en buena parte, al menos, deben considerarse como cabalgantes. El cabalgamiento de Arnao, citado por Termier, los que parecen percibirse entre Cornellana y Salas, y el que se encuentra al Oeste de Salas, que puede tener continuidad en ciertos otros que se citan al N. de Murias de Paredes, pueden servir de buenos ejemplos, entre los hasta ahora destacados, de los que jalonan esta zona estructural denominada, repetimos, arco medio.

Los trabajos que De Sitter y discípulos emprendieron en la zona de Palencia y que, después, continuaron a lo largo de toda la línea divisoria astur-leonesa, les permitieron percibir la presencia en la misma de una compleja estructura de desgarres («nappes» según su nomenclatura) de gran envergadura, la cual se enlaza, arqueándose, con la ya descrita por Gómez de Llarena, García Fuente, Almela y Ríos.

El conjunto de estas estructuras cabalgantes del borde sur de la rodilla constituyen una alineación para la que De Sitter propone la denominación de «Leonides». En cuanto que se continúan, como ya habíamos destacado, hacia el Norte y Noroeste, describiendo un perfecto arco, creemos que se puede prestar a confusionismos esta denominación. Por otra parte, la unidad «arco» es la más antigua caracterizada e intuitiva. El nombre de «arco medio» para esta zona de trazado arqueado en territorio de Asturias y León, diferenciada por tan notable estructura, le creemos preferible.

La vergeacia de los frentes define, con fluctuaciones de detalle, el sentido característico para toda la rodilla según sus valores SE., E. y N. La amplitud de desplazamiento de los mismos, según De Sitter, reviste importancia de primer orden; la denominación de «nappes» por él adoptada, dentro de la ambigüedad en que se mueven estos términos, puede darnos sensación de la transcendencia que merecen. Los autores que los definen en su continuación hacia el Norte les atribuyen gran desarrollo. Las precisiones en este sentido son difíciles en el momento actual de nuestros conocimientos.

Los pliegues englobados en las unidades desgarradas y cabalgantes tienen, algunos, la vergencia normal a los frentes de cabalgamiento, otros son avergentes e incluso algunos de sentido contrario. En nuestra apreciación esta observación se ha de considerar detalle local, con su importancia, pero no transcendente, para las líneas de conjunto de la gran inflexión astur.

c) Arco interno

En el reconocimiento geológico llevado a cabo en el borde oriental de la cuenca central de Asturias, pudimos identificar la presencia de unos materiales cabalgantes con gran desarrollo lineal, que constituyan el límite Oeste y Sur de otras pequeñas cuencas situadas hacia el interior. Con posterioridad seguimos estas líneas de desgarre en su continuidad hacia el NE., S. y E. Con claridad se puede percibir la existencia de un conjunto de frentes cabalgantes que, normalmente, aislan al Carbonífero pizarroso y productivo que se encuentra en esta zona. A las cuencas carboníferas que enmarcan estos accidentes las denominamos internas y sirven de límite esquemático a la zona más interior (núcleo) de la rodilla.

Los frentes describen también el característico arco, pero en este caso de una forma menos perfecta, en la que se destaca el carácter notablemente disarmonioso de los mismos si se comparan con los más exteriores ya definidos. El sentido de vergencia de los cabalgamientos es, en toda la zona septentrional, SE., E. y NE.: al comienzo de la zona meridional N., en principio, y después, al menos en algunos lugares, S. y SE.

La magnitud de estos cabalgamientos en la parte más interior de esta zona arqueada es difícil de evaluar, por cuanto que el carácter de los cortes que se ofrecen es notablemente poco expresivo. En la zona exterior los aflojamientos no son mucho mejores, pero la atenta observación del trazado superficial hace sospechar una notable amplitud para los mismos.

De Sitter propone para esta unidad la denominación de «Asturides». Aun cuando en este caso, por localizarse la casi totalidad de las estructuras en el ámbito geográfico de la región asturiana, el confusionismo podría ser menor, no abogamos por tal denominación, aún así, imprecisa a nuestra manera de pensar.

d) El núcleo y complejo igneo-metamórfico del occidente galaco

La zona que denominamos núcleo está caracterizada por el rumbo de sus elementos estructurados, muy constantemente dirigidos en sentido E.-W. Algunos de los mismos son avergentes, pero una gran parte destaca por su tendencia hacia el S. En gran número de estas estructuras el flanco meridional se encuentra mecanizado, cabalgando según valores muy distintos. En la zona más costera la envergadura parece poco importante; no así puede sospecharse para la zona sur, en el cogollo de los Picos de Europa, donde creemos que tienen un valor notablemente mayor. Del borde del macizo calcáreo no tenemos datos de cierta confianza, no obstante sospechamos que pueden continuarse las características que se observan a la altura de Posada de Valdeón.

Relacionados con el conjunto de materiales ígneos y metamórficos que constituyen el extremo del occidente peninsular, los datos que poseemos no son abundantes. Por otra parte, los existentes se resisten a un análisis estructural de cierto detalle. En todo caso, las alineaciones arqueadas se conservan y quedamos, en otro sentido, a la espera de los resultados —que estamos seguros serán notablemente sugestivos— de estudios estructurales de campo que se realizan. La conclusión que ya estableció Lotze, en el sentido de que esta región forma parte de la zona medular de los variscoides de la Meseta, es la más concreta y generalizante que debemos continuar teniendo en cuenta.

El límite de esta zona es difícil de establecer; atendiendo a los datos del mapa geológico recientemente realizado por Parga Pondal, creemos que la delimitación aproximada ha de seguir un arco al W. de Vivero-Lugo y E. de Orense.

III. PROBLEMAS ESTRUCTURALES DE LA RODILLA ASTÚRICA

La existencia de un conjunto de zonas en la rodilla, con disposición invertida de los materiales constituyentes de sus distintas unidades y la comprobación de que tal relación anormal se realiza a lo largo de una superficie tectónica, constituye una idea antigua, ahora corroborada por unos abundantes datos cartográficos. La posibilidad de distinguir, en todo el ámbito extrawestfaliense y estefanicense de esta gran estructura, una serie de zonas cuyo denominador común es la presencia, con notable frecuencia, de estas superficies tectónicas, constituye una precisión más de sustancial interés estructural. La consideración ahora de los aspectos más concretos de estos elementos, perfectamente destacados en todo el dominio norte-occidental peninsular, se impone. Ni que decir tiene que la carencia de todos los datos

que serían precisos para un análisis de cierta meticulosidad nos obligará más a plantear que a resolver. En tal sentido se han de juzgar algunas de las cuestiones que aquí consideramos, esperando poder completarlas en trabajos sucesivos.

DESARROLLO VERTICAL DE LAS ESTRUCTURAS

La existencia de estructuras cabalgantes caracterizadas por el valor subhorizontal del plano de deslizamiento y traslación de gran envergadura, parece indudable para las pocas extensiones estudiadas con cierta meticulosidad en ámbito que denominamos *arco externo*. La presencia de auténticos cabalgamientos en forma de manto y, por tanto, de un estilo de cabalgamientos de cierta importancia, es susceptible de entrar en buena consideración, si se juzgan con cierto realismo los datos aportados hasta el momento sobre este área. Al menos puede ser una buena hipótesis de trabajo para toda esta región.

Las formas estructuradas describas en el *arco medio* son más difíciles de analizar. Se trata, sin ningún género de dudas, de estructuras que merecen el calificativo de cabalgantes, circunstancia admitida por gran número de los autores que se ocuparon de las mismas. En la rama noroeste y sureste del arco, los cortes que se citan consideran un valor medio aproximado de 45°, para la superficie de deslizamiento, sin especificar respecto a la circunstancia de la magnitud de traslación. En otros casos ciertos contactos anormales son considerados como fallas inversas o, sin entrar en detalles, con la denominación de «contactos mecánicos».

Los cortes facilitados para la rama E. W. del mismo arco consideran el valor angular del plano de cabalgamiento en la zona de frente, en la mayor parte de los casos, por encima de los 45°. En lo que se relaciona con la traslación se juzga de notable importancia extrapolándola a gran profundidad a partir de los complejos, en ciertos casos, afloramientos que se ofrecen.

Es difícil poder compaginar los datos, aún demasiado esporádicos; no obstante, la personal consideración de los mismos y de los parciales de campo que poseemos, nos inclinan a creer plausible una hipótesis de trabajo basada en la existencia de estructuras cabalgantes y cabalgamientos (no en forma de grandes mantos) poco tendidos y determinando en conjunto una estructura imbricada. Estructura imbricada, pues, con valores notables en cuanto a traslación y envergadura en profundidad.

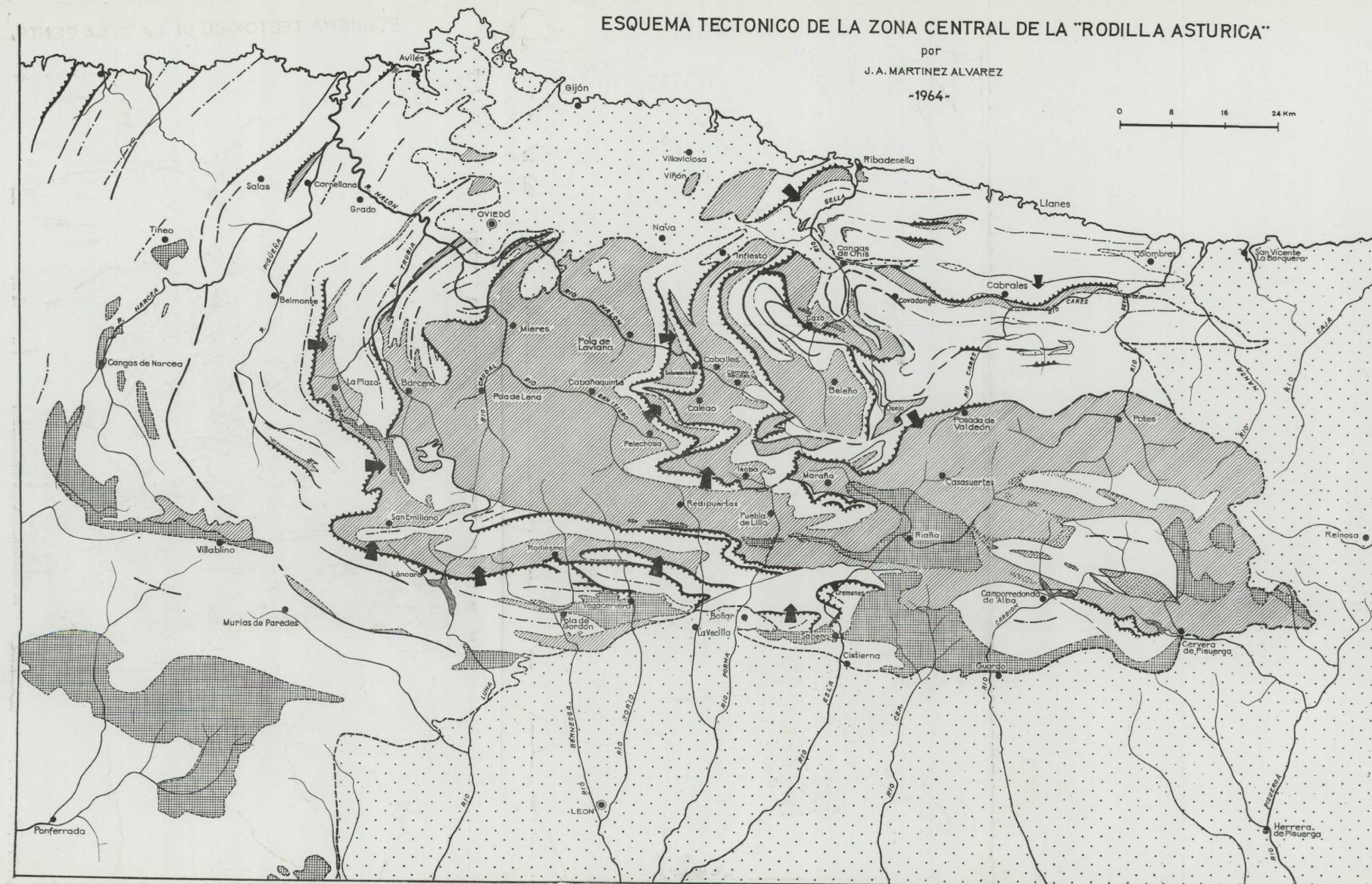
Las estructuras correspondientes a la parte exterior de la zona comprendida en el área del *arco medio* son, también, claramente cabalgantes. El valor angular del plano de deslizamiento, en media aproximada, oscila alrededor de los 45°. La traslación parece de cierta importancia y el estilo con clara tendencia imbricada. Hacia el interior de esta zona las observaciones geométricas relacionadas con los contactos, que desde el punto de vista estratigráfico

ESQUEMA TECTONICO DE LA ZONA CENTRAL DE LA "RODILLA ASTURICA"

por
J. A. MARTINEZ ALVAREZ

-1964-

0 8 16 24 Km



- ANTECARBONIFERO Y CARBONIFERO INFERIOR
- CONGLOMERADOS DE CURAVACAS
PIZZARRAS, ARENASCAS Y CALIZAS
CARBONIFERO MEDIO (WESTFALIENSE)
- CARBONIFERO SUPERIOR (ESTEFANIENSE)
- RECUBRIMIENTO POSTCARBONIFERO
- TRAZADO ESQUEMATICO DE LOS FRENTES CABALGANTES
- LINEAS DE CONTACTO ANORMAL NO BIEN DEFINIDAS O FALLAS
- ← SENTIDO GENERAL DE LAS VERGENTIAS
- EJE DE PLIEGUES

son claramente anormales, resultan francamente difíciles. Las relaciones entre materiales distintos netamente cabalgantes existen, pero se mimetizan con otras de aspecto extrusivo e indefinido. Establecer una conclusión concreta resulta difícil por el momento.

En la *zona del núcleo* existen estructuras de desgarre cabalgantes; se caracterizan por su aparente menor importancia en amplitud lineal, al mismo tiempo que en valor del desplazamiento de los extremos del desgarre.

Los elementos de estructura no desgarrada de la rodilla se diferencian por su vergencia general, siguiendo la pauta marcada por los frentes de cabalgamiento; en algunos casos existen estructuras avergentes e incluso, en unos pocos, de vergencia contraria. Como ya habíamos resaltado, no consideramos —por el momento— que esta anómala circunstancia tenga otro carácter que el de pormenor local, que quedará eclipsado a medida que se puedan concretar más los datos de vergencias.

DESARROLLO HORIZONTAL DE LAS ESTRUCTURAS

La mayor parte de lo que en este sentido podamos decir se habrá de referir a las zonas denominadas *arco medio*, *arco interno* y *núcleo*. Respecto al área restante, los datos que poseemos no son suficientes momentáneamente (ver esquema).

El arco medio destaca por la perfección, no exenta de divagaciones muy locales, con que los frentes de cabalgamiento y estructuras de pliegues describen la inflexión general. Resalta, también, el giro más brusco en la zona meridional que en la septentrional, donde parece notablemente más suavizado. Precisar con cierta meticulosidad el trazado de las estructuras más importantes de este ámbito, nos parece aún prematuro. Esperemos que los trabajos ya realizados, completados, permitan esta descripción en breve tiempo.

El arco interno destaca por el carácter disarmonioso del trazado de sus estructuras cabalgantes. En la zona más exterior del mismo los frentes de cabalgamientos regulares, desde Ribadesella hasta el S. de Infiesto, adquieren después unas flexiones, perpendiculares al sentido general del arco, notablemente llamativas. Entre Pola de Laviana-Felechosa-Redipuertas y Coballes-Caleao-Isoba, se pueden seguir con gran claridad estas curiosas disarmonías. Más al interior el trazado de pliegues y líneas de desgarre es difícil de coordinar, destacando por su ambigüedad e irregularidad en la mayor parte del área de la rodilla.

La zona más interior, denominada núcleo, es más congruente en el trazado de sus estructuras. En general adoptan una orientación E.-W., perfecta en la zona más oriental de Asturias, que se desvanece y complica al relacionarse, por el W., con el arco interno.

Los datos de índole estructural que sobre esta unidad poseemos nos per-

cantan pues, de la existencia en la misma de una estructura comprensiva congruente. Con mantos de notable desplazamiento en su área externa (arco externo); imbricada según unidades de gran desarrollo profundo y notable tangencial en el arco medio e interno, y con imbricaciones y escamas más superficiales en la zona del núcleo, es como, esquemáticamente, debemos concebir, en una más realista y actualizada hipótesis de trabajo, el desarrollo estructural del área de la rodilla astúrica. Tal estilo de estructuras parece acercarla a una cadena montañosa de tectónica tangencial de cierta trascendencia.

El trazado superficial de las estructuras cabalgantes, en relación con los nuevos datos, corrobora plenamente el que diera motivo a su particular denominación por el vistoso arqueamiento que se vio describían materiales y estructuras. La atenta observación de la forma del arco medio e interno parece favorable a la sospecha de una mayor compresión de componente sur. La posibilidad de un rejuego de estructuras con posible superposición de formas no debe de ser descartado en futuros análisis estructurales más meticulosos.

CONCLUSIONES

— En la rodilla astúrica —que ya fuera definida como una notable inflexión arqueada y estructuralmente imbricada en su zona central— las modernas investigaciones comprueban la existencia de una serie de líneas cabalgantes —fundamentalmente descritas en el área no perteneciente al Carbonífero medio y superior— que se adaptan perfectamente a la estructura general.

— Tales elementos permiten escindir el ámbito norte-occidental de la península en las siguientes unidades estructurales: 1) *Complejo ígneo metamórfico*, del extremo gallego; 2) *Arco o arcos externos*, zona en la que se describieron mantos de plegamiento; 3) *Arco medio*, recorrido por grandes líneas de cabalgamiento de trazado arqueado regular; 4) *Arco interno*, con estructuras cabalgantes de trazado disímil; 5) *Zona de núcleo*, con estructura preferentemente plegada, tendente vergencia sur y orientación de pliegues E.-W.

— La existencia de una estructura comprensiva congruente en la rodilla queda ahora notablemente más afianzada. Una más actualizada y realista hipótesis de trabajo nos permite concebir esta gran estructura: 1) con mantos de notable desplazamiento en su área externa; 2) imbricada según unidades de gran desarrollo profundo y notable tangencial en el arco medio e interno, y 3) con imbricaciones y escamas más superficiales en la zona de núcleo. Parece acercarse, pues, a una cadena montañosa de tectónica tangencial de cierta trascendencia.

BIBLIOGRAFÍA SUCINTA

- ADARO, L. y JUNQUERA, G.: *Criaderos de hierro en Asturias*. «Mem. Inst. Geol. Min. Esp.», 2 vol., XVI, 676 págs., X láms. Madrid, 1916.
- ALMELA, A. y Ríos, J. M.: *Datos para el conocimiento de la Geología asturiana (valles de Riosa y Proaza)*. «Bol. Inst. Geol. Min. Esp.», tomo LXV, 5 fots., 2 láms. Madrid, 1953.
- ALMELA, A., GARCÍA FUENTE, S. y Ríos, J. M.: *Explicación de la Hoja núm. 52, Proaza*. «Mapa Geológico de España 1:50.000», 81 págs., 10 figs., XLVI láms., fot. Madrid, 1956.
- BARROIS, Ch.: *Recherches sur les terrains anciens des Asturias et de la Galicie*. «Mem. Soc. Geol. d. Norá.», tomo II, núm. 1, 630 págs., XVIII láms. Lille, 1882.
- CARLE, W.: *Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia*. «Publicaciones extranjeras sobre geología de España», tomo V, pág. 59. Berlín, 1945.
- CIRY, R.: *La terminaison orientale du Massif primaire Asturien et la structure de la région mesozoïque qui l'enveloppe vers l'Est*. «C. R. Acad. Sciences», tomo 197, págs. 1445-1447. Paris, 1933.
- COMTE, P.: *La tectonique des terrains antestéphanens de la Cordillère Cantabrique dans le Nord de León*. «C. R. Ac. Sc.», tomo 208, págs. 1660-1699.
- — *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*. «Mem. Inst. Geol. Min. Esp.», tomo LX, 404 págs. Mapa geológico y cortes. 1959.
- CUETO RUIZ-DÍAZ, E.: *Orografía y geología tectónica del país cántabro-asturiano*. «Bol. Inst. Geol. Min. Esp.», tomo XLVII, VII de la 3.ª serie, pág. 7, 2 figs., 1 mapa. Madrid, 1926.
- GARCÍA FUENTE, S.: *Explicación de la Hoja núm. 77, La Plaza (Teverga)*. «Mapa Geológico de España a escala 1:50.000». Madrid, 1959.
- — *Geología del Concejo de Teverga (Asturias)*. «Bol. Inst. Geol. Min. Esp.», tomo LXIV, págs. 345-456, 8 figs., 45 fots., 1 map. y cortes. Madrid, 1952.
- — *Geología de los Concejos de Proaza y Tameza (Asturias)*. «Bol. Inst. Geol. Min. Esp.», tomo LXV, págs. 272-324, XXXX láms., fots., 2 láms. cartas geol., 1 fig. 1 mapa geol. Madrid, 1953.
- GÓMEZ DE LLARENA, J.: *Nuevos yacimientos cámbricos en la Babia Baja (León) y Teverga (Asturias)*. «Bol. R. S. E. H. N.», tomo XLIV, núms. 1-2, págs. 101-111, 2 figs. 2 láminas. 1946.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. y RODRÍGUEZ ARANGO, C.: *Datos para el estudio geológico de la Babia Baja (León)*. «Bol. Inst. Geol. Min. Esp.», tomo LXI, pág. 1, 12 láms., 1 esquema. Madrid, 1948.
- — *Observaciones paleontológicas y geológicas en Navarra y Babia Baja (León)*. «Estudios Geológicos», núm. 18, págs. 321-322. Madrid, 1953.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E.: *Síntesis Fisiográfica y geológica de España*. «Trab. Mus. Nac. Cien. Nat. Ser. Geol.», núm. 38, 2 vols. Madrid, 1932.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: *El sistema Siluriano*. «Mem. Inst. Geol. Min. Esp. Expl. Nuev. Map. Geol. Esp.», 1:1.000.000, tomo II, 2 vols., 848 págs., 38 figs., 30 láms., 2 mapas. Madrid, 1942.
- — *Criaderos de hierro de España. Hierros de Galicia*. «Mem. Inst. Geol. Min. Esp.», tomo IV, págs. 1-483, 1922 (tomo 1.º). Tomo IV, págs. 1-561, 1931 (tomo 2.º). Tomo IV, págs. 1-373, 1935 (tomo 3.º, fasc. 1.º). Tomo IV, pág. 393, 1935 (tomo 3.º, fasc. 2.º).
- JULIVERT, M.: *Estudio geológico de la cuenca de Belén*. «Bol. Inst. Geol. Min. Esp.», tomo LXXI, pag. 3. Madrid, 1960.
- KARRENBERG, H.: *Die Postvariszische Entwicklung des Kantabro-Asturischen Gebirges*. «Abh. Ges. Wissensch. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3. F. II. 11». Berlín, 1934.

- LÖTZE, F. y SZUY, K.: *Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. Teil II: Trilobiten.* «Academie der Hisenschaften und der Literatur. NR», 6 (1961).
- LÖTZE, F.: *Observaciones con respecto a la división de los variscoides de la Meseta Ibérica.* «Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España», vol. V, pág. 147. Berlin, 1945.
- LLOPIS LLAMÓ, N.: *Mapa geológico de los alrededores de Oviedo (escala 1:25.000) (1 Hoja).* «Publ. Excmo. Dip. Prov. de Asturias». Oviedo, 1950.
- — — *Mapa Geológico de las Sierras de la Coruxera, La Mostayal y Monsacor.* Escala 1:25.000. «Publ. Serv. Geol. del I. D. E. A.». Oviedo, 1950.
- — — *Sur les types de bordure du bassin houiller des Asturias.* «Compt. Rend. III Congres. Estr. Carbón», vol. III, págs. 401-406, 5 figs. Heerlen, 1952.
- — — *Los rasgos morfológicos y geológicos de la Cordillera Cántabro-Asturiana.* «Trabajos y Memorias del Laboratorio de Geología», año II, núms. 12, 51 págs., págs. 9-51. Oviedo, 1951.
- — — *Sobre la tectónica germanica de Asturias.* «Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.», tomo Homenaje a E. Hernández-Pacheco, págs. 415-429, 3 figs. Madrid, 1954.
- — — *Estudio geológico del reborde meridional de la cuenca carbonífera de Asturias.* «Pirineos», año X, num. 31-32, págs. 33-117, figs. 29. XI láms., 1 lám. cortes, 1 map. Zaragoza, 1955.
- MALLADA, L.: *Sistemas Siluriano y Cambriano.* «Explicación del Mapa Geol. Esp.», tomo I, 1 vol., 515 págs., 36 figs. Madrid, 1896.
- — — *Explicación del Mapa Geológico de España. III. Sistemas Devónico y Carbonífero.* «Mem. Com. Map. Geol. Esp.», 405 págs., 37 figs. Madrid, 1898.
- Mapa geológico de España:* Escala 1:400.000. Hojas núm. 3 = Asturias, 4 = Santander (5.ª edición), 11 = León (5.ª edición), 12 = Palencia (5.ª edición). Instituto Geológico y Minero de España.
- MARTÍNEZ ALVAREZ, J. A.: *Resumen del estudio geológico del reborde oriental de la cuenca carbonífera central de Asturias.* «Breviora Geologica Asturiana», año III, núms. 1-2, páginas 71. Oviedo, 1959.
- — — *Segunda campaña de reconocimiento geológico de Asturias.* Not. Com. Inst. Geol. y Min. Esp., núm. 71. Madrid, 1963.
- — — *Primera campaña de reconocimiento geológico del oriente asturiano.* «Breviora Geológica Asturiana», año V, num. 3-4. Oviedo, 1961.
- — — *Estudio geológico del reborde oriental de la cuenca carbonífera central de Asturias.* «Monografía del Instituto de Estudios Asturianos». Oviedo, 1962. Tomo I: texto; 231 páginas, 49 fots., 17 cuadros fuera de texto, 27 figs. Tomo II: 2 mapas en colores 80 x 1.6 m.
- — — *Mapa geológico del carbonífero de Asturias.* Con explicación sucinta. En publicación.
- — — *Esquema geológico del oriente de Asturias.* Escala 1:50.000. En publicación.
- — — *Rasgos geológicos del Triás y Permotriás de Asturias.* Con un esquema geológico a escala 1:200.000. En publicación.
- — — *Explicación del mapa de las rocas eruptivas de Asturias.* En publicación.
- MEXAUD, L.: *Recherches géologiques dans la Région Cantabrique.* 1 vol., 370 págs., 87 figuras, XIV láms., 3 mapas. Toulouse, 1920.
- — — *Sur la tectonique des environs d'Infiesto, Arriondas et Ribadesella.* «C. R. Ac. Sc. Paris», tomo 158, págs. 1381-1383.
- — — *Sur la structure de la chaîne cantabrique.* «C. R. Ac. Sci. Paris», tomo 195, págs. 1902-1904. Paris, 1932.
- MENGUARD y BERTRAND: *Sur l'existence de plusieurs nappes superposées dans la cordillère cantabrique, entre Santander et Llanes.* «Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.», núm. 13 (1913).
- PARGA PONDAU, L.: *Mapa Geológico de La Coruña.* Escala 1:50.000.

- — — *Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia.* «Trab. Lab. Geol. de Lage (La Coruña)», núm. 9 (1960).
- — — *Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO. de la provincia de La Coruña.* «Leid. Geol. Med.», 21-2, págs. 468 (1956).
- — — *Mapa petrográfico estructural de Galicia.* En colores a escala 1:400.000. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid, 1963.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.: *El borde hercíniano en el NE. de Galicia.* Comunicación presentada a la «I Reunión Nacional de Geología». Oviedo.
- SCHULZ, G.: *Descripción geognóstica del reino de Galicia.* 1 vol., 52 págs., 1 mapa f. 1. Madrid, 1835.
- — — *Reseña geognóstica del Principado de Asturias.* «Anales de Minas», vol. 1. Madrid, 1838.
- DE SITTER, L. U.: *The development of the paleozoic in northwest Spain.* «Geologie en Mijnbouw, 11e jaargang», núm. 11, págs. 312-319, figs. 1-3, y núm. 12, págs. 325-340, figs. 4-9. Leiden, 1949.
- — — *Historia estructural del ángulo SE. del núcleo paleozoico de las montañas astures.* Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de Esp., núm. 49, págs. 73-93. Madrid, 1958.
- — — *Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian mountains and in the Pyrenees.* «Geologie en Mijnbouw», núm. 5, págs. 189. Holanda, mayo 1960.
- — — *Establishimiento de las épocas de los movimientos tectónicos durante el Paleozoico en el cinturón meridional del Orogeno cántabro-astur.* Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de Esp., núm. 61, págs. 51-63. Madrid, 1961.
- — — *El Precámbrico de la cadena cantábrica.* Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de Esp., núm. 67 (1962).
- — — *The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains.* «Bol. Inst. Min. Esp.», tomo LXIV, págs. 393, 1 mapa geol. y cortes. Madrid, 1963.
- SOLÉ SABARÍS, L.: *Geografía Física de España,* tomo de la «Geografía de España y Portugal». Editorial Montaner y Simón, S. A.
- SUÈSS, E. D.: *La face de la terre* (traducción). 3 tomos. París, 1905.
- TERMIER, P.: *Contribution à la connaissance de la tectonique des Asturias: plis hercyniens plis pyrénéens charriages antestéphaniens et charriages postnumulitiques.* «C. R. Acad. Sc.», tomo 166, págs. 793-799, núm. 20. París, 1918.
- — — *Contribution à la connaissance tectonique des Asturias: Anomalies au contact du houiller et du Devonien d'Arnao.* «C. R. Acad. Sc.», tomo 166, págs. 433-439, 1 fig., esquem. geol. y cortes. París, 1918.
- — — *Contribution à la connaissance de la tectonique des Asturias: Las Peñas de Careses; la zona anticlinal Careses-Fresnedo.* «C. R. Acad. Sc.», tomo 166, págs. 709-714. París, 1918.
- — — *Anomalías en el contacto del Hullero y del Devoniano de Arnao.* «Rv. Ind. Minera Asturiana», núm. 86 (1918). *La significación de las milonitas de Arnao.* «Rv. Ind. Minera Asturiana», núm. 87 (1918).
- WAGNER, R. H.: *A general account of the Palaeozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (Leon, W. Spain).* «Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.», tomo 4, LXIV, págs. 173. Con un esquema geológico y cortes. Madrid, 1963.

Recibido el 21-IV-1964.

EMPRESA NACIONAL DE PETROLEOS DE NAVARRA, S. A.
OPERADOR: REGIE AUTONOME DES PETROLES

ESTUDIO GEOLOGICO DE LA REGION DE DEVA

RESUMEN

Este estudio indica la presencia de un Jurásico bastante completo, aunque reducido, en Aulestia, comparable al ya conocido de Loyola y Guernica. La facies Wealdense presenta una débil potencia en Loyola y no existe en Aulestia. El desarrollo anárquico de los arrecifes urgonianos hace pensar que la geología de superficie no da más que una idea muy imperfecta de la estructura profunda.

RÉSUMÉ

Cette étude a montré la présence d'un Jurassique assez complet, mais réduit, à Aulestia, comparable à celui déjà connu de Loyola, et à celui de Guernica. Les facies Wealdiens sont de faible puissance à Loyola et sont absents à Aulestia. Le développement anarchique des récifs urgoniens fait penser que la géologie de surface ne donne qu'une idée très imparfaite de la structure profonde.

La región costera estudiada, que ocupa la parte central entre Guernica y San Sebastián, está limitada al Este por el río Urola; al Sur, por una linea Azpeitia-Eibar y se extiende hacia el Oeste hasta una línea Eibar-Aulestia-Lequeitio. Esta zona corresponde al antiguo permiso «DEVA», de investigación de hidrocarburos de ENPENSA (fig. 1).

La superficie cubre el pliegue anticlinal Norte de la «zona anticlinal de Vizcaya». En su mayoría, este eje NW.-SE. está constituido en los afloramientos por formaciones del complejo Urgoniano, donde se desarrollan importantes masas de calizas arrecifales, que dan el carácter topográfico a la región.

Los levantamientos se han basado en los trabajos de P. Rat (11)* y se han auxiliado frecuentemente de estudios micropaleontológicos y petrográficos realizados por el Laboratorio de Exploración de la RAP, en Boussens.

El trabajo de campo se ha realizado sobre mapas topográficos a escala

* Las cifras entre paréntesis indican el número correspondiente en la lista bibliográfica (pags. 243-244).

la 1/20.000, obtenidos por medio de fotografías aéreas a 1/10.000 y a 1/15.000. A partir de aquéllos se ha compuesto el Mapa geológico a escala 1/50.000 (fig. 2).

A) ESTRATIGRAFÍA

I. *Triás* (Keuper).

Aparece principalmente en Azcoitia, Motrico y Aulestia, y está representado por arcillas abigarradas o pardo-rojizas, ricas en yeso en Motrico, y por ofitas o porfiritas ofíticas, que en general están profundamente alteradas.

II. *Jurásico y Neocomiense*

Aparecen al Oeste, en el corte de Aulestia, y al Este, en el de Loyola. Las facies encontradas se han comparado con las de Guernica, Pagoeta y Gozaz (fig. 4).

1) *Corte de Aulestia* (fig. 3).

En la base, se ven alrededor de 20 m. de calizas dolomíticas grises, coronadas por una centena de metros de calizas grises a negras, débilmente dolomíticas y arcillosas, en bancos de 10 a 25 cm. con Belemnites, Ammonites y con niveles con abundantes microfilamentos. Después vemos 15 metros de calizas oolíticas, grises claras, con intercalaciones de calcarenitas, y con una microfauna análoga a la del Jurásico superior de Guernica.

Este conjunto representa el Jurásico. Aunque reducido, puede ser bastante complejo, ya que existe una zona con microfilamentos, calizas dolomíticas que recuerdan las facies del Lías, y calizas oolíticas análogas por su microfauna al Jurásico superior de Guernica.

Sobre el Jurásico, se ven alrededor de 130 m. de calizas negras fétidas, a veces dolomíticas, con niveles lumaquélidos (lamelibranquios, gasterópodos) y niveles con sérpulas. Admitimos con P. Lamare (6), que estos niveles representan el Neocomiense. Son conocidos en numerosos puntos de toda la zona cantábrica y se han cortado en el sondeo de Aramayona 1.

2) *Corte de Loyola*.

El Jurásico, calizo al Noreste de Azcoitia, pasa al Este a facies cada vez más margosa, al mismo tiempo que su espesor disminuye: 300 a 400 metros al NW. de Azcoitia, 100 a 200 m. en Loyola.

El Neocomiense es más reducido que en Aulestia, 55 a 60 metros en el flanco Norte del anticlinal de Loyola, y solamente algunos metros en el flanco Sur.

III. *Wealdense*

Hemos indicado en el mapa bajo el nombre de Wealdense los sedimentos terrígenos inferiores al Aptense marino, depositados en aguas generalmente salobres.

Es posible que a veces la parte inferior del Aptense aparezca con facies Wealdense.

En la región considerada, estas formaciones no se observan más que en el flanco Norte del anticlinal de Loyola, con un espesor de 80 a 100 m. Son arcillas grises que se pueden dividir en delgadas capas, carbonosas en la base, cortadas por bancos areniscosos. Hacia la parte superior aparecen algunos niveles fosilíferos: Lamelibranquios y Gasterópodos (*Glauconia*).

IV. *Complejo Urgoniano*

Hemos agrupado bajo el nombre de «Complejo Urgoniano» el Aptense marino arcillo-arenoso o calizo y los arrecifes Aptense-Albense inferior, así como las formaciones terrígenas contemporáneas que se ven en sus alrededores.

En la región de Deva se puede distinguir:

a) *En la base del Complejo Urgoniano*.

Una serie arcillosa que descansa sobre el Wealdense en Loyola. Son arcillas endurecidas, a veces débilmente margosas, variando el espesor de 180 a 250 metros. Se observan erizos de mar, lamelibranquios, braquiópodos (Rinconellas) y Ammonites. Generalmente estas arcillas son de color gris parduzco, pero a veces muestran algunos niveles de color vino.

Al NE. de Aulestia las calizas con Sérpulas del Neocomiense están coronadas con un conjunto (alrededor de 250 m.) de margas oscuras y de calizas margosas con Orbitolinas, intercalándose entre ellas dos niveles de calizas con Rudistos. Igualmente se observa esta facies en Guernica.

b) *Las calizas arrecifales*.

Están muy desarrolladas en los macizos de Erlo, Anduz, Arno y Marquina. Su espesor varía entre 600 y 1.500 metros.

Forman masas no estratificadas, siendo muy difícil correlacionarlas. Se observan frecuentemente Políperos, Toucasias, Ostreas, Nerineos.

c) *Parte superior del complejo.*

Aparecen dos facies distintas, calizo-margosa o arcillo-areniscosa, pudiendo existir cada una de ellas sola o alternándose.

La posición de estas facies con relación a los arrecifes calizos es igualmente variable. En efecto, pueden constituir:

- Un equivalente lateral de los arrecifes.
- O bien un recubrimiento de los arrecifes.

Las grandes masas arrecifales presentan por otra parte, en su zona superior, excreencias calcáreas rodeadas de depósitos margosos. Estos depósitos son a la vez, posteriores a la masa caliza principal y contemporáneos de los pequeños arrecifes terminales.

V. *Las formaciones supra-Urgonianas*

Conservamos este término, elegido por P. Rat, para designar el conjunto areniscoso-margoso situado entre el complejo urgoniano y las formaciones margo-calcáreas del Cretáceo superior.

La base, a menudo está bien marcada por niveles de pudingas con elementos de cuarzo y de arenisca, como en Ondárroa.

A veces, estas pudingas están reemplazadas por bancos de arenisca de grano grueso (Asterrica), pero en algunos puntos este nival de grano grueso no existe en la base de las formaciones supra-urgonianas (entre Mendaro y Madariaga, por ejemplo).

El supra-Urgoniano presenta generalmente una facies arcillo-areniscosa, coronada de una serie predominantemente margosa. Al S. de Mendaro aparecen varios lentejones de caliza gris fina con Políperos, Toucasias, Rinconellas y Lamelibranquios. Alrededor de Larruscain la facies arcillo-areniscosa está muy extendida y muy plegada, lo que hace que aparezcan pudingas en numerosos puntos, sin que sea posible determinar la repartición vertical exacta.

A lo largo de la costa, entre Lequeitio y Motrico, a la facies arcillo-areniscosa sucede una facies flysch con nódulos areniscoso-ferruginosos, donde J. Gómez de Llarena (7), recogió cerca de Motrico (Burumendi): *Actinoceras concéntricus* Park y *Pervinquieria polternense* var. *evoluta* Spath, del Miocene superior a medio.

La continuación de la serie (Cretáceo superior a Eoceno) no ha sido es-

tudiada con detalle. Asimismo, el mapa adjunto no indica subdivisiones en el Cretáceo superior. Citaremos los diferentes niveles que ha distinguido P. Rat (11).

VI. *Cretáceo superior*

Al Norte del macizo de Oiz las formaciones supra-urgonianas soportan, de abajo a arriba:

- Margas grises con Rotalipora (Cenomanense superior).
- Calizas finas y margas grises (Turonense?-Coniacense).
- Un flysch margo-areniscoso (Santonense-Campaniense).
- Margas flyschoides con Inoceramus (Maestrichtiense).

Enormes masas basálticas o andesíticas están interestratificadas en el Cretáceo superior del sinclinal de Oiz. Se ha determinado alguna muestra de Madariaga como una diabasa teralítica, perteneciendo indiscutiblemente al magma teralita-essexita, característico de las efusiones cretácneas. Algunos afloramientos existen igualmente en las capas superiores de la serie supra-urgoniana.

VII. *Eoceno inferior.*

Es un flysch margo-calizo, después margo-areniscoso, donde sobresalen algunas potentes barras areniscosas. La base está generalmente marcada por un nivel de calizas litográficas y calizas granudas con Algas.

2) ESTUDIO ESTRUCTURAL.

La región estudiada se presenta en superficie como una zona estructuralmente alta entre los sinclinales de Eibar y de Guetaria (fig. 1). Sin embargo, este movimiento no tiene seguramente, debajo del complejo urgoniano, la misma amplitud que en superficie, ya que el desarrollo de los arrecifes exagera las formas estructurales. Por otra parte, los buzamientos observados en las formaciones terrígenas que rodean las masas calizas son debidos a veces a un hundimiento de estas formaciones, alrededor del arrecife, debido al peso de los sedimentos que han soportado. Después de estas consideraciones sobre la correspondencia entre la superficie y la estructura profunda, describiremos varios movimientos, de Sudoeste a Noroeste (figs 2, 5 y 6).

I. Sinclinal de Eibar

Es la extremidad SE. del sinclinorio de Vizcaya, donde se observa un pliegue agudo fallado, que hace aparecer una delgada banda de Cretáceo superior en medio de afloramientos eocenos.

II. Anticlinal de Loyola.

Gracias a este movimiento aflora toda la serie hasta el Triás, según un eje interrumpido al Oeste por la falla de Azcoitia. El eje es sensiblemente E.-W. en Loyola, y se desvía después hacia el NW., cerca de Azcoitia. Aunque los límites del afloramiento del Triás son a veces difíciles de determinar con precisión sobre el terreno, no parece que estén reunidos aquí todos los caracteres de un diapiro. Las margas triásicas han debido aflorar gracias al pliegue, y la única desaparición observada en la serie jurásica es imputable a la falla de Azcoitia.

III. El Eje anticlinal del Arno

Es un eje de dirección general Este-Oeste, desviándose en sus dos extremidades hacia la falla de Aulestia, al Oeste, y hacia el cabalgamiento del Erlo, al Este.

a) En el centro (cortes 2 y 3) el movimiento anticlinal está bien marcado en su superficie, pero quizás esto se deba en gran parte al desarrollo de los arrecifes.

b) Al Oeste (corte 1), el eje se aproxima a la falla de Aulestia y a la derecha de los afloramientos jurásicos no queda más que el flanco Norte del pliegue.

c) Al Este, solamente persiste el flanco Sur, cabalgando sobre el sinclinal del Lasao, estrecho y disimétrico.

IV. Sinclinal de Olan-Bekoa-Elordi (cortes 1 y 2)

Hace aflorar el Supra-urgoniano margoso rodeado de conglomerados, en una estrecha banda accidentada por varias fallas que provocan desplazamientos del eje.

V. Anticlinal de Amoroto

Paralelo al sinclinal anteriormente descrito, este anticlinal está bien marcado en superficie por las formaciones margosas del Urgoniano. La aparición de facies calizas al Este de Amoroto no se debe interpretar como la prueba de una importante ascensión del eje en este lugar, ya que los levantamientos detallados han mostrado aquí variaciones laterales muy frecuentes entre las facies margosas, areniscosas y calizas, como lo indican los cortes 1 y 2.

Este anticlinal está truncado al Este por la falla de Echeverri.

CONCLUSIÓN

Estos trabajos de detalle confirman, en lo esencial, las conclusiones de P. Rat y aportan algunos hechos nuevos:

— Las publicaciones anteriores no daban cuenta de los afloramientos neocomienses y jurásicos de Aulestia, ni del Neocomiense de Guernica. Estos jalones suplementarios precisan, pues, la evolución de estos niveles entre Pagoeta-Goyaz, al Este, y Ramales, al Oeste, indicando, finalmente, la desaparición inmediata de las facies wealdenses.

— Los levantamientos en el Cretáceo inferior muestran rápidas variaciones de facies y ponen en evidencia la dificultad de un estudio estructural preciso, por la presencia de arrecifes de evolución rápida. Si las variaciones anárquicas de las masas arrecifales enmascaran la estructuras profundas, podemos suponer que las existentes, entre la zona fallada de Pagoeta y el diapiro de Guernica (zona donde se observan numerosas fallas, a veces señaladas por la ofita triásica, como al SO. de Aulestia y en Motrico), son bastante complejas.

BIBLIOGRAFÍA

- (1) CIRY, RAYMOND: *Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander*. «Thèse Fac. Sciences». París, 1940.
- (2) — —: *L'évolution paleogéographique de l'Espagne septentrional au Crétacé inférieur*. «Libro Jubilar Instituto Geológico y Minero de España». t. II. Madrid, 1951.
- (3) CIRY, A. et MENDIZÁBAL, J.: *Contribution à l'étude du Cénomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de Navarre occidentale*, «Libre jubilaire Charles Jacob. Annales Herbert et Haug», t. VIII. París 1, 1949.
- (4) FEUILLÉE, PIERRE: *Contribution à la connaissance du Crétacé moyen du Nord et de la Navarre espagnole*. «Communication présentée au IV ème Congrès International d'Etudes Pyrénéennes». Pau, 1962.

- (5) KARRENBERG, HERFERT: *La evolución postvarisca de la cordillera cántabro-asturica*, traduction par Joaquín Gómez de Llarena, dans «Publicaciones extranjeras sobre geología», España, t. III, 1946.
- (6) LAMARE, PIERRE: *Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne*, «Mem. S. G. F. Nouvelle série», t. XII, Mém. núm. 27. París, 1936.
- (7) LLARENA, J. GÓMEZ DE: *Datos paleontológicos del fisch litoral de Guipúzcoa: El Vraconense de Septaria de Motrico*, «Notas y Comunicaciones I. G. M. E.», núm. 50. 2 ème, fasc.
- (8) MAGIN JEAN, PHILIPPE: *Le Nummulitique sud pyrénéen à l'Ouest de l'Aragón*, «Publié par l'Instituto de Estudios Pirenaicos». Zaragoza, 1959-60.
- (9) MAGIN, J. P., et RAT, P.: *L'évolution post hercynienne entre Asturias et Aragón*, «Livre à la memoire du professeur Fallot», t. I. Edité par S. G. F., 1960-62.
- (10) MENDIZÁBAL JOAQUÍN: *El pliegue diapiro del Valle de Iruregui*, «Bol. I. G. M. E.», t. 66. 1954.
- (11) RAT, PIERRE: *Les pays crétacés basco-cantabriques*, «Publications de l'Université de Dijon», XVIII, Presses Universitaires de France, 1959.
- (12) ——: *Esquisse d'une histoire de la sédimentation dans les régions du littoral basco-cantabrique au Crétacé*, «Actes du IIème Congrès international d'études pyréneennes», t. II. Section 1. Luchon, Pau, 1954.
- (13) ——: *Note préliminaire sur la géologie du massif de l'Oiz*, «Real Sociedad Vascongada de Amigos del País», San Sebastián 1956.
- (14) Ríos, José MARÍA: *Nota acerca de la geología cantábrica en parte de las provincias de Vizcaya y Santander*, «Notas y Comunicaciones I. G. M. E.», núm. 19, Madrid, 1949.
- (15) Ríos (J. M.), ALMELA (A.) y GARRIDO (J.): *Contribución al conocimiento de la geología cantábrica*, «Bol. I. G. M. E.», t. LVII, Madrid, 1945.
- (16) WIEDMAN, JOST: *Contribution à la paléogéographie du Crétace vascogotique et celtibérique septentrional*, «Livre à la memoire du professeur Fallot», t. I. Edité par S. C. G. París, 1960-62.

Otras obras consultadas: «Informes del Instituto Francés del Petróleo sobre diversos estudios hechos por cuenta del Instituto Nacional de Industria» (sin publicar).

MARIE JOSE PAVILLON

SOBRE EL PASO LATERAL DEL TRIAS DE «COBERTERA» AL TRIAS METAMÓRFICO EN LA REGION OESTE DE CARTAGENA (CORDILLERAS BÉTICAS, ESPAÑA) (*)

RÉSUMÉ

Notre carte en mettant en évidence le passage latéral du Trias de «couverture» renfermant des calcaires fossilières à des schistes métamorphiques avec cipolins apporte la preuve de l'âge triasique d'une partie du «socle».

Ce passage se produit au sein d'une série plissée ENE-WSW à fort pendage sud, et à cet endroit l'unité tectonique «alpujarride» n'est pas sharée par rapport à l'unité tectonique «Mischungszone». Il n'en reste pas moins que les chevauchements sont très fréquents à l'intérieur des terrains non métamorphiques et également entre ceux-ci et les terrains métamorphiques.

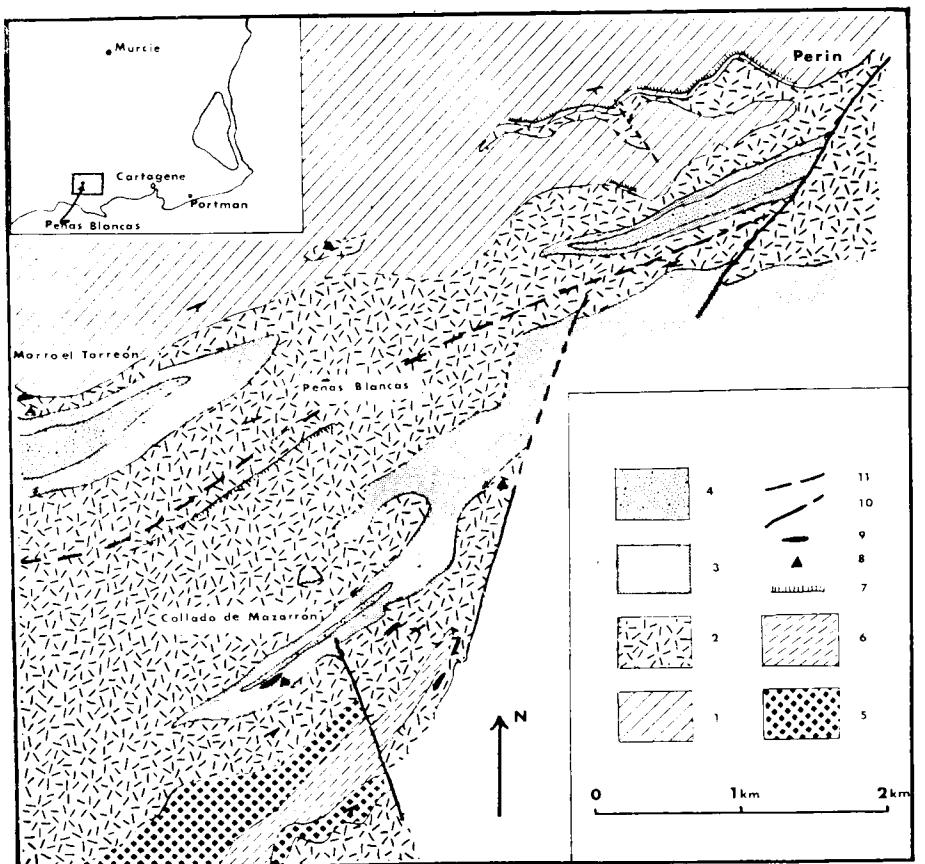
Soulignons enfin que le passage Trias de «couverture» au Trias métamorphique s'effectue irrégulièrement suivant la nature lithologique des roches et se place exactement suivant une ligne de changement isopique correspondant à un trait paléogéographique (passage d'une série schisto-gréseuse à une série marno-carbonatée) que nous nous proposons de préciser au cours d'études ultérieures.

Las sierras de alrededor de Cartagena forman parte de las Cordilleras béticas (1) y pertenecen especialmente al dominio de las Alpujarras. Este dominio comprende esencialmente una cubierta discontinua, en su mayor parte triásica, que más al Oeste estará acompañada en su base por terrenos metamórficos. Dicho conjunto reposará sobre un «zócalo» igualmente metamórfico, donde se distingue, sobre los esquistos negros de la Sierra Nevada, considerados como autóctonos, una serie de esquistos claros con intercalaciones de cipolinos, llamada «Mischungszona» por los holandeses.

En la región de Las Peñas Blancas (15 km. al W. de Cartagena) hemos cartografiado una estructura con dirección ENE.-WSW., con cuarcitas rosas y blancas, en su centro, rodeadas de esquistos pelíticos grises y después de

(*) Traducción realizada por M.ª Concepción López de Azcona Fraile, «C. R. Somm. des Séances de la S. G. de France», fasc. 10, sesión de 16 de diciembre de 1963, pp. 328-29 (1963).

cipolinos. Se extiende desde Morro el Torreón hasta Perrín. En el Norte, estos cipolinos son poco potentes, con esquistos de moscovita intercalada y reposan sobre los esquistos negros con granates, pasando aparentemente en concordancia a una serie esquisto-arenosa verdosa metamórfica. Hacia el Sur, los cipolinos se hacen más potentes, se enriquecen en bancos dolomíticos y pasan insensiblemente a calizas margosas tornasoladas. Estas calizas pertenecen a otra estructura, la estructura de Collado de Mazarrón, paralela a la primera; rodean las pelitas violetas y las cuarcitas blancas y rosas que, aún aquí, ocupan el centro de la estructura.



Mapa geológico simplificado de la región de Las Peñas Blancas

Terrenos metamórficos: 1: Micaesquistos con granates, alternancias esquisto arenosas; 2: Cipolinos; 3: Pelitas grises; 4: Cuarcitas blancas y rosas. *Terrenos no metamórficos:* 5: Calizas margosas tornasoladas; 6: Pelitas violetas; 7: Cuarcitas blancas y rosas; 8: Caliza dolomítica negra; 9: Alternancias de calizas azules y margas amarillas; 7: Mineral de hierro; 8: Yeso; 9: Roca eruptiva verde; 10: Falsa; 11: Límite aproximado entre los terrenos metamórficos del Norte y los terrenos no metamórficos del Sur.

Se ve que estas dos estructuras presentan del centro hacia el exterior, con algunas pequeñas variaciones, la misma sucesión litológica. Si se consideran las pelitas intercaladas entre las cuarcitas y las rocas carbonatadas, es muy verosímil que las pelitas violetas tengan por equivalente lateral metamórfico los esquistos pelíticos grises.

Hacia el Sureste, las calizas margosas tornasoladas pasan en concordan-
cia a calizas dolomíticas negras, después a alternancias de caliza azul en ban-
cos poco potentes (2 cm.) y margas amarillas. Aún más al Sureste y fuera de
los límites de esta Hoja (2), en los estratos amarillentos pertenecientes a al-
ternancias idénticas, hemos encontrado un nivel marcadamente lumaquélico
con *Myophoria* (3) y Terebráctulas, confirmando la edad *Muschelkalk* de este
conjunto calizo que hasta ahora estaba datado solamente por analogías. *Este nivel señalado es muy delgado, pero muy constante*, puesto que lo hemos
encontrado igualmente en varios sitios en la Sierra de Portman, al E. de
Cartagena.

Al ir del Norte al Sur, los terrenos metamórficos se colocan progresivamente en los lechos sedimentarios triásicos. Este paso se efectúa en el seno de estructuras plegadas ENE.-WSW.

En las Alpujarras, hay tendencia a dar, *a priori*, una edad werfeniense al conjunto de cuarcitas y pelitas violetas. Las observaciones que hemos realizado fuera de esta zona nos conducen a pensar que las pelitas violetas se vuelven a encontrar en varios niveles de la serie triásica y que existen no solamente en su base, sino también, sin duda, asociadas a lechos que sobre-
montan estratigráficamente las calizas azules atribuidas al *Muschelkalk*. Por nuestra parte, nosotros vemos más bien, en las estructuras del interior de las cuarcitas, estructuras sinclinales. Pero sea lo que fuere, bien que las estruc-
turas sean aquí sinclinales o anticlinales, nuestras observaciones son valede-
ras y las conclusiones que resultan permanecerán inalterables.

Además, el paso, puesto en evidencia cartográficamente, de una serie mo-
nótona esquisto-arenosa metamórfica con niveles de cipolinos a una serie
margo-caliza muy diferenciada y no afectada por el metamorfismo, se obser-
va en el «zócalo» y en la «cubierta» numerosos niveles litológicos particula-
res que se corresponden. Es así que, igualmente tan cerca de los cipolinos
como de las calizas tornasoladas, es posible encontrar lentejones de yeso
antiguamente explotados y rocas eruptivas verdosas muy alteradas; existe
igualmente, al Norte del sector, un nivel ferruginoso con oligisto en lúminas
y, más al Sur, en los terrenos menos metamórficos, un nivel con hematites
pulverulenta y carbonato de hierro. Estas analogías flagrantes (4) han sido
señaladas ya por numerosos autores y la escuela holandesa de H. A. Brou-
wer (5), especialmente, se ve en la serie de esquistos claros metamórficos con
cipolinos que él nombra «Mischungszona», una cubierta mesozoica de es-
quistos de la Sierra Nevada (6). Esta supuesta correspondencia conduce a los

autores a admitir que la «cubierta» triásica de las Alpujarras está acarreada sobre la «Mischungszona»; estas dos unidades tectónicas, a menudo superpuestas, comprenden términos de la misma edad.

CONCLUSIONES

Nuestro plano, poniendo en evidencia el paso lateral del Triás de «cubierta» encerrando calizas fosilíferas en los esquistos metamórficos con cipolinos, aporta la prueba de la edad triásica de una parte del «socorro».

Este paso se produce en el interior de una serie plegada ENE.-WSW. con fuerte buzamiento sur, y en este aspecto la unidad tectónica «alpujárrida» no está acarreada con respecto a la unidad tectónica «Mischungszona». Todo esto nos hace pensar que los cabalgamientos son muy frecuentes en el interior de los terrenos no metamórficos, e igualmente entre éstos y los terrenos metamórficos.

Subrayemos, por último, que el paso del Triás de «cubierta» al Triás metamórfico, se efectúa irregularmente, según la naturaleza litológica de las rocas, y se coloca exactamente según una línea de cambio isópica correspondiente a un trazo paleogeográfico (paso de una serie esquisto-arenosa a una serie margo-carbonatada), que nos proponemos precisar a través de estudios posteriores.

BIBLIOGRAFÍA

- (1) FALLOT, P. (1948): *Les Cordillères bétiques*. «Est. geol.», núm. 8, pp. 83-172. DURAND DELGA, M. (1960): *Introduction à la séance sur les Cordillères bétiques*. «B. S. G. F.» (7), II, pp. 263-266.
- (2) Feuille de Cartagène au 50.000. A) Long. 2° 34' 15"; lat. 37° 34' 46". B) Long. 2° 32' 58"; lat. 37° 35' 8".
- (3) Détermination de Mme. S. Frencix que nous remercions bien vivement.
- (4) Auxquelles s'ajoutent la présence à la fois dans le «socle» et à la base de la «couverture» d'une formation appelée «Konglomeratische Mergel». VOIR DUPLEX S. et FALLOT, P. (1960): *Les «konglomeratische Mergel» des Cordillères bétiques*. «B. S. G. F.» (7), II pp. 83-172.
- (5) BROUWER, H. A. (1926): *Zur Geologie der Sierra Nevada*. «Geol. Rundschau», Bd XVII, H. 2, pp. 118-137.
— (1926): *Zur Tektonik der betischen Kordilleren*. «Ibid.», Bd XVII, H. 5, pp. 332-336.
— (1934): *Über die Struktur der penninischer Zone der betischen Kordilleren*. «Ibid.», Bd XXV, pp. 383-387.
- (6) DE ROEVER, W. P., EGELER, C. G. et NIJHUIS, H. J. (1961): *Nota preliminar sobre la geología de la llamada zona mixta tal como se desarrolla en el extremo Este de la Sierra de los Filabres (SE. de España)*. «Inst. Geol. y Min. Españas», núm. 63, pp. 223-232.

Recibido el 6 V 1964.

EMMANUEL BOUYX

EXTENSION DE LOS TERRENOS ANTE-ORDOVICENSES DEL SUR DE CIUDAD REAL (ESPAÑA MERIDIONAL) (*)

Entre Ciudad Real y Puertollano, formaciones recientes (restos de Terciario horizontal y Cuaternario), emascaran gran parte de los terrenos paleozoicos. Sólo las cuarcitas con *Cruziana* del Ordoviciense inferior afloran ampliamente para constituir los relieves más destacados de esta parte de la Sierra Morena.

A partir de las Hojas Geológicas (1), las llanuras comprendidas entre las diferentes series de crestas estarán todas excavadas en los esquistos con *Calymene*. Recogí, efectivamente, algunos representantes de esta fauna (*Orthis*, *Asaphides*) en las laderas del río Guadiana, 2 km. al N. de su confluencia con el río Jabalón. Es por lo tanto exacto que el Ordoviciense medio existe al S. de Ciudad Real, pero no constituye la totalidad de los terrenos actualmente recubiertos por una cubierta reciente. En particular, la llanura de Argamasilla de Calatrava y de Almodóvar del Campo corresponde a formaciones muy diferentes.

Se trata de una vasta extensión llana (altitud comprendida entre 650 y 675 metros), limitada al Norte, al Sur y al Este por las sierras talladas en las cuarcitas ordovicienses (altitud comprendida entre 800 y 1.000 m.). Hacia el Oeste, se enlaza con la depresión del río Tirtéafuera. Las formaciones recientes que la recubren casi totalmente pueden alcanzar, según los sondeos efectuados por los españoles (2), 80 m. de espesor. El substrato no aflora más que en escasos puntos, y la extensión de sus afloramientos queda siempre muy limitada.

Es necesaria una descripción rápida de las sierras que limitan la llanura para aclarar la contextura geológica en la cual está colocada.

I. LAS SIERRAS

a) Una serie de crestas separan la llanura del río Argamasilla de la cuenca de Puertollano (éstas son, de Este a Oeste, el Cerro Mulatón, 965 m.; el

(*) Traducción realizada por M.ª Concepción López de Azcona Fraile. «C. R. Somm. des Séances de la S. G. de France», fasc. 10, sesión de 16 de diciembre de 1963, pp. 339-340 (1963).

Vallelargo, 974 m.; el Fraile, 958 m.; el Cerro de San Sebastián, 875 m., y el Olla Grande, 926 m.).

El conjunto está constituido por un banco de cuarcita con *Cruziana* de varias centenas de metros de espesor que, si se hace abstracción de las muy numerosas variaciones de buzamientos debidas a múltiples complicaciones tectónicas mineras, presenta una inclinación general de unos 20 a 30° hacia el Sur. La base de esta formación está siempre enmascarada por numerosos recubrimientos. Sin embargo, es posible observar al pie del Cerro de San Sebastián una pudinga potente de 5 a 6 m., idéntica en todo a la que he descrito en el Norte del valle de Alcudia, en la base del Ordoviciense (3). Justo a la salida de Puertollano, en el extremo Este del Cerro, ya no se encuentra más la pudinga, pero la base de las cuarcitas presenta también un carácter fuertemente detrítico, con alternancias de areniscas groseras, esquistos areniscosos o arenisca en plaqetas. Más hacia arriba se vuelven a encontrar areniscas en gruesos bancos que encierran alineaciones de cantos de cuarzo, cuyo tamaño puede alcanzar 5 cm.

b) El límite Norte de la llanura está igualmente constituido por cuarcitas con *Cruziana* (La Moyana, 810 m.; la Sierra de Perabad, 821 m.; el Cerro del Tesoro, 846 m., sobre el pueblo de Villamayor de Calatrava, y La Charneca, 826 m.). Pero esta vez, el buzamiento general es más débil y la dirección contraria (10 a 20° hacia el Norte).

c) Hacia el Este, las cuarcitas presentan un buzamiento, tanto al Norte como al Sur, generalmente débil, y algunas veces incluso subhorizontal, como en el caso de Rinconcillo (879 m.), justo al N. de la carretera que va de Argamasilla a Aldea del Rey.

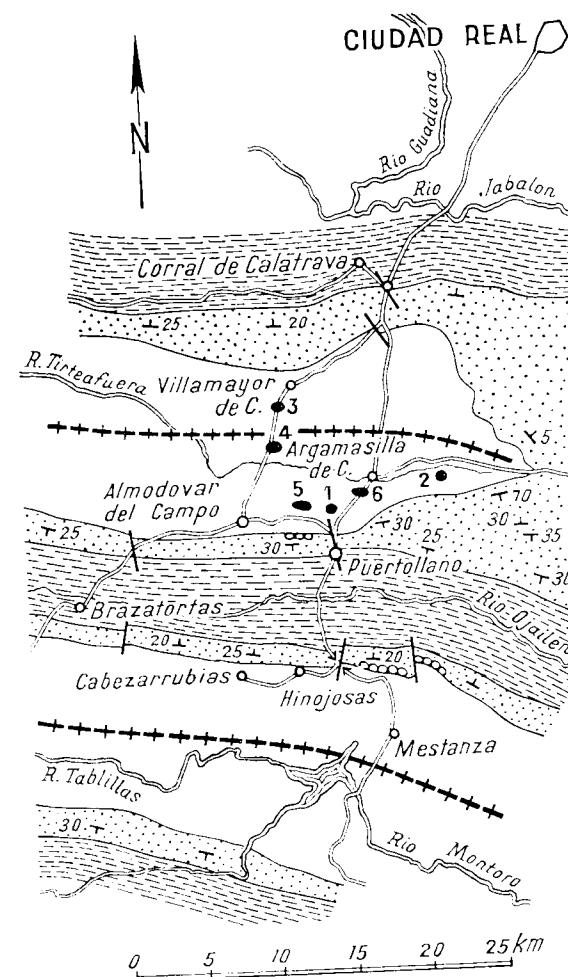
En resumen, se puede decir que el conjunto de la llanura está cubierta por un vasto anticlinal de cuarcitas con *Cruziana*; las sierras que la limitan al Este representan la terminación periclinal de esta estructura. Es evidente, por lo tanto, que los terrenos situados en la llanura, bajo la cubierta reciente, no pueden ser referidos a los esquistos con *Calymene*, pero deben pertenecer a un sistema ante-ordoviciense.

Una disposición idéntica ha sido ya descrita en el anticlinal de Alcudia (4). La comparación se impone debido, especialmente, a que la pudinga de base del Ordoviciense se vuelve a encontrar en los dos casos.

La unión entre estas dos estructuras está asegurada por la cuenca de Puertollano, que corresponde a un sinclinal. Esta sucesión de vastos pliegues está de acuerdo con la que se conoce del paso general de la parte Noreste de la Sierra Morena, ya bosquejada por J. Groth en 1914 (5).

II. LOS AFLORAMIENTOS ANTE-ORDOVICIENSES EN LA LLANURA DE ARGAMASILLA

Justo a la entrada de Puertollano, a la altura del km. 1 de la carretera de Almodóvar (punto 1 del dibujo), los trabajos de terraplenado de un conjunto de viviendas han dejado al descubierto el substrato. Se trata de alter-



Esquema al 1:500.000, figurando las grandes unidades tectónicas al Sur de Ciudad Real.

En blanco: los terrenos ante ordovicienses; con puntos: el Ordoviciense inferior; con guiones: el Paleozoico más reciente; +++: ejes anticlinales (valles de Alcudia y del río Argamasilla); ○○○: conglomerado de base ordoviciense.

nancias esquisto-arenosas con un buzamiento muy fuerte (70° WSW.). Los bancos presentan una dirección N. 30 W.-S. 30 E., que se opone a la dirección general E.-W. de las cuarcitas ordovicienses.

— La Cabeza (718 m., punto 2 del dibujo). Es una pequeña montaña situada al S. de la carretera de Argamasilla a Aldea del Rey. Está formada por alternancia de esquistos y de arenisca, donde la dirección general oscila entre N.-S. y NE.-SW. Esta serie está fuertemente plegada; una decena de charnelas han sido reconocidas y medidos sus ejes; su inclinación varía entre 30° y la vertical. El conjunto puede ser asimilado a un repliegue anticinal de dirección NE.-SW.

— Al S. de Villamayor de Calatrava, las alternancias esquisto-arenosas afloran a veces, especialmente en los bordes de la carretera de Villamayor a Almodóvar, entre los km. 2 y 3 (punto 3 del dibujo). La facies es claramente más esquistosa que en Cabeza, aunque se encuentran algunos bancos de arenisca de grano grueso.

— En el centro de la llanura, al N. del río (punto 4 del dibujo), se vuelven a encontrar las formaciones muy próximas, presentando el buzamiento y las direcciones de plegamiento sensiblemente idénticas a las medidas en La Cabeza o a la entrada de Puertollano.

— En La Carrascosa y al S. de Argamasilla (puntos 5 y 6 del esquema) se observa también una pudinga con pequeños cantos de cuarzo, muy parecida al conglomerado, que se presume sea cambriano, que en Hinojosa reposa sobre los esquistos de la Alcudia (4).

En todos los casos, se nota una oposición muy clara entre las direcciones de las cuarcitas con *Cruziana* y las de los terrenos ante-ordovicienses. La existencia de una *discordancia angular* puede sólo explicar esta oposición en las direcciones de los pliegues. Pero el contacto entre los dos conjuntos está siempre enmascarado por los recubrimientos de pendiente; la observación directa de esta discordancia nunca es posible.

Se vuelve a encontrar, por lo tanto, una disposición análoga a la descrita precedentemente en el valle de Alcudia, donde el centro del anticinal está ocupado por una serie esquisto-arenosa replegada, que el Ordoviciense inferior recubre en discordancia (4). La identidad de facies, así como la ausencia de fósiles, indica que se trata aquí, probablemente —como en el valle de Alcudia— de terrenos ante-cambrianos.

Al S. de Almadén, es decir, unos 60 km. al W. de Puertollano, existe igualmente un anticinal de cuarcitas con *Cruziana* que corresponden al prolongamiento hacia el Oeste del anticinal de Alcudia. Su centro está ocupado por los terrenos esquisto-arenicosos muy enderezados y de facies muy vecinas. Hasta ahora nunca han proporcionado fósiles.

Atendiendo a su concordancia *aparente* con el Ordoviciense inferior, se considera que representan al Cambriano (6). En efecto, las cuarcitas con

Cruziana, igualmente enderezadas, presentan direcciones de plegamiento aparentemente idénticas. Pero aún más al Oeste, en Zarzacapilla, los potentes cortes de cuarcitas ordovicienses que dominan el pueblo reposan en discordancia sobre una serie esquisto-arenosa vertical.

Por comparación con lo existente al S. de Ciudad Real, está permitido preguntarse si no se tratará siempre de la misma formación, y si la discordancia infra-ordoviciense no se extenderá al conjunto de la región.

B I B L I O G R A F Í A

- (1) *Mem. Expl. Mapa geol. España*. Hoja 784 (Ciudad Real), 1931; Hoja 810 (Almodóvar del Campo), 1928.
- (2) *Ibid.* Hoja 810 (Almodóvar del Campo), p. 35 (1928).
- (3) BOUYX, E. (1959): *Observations géologiques dans la Sierra de Puertollano*. «C. R. Somm. S. G. F.», p. 154.
- (4) — (1961): *Sur le sujet de l'âge des schistes de l'Alcudia*. «Ibid.», p. 64.
- (5) GROTH, J. (1914): *La tectonique de la Sierra Morena*. «C. R. Ac. Sc.», t. 158, p. 1944.
- (6) ALMELA, A., ALVARADO, M., COMA, J., FELGUEROSO, C. y QUINTERO, I. (1962): *Estudio geológico de la región de Almadén*. «Bol. Inst. Geol. y Min. España», t. LXXIII, pp. 193-327.

Recibido el 6-V-1964.

JOSE M.^a FERNANDEZ BECERRIL (*).

ESTUDIO DE CONCENTRACION DE LOS MINERALES DE NIQUEL DE LA MINA «LA GALLEGA», DEL COTO MINERO DE OJEN (MALAGA)

R E S U M E N

En este trabajo se pone de manifiesto que la concentración del níquel contenido en estos minerales es posible mediante el empleo de la flotación en circuito ácido, habiéndose podido confirmar plenamente los resultados obtenidos en el posterior tratamiento industrial.

S U M M A R Y

In this work it has been established that the concentration of the nickeliferous ores can be done satisfactorily in an acid flotation circuit. The results obtained have been confirmed subsequently in the industrial process.

O B J E T O D E L E S T U D I O

El presente trabajo ha sido efectuado con objeto de estudiar las posibilidades de concentración de los minerales de níquel procedentes de la mina «La Gallega», del Coto Minero de Ojen, de la provincia de Málaga.

Estos minerales, no obstante su elevada ley en níquel, superior al 13 por 100, no son susceptibles de beneficio mediante tratamiento metalúrgico directo por fusión, a causa de venir acompañados de una alta proporción de cromo (más de 11 por 100) en forma de cromita, lo que dificulta extraordinariamente la operación y la hace económicamente prohibitiva por el excesivo consumo de combustible y fundentes, y por ello resulta indispensable someterlos a un proceso previo de preparación mecánica para separar las especies mineralógicas que contienen ambos metales.

Concretamente, pues, el objeto que se persigue en este trabajo consiste, en primer lugar, en determinar el sistema de concentración más conveniente

(*) Ingeniero Jefe del Laboratorio de Preparación Mecánica de Minerales del Instituto Geológico y Minero de España.

para obtener un concentrado de níquel de alta ley, lo más exento posible de cromo, y estudiar después las posibilidades de concentración de la cromita.

LA MUESTRA

La muestra sobre la que se ha operado procede de la mina «La Gallega», y puede tomarse como representativa del mineral que se encuentra depositado en bocamina.

El mineral venía en tamaños comprendidos entre 30 y 250 mm., siendo su densidad 5.

ANÁLISIS QUÍMICO

El análisis químico efectuado sobre una muestra media tomada del conjunto del mineral recibido, ha dado el siguiente resultado:

Ni	Cr	Fe	Cu	Co	As	S	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂
14,30%	11,76%	17,42%	0,22%	0,32%	18,50%	0,32%	1,44%	2,90%	8,52%	4,60%

La ley media del mineral, según los distintos análisis efectuados en el transcurso de los ensayos de concentración, resulta ser la siguiente: 13,62 por 100 Ni y 11,79 por 100 Cr.

ESTUDIO MICROGRÁFICO

Al objeto de determinar la naturaleza de la mineralización y la forma física en que ésta se presenta, se ha efectuado un estudio al microscopio sobre diversas preparaciones pulidas del mineral, que ha puesto de manifiesto lo siguiente:

1.^o Las especies metálicas predominantes que constituyen la mayor parte del mineral son: niquelina y cromita, a las que acompañan diversos óxidos de hierro, entre ellos magnetita.

La ganga está constituida por cuarzo y silicatos (serpentina).

2.^o La niquelina y la cromita se presentan íntimamente unidas y en forma extraordinariamente diseminada (ver microfotografía).

3.^o La cromita viene en forma de gránulos redondeados, generalmente individualizados, de color pardo-negro.

Los granos de esta especie tienen dimensiones comprendidas entre 0,10 y 0,40 mm., siendo los más abundantes los de 0,15 mm.

4.^o La niquelina de color rojo de cobre se presenta cementando los granos de cromita, lo que denota su formación posterior, y tiene formas muy irregulares.

Las dimensiones de grano de esta especie son menores que las de la cro-

mita y varían entre 0,4 y 0,10 mm., predominando los tamaños inferiores de 0,07 mm.

GRADO DE MOLIENDA NECESARIO

De acuerdo con las mediciones de granos efectuadas, el grado de molienda necesario para liberar las dos especies deberá ser del orden de 95 por 100, menor de 200 mallas Tyler (0,075 mm.).

Los ensayos de molienda efectuados confirman lo anterior y ponen de manifiesto que el tipo de molienda más conveniente es el que corresponde a la siguiente granulometría:

Tamaño mm.	Peso %
+ 0,15	--
+ 0,10	0,50
+ 0,075	4,00
+ 0,050	16,50
- 0,050	79,00
	100,00

Como se ve, el grado de molienda necesario es bastante intenso, debido a la gran diseminación en que se presentan la niquelina y la cromita, y a la forma irregular y tamaño extraordinariamente fino en que viene la primera de estas dos especies.

ENSAYOS DE CONCENTRACIÓN

Teniendo en cuenta la naturaleza de la mineralización y la forma física en que ésta se presenta, el único sistema de concentración que en principio cabe emplear con el mineral que nos ocupa es el de flotación, pues si bien es cierto que dada la diferencia de densidad entre la niquelina (7,6), la cromita (4,4) y la ganga (2,65), podrían emplearse procedimientos gravimétricos para su separación, éstos carecen de eficacia en este caso por el elevado grado de molienda a que hay que someter el mineral, lo que inevitablemente ha de dar lugar a cuantiosas pérdidas por arrastres en las aguas de lavado.

También podría hacerse uso de la diferencia de permeabilidad magnética entre la niquelina y la cromita, pero el tratamiento industrial habrá de resultar igualmente ineficaz por la misma causa y, además, se complicaría el proceso de tratamiento por la necesidad de emplear procedimientos gravimétricos complementarios para separar la niquelina de la ganga en el producto no magnético resultante.

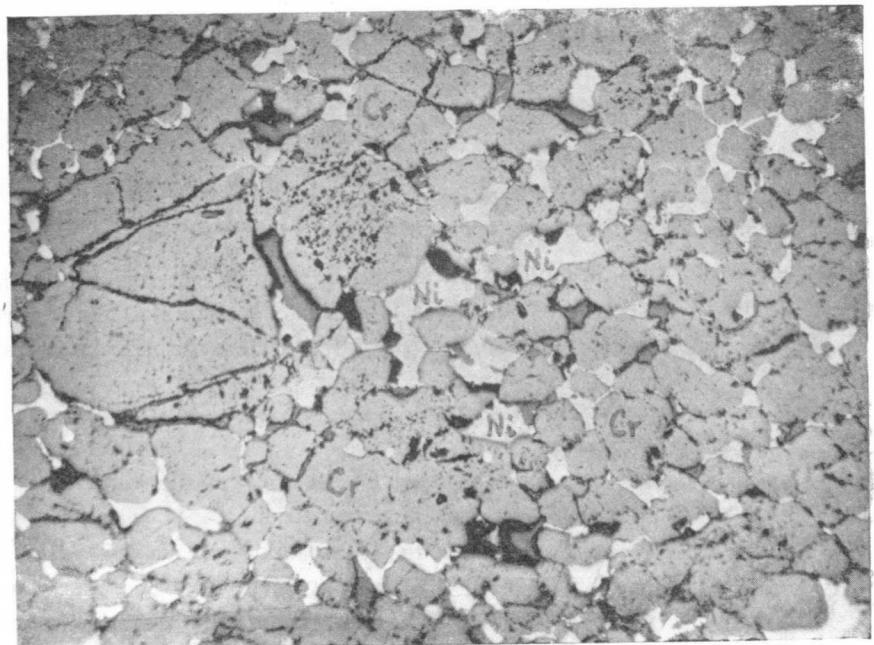
Efectuados los correspondientes ensayos en tal sentido, se ha podido con-

firmar de una manera práctica la ineeficacia del empleo de procedimientos gravimétricos y magnéticos para conseguir la separación y concentración deseada, y por ello tales procedimientos deben desestimarse.

La flotación es, pues, como decimos, el único sistema que, en atención al elevado grado de molienda que es necesario efectuar, puede ser empleado en principio, y por ello, y al objeto de determinar sus posibilidades de aplicación, se ha procedido a su estudio operando en la forma y con los resultados que se indican seguidamente:

a) *Flotación de la niquelina.*

Basados en la diferencia de flotabilidad que indudablemente existe entre la niquelina y la cromita, por ser la primera de lustre metálico y poder consi-



Microfotografía ($\times 50$) del mineral de la mina «La Gallega»
Ni = Niquelina (blanca)
Cr = Cromita (gris)

derarse, a los efectos de la flotación, dentro del grupo de minerales de tipo «sulfuro» y corresponder la cromita al grupo de minerales de tipo «óxido», estimamos que la separación de ambas especies debe ser posible con el empleo de la flotación.

Siendo la concentración del níquel el objeto principal que se persigue en este trabajo, hemos dedicado especial atención a su estudio, procediendo en primer lugar a determinar las posibilidades de flotación de la niquelina.

Efectuados los primeros ensayos de tanteo para conocer las condiciones de flotabilidad de esta especie, se ha podido comprobar que no flota cuando se emplean circuitos neutros o alcalinos y reactivos de tipo xantato, en la forma que generalmente se efectúa con los minerales de tipo «sulfuro»

Posteriores ensayos, haciendo variar el pH, han puesto de manifiesto la gran influencia que este factor tiene en la flotación de la niquelina, llegando a la conclusión de que la flotación de esta especie sólo es posible con el empleo de circuitos ácidos con un pH comprendido entre 5 y 6.

Establecidas en estos ensayos previos las normas generales que deben regir la flotación de la niquelina, se ha procedido a efectuar una nueva serie de ensayos más completos para determinar las características del proceso industrial a seguir y fijar los resultados que podrán obtenerse en la práctica.

Estos nuevos ensayos han confirmado la necesidad de emplear moliendas intensas del orden de 95 por 100, menos de 200 mallas Tyler, y la conveniencia de emplear densidades de pulpa con una proporción de sólidos de 20 por 100.

Los reactivos que han dado mejor resultado han sido los siguientes: silicato sódico como dispersador, ácido sulfúrico como regulador del pH, xantano etílico como colector, y aceite de pino y nafta como espumantes.

La flotación debe efectuarse mediante una operación de desbaste conducida a fondo para extraer la mayor parte de la niquelina, y un posterior relavado del concentrado así obtenido para elevar su ley en níquel.

De todos los ensayos efectuados damos a continuación los resultados de los tres que consideramos como representativos de lo que cabe esperar en la práctica, indicando en ellos la marcha operatoria a seguir.

ENSAYO «A»

(Flotación de la niquelina)

Molienda: 92 por 100 menor de 200 mallas Tyler.

Densidad de pulpa: 20 por 100 de sólidos.

pH del mineral sin reactivos: 9,6.

pH de la flotación: 6,1.

Reactivos por tonelada tratada:

	Gramos
Desbaste: Silicato sódico	1.500
Acido sulfúrico	10.000
Xantano etílico	270
Aceite de pino	210
Nafta	112
Relavado: Aceite de pino	70
Nafta	40

Tiempos de flotación: desbaste, ocho minutos; relavado, cinco minutos.

PRODUTOS	Peso %	Ley %		Rendimiento %	
		Ni.	Cr.	Ni.	Cr.
Concentrado de níquel	30,33	38,77	0,32	87,25	0,85
Estéril del relavado del níquel ...	15,67	6,80	12,62	7,90	17,32
Estéril	54,0	1,21	17,29	4,85	81,83
	100,00	13,47	11,41	100,00	100,00

ENSAYO «B»

(Flotación de la niquelina y deslamado del estéril)

Molienda: 95 por 100 menor de 200 mallas Tyler.

Densidad de pulpa: 20 por 100 de sólidos.

pH del mineral sin reactivos: 9,5.

pH de la flotación: 5,8.

Reactivos por tonelada tratada:

Gramos	
Desbaste: Silicato sódico	1.500
Acido sulfúrico	11.000
Xantato etílico	200
Aceite de pino	180
Nafta	160
Relavado: Acido sulfúrico	2.000
Aceite de pino	40
Nafta	30

Tiempos de flotación: desbaste, ocho minutos; relavado, cinco minutos.

PRODUTOS	Peso %	Ley %		Rendimiento %	
		Ni.	Cr.	Ni.	Cr.
Concentrado de níquel	30,00	39,72	0,34	88,86	0,84
Estéril del relavado del níquel ...	6,33	14,18	10,78	6,69	5,67
Estéril deslamado	31,67	0,59	18,63	1,39	49,06
Lamas	32,00	1,28	16,70	3,06	44,43
	100,00	13,41	12,02	100,00	100,00

ENSAYO «C»

(Flotación de la niquelina y tratamiento en mesa durmiente para concentrar la cromita)

Molienda: 95 por 100 menor de 200 mallas Tyler.

Densidad de pulpa: 20 por 100 de sólidos.

pH del mineral sin reactivos: 9,5.

pH de la flotación: 5,5.

Reactivos por tonelada tratada:

		Gramos
Desbaste: Silicato sódico		1.500
Acido sulfúrico		12.000
Xantato etílico		200
Nafta		160
Relavado: Acido sulfúrico		2.000
Aceite de pino		40
Nafta		30

Tiempos de flotación: desbaste, ocho minutos; relavado, cinco minutos.

El estéril de la flotación del níquel se lleva a mesa durmiente para concentrar la cromita.

PRODUTOS	Peso %	Ley %		Rendimiento %	
		Ni.	Cr.	Ni.	Cr.
Concentrado de níquel	20,23	39,58	0,62	90,27	1,57
Estéril del relavado del níquel ...	6,67	11,70	12,45	5,87	6,98
Concentrado de cromita	25,00	0,48	21,16	0,90	44,16
Mixtos de cromita	8,67	0,76	18,40	0,36	13,31
Estéril	29,33	1,18	13,90	2,60	34,03
	100,00	13,30	11,98	100,00	100,00

Como puede verse, la flotación resuelve el problema de concentración planteado, pues permite obtener concentrados del 39 por 100 Ni con menos de 0,60 por 100 Cr y con un rendimiento del 87 al 90 por 100.

Efectuado un análisis químico del concentrado de niquelina, ha dado el siguiente resultado:

Ni.	Cr.	Co.	Fe	Cu.	As.	S.
39,45 %	0,40 %	0,39 %	0,23 %	0,11 %	44,98 %	0,32 %

b) *Flotación de la cromita.*

Establecida la necesidad del empleo de la flotación para concentrar la níquelina, sería muy conveniente poder utilizar este mismo sistema para concentrar la cromita, pues ello simplificaría notablemente el esquema de tratamiento y reduciría el costo de la instalación, y por ello, y al objeto de estudiar las posibilidades de flotación de esta especie, se ha procedido a efectuar los ensayos correspondientes.

En estos ensayos, en los que se ha operado siempre partiendo de los estériles de la flotación de la níquelina, se ha estudiado la flotación directa de la cromita mediante el empleo de ácidos grasos (oleico, R-708) y también la flotación del estéril mediante reactivos catiónicos (aminas), pero en ningún caso se han obtenido resultados satisfactorios, lo que hace que el empleo de este sistema de concentración deba desestimarse.

A nuestro juicio, las dificultades encontradas deben atribuirse a la circunstancia de ser la cromita de estos minerales excesivamente ferruginosa.

c) *Otros ensayos de concentración de la cromita.*

Ante la imposibilidad de efectuar la concentración de la cromita por flotación, se ha intentado hacerlo por procedimientos gravimétricos y magnéticos, basados en la diferencia de densidad y permeabilidad magnética existente entre la cromita y la ganga.

Aunque la eficacia de estos procedimientos resulta algo dudosa, como ya se ha dicho anteriormente, por la gran finura del mineral, se ha procedido a su ensayo para establecer los resultados que en definitiva podrán obtenerse con su empleo.

Los ensayos de concentración gravimétrica se han efectuado en mesa Wilfley y en mesa durmiente, habiendo dado los primeros un resultado negativo por los muchos arrastres de mineral en las aguas de lavado y consiguiendo en los segundos resultados medios, pues solamente se ha podido aumentar la ley en tres o cuatro unidades.

Los ensayos en mesa durmiente se han llevado a cabo empleando un tablero de linoleum con una inclinación de 5,7 por 100, y la marcha operatoria ha consistido en hacer pasar directamente por la mesa los estériles de la flotación del níquel, recogiendo el mineral depositado en el tablero y repasándolo nuevamente por la mesa, obteniendo como concentrado final el mineral depositado en los 2/3 superiores del tablero, como mixtos el 1/3 inferior y como estéril los dos estériles de ambas pasadas.

Los resultados obtenidos son los que se consignan en el ensayo «C».

Estos resultados ponen de manifiesto que el empleo de este sistema de concentración permite obtener concentrados del 21 por 100 Cr con un rendimiento del 44 por 100.

Si se une el concentrado y mixtos, se obtiene un producto con una ley de 20,45 por 100 Cr. y un rendimiento del 57 por 100.

El concentrado de cromita obtenido contiene 23,58 por 100 de hierro, del cual una pequeña parte está en forma de magnetita y el resto asociado al cromo.

Los ensayos de separación magnética se han llevado a cabo partiendo igualmente de los estériles de la flotación de la níquelina y sometiendo éstos a un deslamado y secado previo, al objeto de poder tratarlos en una separadora de laboratorio de tipo de disco para trabajar en seco.

La operación se ha conducido regulando convenientemente la separadora y empleando intensidades crecientes de imantación, graduando el amperaje de la corriente de los electroimanes en forma de obtener intensidades de campo magnético análogas a las de cualquier separadora de tipo industrial.

La operación de deslamado ha dado los dos productos que se indican en el ensayo «B», y la separación magnética efectuada con el estéril deslamado ha dado el siguiente resultado:

Productos	P. E. S. O. %		Ley Cr. %	Rendimiento %	
	Parcial	Referido al todo uno		Parcial	Referido al todo uno
Magnético a 2 amperios ...	14,75	4,67	15,31	12,12	5,95
» » 3 » ...	30,53	9,66	19,66	32,22	15,81
» » 4 » ...	42,09	13,33	19,59	44,25	21,71
» » 5 » ...	10,51	3,33	18,40	10,38	5,03
No magnético	2,12	0,67	9,94	1,03	0,50
	100,00	31,67	18,63	100,00	49,06

Como se ve, la ley máxima alcanzada es de 19,66 por 100 Cr., superior tan sólo en 1,03 unidades a la del mineral ensayado (18,63 por 100 Cr.), lo que indica que la separación magnética no resulta eficaz y su empleo debe por tanto desestimarse.

La causa de tan bajos resultados hay que atribuirla, como ya se ha dicho anteriormente, a la circunstancia de ser la cromita eminentemente ferruginosa y al hecho de existir en el mineral una cierta proporción de ganga magnética, cosa ésta última perfectamente comprobada.

CONCLUSIONES

De todo cuanto queda expuesto y de las observaciones recogidas en el transcurso de los ensayos, se deducen las siguientes conclusiones:

1.^a Con un mineral como el de la muestra estudiada, el único sistema que cabe emplear para efectuar la concentración del níquel es el de flotación.

2.^a Los dos factores clave que influyen en el éxito de la flotación son: el grado de mojadera y el empleo de circuitos ácidos.

3.^a La flotación, conducida en la forma que se indica en los ensayos, resuelve de una manera completamente satisfactoria el problema de la concentración del níquel, pues permite la obtención de concentrados del 39 por 100 Ni con un reducido contenido en cromo, del orden de 0.30 a 0.80 Cr y un rendimiento del 85 al 90 por 100.

4.^a La concentración de la cromita presenta bastantes dificultades a causa de ser esta especie muy ferruginosa, lo que impide la obtención de concentrados de alta ley en cromo.

De los tres sistemas ensayados, el de concentración gravimétrica en mesa durmiente es el que ha dado mejor resultado, pues la flotación ha sido totalmente negativa y la separación magnética no ha permitido obtener resultados sustanciales.

Aunque la flotación previa del níquel tiene como consecuencia un enriquecimiento en cromo del estéril resultante elevando su ley hasta 17.40 por 100 Cr., si se desea mejorar ésta recomendamos emplear el sistema de concentración en mesa durmiente, con el que se podrá llegar a concentrados del 20 por 100 Cr., aunque con rendimientos muy bajos, del orden de 55 por 100.

NOTA FINAL

Los resultados obtenidos en los ensayos de flotación de la niquelina, efectuados en este estudio, han sido plenamente confirmados en la práctica al tratar en un lavadero de flotación de tipo industrial unas 300 toneladas de mineral.

Recibido el 6-V-1964.

EMILIO FERNANDEZ GONZALEZ

SERVICIO PLUVIOMETRICO EN 1961 Y 1962 DE LA DELEGACION DE LAS PALMAS DEL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Como la obtención de los datos correctos de un año agrícola que finaliza el 31 de agosto, se prolonga, por mucho interés que se ponga en ello, hasta mediado el mes de octubre, por la dificultad de comunicación con los apartados lugares de la isla donde están instalados gran parte de los pluviómetros, pudimos observar por las tarjetas de los empleados, que son puntuales en la remisión de datos, que el nuevo año agrícola que comenzaba se presentaba con un aspecto totalmente opuesto al anterior, es decir, que después de un año extremadamente seco, entrábamos en otro de grandes lluvias, como así sucedió.

Esto nos llevó a retrasar la redacción de la Memoria para hacerlo en conjunto del bienio, con el principal objeto de tener a la vista una comparación más directa entre dos años y ver así las grandes diferencias que presenta esta isla de Gran Canaria de unos años a otros, en cuanto a lluvias se refiere, pero dentro de un ciclo que ya con los datos que vamos obteniendo desde que comenzamos este servicio se viene acusando, y esperamos en breve tiempo ponerlo de manifiesto.

Fue el año agrícola 1961-62 extremadamente seco, quedándose muy por debajo de la media todos los lugares de observación, e incluso la costa del Sur, por debajo de los 30 litros por metro cuadrado en todo el año. Se formaron los dos núcleos clásicos de mayores lluvias, correspondiendo el más importante a la zona de Pinos de Galdar, Retamilla, Valleseco, Crespo hasta la Cruz de Tejeda, y el otro, algo menor, sobre los Pinares de Tamadaba.

Por el contrario, el año 1962-63, no hay zona alguna que no reciba los 100 litros por metro cuadrado, e incluso la isoyeta de los 200 se acerca a la costa, viniendo sensiblemente a coincidir, por la parte Sur, la línea de 400 litros por metro cuadrado en el 62-63 con la de 100 litros en el 61-62, y por el Norte, esta misma línea de los 100 litros del 61-62 con los 300 del 62-63.

Como año de grandes lluvias, el 62-63 da lugar a la formación de los dos principales núcleos, que corresponden a las zonas de Cuevas Blancas, Llanos de la Pez, Mesas de Aana López y Cuevas Grandes, es decir, el centro geo-

grafico de la isla, con cotas altimétricas entre los 1.600 y 1.800 metros y una lluvia que alcanzó un máximo de 2.661,9 litros en Mesas de Aana López, recogidas en 95 días.

El otro núcleo comprende desde la Cruz de Tejeda, Constantín Crespo, Valsendero, Valleseco, Retamiila, hasta los Pinos de Galdar, siendo el máximo de 2.238,1 en Retamilla con 73 días de lluvia.

El año 1961-62 apenas produjo escorrentías y sólo pudieron mediarse algunos de los pequeños estanques con tomaderos en las zonas más apropiadas, y con derechos anteriores, sin que las grandes presas recibieran aportación digna de anotarse.

Por el contrario, el año 1962-63 dio lugar a que las lluvias discurrieran abundantemente por todos los barrancos y barranquillos de la isla durante varios días seguidos y en distintas ocasiones, comenzándose ya en el mes de noviembre y repitiéndose en diciembre, enero y febrero, dando lugar a que todos los embalses grandes y pequeños, con mejores o peores tomas, recibieran aguas hasta hacerlos rebosar.

Así mismo la cantidad de agua infiltrada fue de consideración, ya que todos los manantiales fueron comenzando paulatinamente a emerger, los que se habían secado, y aumentar de caudal en cantidades que llegaron a su triple muchos otros. Así mismo esta gran aportación de aguas a las capas profundas trajo como consecuencia que se vieran aumentados los caudales de los pozos, que en cantidad superior a los 2.500 hay construidos en la isla, dando lugar a que el agua ascendiera en muchos de los casos a llenar la caña en más de la mitad de su altura, lo que nos indica un gran ascenso del nivel de la capa de agua, si tenemos en cuenta que la profundidad media de los pozos es hoy de 120 metros.

También las galerías recibieron el beneficio de las lluvias copiosas, aumentando su caudal muchas de ellas y otras frenando el descenso paulatino que se venía observando.

Consecuencia económica de todo esto fue el cambio en vertical del precio del metro cúbico de agua para riego, ya que en el año anterior, en pleno estiaje, fue necesario proceder por la autoridad gubernativa a la tasa del agua, fijándola en el precio máximo de 8,50 pesetas el metro cúbico para riegos, precio éste que sólo podían resistir los cultivos intensivos de exportación, como son los del tomate y plátano, y aún así, en algunos lugares donde por las demás condiciones ecológicas las plataneras tenían un rendimiento bajo, tuvieron que ser abandonadas, ya que su cultivo resultaba ruinoso.

Iniciadas las lluvias en el mes de septiembre y continuadas en el mes de octubre, dejó de ser afectiva aquella tasa, ya que en el mes de noviembre no tenían cotización alguna las aguas en el mercado.

Es más, como el invierno prolongó sus lluvias hasta el mes de marzo, puede decirse que hasta esa fecha estuvieron los pozos de la isla parados, sin hacer extracción de agua alguna, ya que el precio en los mercados era inferior

a los gastos propios de la extracción. Por ello, durante este pasado verano no se rebasó de las 4 pesetas el metro cúbico, precio éste que puede considerarse como mínimo en estos últimos cinco años.

Con ser ambos años opuestos, uno en sentido seco y el otro lluvioso, sin embargo ni el uno ni el otro, desde hace cuarenta años que se iniciaron las observaciones pluviométricas en esta isla, son extremos, ya que el año de mayores lluvias ha sido el 1955-56 y el de menores correspondió al 60-62, en la zona Suroeste costera, y el resto de la isla varió entre los años 56-57 y 59-60.

Para mejor orientar por lo que a datos y cantidades se refiere, hemos confeccionado una relación con los pluviómetros repartidos por toda la isla en la que figura el número, para identificación en el p'ano general que acompañamos, el nombre donde está funcionando cada aparato, la cantidad media de los últimos diez años agrícolas anteriores al 62-63, la lluvia del año 1961-62 y la del 1962-63, para ver directamente la gran diferencia entre los dos años del bienio a que se refiere esta Memoria, así como también entre cada uno de ellos y la media, pudiendo observarse que el primero no alcanzó la media en ningún lugar y el otro la rebasó en todos. Cuando en dicha relación no aparece la media, es que el aparato no lleva diez años funcionando, o bien hubo interrupciones en el servicio durante este plazo. Tampoco figuran en ella los nuevos aparatos instalados o que se han puesto nuevamente en marcha y que no proporcionaron completos los datos del 62-63.

Pasemos ahora a comparar las lluvias de este bienio mes a mes y que se desarrollaron así:

Mes de septiembre.

Como se ve, en el año 1961 sólo hay precipitaciones del Centro al Norte de la isla, quedando más de la mitad sin recibir agua alguna, e incluso en éstas fueron de tan poca importancia, que su máximo se limitó a los 38 litros por metro cuadrado en Santa Cristina.

Por el contrario, en el año 1962, aunque también más de la mitad de la isla quedó sin lluvias, se alcanzan en la zona Central (La Retamilla) los 202,1 litros, extendiéndose, aunque con merma paulatina, hacia la costa Norte. Ello dio lugar a que en este mes cambiara el aspecto desértico que toma en las cumbres la isla de Gran Canaria en el verano, por el del intenso verde de los meses de invierno.

Mes de octubre.

Vuelve a quedar la mitad Sur de la isla sin recibir precipitación alguna en el año 1961, así como toda la zona costera, centrándose el máximo en los

núcleos centrales de Retamilla con 131,3 litros, y algo menor el de los Pinares de Tamadaba.

Completamente opuesto resulta el año 1962, ya que las lluvias fueron más abundantes por la zona Centro-Sur, con un desplazamiento central el de mayor precipitación, duplicándose la del año anterior con los 260 litros de las Mesas de Aana López.

Mes de noviembre.

Continúa todo el Sur de la isla en el año 1961 sin recibir agua alguna, salvo unas pequeñas precipitaciones en el Suroeste, con un valor de 25 litros por metro cuadrado. En la zona Norte se acusan los dos centros de máximas precipitaciones, pero con un total de 216,5 litros en La Retamilla, muy por debajo de la media de este mes, que es el más lluvioso del año.

Por el contrario, en el año 1962, aunque el Suroeste tampoco recibió agua alguna, limitándose las lluvias a la vertiente Norte, fueron de importancia tal que superaron la media de este mes, formándose los tres núcleos importantes de Tamadaba y Cuevas Blancas. Ello dio lugar a que corrieran las aguas por los barrancos y barraquillos de la zona Norte, comenzando a llenarse los embalses, colmándose algunos de ellos y perdiéndose en el mar gran cantidad de aguas por falta de las tan necesarias presas.

Las precipitaciones fueron de tipo torrencial, y en su mayoría concentradas en solo cinco días. En el indicado lugar de La Retamilla, donde se llegó a los 803,7 litros en el mes, se recogió el día 18 la importante cantidad de 428,6 litros en 24 horas, que habían sido precedidos por 66,5 litros en el día anterior y fueron seguidos por 143,6 al día siguiente, lo que explica la gran escorrentía producida este mes.

Mes de diciembre.

Ambos años guardan gran analogía en cuanto a su repartición y lugares de máxima lluvia, pero así como en el año 1961 sólo se alcanzan 214,3 litros por metro cuadrado como máximo en La Retamilla, se llega en el año 1962 a los 850 litros en Las Mesas de Aana López en 22 días, siendo las mayores entre los días 26 al 30 de dicho mes, aunque la máxima para este plazo de tiempo correspondió a Cuevas Blancas, lugar que también rebasó los 800 litros. Como es natural, a fines de año y comienzos del presente vuelven a verse las aguas por los cauces de los barrancos en cantidades enormes, alcanzando alguno de ellos altura superior a los 2 metros, fenómeno que sólo en los años superabundantes suele observarse, aunque sólo por unas horas. Ya para fines de este mes todas las presas están llenas, vertiéndose las aguas a lo cauces por

los aliviaderos unas, y otras por encima de sus muros, por ser insuficientes aquéllos.

Mes de enero.

Durante el mes de enero de 1962 las lluvias se reparten por toda la isla, exceptuando la parte de la costa Sur, que queda nuevamente en seco, e incluso sin que tuvieran valor agrícola las que se recibieron de la vertiente Central hacia el Sur. Se forman varios núcleos de poca importancia, repartidos en distintos lugares, como puede apreciarse en el plano de las isoyetas de este mes, correspondiendo el máximo, con 79,5 litros, a La Retamilla.

Por el contrario, en el año 1963 la zona Centro-Sur recibe grandes precipitaciones, con máximo de 355,9 litros en Cuevas del Pinar, y la mayor altura de agua recogida en 24 horas de 120,5 litros correspondió a Cuevas Blancas, donde también la lluvia mensual se aproxima a aquella cantidad de Cuevas del Pinar, con sus 335,7 litros. Es ahora la zona del Suroeste la que ve correr las aguas abundantemente por sus barrancos, manteniéndose durante varios días.

Mes de febrero.

Fue en el año de 1962 un mes de chubascos aislados, algunos de relativa importancia, que dieron lugar a formarse varios núcleos independientes, aunque como siempre destacando la zona Central y Pinares de Tamadaba, pero sin que las lluvias alcanzaran a remediar la necesidad de aguas tan agobiadora que sentía la isla, porque el invierno estaba tocando a su fin y los embalses seguían totalmente secos.

Por el contrario, en el año 1963, sobre las ya abundantes de los meses anteriores, de los meses de noviembre, diciembre y enero, vienen éstas de febrero, que casi cubren toda la isla, con un máximo de 394 litros en Las Mesas de Aana López, concentradas en la primera decena del mes. La máxima en 24 horas correspondió a Cuevas Blancas, con 165,5 litros recogidos el día 6, que fueron continuados con 93,7 al día siguiente.

Vuelve a correr el agua por los barrancos, porque estando los embalses llenos y la tierra totalmente saturada de agua, la velocidad de infiltración resultaba insuficiente para absorber las lluvias que se precipitaban esos días en forma torrencial, y precisamente en el corazón de la isla, dando lugar a un reparto radial para todas las cuencas.

Mes de marzo.

Como vemos en las isoyetas del año 62, correspondientes a este mes, continúa la costa Sur sin recibir agua alguna, aunque ahora se haya desplazado

un aguacero, aunque de poca importancia, hacia aquel lugar, con un máximo de 85,3 litros para todo el mes en Cuevas del Pinar. Mas como la tierra estaba sedienta, no hubo escorrentía alguna, haciendo el reparto de agua entre la infiltración y evaporación.

A la inversa de los meses anteriores del año agrícola, es ahora en el de 1963 donde apenas si hubo unos chubascos aislados sin importancia, ya que sólo llegaron a los 23,7 litros en Antona y zonas próximas, recibiendo agua sólo una quinta parte de la isla.

Mes de abril.

Con este mes finalizaron las esperanzas de los agricultores, porque las lluvias sólo alcanzaron 65,2 litros como máximo en la Cruz de Tejeda, dentro del núcleo de mayor precipitación. En el de los Pinares de Tamadaba se quedó en 34,3 litros. Todo el Sur vio que ya comenzaba para él ese largo verano, al que está sometida la isla de Gran Canaria, sin que hubiera disfrutado de las lluvias de invierno.

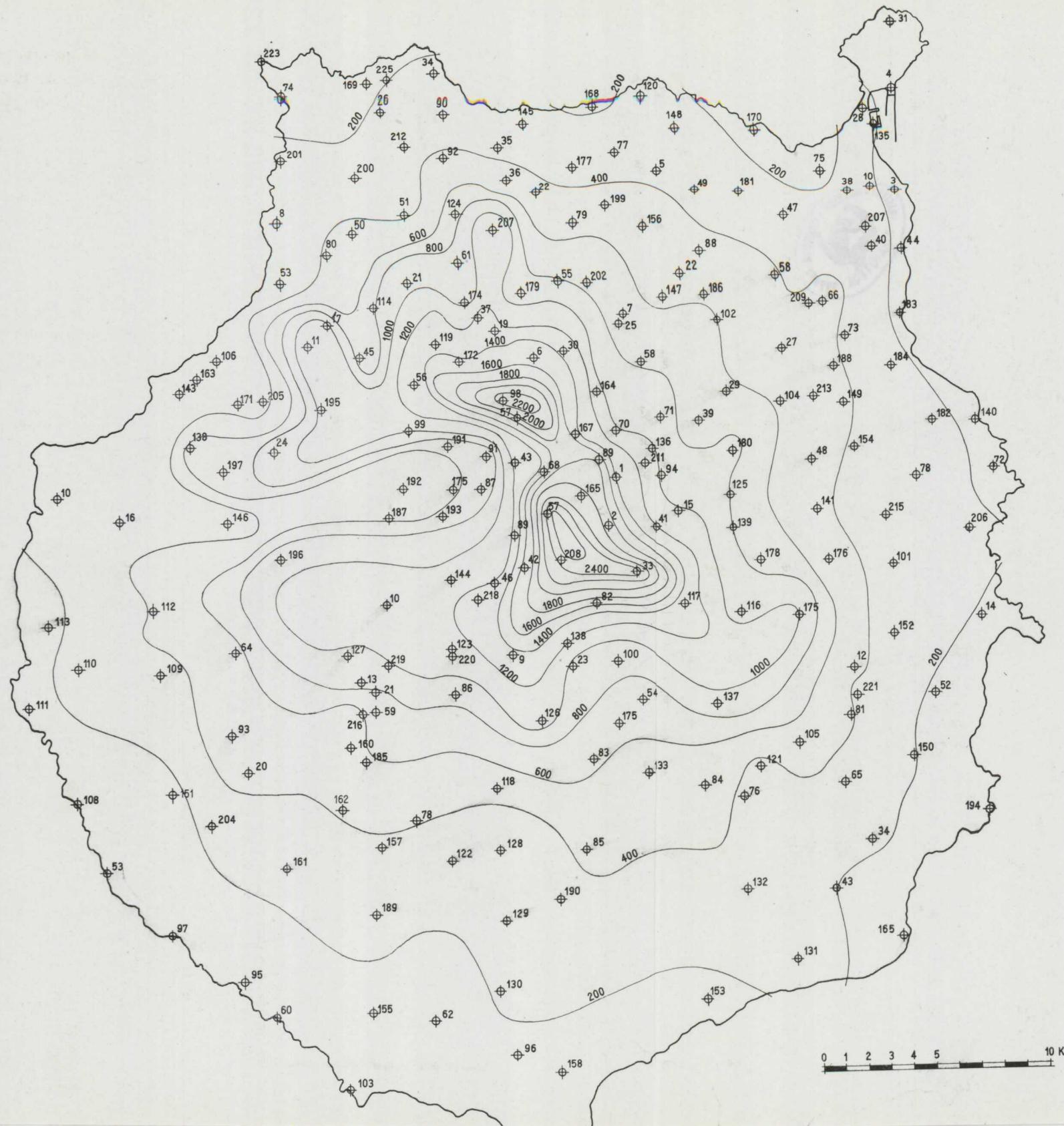
No fueron muy abundantes en el año 1963, aunque hubo un reparto general por toda la isla, formándose varios núcleos aislados como es corriente en este mes, siendo la máxima de 65,9 litros en La Retamilla. Pese a ser pequeñas las lluvias del mes, dieron lugar a pequeñas escorrentías, en la cabecera del Barranco de la Virgen y colindantes, por las mismas razones que antes expusimos.

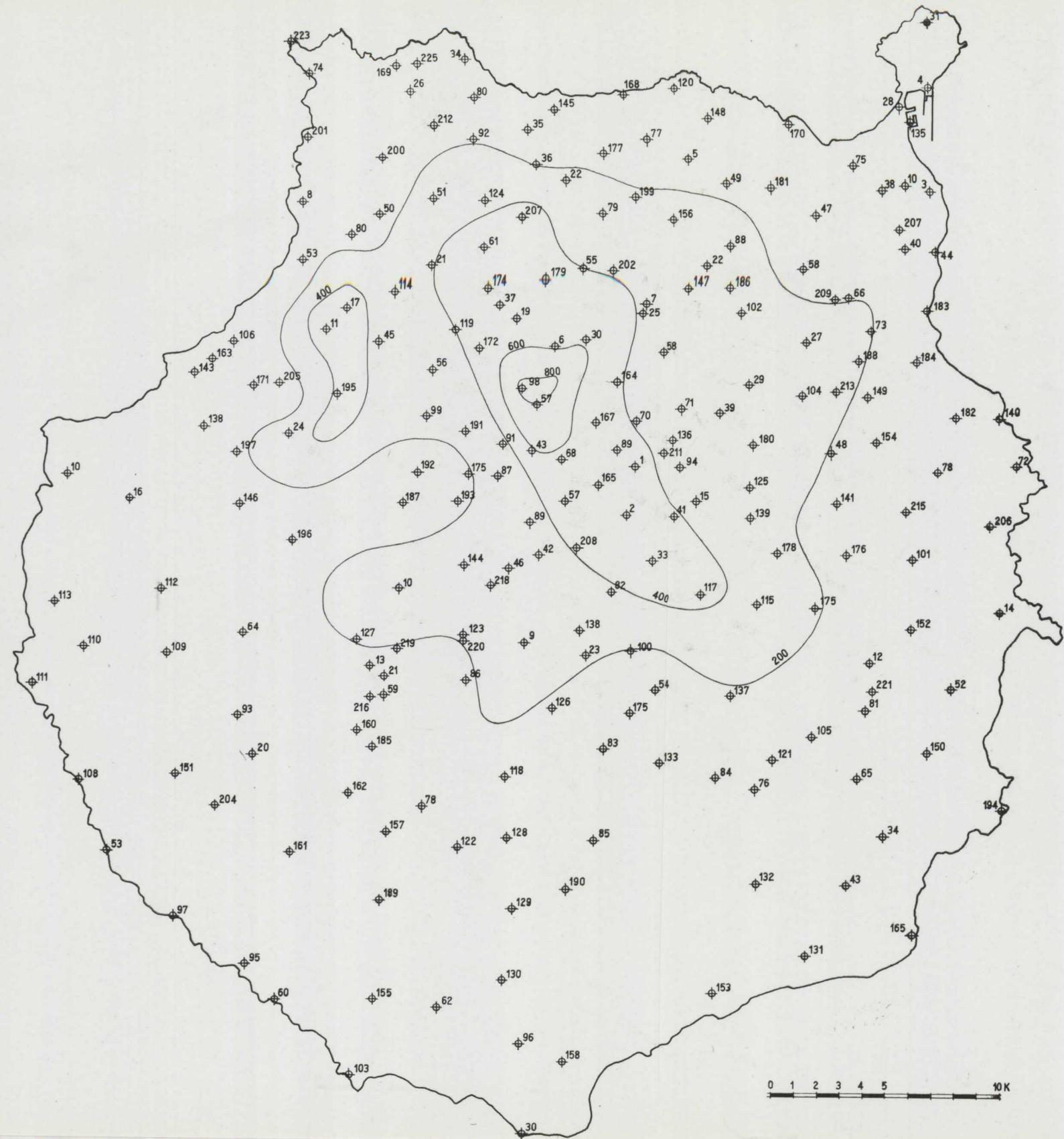
Mes de mayo.

Si observamos los de ambos años, vemos que su distribución en la isla guardan bastante analogía, aunque con mayor extensión sobre la isla las del año 1963, sin que en ninguno de los dos años ejercieran influencia alguna agrícolamente ni como aportación al subsuelo.

Mes de junio.

Sin lluvia alguna en el año 1962 y con un núcleo bastante desplazado al Norte en el año 1963, que alcanza a los 65,7 litros en Santa Cristina, recogidos durante ocho días. Es frecuente que este mes produzca en los días centrales lluvias en la vertiente Norte, producidas por la dominancia constante del alisio.





Mes de julio.

Podemos considerarlo como sin lluvias en los dos años, ya que los cuatro litros recogidos en una sola estación en el año 1962, y sin lluvia alguna en el año 63, así lo manifiestan.

Mes de agosto.

Finaliza con este mes el año agrícola, y así como en el 62 no hubo lluvia alguna en este mes, no quiso marcharse el 63 sin descargar sus pequeños chubascos, pero que se acercaron a los 20 litros por metro cuadrado en varios lugares de observación.

Relación comparativa de estaciones y lluvias

N.º	LUGAR	Media de los diez años 1951-1961	Año de 1961-1962	Año de 1962-1963
186	Acuchal	—	—	591.0
8	Agüete	245.8	99.2	293.0
81	Agüimes	268.7	55.6	375.3
169	Agujero Galder	164.9	149.9	186.7
90	Albercón de la Virgen	255.6	119.9	291.0
16	Aldea de San Nicolás	160.3	53.8	304.7
150	Almatriche	—	39.6	199.0
24	Alta Vista	657.2	383.7	950.9
221	Adeje	—	66.0	336.6
69	Antona	875.5	569.7	1.807.5
222	Arguinegrín Cesa	—	28.7	144.8
103	Arguinegrín, pueblo	96.8	30.4	150.6
167	Aríbez	—	464.7	1.426.6
194	Arinaga	89.5	40.5	114.0
85	Artedara	—	91.0	408.0
99	Artenara	—	264.8	999.5
5	Arucas	329.3	150.8	368.1
104	Atalaya	—	249.8	566.3
46	Ayacata	576.2	220.2	1.241.0
130	Ayugaures Dista	123.5	37.5	206.8
128	Ayugaures Presa	192.9	69.5	285.5
129	Ayugaures Degollada Honda ...	—	62.5	269.7
152	Aguatina	—	—	355.4
212	Atzofa	—	—	355.4
126	Bajadero Vivero	393.0	115.8	1.088.8
126	Bajaderos	192.6	77.9	219.2
132	Barranco Las Palmas	193.3	52.5	304.8
143	Barranco Moya	210.2	68.6	250.4

Núm.	L U G A R	Media de los diez años 1951-1961	Año de 1961-1962	Año de 1962-1963
174	Barranco del Pinar	717,0	426,6	924,4
206	Bartanco Silva	179,6	96,3	263,6
160	Barranquillo Andrés	305,4	88,0	520,5
180	Bejerales	512,4	327,8	831,0
114	Berezales	408,8	272,9	740,9
153	Berriel	—	61,9	169,1
178	Breña Alta	—	219,3	743,7
224	Barranco Lezcano	—	357,7	564,9
146	Caídero Niña	—	110,3	331,7
21	Caídero San José	646,8	411,0	951,8
161	Caídero Táuro Alto	—	22,9	297,5
77	Cambaluz	277,8	149,8	337,8
123	Canalizos	491,5	201,1	1.136,1
199	Cañada Penca	—	—	412,5
75	Cardón-Guanarteme	194,0	87,1	153,0
201	Cardonal de Gáldar	—	82,4	253,6
52	Carrizal-Ingenio	172,6	35,8	167,1
179	Casa Ayala	—	73,6	167,3
175	Casas Blancas	338,6	136,9	663,9
79	Casas de Matos	—	276,0	566,3
157	Cercado Espino	—	68,6	370,8
86	Cercados de Araña	435,0	196,7	874,0
105	Corrahillos	244,0	74,3	533,8
176	Cortijo Gamonal	327,2	153,7	486,9
134	Cruce Sardina	—	40,1	219,2
144	Cruz del Carpio	—	—	1.172,6
195	Cruz de María	699,7	427,4	1.017,0
43	Cruz de Tejeda	—	601,2	1.207,9
205	Cruz de la Virgen	330,7	174,1	350,7
101	Cuarto Puertas	278,4	122,8	328,4
33	Cuevas Blancas	1.125,2	596,7	2.508,3
166	Cuevas Grandes	1.058,9	497,7	2.075,9
51	Cuevas del Paso	—	224,0	341,0
9	Cuevas del Pinar	597,2	337,2	1.372,0
213	Campo de Golf	—	268,2	570,6
211	Cuarto Caminos	—	—	1.114,2
172	Cortijo de Pavón	—	—	1.238,3
42	Doctoral	157,4	64,1	199,4
71	Draguillo San Mateo	610,5	338,7	932,4
76	Era del Cardón	—	67,2	280,7
83	Fataga	295,9	161,7	615,5
37	Fontanales, cavadero	888,2	564,4	1.218,6
19	Fontanales, cisterna	896,2	531,8	1.251,5
119	Galeotes	—	405,5	1.318,5
26	Gáldar, pueblo	241,8	117,8	295,2
14	Gando, aeropuerto	188,9	52,1	193,9
115	Güigüi	129,4	34,4	187,8

Núm.	L U G A R	Media de los diez años 1951-1961	Año de 1961-1962	Año de 1962-1963
84	Guriete	—	—	265,4
139	Hacienda Mocanes	—	—	471,9
142	Hornos Presa	—	—	771,1
2	Hoya Gamonal	—	—	925,7
117	Hoya de la Perra	—	—	722,2
72	Hoya del Pozo	—	—	79,3
64	Inagua	—	—	321,5
12	Ingenio	—	—	254,2
31	Isleta Faro	—	—	—
131	Juan Grande	—	—	149,7
56	Juncalilio	—	—	618,2
92	Jiménez Presa	—	—	360,0
209	Jardín Canario	—	—	—
68	Lagunetas Molino	—	—	564,4
196	Lina-Pinar	—	—	350,9
1	Lomo Aljorradero	—	—	735,2
177	Lomo Blanco	—	—	—
141	Lomo Magullo	—	—	139,8
38	Lomo del Polvo	—	—	205,2
78	Lomos de Pedro Afonso	—	—	270,1
80	Longueras	—	—	304,0
40	Llano Brujas	—	—	247,8
200	Llano Quintanar	—	—	—
208	Llanos de la Pez	—	—	444,6
225	Llanos de Gáldar	—	—	—
215	Lomo Cementerio	—	—	111,3
55	Madres de Fiergas	—	—	691,9
39	Madroñal	—	—	595,7
13	Majada Alta	—	—	394,9
107	Manantiales	—	—	—
171	Marquesa de Tirma	—	—	238,7
32	Maspalomas, faro	—	—	117,0
158	Maspalomas, pueblo	—	—	—
149	Matanza, La	—	—	282,0
102	Milagrosa, La	—	—	—
147	Miraflor	—	—	341,1
204	Mogan, cercadillo	—	—	42,1
20	Mogan, pueblo	—	—	219,4
36	Mondragones, presa	—	—	438,0
27	Monte Coello	—	—	433,6
22	Moya, pueblo, heredad	—	—	499,5
67	Mesas de Aana López	—	—	—
143	Montaña Tirma	—	—	83,6
214	Moya, ayuntamiento	—	—	244,3
127	Namerita	—	—	448,4
121	Padilla	—	—	248,5
10	Pajonales	—	—	532,7

Num.	L U G A R	Media de los diez años 1951-1961	Año de 1961-1962	Año de 1962-1963
3	Palmas, Las	178,0	91,7	137,2
122	Palomas	217,8	62,3	284,4
140	Pardilla, La	170,4	88,9	188,5
115	Pasndilla, La	417,8	207,0	998,2
45	Perez Los, presa	503,1	232,5	690,5
61	Piedra Molino	638,0	430,7	880,6
65	Piletas	180,2	46,7	253,2
162	Pino, cortadores	—	76,4	408,1
156	Portales Altos	—	—	—
4	Puerto Muelle Grande	158,4	77,2	174,2
28	Puerto, población	171,1	80,8	222,6
60	Puerto Rico, playa	—	20,2	134,7
217	Portugueses, portillos	—	—	789,3
189	Repartimiento	—	—	555,6
98	Retamilla	1.164,3	818,5	2.288,1
106	Risco de Agaete	194,7	87,5	335,0
59	Rosas de San Isidro	386,6	177,5	432,4
62	Salobre	120,9	28,0	157,2
44	San Cristóbal	175,6	76,8	165,3
168	San Andres	—	58,6	195,7
23	San Bartolomé	417,8	199,0	989,7
136	San Mateo	—	369,9	1.001,2
155	San José de Arguineguín	135,0	53,2	166,2
48	San Roque-Valsequillo	—	197,8	503,8
59	San Lorenzo	379,1	177,7	410,7
203	Santa Cristina	602,4	487,8	1.031,1
34	Santa Elena	184,4	74,2	261,3
54	Santa Lucía	403,6	169,2	690,5
223	Sardina, faro	—	—	172,7
133	Sitios de Abajo	244,9	77,0	508,6
94	Solana Lomo, vega	—	345,4	929,7
159	Soria, pueblo	361,8	91,9	700,0
210	Schamann	—	77,9	199,7
216	Soria, presa	—	71,6	595,8
179	Tablero Corvo	727,5	457,3	865,2
66	Tarifa, vivero	400,2	219,3	440,8
100	Talda	448,4	201,7	866,9
118	Taginastar	—	100,4	507,3
11	Tamadaba, Estado	676,9	493,2	1.059,9
17	Tamadaba Samso	636,6	473,6	1.097,9
47	Tamaraceite	358,1	156,1	291,4
95	Tauro, playa	—	17,5	151,1
198	Tarapuillo	333,9	185,5	615,6
108	Tazarte, playa	167,1	12,6	167,6
160	Tazarte, pueblo	273,3	70,5	340,6
110	Tazartico, pueblo	201,0	60,9	264,9
8	Tejeda Culata	—	343,1	1.448,8

Num.	L U G A R	Media de los diez años 1951-1961	Año de 1961-1962	Año de 1962-1963
192	Tejeda Higuerilla	328,4	115,7	523,1
91	Tejeda Rincón	—	312,8	615,4
18	Telde-Narea	231,1	126,9	311,3
137	Temisas	367,9	190,2	986,0
165	Tenefén, salinas	—	61,4	177,2
15	Tenteniguada	504,2	315,3	1.004,1
7	Teror-Dominicas	593,0	380,3	719,9
25	Teror, pueblo, hermandad	—	378,5	763,8
197	Tifaracas	354,0	190,0	637,8
88	Toscón, Las Palmas	401,9	265,0	452,0
148	Transmontaña, Rosa Silva	192,9	88,1	242,0
35	Tres Palmas	351,5	181,0	364,4
70	Utiaca, molino	602,8	398,5	1.036,6
30	Valleseco, pueblo	960,0	596,9	1.338,8
6	Valsendero	938,3	599,3	1.499,1
125	Vaisequillo	—	284,9	763,3
93	Veneguera, casas	261,2	57,6	421,0
53	Veneguera, playa	119,8	20,6	129,5
151	Veneguera, inglés	—	29,1	184,6
124	Verdejo	586,6	392,8	756,1
116	Vigete	509,7	290,7	954,2
202	Zumacal	570,4	366,6	707,9

Recibido el 30-III-1964

RELACION DE MANANTIALES Y APROVECHAMIENTOS DE AGUA DE LA PROVINCIA DE GUIPUZCOA,
RECOPILADA POR LA JEFATURA DEL DISTRITO
MINERO

Término municipal	Paraje (*)	Destino	Caudal en litros/min.
Abalcisqueta	Monte Chindoki	Usos domésticos	24
Albiztur	Igaran	Riego	1.620
Alegria de Oria	Aldaba-Chiqui	Usos domésticos	80
Alquiaza	Suspaizta	Fuerza motriz	--
»	Arraya errka	»	--
»	Elorzulo	Usos domésticos	-
»	Areta'de	»	--
»	Aretaaehaburu	»	--
»	Urriticoeche	»	--
»	Astagieereka	»	--
»	Murkill	»	--
»	Chingurri	»	--
»	Inchaunrrondi	»	--
»	Echaumberri	»	--
»	Askacho	»	--
»	Iturbeguieta	»	--
»	Urkidi	»	--
»	Aakun	»	--
»	Aitzondo	»	--
»	Garro	»	--
»	Ikili	»	--
»	Angun	»	--
»	Lizarcelai	»	--
»	Aitzeregai	»	--
»	U'asachabal	»	--
»	Altzorbe	»	--
»	Otxazulota	»	--
»	Errekabarna	»	--
»	Azaldeguieche	»	--

(*) Las galerías se indican por la letra (G) y los pozos por la letra (P), después del nombre del paraje en que se hallan.

Término municipal	Paraje	Destino	Caudal en litros/min.
Alzaga	Alzacoa	Usos domésticos	5
»	Isquiño	» »	6
»	Isurichurri	» »	10
»	Ichurbe	» »	10
»	Iturbe-aldea	» »	6
»	Rezola	Usos domésticos y agric.	10
»	Atave	Doméstico	5
»	Vizconde	»	10
»	Vaso-Belza	»	5
»	Osiña	»	5
Alzo	Urberota	»	50
Arama	Rezo'a-aldea	»	13
»	Micochene-alde	»	3
»	»	Agrícola	3
»	Arve-alde	Doméstico	4
»	Mendizábal	»	4
»	Agarriondo	»	4
»	Echeverri	»	3
»	Echeverriondo	»	4
»	Iturrioz-alde	»	6
»	Arsua ondo	»	5
»	Aystaburu	»	5
»	Ayestagain	»	4
»	Ayestazuriburu	»	5
Arechavaleta	B.º Goronaeta	»	16
Aya	Giltza-ituri	Suministro vecindario	300
Azpeitia	Abitain	Doméstico e industrial	15
»	Abeta	» »	210
»	Agustin erreca	» »	60
»	Iturri beltza	» »	105
»	Jesús y María	Doméstico	30
»	Escalavas	»	34
»	Bilitain	»	40
»	Iturrioz	Industrial	200
Beasain	Arriarán	Doméstico	10
»	Astigarreta	»	9
»	Garin	»	10
»	Machinventa	»	12
»	Zaldizurreta	»	10
»	Arriaran	»	4
»	c/ Ignacio (G)	»	3
Cestona	Sastarrain	Doméstico e industrial	900
»	Amabi iturri	Domést. e indust. (Baln. de Cestona)	
»	Osimbeltz		
»	Palacio Lili	Doméstico	1

Término municipal	Paraje	Destino	Caudal en litros/min.
Cestona	Legoya	Doméstico	1
»	Balzola berri	»	—
»	Echenagusia	»	—
»	Oliden chiqui	»	2
»	Iraeta	»	—
Fuenterrabía	Esteutz	»	15
»	Goikoerrotta	»	12
»	Arzuko errota	»	—
Gaviria	Estanda	»	15
Isasondo	Lizardi	»	5
»	Urquigonazpi	»	5
»	Salcheverri	»	6
»	Urquia	»	8
»	Saro	»	3
»	Isesaga	»	5
»	Beitia	»	20
»	Iturburu	»	3
»	San Juan	»	3
»	Mendivil	»	30
»	Ningún aprovechamiento	»	—
Legazpia	Regata Iparraguirre	Abastecimiento público	120
Lezo	Gainchurizqueta	Obras públicas, viviendas	
»		Renfe	30
»		Usos domésticos	10
»		Plaza Churruga	8
»		Pilatos	2
»	Fábrica Garay, S. A. (P)	Industrial	—
»	Chocolates Loyola (P)	»	—
»	Santagoiti	Doméstico	18
»	Olalquiaga	»	12
»	Gatirizar	»	6
»	Troska	»	10
»	Acerigorri	Doméstico e industrial	51,42
»	Aristiburu	» »	102,84
»	Lizarriturri	» »	36
»	Epel	» »	435,60
»	Oquilegui	Usos domésticos	3
»	Arislucietu	» »	3
»	Larzábal-goya	» »	3
»	Aldaco	» »	10
»	Sein	» »	10
»	Aguzquialde	» »	5
Pasajes	Monte Jaizquibel	Usos públicos	143,40
»	» »	» »	318
»	» »	» »	108
»	» »	» »	72

Término municipal	Paraje	Destino	Caudal en litros/min.
Pasajes	Monte Jaizquibel	Usos públicos	480
"	" "	" "	270
"	" "	" "	1.368
"	" "	" "	150
"	" "	" "	60
"	" "	" "	360
"	Monte Ulia	Servicios Puerto	750
"	Jaizquibel	Abastecimiento público	300
"	"	" "	180
Fuáencia de las Armas	Ipiñarrieta	Usos domésticos	65
Rentería	Sabara	Abastecimiento público	30
"	Eldorx	" "	2.220
"	Sabotegui	" "	300
"	Santa Engracia	Doméstico	30
"	Casetta Loinaz	"	30
"	Zamalbide	"	20
"	Susperregui	"	20
"	Trabaleku	"	10
Urnieta	Goiburu	Abastecimiento pueblo	—
"	Ergoyen	" "	—
"	Berrosueta	" "	—
"	Oztaran	" "	—
"	Akan	" "	—
"	Idizábal	" "	—
"	Ucheverri	" "	—
Usurbil	San Esteban (G)	Domésticos e industrial	90
"	" "	" "	40
"	" "	" "	10
"	" "	" "	30
"	" "	" "	45
"	Choco-alde	" "	40
"	Aguinaga	" "	240
"	Eguiluce	" "	20
"	Mendizorrotz	Doméstico	15
"	Illumbe	"	1
"	Torreko Gaztan	"	5
"	Errozpe	Fisicfactoria	2.001
"	Errozpe (abajo)	"	3.111
"	San Esteban	Energia eléctrica	—
Vergara	Pol-Pol	Doméstico	960
"	Lazpiur	Doméstico e industrial	1.500
"	San Cristóbal	Doméstico	240
"	San Martín	"	120
"	Abraín-erreca	"	180
"	Anguiozar	"	9

Término municipal	Paraje	Destino	Caudal en litros/min.
Vergara	San Prudencio	Doméstico	5
"	Übera	"	4
"	Mártires	Doméstico e industrial	1.5
"	Mecolalde	" "	3
"	Idurio	Industrial	2
"	Candi	"	16
"	Campos	"	3
Zumaya	Alto Gárate	Servicio público	400
"	San Miguel	" "	90

Recibido el 30-III-1964.

Noticias

DATOS ESTADISTICOS

EMPRESA NACIONAL SIDERURGICA

En el pasado mes de mayo, ENSIDESNA ha obtenido en la mayoría de sus producciones las máximas alcanzadas desde su fundación.

La producción de perfiles durante dicho mes fue de 18.152 toneladas, doble de la correspondiente al mismo mes del pasado año.

La de laminados fue de 52.984 toneladas, que representa un 81 por 100 superior a la del mismo mes de 1963.

Durante dicho mes de mayo sólo tuvo tres accidentes, siendo la cifra de accidentes más baja de la historia siderúrgica.

Igualmente en dicho mes de mayo esta Empresa superó la cifra más alta de expediciones conseguidas en el mes de abril, alcanzando las 106.000 toneladas.

INDUSTRIAS EXTRACTIVAS

La producción de hulla ha totalizado en el primer cuatrimestre del año en curso 3.483.499 toneladas, cifra que representa un descenso de cerca de 200.000 toneladas a la registrada en igual periodo del año anterior. El descenso de la producción no se puede achacar a anomalías en el sector laboral, sino a una reducción en la cartera de pedidos. Reducción que es causa del proceso de sustitución del carbón como fuente de energía.

En el sector de minerales férricos la producción de mineral de hierro en el periodo enero-abril, ha registrado una cifra ligeramente superior a la del mismo periodo del pasado año: 1.762.548 y 1.758.231 toneladas, respectivamente. En los cuatro primeros meses de 1962, la producción fue de 1.086.188 toneladas.

La producción de piritas de hierro fue de 598.739 toneladas, cifra notablemente superior a la del primer cuatrimestre de 1962: 531.551 toneladas. El aumento de la producción representa una recuperación de los descensos habidos en 1963 y 1962 con respecto a 1961, año en que en los cuatro primeros meses se produjeron 585.942 toneladas.

ELECTRICIDAD

En el primer semestre del presente año la producción total de electricidad de las grandes centrales - que suponen un 90 por 100 de la producción nacional --, fue de 13.840 kilovatios por hora, frente a 12.214 en los seis primeros meses de 1963. A la producción hidráulica le ha correspondido 11.704 millones de Kw.h., y a la térmica 2.136 kilovatios por hora. Indice indicativo del aumento de la producción de este sector es que la producción alcanzada en enero junio del presente año supera a la registrada en todo el año 1957. El ritmo de crecimiento de la producción en los seis primeros meses ha sido de 13,6 por 100, superior al ritmo de crecimiento de consumo previsto en el Plan de Desarrollo Económico Social que es de un 11,5 por 100 anual y acumulativo.

SIDERURGIA

La industria siderúrgica ha venido soportando en los últimos años las consecuencias que derivan fundamentalmente del proceso de liberalización de importaciones, y que ha te-

nido un reflejo en los resultados en las empresas dedicadas a esta actividad. La acumulación de stocks, que a finales de 1963 era cuantía apreciable, persiste a un nivel anormalmente alto, pero con tendencia, en el primer semestre de 1964, al descenso. La cartera de pedidos, al principio del año en curso continuó en los bajos niveles del año 1963, y en los últimos meses de este primer trimestre había cierta recuperación. La producción ha continuado aumentando, pero los precios han seguido una tendencia distinta por las causas anteriormente indicadas.

Al pasar a examinar las cifras de producción se observa que de lingote de hierro en enero-mayo de 1964, se han totalizado 783.732 toneladas, frente a 811.652 en igual período del ejercicio anterior. En los cinco primeros meses de 1962, la producción había sido de 893.084 toneladas.

La producción de lingote de acero ha tenido un signo contrario, pues de las 953.800 toneladas que se produjeron en enero-mayo de 1963, en el mismo período del año en curso la producción fue de 1.078.750.

La producción de laminados ha tenido un aumento todavía más importante. En efecto, en los cinco primeros meses de 1964 fue de 919.447 toneladas, frente a 684.820 en igual período del año precedente, lo que supone un incremento absoluto de 235.127 y, relativo, de un 34.3 por 100.

C E M E N T O

La industria del cemento ha continuado la línea de progresión que le caracteriza desde hace años. En el Portland corriente, la producción de los cuatro primeros meses fue de 2.297.147 toneladas, frente a 1.925.860 toneladas en el mismo período del año precedente. A pesar de este aumento, ha sido preciso realizar importaciones sustanciales de este producto, aunque no alcanzan los niveles del pasado año. En los tres primeros meses de 1964 la importación fue de 257.226 toneladas, por un valor de 213.379 miles de pesetas, frente a 364.687 toneladas y 282.464 miles de pesetas en el mismo período del año precedente.

Debido a que la producción nacional no es suficiente para abastecer la demanda existente, que cada vez es mayor por el desarrollo económico de nuestro país, se hace necesaria la instalación de nuevas fábricas de cemento. Así lo ha entendido el Gobierno, publicando una Orden del Ministerio de Industria del 20 de marzo del presente año, en la que se anunciaba a las empresas privadas la necesidad de alcanzar los objetivos establecidos en el Plan de Desarrollo Económico y Social para la producción de cemento artificial Portland. En esta Orden se daba un plazo de seis meses para la ampliación de las empresas o creación de otras nuevas, con el fin de alcanzar en la zona Sur un volumen de producción para 1967 de 2.227.000 toneladas métricas.

Si transcurrido el plazo anteriormente señalado, la iniciativa privada no aumenta la capacidad de producción, el Gobierno puede constituir las empresas nacionales que fueran necesarias. Entre los nuevos proyectos fabriles del I. N. I. se encuentra la instalación de dos fábricas de cemento, una en el Mediterráneo y otra en Andalucía occidental.

M E T A L U R G I A

En el sector de las industrias de los metales no ferreos, los volúmenes de producción registran tendencias dispares con las de 1963. En el aluminio puro refinado la producción pasó de 17.678 toneladas en los cinco primeros meses de 1963, a 24.877 en el mismo período del presente año.

También ha habido un aumento sustancial en el cobre electrolítico, 19.598 toneladas en enero-mayo de 1964, frente a 15.045 en el mismo período del año precedente. Por el contrario, ha habido descenso en la producción de cinc, que en los cinco primeros meses de 1964 y 1965 fue de 26.886 y 27.912 toneladas, respectivamente. Mayor ha sido el descenso de la producción de plomo, pues de 25.367 toneladas producidas en los cinco primeros meses de 1963, en el presente sólo se han obtenido 21.634 toneladas.

Q U I M I C A S

El sector de la industria química accusa progresos en la producción de ácido sulfúrico alcanzándose una producción en los cinco primeros meses del ejercicio en curso de 664.866 toneladas, que supone, con respecto a la de igual período del año anterior, un aumento absoluto de 85.694 toneladas, y relativo de un 14.5 por 100.

La producción de ácido nítrico en enero-mayo de 1964 registró un nivel ligeramente inferior al del mismo período del año anterior: 36.528 y 36.940 toneladas, respectivamente.

La producción de ácido clorhídrico ha pasado de 11.388 toneladas en los cinco primeros meses de 1963 a 16.703 toneladas en el mismo período del ejercicio en curso.

La producción de sulfato de cal, expresada en toneladas de anhídrido fosfórico, en los cinco primeros meses del año en curso, ascendió a 135.024 toneladas, superando en 4.281 a la registrada en igual período de 1963. La de nitrato carbónico, expresada en toneladas de nitrógeno, se eleva, a finales de mayo de este año, a 35.962 toneladas, frente a 27.364 en igual fecha de 1963. La de sulfato amónico ha tenido un descenso notable, pues de las 32.731 toneladas producidas en enero-mayo de 1963, en el mismo período de 1964 la producción ha sido de 25.983 toneladas.

PRODUCCION Y CONSUMO MUNDIAL DE FERTILIZANTES

Según datos publicados por la Organización para la Alimentación y la Agricultura (FAO), la producción y el consumo mundial de fertilizantes aumentaron, entre 1956 y 1962, en 33 y 30 por 100, respectivamente, persistiendo la expansión de la industria química. Se espera que continúe en todo el mundo la expansión y que las necesidades previstas para un futuro puedan ser plenamente satisfechas con las factorías ya existentes o en vías de construcción.

LA NUCLEOQUÍMICA

Según opiniones autorizadas, la química nuclear entrará a partir de 1970 en un período de gran auge al comenzar a ser plenamente rentable para entonces la producción de energía eléctrica a partir de la escisión atómica. La química está relacionada con la industria nuclear mediante la tecnología del uranio y de ciertos productos como el grafito y el agua pesada. En Francia se ha desarrollado mucho últimamente la física nuclear: la producción de uranio es de 1.500 toneladas anuales, y para 1970 se dispondrá de centrales con una capacidad de producción de 1.800 MW. En la Comunidad Económica Europea ésta será en dicho año de 4.000 MW. Finalmente, en la República Federal Alemana la industria nuclear se está desarrollando sobre la base de una economía de mercado, procurando evitar el dirigismo oficial.

LA INDUSTRIA SIDERURGICA EN EUROPA OCCIDENTAL Y AMERICA DEL NORTE

Según el VI Informe Anual (1962) de la Comisión Especial para el Hierro y el Acero de la OCDE la actividad de la industria siderúrgica de los países miembros de la OCDE se caracterizó por un descenso del ritmo de la producción respecto al alcanzado en 1960. El desequilibrio de la demanda respecto a la oferta a lo largo del año considerado dio lugar, por otra parte, a una acusada competencia de precios con las obligadas sanciones de restricción en las inversiones y disminución de los rendimientos económicos.

Demandas.—La demanda para el acero en el conjunto de los mercados nacionales de los países miembros se mantuvo al mismo nivel que en 1961, descendiendo, por el contrario, la demanda en el terreno de las exportaciones. El origen de esta recesión es debida, en primer lugar, al relativamente pequeño incremento en el consumo de acero de los países con niveles ya altos de desarrollo, pues gran parte de sus firmas industriales utilizan en general cantidades de acero progresivamente menores. Hay nuevas tendencias en los mercados, que se inclinan hoy día hacia el empleo de productos más ligeros, con el consiguiente ahorro en el consumo específico de acero. En este mismo sentido influye también la sustitución de aquél por nuevos materiales.

En cuanto a la demanda por productos comparada con la correspondiente a 1961, se aprecia un descenso generalizado a excepción del aumento experimentado por la demanda de laminados, que tiene su origen en su creciente utilización por parte de la industria del motor, única entre las consumidoras de acero cuyo nivel de expansión fue más alto en 1962 que en los años precedentes (un 8.9 por 100 más en la República Federal y un 15.9 más en Francia, por ejemplo, que en 1961). La demanda de acero de los productores de bienes de equipo, por el contrario, que tradicionalmente han sido grandes consumidores de aquél, se incrementó sólo ligeramente en Alemania Occidental (3.3 por 100 de aumento en 1962 respecto a 1961, frente al 8.3 por 100 de aumento en 1961 en relación a 1960), Holanda y Gran Bretaña, cuyos sectores de la construcción naval tuvieron un bajo nivel de productividad, escasamente compensado por un aumento en los trabajos de reparación. En Suecia, por el contrario, el tonelaje de los barcos botados por los astilleros fue un 11 por 100 mayor que en 1961. En Italia fue notable la expansión del consumo interior de acero. El consumo global italiano de acero fue de 12.1 millón de toneladas, frente a los 10.5 millones correspondientes a 1961.

Producción.—El índice de la producción siderúrgica europea de 1962 considerado en su totalidad aumentó solamente en 4.9 por 100 respecto al año anterior, en tanto que el de 1960 había sido superior en 9.9 por 100 al de 1959.

La producción total de acero bruto ascendió a 104 millones de toneladas, frente a los 107 millones de 1960. En la primera mitad de 1963, la producción global europea fue muy semejante a la del mismo período de 1962, salvo en Italia, Holanda, Gran Bretaña y Francia. Los dos primeros países consiguieron un incremento del 11 por 100, y los últimos aumentos del 2.3 y 2.2 por 100, respectivamente, sobre su producción del año precedente.

El alza en la producción de laminados en caliente y de laminados en frío, fue acusada en la República Federal Alemana (13 y 28.7 %), Holanda (20.5 y 38.2 %) y el Reino Unido (14 y 26 por 100). Francia e Italia elevaron también su producción de laminados en frío 5.6 % y 12.6 %, respectivamente), en tanto que la producción de laminados en caliente descendió en el primer país un 3.6 por 100, quedando al mismo nivel en el segundo.

El aumento de las importaciones de productos semiacabados fue causa también del descenso en su producción (-17.9 %) para el conjunto de los países miembros, con la excepción de España, Turquía y Noruega cuya producción aumentó en un porcentaje considerable.

La producción, por último, de perfiles gruesos y finos disminuyó, debido esencialmente a las bajas acusadas en Gran Bretaña (-16.2 %) y Alemania Federal (-12.3 %).

Frente a estas cifras, destacan las de los países de Europa oriental, que han seguido una firme marcha ascendente: 86 millones de toneladas de acero producidas en 1960, 94 millones en 1961 y 101 millones en 1962. La producción soviética, incluida en estas cifras, fue de 65 millones de toneladas en 1960, y aumentó a 70 millones en 1961 y a 76 millones en 1962. Representa aproximadamente un 75 por 100 de la producción total de acero correspondiente a los países europeos orientales.

Señala el informe la tendencia, últimamente muy ostensible en Europa, a obtener aceros mediante el proceso del oxígeno puro. De los 3.6 millones de toneladas de acero producidas con aquel procedimiento en 1960, se ha pasado a los 6.6 millones en 1962.

En la mayoría de los países miembros puede observarse un descenso paralelo en la producción de acero en hornos del tipo Martin-Siemens, especialmente en Holanda y Suecia y, en menor grado, en el Reino Unido, Luxemburgo e Italia, en las que se obtuvieron cantidades relativamente pequeñas de acero por aquel procedimiento. En todas ellas se han llevado a cabo cuantiosas inversiones para lograr futuros aumentos de la producción con dicho proceso del oxígeno. Si bien la cantidad citada de 6.6 millones de toneladas de acero (4.6 % del total europeo), es comparativamente pequeña (en el período considerado por el informe, el acero obtenido en los hornos Martin-Siemens y Bessemer básicos superó el 83 % del total), con arreglo a las previsiones realizadas en 1961 por la Alta Autoridad de la Comunidad Europea del Carbón y del Acero, la producción por el procedimiento citado, equivaldrá hacia el año 1965 a un porcentaje del 25 por 100 sobre la total en los seis países miembros.

Las cantidades de arrabio y ferroaleaciones obtenidas por los países de la OCDE en 1962, fueron inferiores en 2.8 por 100 a las de 1961 (77 millones t.). Este descenso tuvo su origen fundamentalmente en la baja de las producciones alemana, francesa y británica (-4.6, -4.2 y -7.2 %). El balance fue positivo en Italia, Holanda, Suecia y Dinamarca, pero la disminución del acero obtenido por los grandes países productores impidió la superación de las cifras de 1961.

Materias primas y precios.—La recesión registrada en la industria siderúrgica europea se reflejó asimismo de manera especial en la producción de mineral de hierro de Alemania Federal, Luxemburgo y el Reino Unido (-6 por 100, -13 por 100 y -8.4 por 100, respectivamente).

Las importaciones de chatarra descendieron en los países de la OCDE, considerados globalmente en un 5 por 100, excepto en Italia, donde alcanzaron la cifra sin precedentes de 4 millones de toneladas, con un aumento del 16.7 por 100 sobre el año anterior.

Las exportaciones aumentaron, sin embargo, a causa de la liberación de su mercado por parte de Gran Bretaña, en la que, de 30.000 toneladas en 1961, pasaron a equivaler a 1.1 millones en 1962, de las que un 50 por 100 aproximadamente, fueron consumidas por los países pertenecientes a la CECA.

La producción de coque fue en 1962 un 40 por 100 menor que la de 1961, y su disminución se acusó, sobre todo, en el Reino Unido (-12 por 100). Solamente en España, Turquía, Suecia e Italia se superaron las cifras del ejercicio anterior.

El consumo de petróleo se incrementó en 12 por 100, como cifra media para todos los países miembros. Destacan los aumentos del consumo registrados en España y Luxemburgo 33.000 y 23.000 toneladas en 1959, frente a 97.000 y 114.000 de 1962. El consumo de energía eléctrica creció, por el contrario, relativamente poco en 1962, siendo el porcentaje de aumento de 1.2 por 100 solamente, en tanto que el registrado en 1960 res-

pecto a 1959 había sido del 20 por 100. La producción de energía eléctrica por parte de la propia industria privada descendió asimismo en un 1,7 por 100.

La tendencia acusada por los precios en 1962 fue básicamente la misma que en 1961, por la influencia de los mismos factores en ambos años (derivados esencialmente de la reñida competencia ostensible en los mercados de exportación), aunque resultaron más acusados aún en el primero de los años citados. Son demostrativos, a este respecto, los porcentajes del descenso de los precios de enero de 1963 para el conjunto de los productos en los países europeos occidentales, los cuales oscilaron entre el 9 y 12 por 100 en relación a los precios vigentes en enero de 1962.

Mano de obra.—Se registra en este aspecto el mantenimiento de las mismas cifras de los años precedentes, con reducciones parciales y no muy acusadas en el Reino Unido y Alemania. El reclutamiento de la mano de obra especializada sigue constituyendo un problema de difícil solución en muchos países miembros, estando complicado, por otra parte, con la escasez de alojamientos en las zonas industriales.

Los avances tecnológicos producidos en la industria del acero han hecho más ostensibles problemas tales como la urgente necesidad de una mejor formación técnica de los obreros, cuya solución rebasa la capacidad de las industrias consideradas individualmente y requiere el concurso futuro de los respectivos Gobiernos y de las organizaciones internacionales.

Inversiones.—La favorable situación económica actual de la industria siderúrgica europea, hizo que los gastos de inversión en 1962 fueran ligeramente inferiores a los correspondientes a 1961, aunque las cifras publicadas no reflejen exactamente estos hechos, porque los programas de inversiones establecidas en 1961 se encontraban en curso de aplicación durante el año siguiente.

El promedio de gastos para cada proyecto de inversión, de los que fueron notificados 46 a la Comisión en 1962, frente a los 143 del periodo 1960-61, fue de 7,3 millones de dólares; en 1961, este promedio se había elevado a la cifra de 16,7 millones de dólares.

La industria del hierro y del acero en Canadá y Estados Unidos.—Se destaca la situación favorable de la primera, en la que ha seguido operándose la expansión iniciada años atrás. Considerando el índice de producción de 1949 como base, aquél fue superado con unos porcentajes de 172,9 por 100 y 186 por 100 en 1961 y 1962. La producción canadiense es, no obstante, pequeña, considerada a escala mundial: 6,5 millones de toneladas en 1962 (1,8 por 100 del total mundial).

En tanto los costes de materias primas y los salarios siguieron una tendencia ascendente en todo el mundo, pudieron mantenerse en Canadá los niveles de 1957 para los precios de los productos siderúrgicos en los mercados exteriores, a pesar de la fuerte competencia hecha por parte de otros países que lanzaron al mercado los sobrantes de su producción a bajos precios.

En Estados Unidos, la producción de acero (a la que corresponde del 25 al 30 por 100 de la cifra mundial), no superó en 1962 prácticamente a la de los años anteriores (89,2 millones de toneladas). Como en la industria siderúrgica europea, es apreciable en la norteamericana un incremento en la producción de acero con el procedimiento del oxígeno puro (7 por 100 de su producción total).

En el consumo interior norteamericano de los productos siderúrgicos se mantuvieron durante 1962 las cifras precedentes gracias al relativo alto nivel de actividad en las industrias de la construcción y del automóvil (40 por 100 del consumo nacional).

Las importaciones procedentes de los países europeos se redujeron, mientras aumentaron las japonesas. No obstante, Bélgica y Luxemburgo continuaron siendo los principales proveedores de acero de Estados Unidos (29,2 por 100 del total importado), se-

gundas de Japón (24,4 por 100), correspondiéndoles, respectivamente, las cantidades de 1,1 millones y 901 000 toneladas.

Las exportaciones norteamericanas, dirigidas principalmente hacia Pakistán, India y Canadá, ascendieron a 1,8 millones de toneladas. El aumento de los salarios, la baja de los precios y el mantenimiento de una demanda que no supera, como en los cuatro años anteriores, los 90 millones de toneladas, son los factores a los que se inculpa el descenso de los gastos de inversión y de los beneficios correspondientes a la industria siderúrgica de Estados Unidos.

Conclusiones.—Se apunta, como conclusión general, en el informe, que si bien el crecimiento de la demanda de acero tiende a disminuir en los países de economía altamente desarrollada, el consumo «per cápita» es susceptible aún de aumento en varios países miembros de la OCDE y en otros ajenos a ella, que se encuentran aún en vías de industrialización. Es posible que esta circunstancia compense, al menos en parte, la discrepancia acusada progresivamente en los países industrializados, entre una disminución del consumo y una mayor capacidad de producción. Los esfuerzos realizados por las industrias siderúrgicas en los grandes países productores, en cuanto a reducción de sus costes y mejoras en la calidad de sus productos y respecto al empleo de nuevas modalidades de transacciones comerciales, ayudarán también, según entiende la Comisión, a reducir aquella discrepancia.

COTIZACIONES Y COMERCIO

ABONOS NITROGENADOS

Se prorroga hasta el día 7 de octubre la suspensión de la aplicación de los derechos compensadores establecidos a la importación de sulfato amónico y de sulfonitrato amónico («B. O.», 9-7).

GRANOS DE ANTRACITA

Se prorroga hasta el día 5 de noviembre la suspensión total de la aplicación de los derechos de la partida 27.01 B a un contingente arancelario de 500.000 toneladas de granos de antracita destinada a la calefacción y usos domésticos («B. O.» 6-8).

C I N C

Firmas canadienses, belgas y australianas, se han adherido al sistema de precio base fijado en 125 libras esterlinas la tonelada de cine. El nuevo precio base pretende sustituir las cotizaciones del Mercado londinense hasta ahora aplicadas a los contratos de Ultramar. Con este sistema el cine mejora su posición de competencia, defendiéndose mejor del proceso de sustitución por otros productos.

C O B R E

El «Boletín Oficial del Estado» de fecha 27 de junio ha autorizado, para 1964, un contingente de importación libre de derechos arancelarios para diez mil toneladas de cobre

en bruto para afino. En 1963, dicho contingente se fijó en 25.000 toneladas. Simultáneamente han sido modificados en alza los derechos transitarios del capítulo 74 del arancel de cobre. El alza es de un 3 por 100, por lo que gran parte de las posiciones de este capítulo tiene ahora un derecho transitorio del 19 por 100.

AUMENTO DE VENTAS DE PETROLEO

En su informe anual, la Standard Oil Co (New Jersey) anuncia que en 1963 sus afiliadas en más de cien países aumentaron en 5 por 100 las ventas de sus productos, llegando a un promedio mundial de 3.763.000 barriles diarios. Las dos terceras partes de estas ventas corresponden a países extranjeros, donde la creciente demanda por gasolina, productos de destilación y aceite combustible refleja progresos de la industrialización y desarrollo económico. El informe recalca que el volumen de ventas en Europa excedió al de las hechas en Estados Unidos por primera vez. Entre los numerosos productos nuevos desarrollados por la Esso Research se encuentran los materiales de construcción derivados del petróleo. Estos materiales, y las nuevas técnicas de construcción que su uso comporta, serán sometidos a pruebas de prácticas en un proyecto de construcción en Bogotá (Colombia). En asociación con la Unión Panamericana y el Organismo de Estados Americanos, la Standard Oil de New Jersey ayudará a construir viviendas de precio moderado, que pudieran llegar a ser prototipos para resolver el problema mundial de la escasez de vivienda.

MERCURIO

La firmeza de las cotizaciones continúa extendiéndose a las cotizaciones de futuros. La producción española será de unos 70.000 frascos, lo que representa un aumento de un 50 por 100 respecto al año anterior. Las continuas elevaciones en la cotización de este metal, que se vienen registrando desde hace un año, parecen ser debidas al cada vez mayor número de aplicaciones que tiene en las industrias insecticidas, de plásticos y eléctricas.

PLOMO

En la última reunión del Comité Europeo del Plomo, celebrada en Berlín, se puso de relieve las favorables perspectivas que la demanda ofrece para 1964. Una expansión importante se ha registrado en el consumo de plomo para baterías y en la obtención de derivados petrolíferos. El uso del plomo en la construcción está aumentando también.

ACIDO SULFURICO

Suspensión de Derechos.--Ha sido suspendida por tres meses a partir del 28 de mayo, la aplicación de los derechos establecidos en la partida 28.08 A del Arancel de Aduanas, que corresponde al ácido sulfúrico, según dispone el Decreto 1.548/1964 de 27 de mayo («B. Oficial» 28.5). El Decreto fundamenta la suspensión en las reformas técnicas que actualmente se realizan en algunas industrias dedicadas a la producción de dicho ácido, puesto que la capacidad instalada es suficiente. La baja transitoria de producción, junto con el mayor coste del producto extranjero, han aconsejado la suspensión.

HULLA

Suspensión de Derechos.--Por Decreto de fecha 26 de mayo («B. O.» 27.5) se ha suspendido por tres meses en la cuantía del 90 por 100 la aplicación de los derechos arancelarios sobre la hulla, cualquiera que sea su utilización. Con fecha 6 de mayo se había decretado la suspensión en igual cuantía para las hullas coquizables. Conviene dar facilidades a la importación de este producto, dice el Decreto en cuestión, habida cuenta de la notable reducción experimentada por la producción de hulla.

CRIADEROS

YACIMIENTOS DE DIAMANTES EN EL SUBSUELO MARINO

En el mercado internacional de diamantes ha producido considerable alarma el descubrimiento, en las costas meridionales y suroccidentales de África, de grandes yacimientos de diamantes en el subsuelo marino, que se consideran como los más ricos del mundo. Se ha calculado que de dos de ellos se podrá extraer piedras preciosas de este tipo por un total de 11.15 millones de quilates. Los diamantes obtenidos de estos yacimientos pesan, por término medio, 0,45 quilates, en comparación con 0,8 de los procedentes de yacimientos terrestres. En 1963, el precio de venta de los diamantes lanzados al mercado en el mundo alcanzó un valor global de 19.500 millones de pesetas.

LAS RESERVAS MUNDIALES DE URANIO

Comentario al trabajo publicado en la revista «Umschau in Wissenschaft und Technik», del 15 de marzo de 1964, del Prof. Maucher, aparecido en el «B. del I. E. del P. J. de la C.», del Consejo Superior de Investigaciones Científicas:

Señala el Prof. Maucher que las prospecciones intensivas emprendidas en todo el mundo y la explotación de los nuevos yacimientos que se iban descubriendo, determinaron que en 1960 la oferta de uranio metal, hasta entonces inferior a la demanda, se equilibrase con ésta. Sin embargo, aunque entre 1960 y 1963 se descubrieron nuevos yacimientos, parece ser que en el momento actual existen pocas esperanzas de que las prospecciones que continúan en todo el mundo permitan descubrir yacimientos de importancia decisiva, teniendo en cuenta que desde el punto de vista económico sólo son susceptibles de explotación aquellos en los que el U_3O_8 pueda extraerse del mineral a un precio del orden de 18 dólares por kilogramo o, todo lo más, de 22 dólares por kilogramo. En este precio van incluidos los costes de extracción, transporte y refino, y de amortización de las instalaciones.

Hoy las reservas de uranio del mundo occidental susceptibles de explotación en condiciones rentables ascienden a 678.000 toneladas, distribuidas como a continuación se indica: África del Sur, 225.000 toneladas; Canadá, 205.000; Estados Unidos, 134.000; Francia (incluyendo el Gabón), 50.000; Australia, 10.000; Congo ex belga, 8.000; Portugal, 5.000; Italia, 3.850; España, 1.450; Japón, Méjico y Rodesia, 1.000 cada una; Alemania, 800; Argentina, 550; Brasil, 450, y Suecia, 200. A dichas reservas habrá que sumar unas 200.000 toneladas correspondientes a los países del bloque comunista.

Después de examinar los tres tipos principales de yacimientos de uranio (filones metálicos, areniscas y conglomerados originados por sedimentación) y señalar las respectivas regiones geográficas en los que son más abundantes, el Prof. Maucher pasa a analizar la probable evolución futura de la oferta y demanda del U_3O_8 .

Apunta el autor de este trabajo que, si bien la Unión Sudafricana y el Canadá poseen las mayores reservas de uranio hasta ahora descubiertas, en el primero de dichos países su explotación, como subproducto en la obtención de oro, es mucho menos onerosa. Sin embargo, en muchos países y como consecuencia de acuerdos internacionales, se viene restringiendo la producción de uranio, como lo demuestra el hecho de que la producción canadiense, que fue de 9.800 toneladas de U_3O_8 en 1961, bajase a 8.400 en 1962 y a 7.000 toneladas en 1963, mientras que la de África del Sur pasó de 6.400 en 1960, a 5.000 en 1961, 5.000 en 1962 y 4.500 en 1963. Para el periodo 1962-70, se prevé que las producciones de dichos países serán, respectivamente, de 25.000 y 18.000 toneladas. En Estados Unidos la producción acusa también una variación análoga, ya que bajó de 17.000 toneladas en 1960 a 15.800 en 1963 y la prevista para el periodo 1962-1970 asciende en conjunto a 71.000 toneladas (9.000 anuales como término medio), mientras que entre 1956 y 1962 alcanzó la cifra de 84.600 (14.000 anuales por término medio).

En los últimos siete años, la producción total de U_3O_8 del mundo occidental fue del orden de 240.000 toneladas, mientras la de Rusia y demás países comunistas se calcula entre 70.000 y 140.000 toneladas.

Los acuerdos encaminados a la reducción de las cifras de producción se explican por el hecho de que las reservas mundiales conocidas de U_3O_8 ascendían a unas 870.000 toneladas en 1962, y que se calcula para 1980 que la potencia instalada total de las centrales nucleares del mundo (150.000 MW), puede haber absorbido ya 300.000 toneladas de U_3O_8 , según estimaciones dadas a conocer en 1960 por Jese C. Johnson, director de la Sección de Materias Primas de la Comisión de Energía Atómica Norteamericana, en las Jornadas Internacionales organizadas en Buenos Aires por la Comisión de Energía Atómica de la Argentina. Quince años más tarde, con el progresivo aumento de dicha potencia instalada, se habrá agotado la cifra de reservas antes indicada.

Sin embargo, el Prof. Maucher destaca que la situación no es ni mucho menos grave como parece desprenderse de una primera lectura de estas cifras, pues señala al respecto que las reservas reales de mineral de uranio económicamente explotables ascienden probablemente a 3 millones de toneladas, y a ello viene a sumarse otro hecho muy digno de tenerse en cuenta: que, con toda seguridad, de aquí a unos años se habrán desarrollado nuevos procesos que permitan aprovechar rentablemente los enormes yacimientos de bajo contenido de uranio, cuya explotación es económicamente inasequible para la tecnología actual.

NOVEDADES INDUSTRIALES Y CIENTÍFICAS

APLICACIÓN DE LA TELEVISIÓN AL LABOREO DE MINAS

En una mina carbonífera de Pensilvania se emplea una cámara de televisión para vigilar el funcionamiento de una banda transportadora que acarrea carbón bajo tierra por una distancia de 13,0 kilómetros. Un solo operario regula la marcha de esta banda desde un centro de mando subterráneo. La cámara capta imágenes en 17 puntos críticos del recorrido de la banda. La cuadrilla de reparaciones se pone inmediatamente en acción en caso de alguna avería.

LOS ELEFANTES DE LAS TERRAZAS MEDIAS DE TOLEDO Y LA EDAD DE ESTOS DEPÓSITOS

Máximo Martín Aguado (1963) ha reanudado recientemente los trabajos sobre las terrazas del Tajo en Toledo, añadiendo a lo que se conocía con anterioridad (principalmente GÓMEZ DE LLARENA, 1913; ISMAEL DEL PAN, 1918; PÉREZ DE BARRADAS, 1920; ROMÁN 1922; ARANEGUI, 1927; E. HERNÁNDEZ-PACHECO, 1930 y 1955; ALÍA MEDINA y O. RIBA, 1957) una cantidad considerable de datos, máxime sobre una terraza «media» de unos 35 m. Falta un trabajo de precisión sobre las alturas exactas de esta terraza y los perfiles del río correspondientes; estas precisiones son necesarias para conocer el detalle de la historia morfológica del Tajo en esta ciudad y la naturaleza de sus depósitos. Interesa esta última determinación desde el punto de vista de la Prehistoria, por la abundancia de restos recientemente recogidos (MARTÍN AGUADO, 1962, 1963). Podemos convenir, a falta de trabajos más precisos, por la topografía general, en adscribir a esta «terraza media» depósitos de altitud aproximadamente igual a uno y otro lado de Toledo, esto es, entre 480 y 500 m. aguas arriba, y entre 460 y 480-90 m. aguas abajo del «torno» o meandro encajado: dichos depósitos están bien representados, aguas arriba y en la orilla derecha, en la gravera de Pinedo (carretera de Sesena), localidad 6 en el plano de MARTÍN AGUADO (1963 a, b), y, aguas abajo por la misma margen derecha, en las graveras de Buenavista y Observatorio Sismológico (localidad 8), y Campo de Tiro (localidad 7), entre otras.

MARTÍN AGUADO admite para las terrazas medias de uno y otro lado de Toledo una identidad de nivel y cronológica, y, en consecuencia, establece una correspondencia de los niveles en que subdivide el desarrollo de unos y otros depósitos.

Recientemente he podido examinar (con los alumnos de Paleontología humana de la Facultad de Ciencias, Madrid), gracias a la amabilidad de MARTÍN AGUADO, la fauna de mamíferos recogida por éste y sus colaboradores en dichas localidades toledanas (1), y algunas circunstancias de la distribución de las especies en las localidades, y en sus series estratigráficas, nos han llamado la atención. MARTÍN AGUADO distingue en las terrazas de Pinedo los siguientes niveles: 1.º Gravas basales. 2.º Gravas inferiores. 3.º Gravas medianas, que pasan lateralmente a arenas. 4.º Gravas superiores. 5.º Arenas «cárnicas». 6.º Arcillas que dicho autor llama de «inundación»; en realidad no se trata de arcillas de inundación, sino de limos eólicos o *loess* (BENAYAS y RIBA, 1961). En el Campo de Tiro y Buenavista se observa una secuencia similar, comenzando siempre con gravas y desarrollándose un suelo rojizo (*rotlehm*) en los tramos superiores. MARTÍN AGUADO atribuye estas secuencias indistintamente a la glacación Riss, de acuerdo con los trabajos precedentes: RIBA y BENAYAS al Würm.

Ahora bien, mientras las gravas de Pinedo son riquísimas en industria humana, de un Achaeense medio y con preferencia dominante de la cuarcita como material, las de los yacimientos de aguas abajo se empobrecen extraordinariamente. En Pinedo abundan los fósiles de elefantes también en las gravas, esto es, hasta el nivel 4, junto con algunos cérvidos; mientras que en los niveles superiores falta el elefante y se hallan *Bos primigenius*, *Equus* sp. y Cérvidos. El elefante de Pinedo es constantemente *Elephas antiquus* FALCONER, o «elefante de bosque». Las gravas de los yacimientos aguas abajo son, en cambio, muy ricas en restos de *Elephas trogontherii* POHLIG, al que acompañan numerosos restos de *Hippopotamus amphibius sircensis* POMEL, *Bos primigenius*, *Equus* sp. y Cérvidos; el elefante de bosque falta por completo.

(1) Estos fósiles, de indiscutible importancia para la investigación y la pedagogía popular, están siendo destruidos por la falta absoluta de condiciones de preservación.

Para explicar este cambio de fauna de la terraza media de Toledo, es permitido suponer un cambio climático entre las gruesas gravas de Pinedo con *E. antiquus*, que corresponde rian a un período de clima benigno y más húmedo que el actual, y las formaciones eólicas superiores, de clima más frío seco (periglacial), con fauna esteparia. Mientras que los depósitos de aguas abajo —Buenavista y Campo de Tiro— debutan por una fauna que, aparte del hipopótamo (que resiste mejor los aires boreales gracias a su vida arbórea y al alto calor específico del agua), está compuesta desde las gravas inferiores de elementos esteparios: uro, caballo, y, sobre todo, el elefante de estepa *E. trogontherii*.

No es explicable la ausencia del elefante de los bosques aguas abajo de la ciudad en depósitos que se hallan a una altura semejante a las gravas de Pinedo con *E. antiquus*, si no ha intercedido un período regular de tiempo y un cambio climático decisivo. Esto es, el depósito entero de Buenavista y Campo de Tiro pertenece a un período frío, y es contemporáneo de las formaciones eólicas de Pinedo; mientras que las gravas de Pinedo no tienen correspondencia aguas abajo y son de interglacial anterior, o se depositan entre un período templado y húmedo y el comienzo del anaglacial de la penúltima glaciacón convencional.

Por consiguiente, en el interglacial («Mindel-Riss»), en tiempos de grandes corrientes, los materiales gruesos no pasaban aguas abajo de Toledo, sino que eran retenidos aquí, donde el curso del Tajo se remansaba ante el afloramiento granítico. No se trata, pues, en Pinedo de una terraza puramente climática, sino morfológica. Con el avance de la regresión «rissiense», al activarse en el curso del río la erosión remontante, se reanuda también la excavación del meandro de Toledo. A partir de este momento, en fase pleniglacial, la corriente comienza a arrastrar los cantos por el torno abajo hasta el Campo de Tiro, Buenavista, etc., mientras que las graveras de Pinedo sufren una erosión apreciable en el corte de la cantera; posteriormente se depositan sobre ellas las arenas (fluviales: BENAVAS Y RIBA, 1961) y los limos loessicos. El último interglacial parece estar representado por el suelo rojo de Buenavista. Por fin, un nuevo fenómeno erosivo que secciona los cuatro paquetes de loess rosado de Pinedo, parece que ha de atribuirse al nuevo cambio de las condiciones climáticas en la fase inicial de la última glaciacón. Las fases principales de ésta pueden encontrarse representadas en nuevos depósitos loessicos de color pardo oscuro, que se suponen en discordancia erosiva a la formación «rissiense».

La secuencia climático-morfológica durante el «Riss» puede y debe estudiarse en la formación de Pinedo, donde se distinguen niveles más arcillosos y formaciones de carácter pedogénico alterando los ciclos de loess.

La sucesión de hechos habría sido, en resumen, la siguiente:

- a) *Interglacial (Mindel Riss)*: Clima templado y húmedo. Bosque. Transgresión marina en el Atlántico. Río caudaloso detenido ante Toledo. Depósito de gravas en Pinedo. Elefante de bosque. Población humana intensa.
- b) *Anaglacial (Riss)*: Clima progresivamente frío y seco. Regresión. Estepa. Erosión remontante en el curso bajo, y excavación epizoológica del torno en el granito. Erosión en Pinedo y depósito de gravas en Buenavista y Campo de Tiro.
- c) *Pleniglacial (Riss II)*: Clima muy frío y seco. Máximo de regresión. Termina el depósito de gravas aguas abajo de Toledo. Se enrarece la población humana (emigración a África, *Atlanthropus*?). Se extienden el caballo, el uro y el elefante estepícola. Sobre las gravas y arenas de Pinedo comienzan a depositarse limos eólicos.
- d) *Fases sucesivas glaciares (Riss)*: Nuevas capas de loess y suelos interestadiales.
- e) *Riss-Würm*: Pedogénesis en los loess superiores
- f) *Würm*: Erosión de la formación anterior, en barrancos correspondientes a una regresión apreciable en el corte de Pinedo. Loess pardos.
- g) Suelo post-glacial.—E. DE A.

EL GAS POR EL PROCESO LURGI

El Consejo del Gas y la Junta Nacional del Carbón británicos han declarado coincidentemente que no es aceptable, por motivos económicos, la proyectada construcción en el Reino Unido de una fábrica de gas en gran escala que utilizaría el proceso Lurgi, en vista de las conclusiones contenidas en el informe redactado por un grupo de estudio establecido por dichos organismos en febrero de 1961.

FÁBRICA DE FERTILIZANTES PARA LA URSS.

«Techmashimport», la agencia oficial de comercio exterior soviética, ha encargado a la empresa siderúrgica alemana «Krupp» una instalación química completa para la producción de fertilizantes, por valor de 315 millones de pesetas.

LOS RESIDUOS DE LA INDUSTRIA QUÍMICA

El Gobierno británico ha nombrado una Comisión para investigar sobre los peligros de los residuos de la industria química en sus dos aspectos: la seguridad que ofrecen los medios usados para su eliminación y el posible paso de sustancias tóxicas procedentes de ellos a los ríos y a las aguas subterráneas. La adecuada ubicación de los depósitos de residuos industriales está ya prevista en las medidas sobre urbanismo a aplicar.

NUEVO PUERTO PETROLERO EN EL GOLFO DE FOS

La puesta en servicio del oleoducto sureuropeo y el aumento consiguiente del tráfico petrolero, ha rebasado la capacidad del puerto de Lavera, próximo a Marsella. En consecuencia, el Gobierno francés ha proyectado la construcción de un nuevo puerto petrolero al oeste del actual, en el mismo Golfo de Fos, puerto cuyas instalaciones serían completadas en el futuro mediante un complejo industrial extendido sobre una superficie de 6.000 hectáreas.

La realización de la primera parte del proyecto, que haría posible la entrada en el puerto en construcción, a finales de 1966, de buques cisternas de 100.000 toneladas de desplazamiento, será financiada por el Estado francés, el «Fonds d'intervention pour l'aménagement du territoire» y la Cámara de Comercio de Marsella con 18, 10 y 28 millones de francos, respectivamente.

FACTORIA FRANCESA DE AGUA PESADA

En un plazo de tres años se construirá en Mazingarbe, cerca de Béthune, la primera factoría francesa para la producción en gran escala de agua pesada, haciendo uso, por primera vez, del proceso desarrollado en común por el Comisariado de Energía Atómica y las «Hornillères du Nord et du Pas-de-Calais», procedimiento que permite incrementar considerablemente la producción adicional de amoniaco.

CENTRALES NUCLEOELECTRICAS DE LA GRAN BRETAÑA

En la segunda etapa de su programa para la construcción de centrales nucleares invertirá Gran Bretaña 68.000 millones de pesetas. El aumento de la capacidad de producción de energía eléctrica mediante este tipo de centrales será de aquí a 1975, en Inglaterra y Gales, de 5.000 MW., con lo que la capacidad total de las existentes en Gran Bretaña llegará a ser de casi 10.000 MW. Representará una décima parte de la producción británica global de energía eléctrica para entonces, y podrá cubrir una sexta parte de las necesidades previstas para 1975 en dicho país. Se espera que, en 1975, la energía nucleoeléctrica sea más barata que la procedente de centrales convencionales: 0.40 a 0.50 peniques por Kw/h, en comparación con 0.50 a 0.52.

CENTRALES NUCLEARES DE LOS EE. UU.

En un informe redactado por la Comisión Científica Asesora de la Presidencia de los Estados Unidos, que resume los estudios realizados por diversos organismos gubernamentales, se apunta la posibilidad de obtener, a partir de 1975, energía eléctrica y agua potable a precios competitivos (de 3 a 5 pesetas el metro cúbico y de 1.50 pesetas el Kw.hora), mediante una instalación combinada que comprende un reactor nuclear y un equipo de desalinización de agua marina.

DOSIMETROS PORTATILES DE RADIACIONES IONIZANTES

Existen dosímetros portátiles capaces de determinar en quince segundos la cantidad de radiaciones presentes en la atmósfera, los cuales pueden ser instalados en cualquier vehículo, aunque las mediciones deben hacerse estando éste en reposo. El detector de radiaciones del dosímetro reacciona bajo los efectos del calor y se hace luminescente, con una intensidad directamente proporcional a la cantidad absorbida de aquéllas. Consta el dosímetro de un detector, un fotomultiplicador y un doble circuito eléctrico.

NUEVAS APLICACIONES DEL AZUFRE

Ocho firmas productoras canadienses de azufre han creado una compañía, la «Alberta Sulphur Research Ltd.», que emprenderá estudios a largo plazo para desarrollar nuevas aplicaciones del azufre como base de industrias derivadas. La nueva compañía se pondrá en contacto con el «Research Council of Alberta», así como con otras entidades interesadas en la utilización industrial del azufre, como el «International Sulphur Research Institute», de Washington. Tratarán primeramente del incremento y los conocimientos relacionados con la química y la tecnología básica del azufre y de sus compuestos.

POTABILIDAD DEL AGUA MARINA

La firma «American Machine and Foundry Co.» proyecta utilizar el calor generado en su nueva instalación de tratamiento de residuos, situada en Waterford (Connecticut), para

hacer potable el agua marina. Cuatro evaporadores de termorrecuperación serán montados en la instalación citada, que a pleno rendimiento suministrarán 2.070.000 litros de agua potable por día. No obstante, sólo se pondrán en funcionamiento de forma simultánea tres evaporadores, manteniéndose el cuarto en reserva.

PRODUCCION DE ENERGIA NUCLEOELECTRICA

La Comisión de Energía del Parlamento europeo ha informado que, para 1968, la energía eléctrica de origen nuclear podrá competir adecuadamente con la obtenida por procedimientos convencionales en muchas regiones del bloque de países del Mercado Común. En 1980, la capacidad de producción de las centrales nucleares instaladas en las naciones de la Comunidad Económica Europea será de 40.000 MW, o sea suficiente para satisfacer de un 20 a un 25 por 100 de las necesidades globales de energía eléctrica, o un 7 a un 11 por 100 de la demanda total de energía de todas clases.

MAQUINAS PERFORADORAS

Recientemente se ha propuesto la venta de máquinas perforadoras soviéticas a Francia y Gran Bretaña para la realización del túnel que unirá ambas orillas del Canal de la Mancha.

Según los constructores de las máquinas, dada la gran calidad de éstas, obtenidas gracias a la amplia experiencia soviética en perforaciones de terrenos húmedos, se acortaría sensiblemente la duración de los trabajos proyectados.

PARTICIPACION DEL GAS NATURAL EN LA ENERGIA EUROPEA

Según opinión del Sr. Rathbone, Presidente del Consejo de Administración de la empresa petrolera norteamericana «Standard Oil Co. of New Jersey», la parte correspondiente al gas natural en el consumo total de energía en Europa occidental se elevará, en un próximo futuro, desde la proporción actual de 2 por 100 a la de 8 por 100. El factor que influirá más en esa elevación será la gran producción de gas natural del yacimiento holandés de Groninga, que cubrirá, según opiniones autorizadas, alrededor del 3 por 100 de la demanda total de Europa occidental en 1980.

EXPLOTACION DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL

Gran Bretaña ha ratificado el convenio sobre explotación de la plataforma continental concertado bajo los auspicios de las Naciones Unidas, habiendo fijado ya su Gobierno la zona de la costa del Mar del Norte que corresponde a dicho país. Esta zona que tiene unos 250.000 metros cuadrados, se extiende desde el Canal de la Mancha hasta las islas Shetland, y ha sido dividida en concesiones de 250 kilómetros cuadrados. Las licencias de exploración y explotación de estas concesiones se otorgarán solamente a ciudadanos británicos. Las del primer tipo, es decir, las que permiten a que sea realizada en ellas una labor de prospección de recursos, tendrán validez por un plazo de tres años, mientras las del segundo, o destinadas al aprovechamiento de éstos, por uno de seis, prorrogable hasta

abrir un periodo máximo de 40 años. En caso de que se emprenda la explotación de yacimientos de gas natural y petróleo, corresponderá al Estado el 12,5 por 100 de los beneficios obtenidos.

FACTORIA PETROQUÍMICA EN LA INDIA

La compañía petrolífera norteamericana «Phillips» se ha ofrecido para instalar en la India un complejo industrial petroquímico en el que se producirían etileno, butadieno y propileno, utilizando las materias primas obtenidas en la refinería instalada en Cochin.

SÍNTESIS A PARTIR DE DERIVADOS DEL PETRÓLEO

La capacidad total de refino de petróleo en el mundo libre, excluyendo a Norteamérica, se elevó en unos 70 millones de toneladas en el año 1963. El incremento mayor se registró en Italia, donde el ENI puso en funcionamiento dos nuevas refinerías de 5 y 3 millones de toneladas de capacidad respectivamente, situada una de ellas en el valle del Po y la otra en Sicilia; así como otra de un millón de toneladas anuales en Túnez, en cooperación con el Gobierno de este país.

SÍNTESIS A PARTIR DE DERIVADOS DEL PETRÓLEO

La firma química alemana «Badische Anilin und Soda Fabrik A. G.» invertirá, a lo largo de 1964, unos 600 millones de pesetas destinados esencialmente a realizar las modificaciones oportunas en sus factorías para poder utilizar exclusivamente, como materia prima, en la síntesis de diversas sustancias, productos derivados del petróleo.

EL REFINO DE PETRÓLEO EN FRANCIA

La capacidad de refino de la industria francesa del petróleo asciende a unos 50 millones de toneladas, y todo parece indicar que el ritmo de crecimiento de los últimos quince años, durante los cuales Francia cuadruplicó su capacidad de refino de petróleo, ha de continuar en el futuro, ya que para 1970 dicha capacidad se estima en 80,85 millones de toneladas.

Este gran crecimiento es achacable, ante todo, al enorme auge experimentado por la demanda interior de productos derivados del petróleo, demanda que en 1970 será de más del doble de la de 30 millones de toneladas correspondiente a 1962.

Esta enorme expansión de la industria francesa de refino de petróleo se caracteriza por la tendencia cada vez más acusada a que se construyan las nuevas refinerías en las grandes zonas industriales situadas muy al interior del país. Las necesidades de las regiones costeras están prácticamente saturadas. En 1970 en las refinerías del interior del país se tratarán, según se calcula, unos 16 millones de toneladas de crudo de petróleo (20 por 100 de la capacidad total estimada para aquel año), mientras que en 1958 todas las refinerías francesas estaban situadas en la costa. De todos modos, conviene señalar que la capacidad de producción de las refinerías francesas no costeras incluye 8 millones de toneladas elaboradas en las enclavadas en la región de Estrasburgo, a orillas del Rin, y con importantes puertos fluviales, perfectamente abastecidos por buques de bastante tonelaje.

La política de construir refinerías en el interior del país, tiene esta ventaja: asegurar un abastecimiento de productos refinados a precios relativamente moderados a la industria de la zona circundante. El transporte de los crudos a largas distancias plantea muchos menos problemas que el de los diversos productos obtenidos a partir de ellos.

A principios de 1963, la distribución regional de las refinerías francesas era la siguiente:

Región del Bajo Sena.—Existen en ella las de Gonfreville, Petit Couronne, Por. Jérôme y Notre Dame de Gravenchon con una capacidad de refino de 17,5 millones de toneladas.

Región de la Gironda.—Hay refinerías en Burdeos, Ambés y Pauillac, con una capacidad de 4 millones de toneladas de crudos.

Región del Mediterráneo.—Refinan petróleo en Elang de Berre, La Mède, Lavéra, y Frontignan, en una capacidad conjunta de 16 millones de toneladas.

Región de Estrasburgo.—Las refinerías de esta zona están situadas en Reichstett-Vendenheim y Heilbronn-Duisenhein, con una capacidad de 8 millones de toneladas.

LA ACERERIA DE MARGAL (BRASIL)

La empresa brasileña Compañía Siderúrgica Paulista (COSIPA), que está construyendo una acerería, ubicada en Picaguera, cerca de Santos, y cuenta producir la cuarta parte del acero del Brasil para 1966.

Esta compañía fue creada por un grupo de ingenieros y comerciantes de São Paulo, quienes pensaban que el mayor país sudamericano debía ser capaz de mantener su propia fábrica de acero. En el Brasil hay además dos acerías importantes en los Estados de Río de Janeiro y de Minas Gerais.

Las inversiones totales llegarán a unos 18,000,000 millones de pesetas, cuando el horno alto entre en funcionamiento el año 1965.

La planta se ha ubicado en unos terrenos cenagosos litorales: para ello fue necesario hincar más de 100.000 pilotes, y un gran volumen de tierra fue transportado desde la vecina colina de Tapera para llenar los bajos. Está en un brazo de la Bahía de Santos y en ella será construido un terminal marítimo para recibir el carbón, enviado del extranjero, así como del Estado brasileño de Santa Catarina. Igualmente se estudia la posibilidad de recibir mineral de hierro del Puerto de Vitoria, en el Norte del Brasil.

El mineral férrico espera el transporte por ferrocarril directamente desde Minas Gerais; también el carbón podrá llegar por ferrocarril desde el puerto de Santos, donde se descarga. La ley obliga a las acerías a usar cuando menos un 40 por 100 de carbón nacional.

La piedra caliza será traída de la región de Pirapora, en el N. de São Paulo, por el ferrocarril, podrá la propia industria construir sus materiales refractarios básicos. Calcula que para la economía de Brasil, representará esta industria una economía de 4.800 millones de pesetas, para 1966, y dará ocupación a 7.000 personas.

REUNIONES CIENTÍFICAS

EXPOSICIÓN DEL HIERRO Y DEL ACERO, EN CLEVELAND (OHIO), 1964.

La exposición de 1964 del hierro y del acero se celebró conjuntamente con la Asamblea Anual AISI en el nuevo Centro de Exposiciones, en Cleveland (Ohio), del 21 al 24 de septiembre próximo.

Esta exposición constituyó una muestra internacional de los equipos, suministros y servicios utilizados en la industria del hierro y del acero. Asistieron a la misma más de 13.000 personas, aproximadamente (según cálculos) lo cual da idea de su importancia. Los stands ocuparon un espacio superior a los 20.000 metros cuadrados.

REUNION DE LA FEDERACION EUROPEA DE FUNCION DE PRECISION

Durante los días 5, 6 y 7 del pasado mes de octubre tuvo lugar en Madrid la X Reunión de la Federación Europea de Fundición de precisión, que agrupa a las empresas que utilizan el método de fundición a la cera perdida o microfusión.

Estas reuniones se celebran en Europa y cada año en un país diferente, bajo la presidencia del señor Meer Kamp van Embden, Jefe de los Laboratorios de Investigación de Philips, Eindhoven (Holanda). Se presentarán y discutirán varios trabajos sobre temas de la especialidad.

REUNION DEL COMITE EUROPEO PARA EL DESARROLLO DEL PILOMO ELDC

Durante los días 4 y 5 del mes de junio ha tenido lugar en Berlín la primera reunión anual del Comité Europeo para el Desarrollo del Plomo. En esta reunión, a la que asistieron representantes de las principales industrias productoras y fabricantes de plomo de Europa, se hicieron planes para una colaboración más estrecha entre todas las organizaciones europeas interesadas en el desarrollo del uso de este metal, que forman parte del Comité Europeo, esto es: Lead Development Association, de Inglaterra; Instituto Italiano del Plomo, de Italia; Centre d'Information du Plomb, de Francia; Bleiberatung e V., de Alemania, e Instituto de Metales no Férreos, de España. Asimismo, y con la activa participación de muchos de los representantes de las empresas, se discutió ampliamente sobre la situación actual de las aplicaciones más importantes de este metal en relación con las nuevas tendencias de la industria de cables, construcción, baterías, energía nuclear, etc.

Se discutieron los preparativos a realizar para la II Conferencia Internacional sobre el Plomo que se celebrará en Holanda en el otoño de 1965, y a la que se espera acudan más de 500 especialistas de todo el mundo.

II CONFERENCIA INTERNACIONAL DEL PILOMO: OCTUBRE 1965

La II Conferencia Internacional del Plomo se celebrará en Holanda en octubre de 1965. Será organizada por la «Lead Development Association» por encargo del Comité Europeo para Desarrollo del Plomo. Esta Conferencia constará de tres secciones que se ocuparán de recubrimientos para cables, baterías y aplicaciones generales del plomo, con un programa de estudio de tres días completos cada uno, que comprenden las sesiones técnicas y las visitas a fábricas de Holanda, Bélgica y Alemania.

Aparte de las contribuciones especiales sobre aspectos fundamentales y económicos de la industria del plomo, las sesiones técnicas tratarán de los siguientes temas:

Fundas para cables.—Producción y rendimiento de las fundas para cables en plomo y sus aleaciones; instalaciones y equipos; investigaciones y desarrollos recientes; ensayos, control de calidad y normalización internacional, etc.

Baterías.—Fabricación y propiedades de aleaciones para rejillas; desarrollo y rendimiento de las baterías para usos específicos (por ejemplo, aviación y tracción); desarrollos recientes en aplicaciones comerciales.

Aplicaciones generales del plomo.—Desarrollos recientes, productos especiales, usos convencionales y nuevos desarrollos, tales como plomo reforzado por dispersión; plomo para atenuación de sonidos; plomo reforzado para fibras, planchas de plomo reforzado y obtenidas por fusión; pinturas diluyibles con agua; compuestos orgánicos de plomo-acero con recubrimiento de plomo, etc.

INFORMACION SOBRE LA EXCURSION DEL SPELEO-CLUB DE DIJON, EN LA PARTE NORTE DE ESPAÑA DURANTE EL MES DE AGOSTO DE 1963

Se dedicó el grupo durante esta campaña a estudiar dos zonas: Panés y Arredondo

1) *P a n é s.*

a) *Alrededores más cercanos de Panés.*—*Gruta adornada de Loja.*—Tiene de coordenadas $x = 0^{\circ} 52' 45''$, $y = 43^{\circ} 19' 17''$. Está situada dos kilómetros al Norte de Panés. Se trata de una galería subhorizontal, notable por sus dibujos prehistóricos que representan animales (toros, caballos) realizados en una capa negra. Estos grabados están situados en el lado derecho de la galería, a 3 metros del suelo y a unos 40 metros de la entrada. Esta gruta ha sido topografiada parcialmente.

Torca de la Atalaya.—Se trata de una diaclasa muy poco importante, que tiene 1,50 metros de anchura y 1,5 m. de profundidad.

La Cabaña.—Visitada el año 1962, por lo que ya no se describe.

b) *Más allá de Suarias.*—1. *Partes y resurgencias del valle.*—El sitio donde se alojaba la expedición estaba situado en un valle orientado E. O., situado en la caliza dinantense, donde sólo había algunos pequeños torrentes originados por resurgencias, situados sobre estos flancos que se pierden a su llegada al fondo del valle en las profundas dolinas.

Torca del Hoyo.— $x = 0^{\circ} 53'$, $y = 0^{\circ} 16' 55''$. Es el nombre de una parte situada al fondo de una dolina, cerca del afloramiento más importante de los arroyos del valle, es decir, aproximadamente en el tercio inferior de la vertiente sur. La torca es bastante grande. Después de una vertical de 7 cm., un talud de restos desciende bastante rápidamente en una veintena de metros. Viente a continuación otra sala; el fondo de esta última está lleno de tierra negra, donde se pierde el hilo de agua que llega a la superficie.

Torca de la Cueva del Río.—Es el punto de partida de uno de los brazos del arroyo principal.

II. *El lapiaz de la vertiente norte.*—Los dos tercios superiores del flanco norte están ocupados por un lapiaz poco profundo.

Torca del Monte del Orden.— $x = 0^{\circ} 54' 25''$, $y = 43^{\circ} 17' 45''$. Situada en la misma pendiente, cerca de la terminación oriental del valle. La entrada obstruida por ramajes. La cavidad se limita a un pozo de una veintena de metros, obstruido por un tapón gredoso.

Torca de la Jaya.— $x = 0^{\circ} 54' 5''$, $y = 43^{\circ} 17' 30''$. Hoyo vertical de unos 60 m. recibe algunas aguas de chorreo de la superficie por dos pequeños conductos adventicios.

Torca Pedro Lebriagu.— $x = 0^{\circ} 53' 50''$, $y = 43^{\circ} 17' 25''$. Pozo de unos treinta me-

etros. Se ensancha hacia la base; el fondo del pozo corta una diaclasa, más profunda de 4 mm., obstruida pasados algunos metros.

Torca del Sel del Cantu.—Situada en lo alto de un saliente calizo, domina las gargantas del río Deva, en el extremo occidental del valle. La entrada es muy espectacular, pero la exploración de las más engañosas: después de una gran pendiente, se abre un pozo que aparece obstruido cuatro metros más abajo.

Cueva de Rejebas.— $x = 0^{\circ} 52' 35''$ y = $43^{\circ} 17' 15''$. Esta cueva se abre en el tercio inferior del flanco norte (casi en el límite inferior del lapiaz). Esta cueva se distingue de las de la cumbre por su desarrollo subhorizontal. Se ha realizado una topografía de ella con bastante precisión.

III Las simas de la vertiente sur y de los altos situados al S. del valle.

La vertiente sur del valle está mucho más cubierta y su estudio es más difícil.

Pozo del bosque del haya.— $x = 0^{\circ} 52' 20''$ y = $43^{\circ} 16' 55''$. Se abre en el lapiaz de la caliza por un orificio que tiene de dimensiones 5 por 3 m.; como las aberturas de la misma altitud de la vertiente opuesta, la cavidad comienza por un pozo de unos 15 metros, pero después el arroyo desaparece entre los bloques, pero la galería se continúa en unos 40 metros y termina en una pequeña sala redonda de unos 3 metros de diámetro. Parece no haber continuación posible.

Hoyo Tras Abarillas.— $x = 0^{\circ} 52' 5''$ y = $43^{\circ} 17' 15''$. Las dimensiones de la boca son 5 por 3 m.; la profundidad de este pozo es considerable, de 85 a 90 m. A poco de la superficie la sección se hace elíptica y toma unas nuevas dimensiones que conserva hasta el fondo, de 6 por 12 m. Las paredes son irregulares, cortadas en algunos puntos en ranuras verticales, recorridas por hilillos de agua. El fondo del pozo está lleno de bloques. En el fondo, en la pared oeste, se abre una especie de porche que da acceso al curso de agua de un arroyo subterráneo. Este arroyo corre en el fondo de una galería estrecha, adelgazada la parte alta, abultada y obstruida por escombros hasta la altura del señor que realizó el descenso; el fondo del pozo debe estar poco más o menos al nivel de estos bloques, y éste a unos 8 ó 10 metros por encima del agua; se puede pensar que en este punto, el arroyo está alrededor de la cota 100.

2) Arredondo.

La Coventosa.—Esta gruta ya había sido objeto de anteriores exploraciones, pero sólo estaba parcialmente conocida. Se recorrió de nuevo visitando la «Sala de los fantasmas», que causó profunda admiración entre todos los del equipo.

La Cañuela también fue visitada, aunque ya era conocida por la mayor parte del equipo; está situada en el mismo macizo montañoso, pero en el flanco norte. Se entra por un gran porche triangular, muy visible desde la carretera Arredondo-Santander.

INFORMACION SOBRE LA EXCURSION DEL GRUPO ESPELEOLOGICO DE DIJON EN LAS PROVINCIAS DE OVIEDO Y SANTANDER. DE AGOSTO DE 1962

El Campamento organizado por el Speleo-Club de la Seine se trasladó a Panés, 75 kilómetros al O. de Santander, al pie de los Picos de Europa, con el fin de visitar varias cuevas situadas en el flanco de la montaña.

Visitaron las gargantas del río Deva, muy estrechas, verdaderos desfiladeros sinuosos,

que dejaban justo sitio al río y a la carretera. Estaban situadas a unos 200 metros sobre la carretera, tenían un difícil acceso; su tamaño es de apenas una veintena de metros.

Otra pequeña cavidad les llamó la atención, tenía unos 50 metros de longitud, terminaba en un pequeño manto de agua, y al otro lado parecía que no había continuidad posible; esta gruta parece ser la exudación de una importante red.

El campamento subió a Suarias, pequeña aldea situada en la montaña a cuatro kilómetros de Panés, y desde allí se hizo una marcha de cuatro a cinco kilómetros y se descubrieron 3 cuevas bajo la roca que servían de refugio a las ovejas. Una de ellas se continua por una galería que se abre en una sala de dimensiones modestas, pero diferente del resto de la gruta por sus bellas concavidades.

La cueva principal presenta a lo ancho una zanja. El corte tiene una profundidad de 1,50 m., muestra tres pisos estratificados, espaciados cada 30 cm., donde se pueden ver huesos de animales pertenecientes a diversas épocas.

Hay una tercera gruta, 100 m. más alta que las precedentes.

Después de haber pasado un puente natural, el equipo llegó a un espacio que presentaba todas las características de una gruta derrumbada. La entrada, escondida por las hierbas era estrecha, seguida de derrumbes. Se inicia en seguida una galería de poca pendiente, el techo alcanza una altura de unos 8 m., mientras que la longitud es de seis metros. No hay agua. Se ven algunos pasadizos sin salida. El suelo está recubierto por una costra caliza negra y poco sólida, incrustada con piedras de desplomes. Se levantaron restos de numerosas fogatas, algunas en superficie, otras enterradas y cubiertas por depósitos calizos. Hacia el interior se encontraron numerosos huesos de apariencia antigua la mayor parte pertenecientes a animales; sin embargo, se observaron algunos humanos cubiertos por los depósitos. No se notaba ningún indicio de pasos de visitantes, aunque en ciertas partes de la galería era imposible dejar trazas. Se observa la carencia de pinturas o dibujos a pesar de una búsqueda detenida.

El desarrollo total era de unos 150 m. Circulación de aire nula. Ausencia de arroyos. Pocas concavidades.

Al pie de estas grutas, todas situadas en el mismo flanco de la montaña, se extiende una basta dolina. Las aguas se infiltran por fisuras impenetrables para reunirse a la importante red subterránea que la expedición intentaba penetrar.

La Torca de Granaya.—Cerca de Suarias, y en la orilla derecha del río Deva, se encuentran varias simas. Una de ellas con unos 800 m. de altitud, se presenta con la entrada en forma de T, cuyas medidas son 50 metros por 40. Se trata de una gran fisura abierta. El descenso es difícil, se inicia en una pendiente inclinada 45°; apenas comenzado el descenso les vino una avalancha de piedras de todos los tamaños (el equipo llegó al borde de una vertical que tenía una caída de 15 metros, después se abría una fisura de dirección S.-E.-N.-O.); a continuación cantos gruesos, después un corte de 40 metros, que desciende también verticalmente.

La altura total de la sima es de 130 metros. Ausencia de agua y de corriente de aire. Temperatura en fondo, en un divertículo, 7°C. Objetos encontrados: En el fondo: numerosos huesos de cabras, corderos, un esqueleto de grajo, un canto ovoide liso sin rasgos de percusión, un trozo de acero perdido por un habitante de Suarias.

La Torca de Orden.—No lejos de Granaya se abre otra sima, situada como la precedente sobre una fisura muy vistosa sobre el lapiaz. Esta fisura, con una anchura de unos 20 metros, se marca por el color verde que presenta la vegetación que alberga, su longitud es de varios kilómetros y está llena de pozos verticales, todos de aspecto idéntico. La Torca de Orden es uno de éstos.

La boca mide 1,50 m. por 2 m., y la profundidad en la vertical alcanza 65 m. La bóveda está terminada por una galería inclinada, orientada en el sentido de la fisura, tie-

na una longitud de 25 metros, que se prolonga por dos escombreras opuestas como en la Granaya; en el punto donde se unen las dos escombreras se aprecia una pequeña galería más alta, decorada con bandas de calcita blanca y rosa.

Corriente de aire nula. Chorreamientos nulos. Presencia de numerosos cavernícolas en un trozo de madera podrida. Se descubrió una rana adulta.

Numerosas dolinas se alinean en sus proximidades, y algunas están muy cerca unas de otras, llegando a recortarse.

Había una estrecha abertura a dos o tres metros, y pasados unos 50 metros, un porche monumental. En el fondo se encuentra un pequeño lago y una serie de pasadizos, comunicando con otras grutas situadas frente al valle del río.

Gruta de la Coventosa.—El mismo grupo la dio a conocer parcialmente por sus exploraciones de 1958 y 1959.

Se encuentra en la ladera de la montaña en el valle del río Asón. Se trata de un abrigo bajo la roca, abierto a la derecha de un pasillo, donde sopla una fuerte corriente de aire glacial; un poco más lejos, en un divertículo, un agujero permite ver el exterior y el suelo, situado una centena de metros más bajo.

Después de haber recorrido numerosos pasadizos y efectuado muchas bajadas, se llega a una inmensa sala, de 80 metros de altitud, en la que el aspecto era misterioso: se veían concresciones por todas partes, stalagmitas de todos los tamaños, verdaderamente enormes, algunas heladas que se elevaban como columnas, de una altura de 10-15 metros. Hay mesas, algunas heladas que se elevaban como estatuas de mármol blanco; parece que estaban defendiendo el acceso a esta «sala de fantasmas».

El suelo está recubierto de un piso estalagnítico rojo granuloso, sembrado de cristales que brillan con los rayos de las lámparas como un río de diamantes. Algunas concresciones son azuladas y verdes, otras casi transparentes, todas con una infinita variedad de formas. El espectáculo es irreal; faltan palabras, según el señor Lucas, para expresar esta belleza.

Al fondo de esta sala, se continúa un bosque de columnas, donde encontraron un pasadizo que daba acceso a una sala baja muy seca.

La galería donde se cuela el río, tiene de anchura 15 a 20 metros en el centro, y 100 metros de altura: se remontó en los kilómetros.

Hubo que salvar numerosos agujeros gigantes, amontonamientos de bloques caídos del techo y pasos estrechos, donde la única canoa que llevaba la expedición corría el riesgo de estropearse. Algunos agujeros se pasaron a pie. La fauna parece bastante abundante. Se recogieron con facilidad algunos cavernícolas, tanto en las rocas como en el agua. El curso del agua parecía continuarse muy lejos, ofreciendo la galería siempre dimensiones idénticas, pero debido a la falta de tiempo y material adecuado para continuar esta exploración, el equipo decidió regresar, dándose por terminados, con el estudio de la gruta de la Coventosa, los trabajos de espeleología en esta zona.

COMISIÓN PARA EL ESTUDIO DE LA EVOLUCIÓN DE LAS VERTIENTES

Una primera etapa de la actividad de esta Comisión fue marcada en el coloquio de Göttingen (agosto 1962), en el curso del cual fueron presentadas 14 comunicaciones, que se repartían en dos temas.

a) Problemas generales del método.

b) La evolución de las vertientes bajo los diferentes climas. Un sustancial aporte concerniente a la Europa central, este último grupo ha cubierto una gama muy variada de

tipos de Geomorfología climática, bien llegando a Australia y a Madagascar, y a las islas semi-áridas del Norte Canadiense.

El texto de estas comunicaciones aparecerá como tercer informe de la Comisión, editada por la Academia de Ciencias de Göttingen, bajo la dirección del Prof. Mortensen.

La segunda etapa de la actividad fue evidenciada en el Congreso de Geografía de Londres de 1964. Se han reunido 19 comunicaciones, sobre dos temas generales: La disgregación de las rocas y el arrastre de los detritos. La gama de consideraciones regionales no es menos rica, pues va del Tíbet Chino y de los Andes peruanos al Colorado.

Estas comunicaciones fueron publicadas antes del Congreso, bajo la forma de un número especial de «Zeitschrift für Geomorfología», bajo la recopilación del Prof. Mortensen.

COMISIÓN PARA LA CLASIFICACIÓN DE LIBROS Y MAPAS EN LAS BIBLIOTECAS

Después del Congreso de Geografía de Stockholm, la actividad de la Comisión ha llevado sobre todos los puntos que habían sido definidos en el programa de trabajo. A algunos miembros correspondientes han sido añadidos para reforzar la red de contactos con los diferentes países.

Se celebró una reunión plenaria el 20 de septiembre de 1963, en París, que ha permitido establecer normas para en las bibliotecas generales organizar la Sección de Geografía. Con este fin, sería necesario hacer una clasificación, universalmente reconocida. Afortunadamente, el Dr. Meynen, de Bad Godesberg, sigue incansablemente su esfuerzo para llegar a la Clasificación Decimal Universal. La parte sistemática de la Geografía puede, no obstante, ser tratada con minuciosa precisión, indispensable a las investigaciones precisas; los estudios especiales pueden encontrar rápidamente la bibliografía de una cuestión; así se puede establecer un fichero índice, según las nuevas rúbricas. Por otra parte, es preciso poner a punto definitivamente la referencia regional. La división política, la partición por la cuadrícula del círculo en particular, son satisfactorias. La más importante cuestión de la división Fisiográfica debe recibir muy próximamente una buena solución, gracias al esfuerzo de Meynen y Winid. Un proyecto completo será presentado a Londres, y servirá de base de discusión. Se esforzará para hacer adoptar, por los diferentes países adheridos a la Unión Geográfica Internacional, las nuevas orientaciones.

Para hacer eficaz la acción de la Comisión, es preciso ampliar y abordar las cuestiones generales de Documentación, contando con los investigadores, y pensar en la acción de conjunto de los bibliotecarios en las futuras Bibliotecas. La Comisión está a punto para la formación especializada en documentos geográficos.

La comparación de los sistemas de clasificación de diferentes bibliografías geográficas, muestran divergencias bien palpables para los investigadores internacionales. Es evidente que una acción en favor de la unificación se impone actualmente.

Es por lo que la Comisión ha adoptado una moción presentada por el Dr. Maynen, que tiende a ampliar el objeto de la Comisión, y englobar todas las cuestiones de documentación y de bibliografía en la Geografía.

El orden del día de la reunión celebrada en Londres fue: 1) Puesta al día de las principales clasificaciones usuales (CDU y Biblioteca del Congreso). 2) Examen de las proposiciones para el establecimiento de divisiones physiogeográficas. 3) Investigación de una clasificación simplificada para las pequeñas bibliotecas. 4) Normalización de las clasificaciones utilizadas en las diferentes Bibliotecas Geográficas. 5) Definición de los cuidados y métodos de la Documentación Geográfica. Medidas a tomar para una

coordinación de la acción de diferentes Centros de Documentación, 6) Acción en favor de la creación de una Enseñanza Superior de Documentación Geográfica en el cuadro universitario.

COMISION PARA EL ESTUDIO DE LA CORRELACION DE LOS NIVELES DE EROSION.

La Comisión para el estudio y correlación de niveles de erosión y sus estudios de aplanamiento alrededor del Atlántico, ha llevado sus esfuerzos sobre los niveles submareos, y otros trabajos en las zonas emergidas, al mismo tiempo que ciertos miembros hacen un esfuerzo para procurar la datación.

Algunos países han conducido sus estudios al problema dedicado del papel relativo al eustatismo y diastrofismo, y otros al estudio de la naturaleza de los fondos y situación en muchos casos de niveles de erosión continentales o insulares.

COMISION DE ATLAS NACIONALES

La Comisión de Atlas Nacionales fue creada en 1956 en Río de Janeiro, a fin de prestar su concurso a la formación de los atlas nacionales, elevar el nivel científico y favorecer la colaboración internacional para resolver mejor las deficiencias de la cartografía compleja.

En la sesión celebrada del 7 al 12 de septiembre de 1962, en Budapest, se tomó el siguiente acuerdo: Contribuir al desarrollo y perfeccionamiento de los atlas complejos regionales, de la misma manera que se hace por los atlas nacionales; constituir grupos de trabajo, encargando a cada uno una cuestión particular, con la responsabilidad de un miembro de la Comisión, según las cuestiones de que se haya de tratar.

De modo que durante el período 1960-1964, a la Comisión le ha merecido especial atención el perfeccionamiento de los atlas regionales, de una manera análoga a como se hacen los nacionales; se ha examinado cierto número de comunicaciones sobre los atlas de diversos países y su evolución, y se ha preparado para el XX Congreso una Reunión Sumaria de los atlas regionales.

También se ha ocupado la Comisión de continuar la ejecución de los atlas complejos y además se desea trabajar a la extensión y colaboración internacional ya programada.

Entre los puntos estudiados, figura la representación de las cartas de reservas naturales, desde el punto de vista de atlas geográficos complejos nacionales y regionales.

COMISION DE GEOMORFOLOGIA PERIGLACIAL

La Comisión ha colaborado con la Sección periglacial del VI Congreso del INQUA celebrado en Polonia en 1961, tomó parte en la preparación del programa, y el temario puesto en el orden del día fue: a) Significación de los hechos periglaciales para la estratigrafía del Pleistoceno, b) Influencia del medio periglacial sobre la sedimentación, c) Problemas periglaciales del fin del Pleistoceno, d) Relación de investigaciones periglaciales y investigaciones paleolíticas.

Los miembros de la Comisión han participado en gran número de secciones de la Sección Periglacial del Congreso. Y han tomado parte en las excursiones en las regiones de Lozda.

Se ha discutido el programa de la actividad y de la Comisión para el período que llega hasta el Congreso de Londres de 1964. La mayor atención fue acordar las cuestiones de terminología periglacial. Después de haber llegado a un acuerdo en un cierto número de principios, los miembros presentes fueron puestos de acuerdo sobre la ampliación en grandes líneas sobre un programa práctico.

Se ha formado una subcomisión de terminología periglacial.

El programa preparado por el Presidente de la Comisión de terminología periglacial contiene dos grupos especiales: 1) Noción y término de «periglacial». 2) Terminología detallada del suelo helado y del suelo estructural.

En el primer grupo suelo helado y hielo de suelo, se han separado: a) Nociones fundamentales del suelo helado y suelo helado permanente, b) Partículas de hielo del suelo c) Los movimientos de partículas separadas y movimientos de masas, d) La terminología concerniente a la agregación y disgregación del «permafrost», e) El hielo condicionado y los fenómenos llamados de «thermokarst».

El segundo grupo de estructuras se compone de los términos concorrentes: a) Las formaciones poligonales, b) Las formas de hinchamiento, c) Las formas de inyección, d) Las formas efectuadas a ritmo diurno, e) Las formas relacionadas con los fenómenos llamados de «thermokarst».

La subcomisión ha propuesto que las opiniones sean expresadas de la siguiente forma: 1.º La lista de los términos conocidos preparados en el orden cronológico histórico y según la lengua original, utilizados por el autor del término, 2.º La clasificación en términos sinónimos y en términos homónimos, 3.º Ensayo de una calificación de términos según los criterios de correspondencia, según su extensión lógica y espacial, según valor en las diversas lenguas empleadas.

La subcomisión ha decidido que lo que se refiere a terminología detallada, no se seguirán los procedimientos de encuesta. Se trata de trabajos a confiar a personalidades o a grupos de especialistas en colaboración. En consecuencia, establece la lista de investigadores que deben preguntar e interpretar los estudios de las cuestiones elegidas.

DESGLOSE DE LA SECCION DE NATURALES EN BIOLOGICAS Y GEOLOGICAS

Por Decreto de 27 de julio de 1964, se dispone que la Sección de Naturales de las Facultades de Ciencias se desglosa en las dos Secciones de Ciencias Biológicas y de Ciencias Geológicas.

Artículo 1. La actual Sección de Ciencias Naturales de las Facultades de Ciencias se desglosa en las dos Secciones de Ciencias Biológicas y de Ciencias Geológicas, en las que con carácter independiente se cursarán las enseñanzas propias de su especialidad, reguladas en el Decreto de once de agosto de mil novecientos cincuenta y tres y sus disposiciones complementarias.

Art. 2.º De acuerdo con lo establecido en el artículo anterior, el artículo segundo del Decreto de siete de julio de mil novecientos cuarenta y cuatro, de Ordenación de la Facultad de Ciencias, quedará redactado en los siguientes términos: «Los estudios de la Facultad de Ciencias se organizan en cinco Secciones: Matemáticas, Físicas, Químicas, Biológicas y Geológicas. Podrán ser creadas otras Secciones, previo informe del Consejo Nacional de Educación, mediante Decreto que determine su plan de estudios, pero siempre dentro de las normas generales del presente.»

SEGUNDAS JORNADAS NACIONALES MINERO-METALURGICAS

Fueron organizadas en Sevilla por la Asociación Nacional de Ingenieros de Minas de España, cuyo presidente, D. Pedro Figar, ayudado por la Comisión organizadora, ha realizado una magnifica labor.

Durante los días 13, 14, 15 y 16 se llevaron a cabo las jornadas de trabajo mezcladas con visitas a centros de interés industrial, destacando la visita y sesiones de trabajos tenida en Huelva el miércoles día 14 de octubre.

Las empresas mineras de la región, así como otras, han mostrado su afecto a los congresistas, preparándoles con cariño horas de solaz, como compensación del esfuerzo realizado.

Culminaron estas jornadas el día 17, sábado, en el Teatro Lope de Vega. Hubo una conferencia previa de M. Pinglé, economista francés, sobre el «Desarrollo de una empresa privada, dentro de un plan económico». Entre otras cosas, dijo lo siguiente:

DISCURSO DEL SR. PINGLÉ.—Hizo un resumen del Plan de Desarrollo francés, que se inició en 1945, para mejorar la situación en que se encontraba Francia por causa de la guerra, decidiéndose a entrar en una economía planificada. El primer Plan estuvo dedicado únicamente a los sectores básicos. Sin embargo, el segundo Plan francés desarrolló esos mismos sectores básicos, y el tercero fue un Plan de readaptación de los anteriores a las necesidades dictadas por el Mercado Común. Por último, el cuarto Plan es conjunto de los anteriores, en el que se crean unas inversiones sociales importantes.

Hay que subrayar - dijo - que en todos estos planes estaban incluidas la economía privada y la economía pública. Como ejemplo del primero, el orador hizo referencia al Plan de Minería del Hierro, en que un Sindicato de empresas ha conseguido, a través de una sindicación empresarial, unos magníficos resultados, pues la producción entre 1949 y 1960 se ha duplicado. Por el contrario, la población obrera, a causa de la mecanización, ha sido reducida en un 25 por ciento.

Indicó que las inversiones realizadas no han tenido su origen en los fondos públicos, sino en créditos privados, y que ha habido una colaboración con el Gobierno, a través de un organismo adecuado. La libertad ha sido la promotora de este resurgir y eficiencia de la industria privada.

El señor Pinglé puso como ejemplo de la economía en el sector público de la herrería, sector desarrollado por aquella fecha, y, recogiendo las declaraciones del primer comisario de la Industria del Carbón, dijo que existían grandes diferencias entre las nacionalizaciones mineras inglesas y las francesas, a causa del carácter regional de éstas. Señaló ciertos defectos originados por el «funcionarismo» y las diferencias que crean en la industria francesa las directrices marcadas por la Comunidad Europea del Carbón y el Acero.

Se han conseguido resultados en las explotaciones que deben juzgarse como honorables y la industria se ha desarrollado en una cierta armonía entre el individuo y la comunidad, así como entre la mano de obra y el maquinismo. Por último expresó su confianza en que las nuevas generaciones de técnicos aporten su entusiasmo y preparación, lo mismo a las industrias nacionalizadas como a las privadas.

Seguidamente se levantó la sesión, para volverse a reunir a las doce, en acto de clausura.

LA CLAUSURA.—Ocupó la presidencia, en representación del ministro de Industria, 1 director general de Minas y Combustibles, señor Targhetta. A su derecha se sentaron

M. Pinay, ex presidente del Consejo de Ministros francés y presidente del Comité de Cooperación Técnica Franco-Española; señor Elorduy, director general de Industrias Siderúrgicas; presidente de la Asociación Nacional de Ingenieros de Minas, don Pedro Figar; director general de Industrias Textiles y Varias, don Luis Vericat Núñez; ingeniero-jefe del Distrito Minero de Sevilla, don Luis del Campo, y otras personalidades.

CONCLUSIONES.—Abierta la sesión por el señor Targhetta, los presidentes de las ponencias fueron leyendo las conclusiones que, en resumen, exponen lo siguiente:

Investigación minera.—Rápida terminación del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000 y formación de un catálogo de recursos mineros. Formación de un Plan de Investigación de Yacimientos conocidos y de futuras posibilidades, cuyo presupuesto se estima en 1.900 millones de pesetas. Desgravación fiscal de las inversiones realizadas por las sociedades mineras en la investigación de criaderos.

Piritas.—Los proyectos de aprovechamiento parcial de la pirita, que actualmente se están llevando a cabo —fábricas de ácido sulfúrico—, deberán ser completadas en breve plazo por otros que comprendan la utilización total: beneficio del cobre contenido, obtención de minerales siderúrgicos de hierro y fabricación de fertilizantes. Para llevar a efecto esta segunda fase se considera preciso instalar en Huelva plantas piloto, que aprovechen las modernas técnicas, las cuales serán patrocinadas por la iniciativa pública y privada.

Minería de hierro.—Se debe procurar que el sector cubra el amplio campo de necesidades de la siderurgia nacional, que se calcula puede duplicarse hacia 1972. El consumo actual se estima en cuatro millones de toneladas de mineral.

Minería del plomo zinc.—Teniendo en cuenta el rápido crecimiento del consumo, parece necesario efectuar una reestructura del sector, tanto por agrupamiento —formación de cotos mineros— como por intensificación de las zonas de mayor productividad y posible abandono de las marginales. Adaptación de una política económica que prevenga, en lo que sea posible, las oscilaciones del mercado internacional de precios.

Minería de potasa.—Habida cuenta que en un corto plazo aumentará grandemente nuestra producción de fertilizantes potásicos, para no estar pendientes de los problemas que plantearán las exportaciones de excedentes, el ministro de Agricultura —como ya lo está efectuando— debe procurar un incremento del consumo nacional de las sales potásicas.

Minería del carbón.—Como quiera que el carbón —hulla, antracita y lignito— es el único combustible nacional de que disponemos para evitar onerosas importaciones, debe procurarse que la expansión energética del país sea cubierta en su mayor parte por este recurso nacional.

Minería radiactiva.—Las actuales reservas de nuestras explotaciones hacen ya posible que al agotarse los recursos hidroeléctricos —circunstancia prevista para 1972—, el déficit que por tal causa se produzca en nuestra balanza de consumo de energía eléctrica pueda ser cubierto con centrales nucleares alimentadas con combustibles uraníferos nacionales.

Siderurgia.—Mediante una acción unisona de la iniciativa privada y pública, se considera posible atender al consumo del mercado español, cuya tasa de aumento se manifiesta paralela a la renta nacional. Ello pone de manifiesto la importancia del sector. Asturias, en razón de sus reservas, parece la región adecuada para llevar a efecto los programas de expansión de las empresas estatales y particulares.

Petróleo.—El descubrimiento de Valdeajos, debido a la inteligencia y tesón de los técnicos españoles, abre horizontes que hasta ahora nos parecían vedados. No obstante, las futuras posibilidades sólo podrán ser conocidas mediante una labor continuada, que requerirá un cierto tiempo para ser llevada a cabo.

Aguas subterráneas.—Esta riqueza, de incalculable valor para nuestro agro, requerirá

una planificación nacional, que unifique esfuerzos y cuya dirección debe encomendarse al Instituto Geológico y Minero de España.

Acción concertada.—El Plan de Desarrollo Económico y Social prevé la acción concertada de la Administración con el sector privado. Esta medida está a punto de concederse a la minería de la hulla, permitiéndole cumplir las bases oficiales impuestas, a través de facilidades crediticias a medio y largo plazo concedidas por el Estado. Parece oportuno extender esta medida a otros sectores mineros.

Mejoras laborales.—Es completamente necesario que el minero goce de salarios a nivel europeo. Para conseguir el propósito es preciso su aumento de productividad a través de una mecanización a ultranza. Con ello se evitará la emigración de nuestra mano de obra, tan intensa en algunas zonas, que incluso amenaza a la estabilidad de la producción. Disminución del riesgo profesional a través de las medidas de seguridad ya adoptadas y de las complementarias que se consideren precisas.

DISCURSO DEL SR. FIGAR.—Terminada la lectura de las ponencias, el presidente de la Asociación Nacional de Ingenieros de Minas, don Pedro Figar, pronunció un discurso, en el que dijo, entre otras cosas, lo siguiente:

«Estas jornadas han sido convocadas en un momento crucial de España, en el momento oportuno en que se inicia y planifica un gran desarrollo industrial de la nación, y éste ha sido para mí el secreto de vuestra asistencia en tan gran número y la intensa dedicación que en estos días habéis prestado al estudio de trabajos y ponencias de las Segundas Jornadas Nacionales, porque estoy seguro de que medis la gran responsabilidad que en esta etapa que se inicia, nos corresponde a los ingenieros de Minas, para conseguir las producciones que, para el ciclo 64-67, nos señala el Plan de Desarrollo, y colocar nuestro rendimiento a la altura que reclama la posible integración con los «Seis».

Un Plan Nacional de Investigación.—«Yo estoy seguro que a nadie le va a coger dormido, con el riesgo de no despertar, como nos advertía el señor Urdia en la sesión inaugural, sino, al contrario, cada uno en su parcela, va a poner el esfuerzo máximo en tarea tan aleatoria y de tanto riesgo como son los asuntos minero-metálgicos. La Administración, en su papel de propietaria de la concesión y luego de copartícipe en su explotación a través de la riqueza que va creando, tiene la obligación de cooperar sin regateos al alumbramiento de las materias primas que son primordiales, básicas e imprescindibles para el ulterior desarrollo industrial y que hay que impulsar hasta donde sea posible, partiendo de recursos propios. Y ha de comenzar por promover sin demora el Plan Nacional de Investigación Minera, dotándolo ampliamente, sin mezquindades, pues esta inversión, a la larga, es siempre rentable. Hay que investigar las reservas y reconocer nuevos campos en las piritas, coordinando y encauzando las —venturosamente— iniciativas, para su posterior aprovechamiento integral, ampliando el campo para que todas ellas sean realidad, e idénticas investigaciones precisan el hierro y el plomo, las aguas subterráneas y los hidrocarburos, el carbón y la potasa, el cine, uranio y demás sustancias minerales con que Dios quiso dotar a nuestra Patria. Y para esta batalla tenemos que aplicar la misma fórmula que Napoleón propugnaba para ganar la guerra: dinero, dinero y dinero.

Ayuda generosa.—Ante el esfuerzo que se pide a las empresas mineras para conseguir los objetivos del Plan de Desarrollo, hay que solicitar a la Administración que los convenios de acción concertada recojan todas las especiales circunstancias que concurren en la minería y metalurgia, y se redacten concediendo las máximas ventajas en cuanto a la concesión de créditos, con el mínimo interés y a largo plazo, como son los resultados que se obtienen en minería; que un porcentaje elevado de esos créditos no sean reintegrados en el caso de que se obtengan las producciones y rendimientos pactados

y que la presión fiscal no aliogue los resultados económicos, que han de ser sustanciosos para la atracción de capitales, tan necesarios en esta industria de grandes inversiones.

Un problema crucial.—Y aquí quiero recoger un grave problema que por primera vez, se plantea en toda la geografía española, que afecta a la minería de todas las naciones y que puede entorpecer la consecución de los objetivos del Plan de Desarrollo. Es la escasez de mano de obra joven para las minas, debida, por un lado, a la situación de pleno empleo, y, por otro, a la emigración de trabajadores traídos por los altos salarios europeos, pudiendo decirse que en este aspecto negativo, estamos ya en el Mercado Común. Tenemos aquí una gran tarea a realizar, mecanizando y racionalizando el trabajo en nuestras explotaciones, pero, también, la Administración ha de colaborar decretando una mayor elasticidad en las disposiciones laborales, una formación profesional que aproveche al máximo los recursos humanos disponibles y eleve su eficiencia en las tareas mecánicas.

A los compañeros que no han podido venir contadles con qué interés se han tratado los problemas que a todos nos afectan; cómo se está luchando por conseguir, con nuevas técnicas, mejores productividades; que las jóvenes generaciones de ingenieros tienen a la vez inquietud y ponderación; que nos despedimos con la seguridad de que, cuando la Agrupación del Nordeste, a quien hemos pasado la antorcha, nos convoque en Barcelona, para celebrar las Terceras Jornadas, se estarán ya recogiendo los frutos de los planes que en estos días habéis ido bosquejando, pensando en el engrandecimiento y prosperidad de España.»

CONFERENCIA DEL SR. PINAY

El Sr. Pinay, ex presidente del Consejo de Ministros de Francia, dio, en primer lugar, las gracias a su compañero en el Comité de Cooperación Técnica Franco española, señor García, por haberle permitido venir a Sevilla a asistir a estas II Jornadas Minero-Metalúrgicas, Sevilla, dijo ciudad a la que vengo por primera vez, contrariamente a lo que sucede a la mayoría de mis compatriotas.

Interés creciente de la economía.—Seguidamente se refirió a la proyección de la economía en el mundo actual, afirmando que hoy las gentes hablan menos de política a veces y más de economía política, fijándose en estos problemas y siguiendo su desarrollo, que al fin y al cabo tienen una repercusión en la vida ordinaria.

Considera a la minería en todos los países y especialmente en Europa occidental, como base fundamental de sus recursos energéticos.

Manifestó que todos los planes de expansión económicos pueden llevarse a efecto a través de una política dirigida, de nacionalización o de libertad económica. Seguidamente, M. Pinay subrayó que, momentos antes de su charla, el señor Targhetta le había manifestado que España no piensa acudir a ninguno de estos tres procedimientos anunciadados, sino a una política de cooperación entre el «dirigismo» y la libertad económica, a través de la reglamentación adecuada.

Consideró el desarrollo económico español como muy interesante. Después se refirió a sus contactos con la economía hispana, que ve progresar a través de sus repetidos viajes a nuestro país, nación por la que siente un gran afecto, puesto ya a prueba cuando él era ministro de Asuntos Exteriores, y puso su mayor esfuerzo en disipar los malos entendidos que sobre España entonces existían.

Abundando en las teorías económicas, dijo que él, particularmente, consideraba la libertad o el liberalismo económico como la más adecuada fórmula para llevar a cabo con éxito la expansión económica de una nación.

Por último, agradeció las circunstancias que le habían permitido venir a España, más concretamente a conocer Sevilla y compartir unas horas con los ingenieros de Minas, sobre todo después de algunos acontecimientos muy dolorosos para él. Terminó su charla expresando su esperanza de que el sector minero logrará a través de la expansión que se propone llevar a cabo la Administración española, las metas anheladas, imperativo que se pone de manifiesto en los recursos mineros, que deben de cubrir la amplia expansión que se prevé para la producción de energía.

DISERTACIÓN DEL SR. TARGHETTA

Seguidamente habló el Director general de Minas y Combustibles, señor Targhetta, quien comenzó agradeciendo a los organizadores la colaboración eficaz que representan estas jornadas de estudio, así como a los asistentes nacionales y extranjeros su participación. Despues informó de la forzosa ausencia del ministro de Industria, por razones de la visita del Caudillo al Duero.

Cooperación eficaz.—Hizo un somero análisis de las circunstancias coincidentes en el Plan de Desarrollo Económico y Social, relativa al sector minero-metálgico, y puso de manifiesto que las conclusiones adoptadas por los jornalistas representaban un estimable esfuerzo, que serviría a la Administración para perfilar algunas facetas de los planes de desarrollo, precisamente ahora que se iniciaba a la parte ejecutiva.

Por estas razones, dijo, el momento de estas Jornadas es oportuno. Tan oportuno que los estudios realizados coadyuvarán a la labor de calibrar la constitución de estos sectores básicos, a los que la nación no puede olvidar su espléndida tarea de sacrificio en la época de restricciones y en todo momento, pues, como sectores básicos que son, la minería y la metalurgia juegan un decisivo papel en la estructura económica.

La crítica constructiva, desapasionada y sincera, es conveniente y necesaria, y gracias a ella se pueden afrontar rectificaciones posibles, con una visión general y justa.

Clausura.—El señor Targhetta declaró clausuradas las II Jornadas Nacionales Minero Metalúrgicas, en nombre del ministro de Industria.—J. D. S.

RESERVAS MINERAS

RESERVA PROVISIONAL A FAVOR DEL ESTADO EN UNA ZONA DE LA PROVINCIA DE CÁCERES

Por Orden del Ministerio de Industria de 17 de agosto de 1964, se reservan a favor del Estado los yacimientos de toda clase de sustancias, excluidos los hidrocarburos fluidos y las rocas bituminosas, en una zona de la provincia de Cáceres, denominada «Cáceres Veintitrés», que se designa a continuación: Paraje «Fuente de la Gama», del término municipal de Albalá, de la provincia de Cáceres, donde se reservarán 35 pertenencias con el nombre de «Cáceres Veintitrés», tomando como punto de partida la esquina más al N. del brocal del pozo situado en el paraje «Fuente de la Gama», en la finca de don Severino Breguero Bonilla.—Dicho punto de partida queda fijado por las siguientes visuales: Al eje del vértice geodésico de la sierra de Fuentes, 21° 74' O. Al centro del caballete, más al Norte del cuarto de la «Fuente de la Gama», S. 45° 12' O. Al centro del caballete, más al S. de la caseta denominada «Jarripa», N. 12° 46' O. Desde el punto de partida, en direc-

ción E. 13° S., y a 170 metros, se colocará la primera estaca. De la primera estaca, en dirección S. 18 grados O., y a 200 metros, se colocará la segunda estaca. De la segunda estaca, en dirección O. 13° N., y a 500 metros, se colocará la tercera estaca. De la tercera estaca, en dirección N., 13° E., y a 700 metros, se colocará la cuarta estaca. De la cuarta estaca, en dirección E. 13° S., y a 500 metros, se colocará la quinta estaca. De la quinta estaca, en dirección S. 13° O., y a 500 metros, se vuelve a la primera estaca quedando así cerrado un rectángulo de 700 por 500 metros, con una superficie de 35 hectáreas. Todos los rumbos se refieren al N. verdadero y son centésimales.

RESERVA PROVISIONAL A FAVOR DEL ESTADO EN ZONAS DE LAS PROVINCIAS DE CÓRDOBA, BADAJOZ, CIUDAD REAL, JAÉN, CÁCERES Y SALAMANCA

Por Orden del Ministerio de Industria de 4 de septiembre de 1964, se prorroga la reserva a favor del Estado de minerales radiactivos en cuatro zonas, comprendidas en las provincias de Córdoba, Badajoz, Ciudad Real, Jaén, Cáceres y Salamanca, fijadas por Orden ministerial de 1 de septiembre de 1961, publicada en el «Boletín Oficial del Estado», de fecha 13 de septiembre del mismo año, cuyos perímetros son los siguientes: *Zona primera.*—Se toma como punto de partida el centro del puente de Alcolea, en el cruce de la carretera general de Madrid-Cádiz con el río Guadalquivir. Desde dicho punto al vértice Castaño. Desde el vértice Castaño al vértice Lanchuelas. Del vértice Lanchuelas a las desembocaduras del arroyo Mojones en el río Bembézar. De esa desembocadura, hasta la intersección del arroyo Mojones (siguiendo éste aguas arriba), con el límite de las provincias de Córdoba y Sevilla. Desde la intersección del arroyo Mojones, con la línea límite de las provincias de Córdoba y Sevilla, siguiendo esta línea límite, y después a su terminación, a la de Córdoba y Badajoz, hasta la desembocadura del arroyo Los Prados, en el río Zújar. Desde el punto de desembocadura del arroyo Los Prados en el río Zújar, a vértice Valle de la Serena. Desde el vértice Valle de la Serena, hasta la confluencia del río Ortigas con el río Guadiana. Desde dicha confluencia, siguiendo aguas arriba el río Guadiana hasta la desembocadura en el río Zújar. Desde dicha desembocadura, siguiendo aguas arriba al río Zújar hasta la desembocadura en él del río Guadamatilla. De la desembocadura del río Guadamatilla, en el río Zújar, hasta el vértice Horcón. Desde el vértice Horcón al vértice Judío. Desde el vértice Judío al vértice Rebollera. Desde el vértice Rebollera al vértice Moro. Desde el vértice Moro al vértice Cuesta del Santo a la confluencia de los ríos Guadiel y Guadalquivir. Y finalmente, desde esta confluencia, siguiendo aguas abajo el río Guadalquivir, hasta el centro del puente de Alcolea, en el cruce de aquél río con la carretera general Madrid-Cádiz. Esta zona comprende parte de las provincias de Córdoba, Badajoz, Ciudad Real y Jaén. *Zona segunda.*—Se toma como punto de partida el vértice Tentudía. Desde el vértice Tentudía al punto en que confluyen los límites de las provincias de Huelva, Sevilla y Badajoz. Desde el punto en que confluyen los límites de las provincias de Huelva, Sevilla y Badajoz, al punto de encuentro de los ejes de las carreteras Badajoz-Granada (N. 432) y Castuera-Llerena-Venta del Cupebrin (C-413). Desde el punto de encuentro mencionado, al de encuentro de los ejes de las carreteras Sevilla-Mérida (N. 630) y de la de Usagre-Fuente de Cantos-Segura (C-437). Dese este último punto al vértice Tentudía. Esta zona comprende parte de la provincia de Badajoz. *Zona tercera.*—Se toma como punto de partida el vértice Romanos. Desde el vértice Romanos al punto medio de la confluencia de la carretera Cáceres-Trujillo (N-52) con la que saliendo de ésta va a Santa Marta de Magasca. Desde este último punto me-

dio, al punto medio del puente sobre el río Almonte de la carretera Madrid-Lisboa (N. V.) Desde este último punto al vértice Pedro Gómez. Desde el vértice Pedro Gómez al vértice Sierra de Rena. Desde el vértice Sierra de Rena al vértice Lombriz, y por último, del vértice Lombriz al vértice Romanos. Esta zona comprende parte de la provincia de Cáceres. *Zona cuarta*—Se toma como punto de partida la desembocadura del río Tormes en el río Duero, en la frontera portuguesa. Se sigue el río Tormes, aguas arriba, hasta el punto medio del puente sobre el río de la línea férrea Salamanca-Fuentes de Oñoro. Desde el punto medio del puente del ferrocarril Salamanca-Fuentes de Oñoro hasta la veleta de la torre de la iglesia de San Muñoz. Desde la veleta de la torre de la iglesia de San Muñoz al vértice Séqueros. Del vértice Séqueros al vértice Hervás. Del vértice Hervás al vértice Coria. Del vértice Coria a la confluencia del río Torto con el río Erjas, en la frontera portuguesa. Y, por último, siguiendo la frontera portuguesa hasta la desembocadura del río Tormes con el río Duero. Esta zona comprende parte de las provincias de Cáceres y Salamanca.

RESERVA PROVISIONAL A FAVOR DEL ESTADO EN UNA ZONA DE LA PROVINCIA DE JAÉN

Por Orden del Ministerio de Industria de 17 de agosto de 1964, se reservan provisionalmente a favor del Estado los yacimientos de toda clase de sustancias, excluidos los hidrocarburos fluidos y las rocas bituminosas, en una zona denominada «Ampliación a Jaén Tercera» en el término municipal de Andújar, de la provincia de Jaén, de 14 pertenencias. Está formada por un rectángulo de 700 por 200, cuyo lado mayor intesta con la línea formada por las estacas 1 y 2 de la reserva «Jaén Tercera». Se tomará como punto de partida la estaca número 1 de «Jaén Tercera». Esta estaca, dista 1.000 metros en dirección E., 35° N. de la esquina SE. de la llamada «Casa del Perro», que se encuentra en la finca «La Virgen», y que sirvió de punto de partida a «Jaén Tercera». Desde el punto de partida, se medirán 200 metros en dirección E. 35°, y se colocará la primera estaca. Desde la primera estaca, en dirección S., 35° E., y a 700 metros, se colocará la segunda estaca. Desde la segunda estaca, en dirección O., 35° S., y a 200 metros, se colocará la tercera estaca. Desde la tercera estaca, en dirección N., 35° grados O., y a 700 metros, se vuelve al punto de partida, quedando así cerrado el perímetro de las 14 pertenencias solicitadas. La tercera estaca coincide con la segunda estaca de «Jaén Tercera». Todos los rumbos se refieren al Norte verdadero y son centesimales.

RESERVA PROVISIONAL A FAVOR DEL ESTADO EN UNA ZONA DE LAS PROVINCIAS DE CÁCERES Y BADAJOZ

Por Orden del Ministerio de Industria de 17 de agosto de 1964, se reservan provisionalmente a favor del Estado los yacimientos de toda clase de sustancias, excluidos los hidrocarburos fluidos y las rocas bituminosas en una zona de las provincias de Cáceres y Badajoz, denominada «Ampliación a Cáceres y Cuarenta y Dos», en los términos municipales de Montánchez y Alcuésar (Cáceres) y Mérida (Badajoz), paraje «Valdelasyeguas», de 132 pertenencias. Punto de partida: un mojón hecho de cemento y ladrillo, enlucido, de forma prismática y remate piramidal, de unos 35 cm. de altura, sito en el paraje de nominado «Rincón del Gallego», en la finca del mismo nombre, propiedad de don Antonio Bonilla Solís, a unos 120 metros del pozo de la finca y a unos 300 metros del río Aljucán. Dicho punto de partida queda fijado por las visuales siguientes: Al arranque

del pararrayos de la Casa de Mengachas de Abajo, N., 40° 48' E. Al arranque de pararrayos de la Casa Rincón del Gallego, E., 29° 54' S. Al esquina más al NO. de la Casa Soto Rubio, S., 26° 53' E. Desde el punto de partida, en dirección E., 45° 10' S., y a 140 metros, se colocará la primera estaca. Desde la primera estaca, en dirección S., 45° 10' O., y a 765 metros, se colocará la segunda estaca. Desde la segunda estaca, en dirección O., 45° 10' N., y a 600 metros, se colocará la tercera estaca. Desde la tercera estaca, en dirección N., 45 grados 10' E., y a 2.000 metros, se colocará la cuarta estaca. Desde la cuarta estaca, en dirección E., 45° 10' S., y a 600 metros, se colocará la quinta estaca. Desde la quinta estaca, en dirección S., 45° 10' W., y a 1.435 metros, se vuelve a la primera estaca, quedando así cerrado el perímetro de las 132 pertenencias solicitadas. Todos los rumbos se refieren al Norte verdadero.

RESERVA PROVISIONAL A FAVOR DEL ESTADO EN UNA ZONA DE LA PROVINCIA DE LERIDA

Por Orden del Ministerio de Industria de 17 de agosto de 1964, se reservan provisionalmente a favor del Estado los yacimientos de toda clase de sustancias, excluidos los hidrocarburos fluidos y las rocas bituminosas, en una zona denominada «San Lorenzo», de la provincia de Lérida, en los términos municipales de Pla de San Tirs, Arfá y Torts, de la provincia de Lérida, de 700 pertenencias. Punto de partida: El vértice topográfico «Freita». Desde el punto de partida, en dirección E., y 1.500 metros, se colocará la primera estaca. Desde la primera estaca, en dirección S., y a 1.750 metros, se colocará la segunda estaca. Desde la segunda estaca, en dirección O., y a 400 metros se colocará la tercera estaca. Desde la tercera estaca, en dirección S., y a 1.750 metros, se colocará la cuarta estaca. Desde la cuarta estaca, en dirección E., y 2.500 metros se vuelve al punto de partida, quedando así cerrado el perímetro de las 700 pertenencias solicitadas. Todos los rumbos se refieren al Norte verdadero y son sexagesimales.

RESERVA PROVISIONAL A FAVOR DEL ESTADO EN UNA ZONA DE LA PROVINCIA DE LERIDA

Por Orden del Ministerio de Industria de fecha 17 de agosto de 1964, se reservan provisionalmente a favor del Estado los yacimientos de toda clase de sustancias, excluidos los hidrocarburos fluidos y las rocas bituminosas, en una zona de la provincia de Lérida, denominada «Torre Pacheco» en los términos municipales de Serehy Fornols, de 1.215 pertenencias. Punto de partida: El vértice topográfico «Cadi». Desde el punto de partida, en dirección N., y a 1.000 metros, se colocará la primera estaca. Desde la primera estaca, en dirección O., y a 9.00 metros, se colocará la segunda estaca. Desde la segunda estaca, en dirección N., y a 600 metros, se colocará la tercera estaca. Desde la tercera estaca, en dirección S., y a 1.500 metros, se colocará la cuarta estaca. Desde la cuarta estaca, en dirección N., y a 900 metros, se colocará la quinta estaca. Desde la quinta estaca, en dirección E., y a 7.500 metros, se colocará la sexta estaca. Desde la sexta estaca, en dirección S., y a 1.500 metros, se vuelve a la primera estaca, quedando así cerrado el perímetro de las 1.215 pertenencias solicitadas. Todos los rumbos se refieren al Norte verdadero y son sexagesimales.

Notas bibliográficas

CRIADEROS

CARLIER AIME: *Contribution aux méthodes d'estimation des gisements d'uranium*. «Rapport Cea-R. 2.222», 360 págs., más 4 apéndices con 64 págs., 1964.

Después de haberse referido a lo que es un yacimiento de valor económico, sobre la base de un marginalismo, el autor distingue varias categorías de reservas según el grado de conocimiento del yacimiento, y según la puesta en explotación en que se considera el mineral, desecha las antiguas categorías «a la vista», «probable» y «posible», para reemplazarlas por categorías mejor adaptadas.

Las reservas en sentido estricto son aquellas en que es posible calcular el error aleatorio de estimación. Una noción introduce a este sujeto, el contraste natural de las **leyes** en un yacimiento (coeficiente y espesor absoluto z).

El autor distingue tres formas de reconocimiento de los yacimientos: la mala, la buena y la ideal. La primera es de reconocimiento anárquico, muy corrientemente encontrada; la segunda es un reconocimiento lógico, fundado sobre una implantación sistemática de galerías, sondos, etc. La tercera, difícil de alcanzar, es la que minimiza los gastos de investigación de las reservas con una precisión fijada de antemano.

Una parte de la obra trata de los errores de la toma de muestras, tales como resulten del cuarteador de un lote (teoría de Pierre G. Y.), o los del empleo de la radioactividad para estimar las leyes. Otra parte trata de los errores de extensión (asimilación del yacimiento a sus muestras), y da las formas esenciales para calcular estos errores aleatorios (geostáticos de Materó). Destaca la desarmonía entre el muestreo y su zona. Diferencia el medio de remediar esta discordancia por el estrío.

La tesis da numerosos ejemplos de diferentes parámetros numéricos que caracterizan los yacimientos de uranio (coeficiente de dispersión absoluta), o un mineral de uranio (parámetro de liberación), así como varios ejemplos de correspondencia radiactiva γ y ley en uranio. Tres casos de estimación completan esta obra. Termina sobre la noción del peligro de ruina, que, en ciertos casos particulares, debe tenerse en cuenta. Lo completa un índice alfabético detallado, que permite encontrar las nociiones, las fórmulas o las teorías que interesan más particularmente al lector.

R. WILLIAMSON y J. K. TRIMBLE: *Indonesia's deep-water, off-shore tin reserves can be dredged*. «World Mining», tomo XVII, págs. 32 a 35 y 81, agosto 1964.

Las Naciones Unidas han concedido un préstamo de 1.300.000 dólares a Indonesia para explotar y comprobar reservas de estaño por debajo del fondo del mar y a profundidades de agua de más de 35 metros. Los depósitos submarinos de estaño se están dragando desde hace tiempo a menores profundidades y hasta seis kilómetros de distancia de la tierra firme. Este nuevo programa buscará una gran extensión de las reservas y la localización de nuevos yacimientos desconocidos. Geológicamente hay muchas razones para creer en la existencia de estos depósitos. Habrá que proyectar un tipo enteramente

nuevo de draga de cangilón para estas formaciones. También se han de resolver problemas de navegación, comunicación, transporte y construcción de dragas.

GEOLOGIA

O. J. SIMON: *The Almagro unit: a new structural element in the betic zone?* «Geologie en Minenbouw» —43e Jaargang—, págs. 331-334, julio 1964.

Investigaciones recientes en las Sierras de Almagro y de Enmedio, situadas en la parte sudeste de las Cordilleras Béticas, han revelado la presencia de una unidad, la llamada unidad Almagro, que tectónicamente yace bajo las rocas del complejo alpujárrido y del Bético de Málaga. Comenta el autor varias hipótesis con relación a la zona de depósito de las rocas de dicha unidad de Almagro. En consideración a las investigaciones efectuadas hasta ahora, se inclina a creer que esas rocas fueron depositadas al norte del complejo Nevado-Filabrido. De acuerdo con este orden de ideas, la unidad Almagro representaría un nuevo elemento estructural en la zona bética s. s. No obstante, insiste en la necesidad de realizar investigaciones más detalladas, al fin de comprobar la exactitud de esta hipótesis de guía.—J. DE A.

RAYMOND CAPDEVILA, PHILIPPE MATTE e ISIDRO PARGA PONDAL: *Sur la présence d'une tectonisation porphyroïde infracambrienne en Espagne*. «Compte Rendu de la Sociedad Geológica de Francia», fascículo 7.^e págs. 249 y 250, 1964.

Esta formación porfíroide, conocida en Galicia por Ollo de Sapo, constituye una unidad que parece estar localizada principalmente en las zonas cántabro ibérica y andaluza.

El hecho que sea constituida de rocas detriticas y volcánicas ácidas en el Noroeste y el Centro de España, así como la laguna de una gran parte de Cambriano, donde las series se completan hacia el centro de la fossa cántabro ibérica, evocan la presencia en el infacambriano de un bloque galálico castellano, en vías de surrección.

JEAN DIDON y YVES PEYRE: *Sur deux dispositifs tectoniques remarquables dans les cordillères bétiques à l'Ouest du Méridien de Málaga*. «C. R. Acad. Sc. Paris», t. 259, páginas 1988-91 (21 de septiembre de 1964).

A pesar de la falta de continuidad de sus observaciones, hacen una tentativa de coordinar los dos dispositivos observados; las relacionadas revelan la composición de unidades, y la similitud de superposición justifican un tal criterio. Por ello proponen un esquema que dan en el trabajo.

Si se inspiran en el esquema estructural de P. Fallot, las unidades que descansan sobre la capa de Málaga, deberían provenir de regiones situadas al S. del área del depósito de ésta. En esta hipótesis, las series verticales coincidentes entre el frente de esta capa y la Penibética, deben ser consideradas como cabezas de hundimiento.

Otra teoría fue emitida por Durand Delga: las diferentes unidades de cordilleras béticas serán puestas en lugar gracias a los fenómenos de susducción dirigidos hacia una zona correspondiente al límite actual de las zonas externas y zonas internas. En esta hipótesis, las series acuñadas entre la unidad de Málaga y la Penibética, en la «zona de

susducción», corresponderían a las unidades que serían sedimentadas, en una región situada entre las zonas internas y las zonas externas. El corte esquemático antes mencionado no tiene más que un valor local, y esté más de acuerdo con esta segunda hipótesis.

GEONUCLEONICA

RENE COULOMB, PHILIPPE GIRAD y MARCEL GOLDSTEIN: *Les équilibres radioactifs des minéraux uranifères dans quelques problèmes de géologie appliquée*. «Rapport CEA-R. 2437», 40 págs., 1964.

El estudio de equilibrio de varios radioelementos en filiación, se define con precisión por las ecuaciones fundamentales de la radioactividad y puede ser determinado por medidas físicas en los sistemas de unidades cómodas e internacionalmente adoptados.

El problema general de equilibrio desequilibrado de los minerales uraníferos, es relativamente complejo, pero se puede simplificar grandemente por aproximaciones juiciosas en los numerosos casos particulares encontrados concretamente sobre el terreno.

Los resultados de las medidas radiométricas y radioquímicas, permiten la interpretación de las anomalías geoquímicas, y pueden servir para la estimación cualitativa y cuantitativa de los yacimientos de minerales uraníferos.

J. P. UNIK, D. J. HENDERSON y J. R. HUIZENGA: *Radioactive species produced by cosmic rays in the Bougou iron meteorite*. «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, núm. 5, páginas 593-594, mayo 1964.

Unos 300 gramos de trozos del meteorito de hierro Bougou que cayó el 14 de agosto de 1962, han sido analizados cuantitativamente 239 días después de la caída, por núcleos radioactivos, con un análisis no destructivo de emisión de rayos gamma. Fueron utilizados tres métodos diferentes para el registro y el análisis del espectro de rayos gamma.—F. M. M.

E. R. KANASEWICH y W. F. SLAWSON: *Precision intercomparisons of lead isotope ratios: Ivigtut, Freudenthal*. «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, núm. 5, págs. 541-549, mayo 1964.

Asociados con la Oficina Nacional de Programas Patrón, se ha analizado isotópicamente la galena 200 NBS y yoduro de Ivigtut, Groenlandia. Fueron también analizadas cinco muestras adicionales. Todas estas estaban dentro del 1/4 del 1 por 100. Las relaciones de los isótopos de plomo obtenidas son $Pb^{206} / Pb^{204} = 14.70$, $Pb^{207} / Pb^{204} = 14.82$ y $Pb^{208} / Pb^{204} = 34.92$. Se sugiere una interpretación para el origen de estos plomos. El primer hecho ocurrió por lo menos hace 3.000 millones de años, y el último probablemente tuvo lugar hace 1.200 millones de años. Los plomos de Ivigtut son anómalos para estas interpretaciones. El valor medio de la relación Th/U, calculado para el medio ambiente de los plomos de Ivigtut, es 4.65.—F. M. M.

E. PICCIOTTO y A. CORPEZ: *Bibliographie des mesures d'âges absolus en antarctique*. «Ann. Soc. de Belgique», t. 87, 1963-1964, «Bull.», núm. 4, junio 1964.

Este complemento bibliográfico pone al día (agosto de 1963), la bibliografía de la medida de edades absolutas en la Antártica, con las nuevas ocho aportaciones.

GEOQUÍMICA.

DENIS M. SHAW: *Interpretation geoquímique des éléments en trace dans les roches cristallines*. «Mason et C°-Paris», 238 págs., 37 figuras y 35 cuadros.

La importancia del estudio geoquímico de los elementos traza, es decir, de los elementos contenidos en las rocas en cantidades muy pequeñas (menor de 0.1 por 100), ha sido motivo de especial atención por parte de los químicos y de los geólogos.

La obra se publica en un momento oportuno, ya que actualmente todos los países hablan del Plan de Desarrollo, y por consiguiente es necesario el conocimiento de la distribución de los elementos contenidos al estado de traza en la corteza terrestre, y es uno de los datos fundamentalmente, que pueden conducir al descubrimiento de los yacimientos de minerales de interés industrial de mañana.

Este estudio interesa no solamente a los geólogos sino igualmente a los mineros y a todos aquellos que se preocupan, tanto del conocimiento fundamental de las rocas como de la puesta a punto de nuevos métodos de prospección geoquímica.

La obra, que es la presentación de las conferencias pronunciadas por el autor durante el último curso en la Escuela Nacional Superior de Geología Aplicada y de Catedra a Minera de Nancy, comprende tres partes:

En la primera trata de la significación del valor numérico de una ley. Este estudio es en efecto extremadamente importante cuando se abordan leyes muy débiles de los elementos al orden de traza, y cuando las cifras obtenidas deben ser severamente criticadas antes de ser explotadas.

Examina a este propósito las características muy especiales de los métodos que permiten valorar los elementos al estado de traza.

En la segunda parte, titulada la interpretación de una ley aborda el reparto de los elementos en traza, en los minerales y en las rocas.

Examina igualmente su significación, considerada tanto desde el punto de vista estático como del punto de vista dinámico.

En la tercera parte, trata del papel de los elementos traza en la interpretación de los problemas geológicos.

Da varios ejemplos en relación con la investigación de ciertos elementos raros contenidos en las rocas y posibilidad de ser explotados.

En un momento en que el consumo desenfrenado de las materias minerales en el mundo, tiene el peligro, dentro de algunas décadas de conducir a un agotamiento de numerosos yacimientos conocidos, la investigación de yacimientos nuevos profundos y hasta ahora insospechados, deben tener un imperativo de importancia económica fundamental.

Para descubrir estos yacimientos, es preciso métodos nuevos de catedra, métodos que son y serán por una gran parte directamente enlazados con el conocimiento de los elementos raros.

El único reparo a poner desde nuestro punto de vista a esta valiosa obra, es la carencia en su amplia bibliografía de interesantes citas españolas actuales, de un país de tan elevada tradición geoquímica, como cuna que fue de los Elhuyar y de los Del Río, omisión debida probablemente a que el autor desconoce nuestro idioma. L. DE A.

D. F. WEIL y W. S. EYER: *A discussion of the Kroghinskii and Thompson treatment of thermodynamic equilibrium in open systems*. «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, número 5, págs. 565-576, mayo 1964.

Se revisa con sentido crítico la función potencial G_0 y el uso de la nueva fase recientemente propuesta para tratar con equilibrio termodinámico los sistemas de rocas abiertos. De las conclusiones se ha deducido que la función G_0 no constituye nada fundamental para el tratamiento de sistemas abiertos en petrología. El uso de la nueva fase y el conocimiento de componentes móviles no es aplicable a zonación metasomática.—F. M. M.

A. R. DE GRAZIA y LARRY HASKIN: *On the gold contents of rocks*. «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, núm. 5, págs. 559-564, mayo 1964.

Han sido examinados cuarenta y una muestra por una técnica de activación neutrónica, para ver su contenido en oro. La cantidad de las concentraciones de oro se vio era relativamente limitada, estaba entre 0.6 y 44 partes por mil millones, para una variedad de muestras relativamente amplia. Se indica una abundancia de oro cortical de aproximadamente 2.5 partes por mil millones. F. M. M.

H. E. SUSS, H. VÄNKE y F. WLOTZKA: *On the origin of gas-rich meteorites*. «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, núm. 5, págs. 595-607, mayo 1964.

Los meteoritos que contienen grandes cantidades de gases raros primordiales se les suele llamar meteoritos ricos en gas, y siempre muestran una estructura lumínosa oscura. Esto consiste en partes luminosas embebidas en una matriz de material más oscuro. Solo el material oscuro contiene los gases raros. Demostraciones mineralógicas y químicas muestran que el gas contenido y la estructura lumínosa oscura de esta clase de meteoritos, no puede haber sido originada simultáneamente con la formación de sulfuros, ni haber sido producida por choques violentos. Aunque la composición química de los minerales en las partes claras y oscuras es prácticamente idéntica, la estructura de estos meteoritos no es la de una pseudobrecha producida *in situ*, pero es la de una verdadera brecha polimérica formada por aglomeración de varios tipos de fragmentos.

El contenido y distribución de los gases raros primordiales y sus isótopos en estos meteoritos, de acuerdo con los resultados obtenidos por el grupo Mainz, puede ser explicado mucho mejor por incorporación supuesta de los gases, por radiación de partículas tales como el viento solar.—F. M. M.

AKIHO MIYASHIRO: *Oxidation and reduction in the Earth's crust with special reference to the role of graphite*. «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, núm. 5, págs. 717-729, mayo 1964.

El agua está prácticamente presente en toda la superficie terrestre y el grafito está extendido muy ampliamente en las rocas metamórficas; este hecho se debería tener en consideración cuando se discute el problema de la oxidación y reducción en la corteza terrestre.

El fluido acuoso normal en la corteza parece tener una composición deficiente en oxígeno si se compara con el agua pura; dicha composición podría haber sido producida por el equilibrio con el grafito en la mayoría de los casos.

La presión del oxígeno en rocas que contienen grafito es una función con dos variantes: la temperatura y la presión del dióxido de carbono. De esto se deduce que si la presión del dióxido de carbono es uniforme por todo el terreno metamórfico la presión del oxígeno en rocas que contienen grafito tiene que ser uniforme en el mismo grado a temperatura constante.

La verdadera movilidad del oxígeno libre puede ser muy débil, pero esta movilidad aparente será ampliada por la presencia del grafito muy difundiada. El metamorfismo progresivo de las rocas pélticas tiene lugar esencialmente bajo el control del grafito.—F. M. M.

DAVID E. FISCHER: *The aluminum content of chondritic meteorites as determined by activation analysis*, «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, núm. 5, págs. 743-749, mayo 1964.

Se presenta un método para la determinación no destructiva del aluminio en meteoritos petrificados por activación de neutrones con contador gamma. Se dan datos para 10 condritos; estos datos indican pequeña variación en el contenido de aluminio, y el valor medio es aproximadamente del 13.3 por ciento.—F. M. M.

MICHAEL BARKIN, W. H. PINSON, L. E. HERZOG y P. M. HURLEY: *Calcium isotope ratios in the Homestead and Pasamonte meteorites and a Devonian limestone*, «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, núm. 5, págs. 735-742, mayo 1964.

Los resultados de la abundancia de isótopos obtenidos para el calcio «común» (Calizas devonianas) fueron en átomos por ciento:

40	96.88	\pm 0.05
42	0.655	\pm 0.006
43	0.138	\pm 0.002
44	2.12	\pm 0.04
46	0.0046	\pm 0.0010
48	0.200	\pm 0.006

El calcio obtenido de Homestead, condrito de Iowa, fue isotópicamente idéntico al calcio «común», para entre ± 1 por 100, excepto para una medida de la relación $^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca}$ superior a $(33 \pm 1) \times 10^{-6}$. En contraste, el ^{40}Ca puede ser agotado hasta el 3 por 100 en el acondrito Pasamonte, el cual tiene denunciada como relación de Ca/K 150.—F. M. M.

J. F. LOVERING y J. W. MORGAN: *Rhenium and osmium abundances in tektites*, «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, núm. 6, págs. 761-763, junio 1964.

Han sido determinadas las abundancias de Renio y Osmio en dos australitas, dos javalitas, una filipinita, dos indochinitas, dos moldavitas y una bediasita por una técnica de activación neutrónica. La abundancia de Re varía de 0.14×10^{-13} a 1.23×10^{-10} . Las medidas realizadas en rocas terrestres sedimentarias e igneas para ver la abundancia de Re y Os que contienen, sugieren que cada tipo de roca puede ser una posible materia prima para las tektitas.—F. M. M.

J. L. SETSER y W. D. EHMAN: *Zirconium and hafnium abundances in meteorites, tektites and terrestrial materials*, «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, núm. 6, páginas 769-782 junio 1964.

Usando la técnica del análisis de activación neutrónica han sido realizados un total de 41 análisis para circonio y hafnio en materiales naturales. Entre éstos fueron analizados: 12 condritos, 4 acondritos, 4 sideritos, 1 troilito meteorítico, 1 olivino meteorítico, 9 tektitas, 2 vidrios, 2 sedimentos de alta mar, 1 obsidiana y rocas patrón W-1 y G-1.

Se han calculado las abundancias atómicas cósmicas para el circonio de 58 ($\text{Si} = 10^6$) y para el hafnio de 0.16 ($\text{Si} = 10^6$) en las bases de los análisis de condritos. La relación de peso circonio a hafnio para la mayoría de los materiales meteoríticos se cierra para 200. La relación atendiendo a la magnitud es casi pequeña para todos los materiales terrestres analizados en este trabajo. En las bases de éstas, las relaciones de las tektitas son muy similares a las de los materiales terrestres. Se discuten algunas complicaciones de los datos con respecto a las teorías de nucleosíntesis y teorías de formación de meteoritos y tektitas.—F. M. M.

VLADIMÍR BOUSKA y PAVEL POVONDRA: *Correlations of some physical and chemical properties of moldavites*, «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, núm. 6, págs. 783-791, junio 1964.

Se estudia las relaciones en la composición química de las moldavitas, el contenido de elementos traza, peso específico, índice de refracción y el color. Se observa que 1 matiz del color es una guía más importante que las propiedades físicas y químicas e incluso que la localidad.

Varias muestras seleccionadas de Dukovany (Moravia), atendiendo sólo al color, muestran varias propiedades comunes.—F. M. M.

R. L. FLEISCHER y P. B. PRICE: *Fission track evidence for the simultaneous origin of tektites and other natural glasses*, «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, núm. 6, páginas 755-761, junio 1964.

Se revisa brevemente el procedimiento de escisión para indicios de fechas. Se dan nuevas medidas para australitas, obsidianas, vidrios de lagos y vidrios Darwin. Se supone que las australitas fueron formadas en un único proceso; esto ocurrió hace aproximadamente dos tercios de un millón de años y fue contemporáneo con la formación de los vidrios Darwin.

Las experiencias realizadas y las técnicas usadas, no han podido demostrar que los vidrios fueran formados al mismo tiempo como los grupos mayores de tektitas.—F. M. M.

MINERALURGIA

H. L. HAZEN, E. A. LANG y ROY ELLERMAN: *Why not build a chemical smelter for sulphide concentrate*, «World Mining», t. XVII, págs. 36 a 40, agosto 1964.

Los autores creen que puede desarrollarse con éxito un circuito para la extracción química de metales básicos de menas sulfuradas y con un 95 por 100 de recuperación de oro, plata, cobre, plomo y zinc. Sería innecesario una previa separación, y las menas complejas

jas y de grano fino, podrían tratarse económicamente. Se utilizaría lixiviación en autoclave, seguida de la precipitación del cobre y del cinc. La diétilenatriammina sería utilizada para lixiviar sulfato de plomo. El oro y la plata se recuperarían mediante cianuración de los restos o colas lavadas del plomo. Este método recuperaría para el minero el 50 por 100 del valor bruto de los metales contenidos en la mena.

J. J. ALZUGARAY: *Estudio de las disponibilidades de primeras materias y de las modernas técnicas de obtención de hierro y acero en la industria siderúrgica*, «C. N. de I. N.», Instituto del Hierro y del Acero, XVII, núm. 93, págs. 424 a 443, abril junio 1964.

Pasa revista el autor a las disponibilidades de materias primas, arrabio y acero bruto y a su relación con la situación actual y futura de la industria siderúrgica en los distintos países del mundo.

Presenta una visión general de las modernas tendencias mundiales en los procesos siderúrgicos. Se exponen las razones que determinan en cada caso la preparación mecánica y el enriquecimiento de los minerales de hierro, indicándose los mejores resultados obtenidos en los países desarrollados que utilizan estas técnicas.

Considera brevemente las nuevas técnicas en los hornos altos, los procedimientos de reducción directa, las prácticas modernas de obtención de acero comparándolas entre sí y las ventajas e inconvenientes de la colada continua.

—: *How Nchanga's improved metallurgy raises copper recovery*, «World Mining», t. XVII, págs. 28 a 80, agosto 1964.

La Nchanga Consolidated Copper Mines Ltd. está tratando por flotación menas complejas de sulfuros y óxidos de cobre de calidad alta (5,0 por 100 total en cobre). El concentrado de óxidos contiene 11 por 100 de cobre soluble en ácido para lixiviación. Un concentrado bajo (2,0 por 100) soluble por ácidos, se obtiene mediante flotación de los residuos de la flotación. Este concentrado de baja ley, se filtra y se mezcla con electrolítico, los filtrados y soluciones se someten a recuperación electrolítica.

Se obtiene ahora más cobre de la misma cantidad de mineral arrancado. Se ha reducido el consumo de ácido sulfúrico, ya que el sulfato de cobre producido en la tostación forma ácido sulfúrico durante la recuperación por electrolysis.

E. DOUGLAS: *Warren Spring, center of European metallurgical research*, «World Mining», tomo XVIII, págs. 37 a 39 y 89, septiembre 1964.

Debido a los mayores precios del cobre, cinc y estaño, y a la demanda de metal, se han preparado varios programas energéticos en Europa. La influencia de capital extranjero en las explotaciones activó los trabajos mineros y metalúrgicos en muchos países. Se lograron notables adelantos con el perfeccionamiento del material de equipo, como el blindaje de goma en molinos en Suecia, cribas en Alemania Occidental y Suecia, un nuevo ciclón magnético en Rusia, un nuevo horno rotatorio para minerales de plomo fue desarrollado en Austria y en Rusia, y ya se ha perfeccionado un método para extraer aluminio del caolín.

—: *How to pump more water through existing pipe lines*, «World Mining», t. XVII, páginas 40 a 42, septiembre 1964.

Magma Copper Company explota la mayor mina de cobre subterránea, denominada «San Manuel», en los Estados Unidos, donde se extraen 120 metros cúbicos de agua por minuto. Esta agua es usada en la planta de flotación, a una distancia de unos trece kilómetros y bombeado a través de una tubería de 45 centímetros de diámetro. Con incrustaciones y óxidos, la tubería se obstruyó tanto que aún con mayor fuerza no se pudo mantener rendimiento completo. Ingenieros de la I. C. S. Corporation montaron una linea secundaria, limpieron la tubería vieja sin moverla de sitio y revistieron su interior con una capa, sin costuras, del tipo epoxy. La tubería con esta modificación tiene mayor capacidad que originalmente y menor consumo de fuerza motriz.

MINERALOQUÍMICA

PAUL B. BARTON, JR. y PRIESTLEY TOULMIN: *III: The electron tarnish method for the determination of the fugacity of sulfur in laboratory sulfide systems*, «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, núm. 5, págs. 619-640, mayo 1964.

Se da un nuevo método para la determinación de la fugacidad del azufre en sistemas de laboratorio, que consiste en la observación visual del desarrollo y descomposición de un sulfuro en la fase de ataque sobre aleación plata-oro, de composición conocida con toda exactitud. El sistema de aleación es calibrado contra azufre puro. El método tiene las siguientes ventajas: aparatos sencillos, facilidad para cubrir un gran alcance de fugacidad de S_2 ; facilidad para cubrir un gran alcance de temperatura que permita escalas de gran duración; facilidad para tolerar otros componentes en la fase gas y facilidad de recuperación de las cargas gastadas para determinaciones de fases y composiciones. — E. M. M.

R. DELWICHE y M. VOSTERES: *Dosage par dilution isotopique du calcium et du magnésium à l'échelle du microgramme*, «Bull. Soc. Chim. Belg.», 73, pp. 225-267 (1964).

Describe la técnica analítica cuantitativa de valoración del calcio y magnesio, por dilución isotópica. Da la teoría de la dilución isotópica y la descripción de los parámetros usados.

Por este método fueron valoradas las concentraciones de las soluciones patrón de calcio y magnesio. El resultado muestra que es posible efectuar medidas cuantitativas de estos elementos en el orden de microgramos con una precisión del 2 al 5 por 100 (20 por 100). La limitación de esta técnica es debida a la contaminación durante el proceso, principalmente del calcio de fraccionamiento isotópico.

MICHAEL E. LIPSCHUTZ: *Cohenite as a pressure indicator in iron meteorites?*, «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, núm. 5, págs. 699-711, mayo 1964.

Para valorar la utilidad de la cohenita como indicador de presión en meteoritos de hierro, han sido revisados los valores dinámicos y termodinámicos de su descomposición. Los experimentos de laboratorio para la descomposición del Fe_3C a altas presiones (Lipschutz y Anders, 1961 b) mostraron la estabilización que había predicho Ringwood (1960), y ha sido por lo tanto necesario revisar la parte de altas presiones del dia-

grama Fe-C. El campo de estabilidad del Fe_3C se estrecha mucho y la estabilización de la cohenita para altas presiones no parece muy factible. Si los meteoritos de hierro se enfriaron lentamente a presiones de 30-60 kb. (Ringwood y Kaufman, 1962), la cohenita habría sido descompuesta en una materia parecida al grafito o diamante, a temperaturas por debajo de $640-565^\circ\text{C}$. El intervalo actualmente disponible para la descomposición está alargado por factores de $10^{10}-10^{11}$, y la supervivencia de la cohenita, por lo tanto, parece seguir la suposición de que esa nucleación fuera inhibida por un factor de ese orden.

Si los meteoritos de hierro han sido originados a bajas presiones, la misma suposición (nucleación inhibida por un factor de $10^{10}-10^{11}$) debe hacerse. Por lo tanto, hay alguna razón, no muchas, para atribuir la supervivencia de la cohenita a altas presiones.

Los experimentos de laboratorio muestran que la descomposición de cementita a 680° y una atmósfera, puede verdaderamente ser inhibida por factores mayores de 10^5 . Parece razonable que la cohenita meteorítica, teniendo un grado más alto de perfección del cristal, sería inhibida en esta descomposición para una extensión igual de grande.—F. M. M.

MINERIA

GEORGE O. ARGALL: *Anglo Lautaro's nitrate mining in Chile's Atacama desert*. «World Mining», t. XVII, págs. 32, 36, septiembre 1964.

Uno de los laboreos mineros menos frecuentes del mundo existe en el desierto de Atacama, en el N. de Chile, donde se extraen, de numerosos talos abiertos, unos 16 millones de toneladas anuales de menas de nitrato cerámico, con un promedio de 8 por 100 de NaNO_3 . Las delgadas capas de mena, con espesor continuo medio de dos metros, son cubiertas por estériles de un metro de espesor. La mena es arrastrada por trenes eléctricos a Pedro Valdivia y María Elena, donde es disuelta, y el NaNO_3 es cristalizado en las soluciones al enfriarse.

La nueva planta Coya utiliza evaporación solar para producir KNO_3 , y yodo como subproducto. El KNO_3 se extrae de las salmueras mediante enfriamiento a 0°C . Un nuevo procedimiento se utiliza para producir Na_2SO_4 .

—: *Kalum's first potash solution mining in Saskatchewan*. «World Mining», vol. 17, número 8, págs. 33 a 35, julio 1964.

La provincia canadiense de la Prairie, una vez en producción su programa, será el distrito minero de potásicas mayor del mundo. Sus reservas ya preparadas, con menas de calidad inmejorable (25-30 por 100 de K_2O), son las mayores del mundo. Kalum Chemical Limited montó en su mina «Regina» el vapor múltiple mayor del mundo para cristalizar la solución de potasa. Esta explotación minera utilizando solventes, surtirá la planta con salmuera saturada. La profundidad de los yacimientos (1.800 m.), motivó este tipo de explotación.

La International Minerals and Chemical Corporation en sus cercanías expande su capacidad productiva por medios convencionales subterráneos a 1,600 000 toneladas/a. Será la mayor mina del mundo en 1965, produciendo aproximadamente el 12 por 100 del total mundial. También muy cerca, United States Borax and Chemical Corporation, con dos compañías amenas preparan una nueva mina.

PALEONTOLOGIA

F. FARRÉS MALIÁN y J. L. STAID-STAADT: *Las correlaciones faciales del Lediense y su fauna de moluscos en la comarca de Vich*. «Patrón de Estudios Ansonenses», 42 págs. 7 láms. y 1 mapa. Vich 1964.

El trabajo que comentamos es un interesante estudio, fundamentalmente estratigráfico del primero de los autores, y paleontológico del segundo, en el que se revisan con detalle la sucesión de capas, variaciones de facies y fauna eocena de la zona al oeste de Vich.

El conjunto se descompone en siete series, algunas subdivididas a su vez por cambio laterales de facies, que van desde el Biarrizense hasta el Lediense.

Para cada una de estas series se dan las faunas correspondientes, que son muy abundantes y variadas en el Biarrizense y el Lediense, habiendo encontrado también una interesante fauna de gasterópodos, quelonios y micromamíferos, que permite datar el Lediense.

Se hacen también unas consideraciones sobre la evolución paleogeográfica, paleoclimática y tectónica, y finalmente se describen y figuran varias especies nuevas de moluscos de aquella zona.

Es un estudio muy interesante, en el que se pone al día con muchos datos nuevos la geología de la parte occidental de la región de Vich, siguiendo la moderna nomenclatura geocroniológica propuesta por Hottinger y Schaub.

Lo que no acabamos de comprender es la razón por la que separa del Lediense la base de la serie continental roja, incluyéndola todavía en el Lediense (denominación que nos gusta por prestarse a confusión con la del tramo inmediato superior). La fauna que cita en el Lediense superior, serie F, está incluida en la que da para el Lediense serie B pero ignoramos si existen otras razones que justifiquen esta separación.—A. A.

PREPARACION DE MINERALES

T. G. HAWKER: *Growing role of magnetic equipment in mineral Dressing*. «World Mining», t. XVII, págs. 44 y 45, agosto 1964.

Es ahora posible producir campos de intensidad más alta con separadoras de imanes permanentes que con los clásicos separadores electro-magnéticos. Se construyen ahora separadores cerámicos.

Modernos materiales de aislamiento permiten que los bobinajes eléctricos puedan operar a mayor temperatura y, en consecuencia, con un campo de intensidad más alto, para lograr una mejor separación. Limonitas ligeramente magnéticas pueden separarse con separadores de bobinajes inducidos. Probablemente el avance más importante en la técnica de separación es el desarrollo del separador magnético continuo por vía húmeda y de intensidad elevada.

AVRIEL (ROBERT) y GRENIER (JEAN): *Preconcentración des minerais d'uranium par triage radiométrique*. «Rapport CEA», R. 2.496, págs. 24, año 1964.

La fábrica química de tratamientos de minerales de uranio Bessines-sur-Gartempe, enteramente alimentada por la División Minera de La Crouzille, principalmente a parti-

de los conjuntos mineros de Fanay, Margnac y de Brugeaud, y por complemento, por una cierta producción privada que procede del Massif Central.

La mezcla de alimentación, muy heterogénea, se enriquece antes de ser conducida al tratamiento químico.

La operación de preconcentración se realiza en el taller de preparación de Minerales de la división. Se trata de un estriado radiométrico sobre banda, continuo, que permite eliminar el 50 por 100 de la soja fracción granulométrica en que se efectúa (50-100 mm.) y representa 15 a 20 por 100 del tonelaje global de alimentación libre que manda a la fábrica.

TECTONICA

PHILIPPE MATTE: *Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale*. «C. R. Acad. Sc. Paris», t. 259, págs. 1981 a 1984, 21 septiembre 1964.

Como en la cadena cantábrica, existe un plegamiento complejo en Galicia, que afecta a las rocas después de la cristalización profunda hasta el Gothlandiense.

Se pueden reconocer al menos dos fases importantes hercianas, puesto que los de póntos estefanienses en la cuenca del Bierzo, son discordantes sobre sus estructuras. Apreció que la tectónica es compresiva paraoxismal, y despreciables las deformaciones que, siendo anteriores o posteriores a estas fases mayores, corresponden sea a una tectónica tengencial mínima (bombamientos), sea a una fase de distensión (formación de «horsts» y de «graben»), sea todavía a deformaciones menores (juntas, «knitterung», etc.).

La carencia de formaciones o depósitos, que permitan datar todos estos movimientos, es por lo que se esfuerza el autor en establecer por el estudio microtectónico, la sucesión relativa de todas estas deformaciones.

FE DE ERRATAS

En el mapa correspondiente al artículo de F. Cañas «Síntesis geológica sobre el Paleozoico etc.», entre las páginas 120 y 121 del número 7 de Notas y Comunicaciones del año 1964, suprimir el rectángulo denominado *diaclasa*.

I N D I C E

PÁGS.

	<u>PÁGS.</u>
Existencia de afloramientos cretáceos en la Hoja de Castro del Río y localización de un yacimiento fosilífero del Titónico en la Hoja de Porcuna (provincias de Córdoba y Jaén), por CARLOS FELGUEROZO COPPEL y JUAN E. COMA GUILLÉN ...	5
Microanalizador de sondas electrónica o microsonda, por MIGUEL RUBIO GINER ...	13
Discordancia intravindobonense en Montefrío, por J. A. VERA y J. M. GONZÁLEZ DONOSO ...	19
La búsqueda de fósforos por radiometría aeroportada, por R. BOLLO y M. JACQUEMIN.	33
Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio, Cardeña (Córdoba), por A. ARRIBAS ...	45
Las rocas del Cámbrico.—IV. Una traquita alcalina estratificada en el Cámbrico de Farandón (valle del Narcea), por L. C. GARCÍA DE FIGUEROLA e I. PARGA-PONDAL.	95
Ánálisis químico por activación, por JOSÉ SUÁREZ FEITO ...	119
'Introduction à la géologie de l'«Ollo de sapo». Formation porphyroïde antésilurienne du nord ouest de l'Espagne, por I. PARGA-PONDAL, P. MATTE et R. CAPDEVILA ...	119
La nacrita de Cerain (Guipúzcoa), por J. DOETSCH, T. FEBREL, F. LUXAN y A. ARRÜELLES ...	155
Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafra (provincia de Badajoz), España, por JEAN-PIERRE BARD ...	175
Pliegues y plegamientos, por FRED A. DONATH y RONALD B. PARKER ...	181
Aportación al conocimiento estructural de la «Rodilla Astúrica» (España), por J. A. MARTÍNEZ ALVAREZ ...	221
Estudio geológico de la región de Deva, por la EMPRESA NACIONAL DE PETRÓLEOS DE NAVARRA, S. A. ...	237
Sobre el paso lateral del Triás de «cobertura» al Triás metamórfico en la región oeste de Cartagena (Cordilleras Béticas, España), por MARIE JOSÉ PAVILLÓN ...	245
Extensión de los terrenos ante-ordovicenses del sur de Ciudad Real (España meridional), por EMMANUEL BOUXX ...	249
Estudio de concentración de los minerales de níquel de la mina «La Gallega», del coto minero de Ojén (Málaga), por JOSÉ M. FERNÁNDEZ BECERRIL ...	255
Servicio pluviométrico en 1961 y 1962 de la Delegación de Las Palmas del Instituto Geológico y Minero de España, por EMILIO FERNÁNDEZ GONZÁLEZ ...	265
Relación de manantiales y aprovechamientos de agua de la provincia de Guipúzcoa, recopilada por la Jefatura del Distrito Minero ...	277
Noticias ...	283
Datos estadísticos ...	285
Cotización y comercio ...	291

	PÁGS.
Criaderos	293
Novedades industriales y científicas	294
Reuniones científicas	301
Reservas mineras	314
Notas bibliográficas	319
Criaderos	321
Geología	322
Geonucleónica	323
Geoquímica	324
Mineralurgia	327
Mineraloquímica	329
Minería	330
Paleontología	331
Preparación de minerales	331
Tectónica	332
Fe de erratas	333

INSTITUTO
GEOLOGICO
y MINERO



Ríos Rosas, 23

Teléfono 253 46 05

M A D R I D - 3