

R.16494

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

EXPLICACIÓN

DE LA

HOJA N.º 484



BUITRAGO DE LOZOYA

(MADRID, SEGOVIA)

MADRID
Tip. Lit. - COULLAUT
MANTUANO, 49
1958

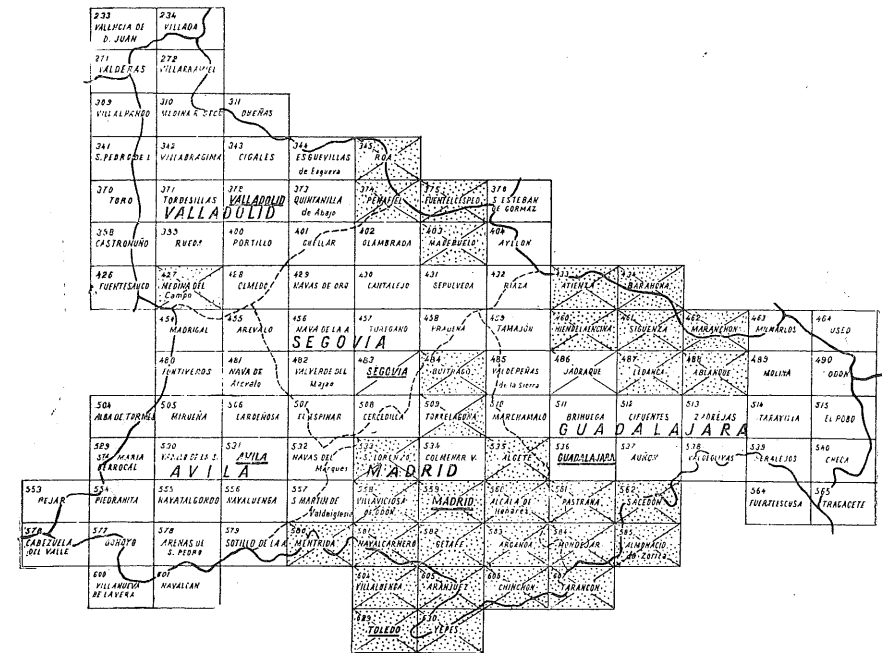
CUARTA REGIÓN GEOLÓGICA
SITUACIÓN DE LA HOJA DE BUITRAGO, NÚMERO 484

Esta memoria explicativa ha sido estudiada y redactada por el ingeniero de Minas D. T. FEBREL y los Dres. en Ciencias don J. M.^a FÚSTER y don F. DE PEDRO.



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.

Depósito legal: M. 6.225.—1958.



Publicada En prensa En campo

PERSONAL DE LA CUARTA REGIÓN GEOLÓGICA:

Jefe D. Francisco Solache.
Ingenieros Sres. Vadillo, Marín, Febrel y Suárez Feito.

ÍNDICE DE MATERIAS

	<u>Páginas</u>
I. Antecedentes y rasgos geológicos.....	5
II. Rasgos de geografía física y humana	13
III. Estratigrafía	23
IV. Tectónica.....	37
V. Petrografía	53
VI. Historia geológica de la región.....	85
VII. Minería y canteras.....	89
VIII. Bibliografía	99

I

ANTECEDENTES Y RASGOS GEOLÓGICOS

El macizo granítico que constituye el Complejo Cristalino de España central tiene sus últimas manifestaciones orientales con rocas de profundidad en esta Hoja de Buitrago, parte integrante de la denominada Sierra de Guadarrama y que reúne en sí los más variados tipos de rocas, pudiéndosela poner como ejemplo y síntesis del estudio de esta parte cristalina de la Península Ibérica.

Las descripciones de conjunto ya han sido comentadas en la memoria anteriormente publicada referente a la hoja n.º 553, de San Lorenzo, las cuales comenzaron sistemáticamente con los estudios de la comisión encargada de elaborar el primer plano geológico de la provincia de Madrid, apareciendo los nombres de L. Aldama (1851), F. de Luján (1851, 1852 *a*, 1852 *b*), J. Ezquerro del Bayo y, fundamentalmente, Casiano del Prado, que recoge todos estos datos, y aportando su profundo conocimiento de la geología de Madrid forma el primer plano (1852) con precisa e indiscutible extensión de las unidades geológicas fundamentales. Su memoria, publicada en 1864, contiene minuciosas descripciones objetivas, por lo que es de imprescindible consulta en cualquier tipo de investigación que se quiera realizar en esta región. Es acaso el primero que asigna origen sedimentario al neis típico de la sierra, basándose en la intercalación de calizas cristalinas y capas carbonosas (1864, p. 84), pero no se inclina por una edad definida, si bien considera intrusivo al granito que aparece como levantando al metamórfico.

Será unos años después J. Macpherson el que las asigne edad arcaica y salga tal afirmación reiteradamente en sus trabajos, tanto se traten de esta región o sean de amplitud más general (1879, pp. 20-21; 1883, pp. 344-358; 1884, pp. 365-418; 1901, p. 128, pp. 133-138). Este criterio sobre la edad de las

formaciones de la sierra es mantenido durante mucho tiempo por los posteriores investigadores, como se ve en L. Mallada (895, pp. 331-349), J. Carandell (1914, pp. 58-63), en su trabajo sobre las calizas cristalinas, y posteriormente junto con C. Bernaldo de Quirós (1915, pp. 8-9), cuando tratan del Guadarrama en conjunto. Sin apenas discutirlo es también admitido en otros trabajos que se refieren concretamente a esta zona, si bien su carácter estaba encaminado a determinar las características de los terrenos en que se desarrollaban las obras del importante canal de Isabel II, corriendo a cargo de C. de Mazarredo (1910) y F. Hernández-Pacheco (1930) los principales.

El mencionar F. Lotze (1929) que en series metamórficas más orientales al Guadarrama aparece una transición gradual entre los sedimentos silurianos y las micacitas y neises, dados hasta entonces como arcaicos, hace rebajar la edad de los materiales, refiriéndolos a sedimentos paleozoicos metamorfozados. Esto se ve afianzado al referirse E. Schröder (1930) al hecho singular que la sierra que aparece dentro de esta Hoja de Buitrago, o sea el límite oriental del macizo de El Berrueco y La Cabrera, donde los granitos están en contacto con una serie metamórfica, desde rocas néisicas, micacitas y pizarras nodulosas hasta pizarras ordinarias con intercalaciones de potentes bancos de cuarcitas de indudable edad siluriana, y todo ello está lo suficientemente relacionado, pese a pequeños desplazamientos a favor de fallas de poco salto, que hay que asignarles una edad muy semejante, naciendo así la generalización a lugares menos favorables, y considerando que las rocas metamórficas del Guadarrama representan sedimentos del Paleozoico inferior metamorfozados con posterioridad al Siluriano, ya que las pizarras de esta época también están afectadas. Sin embargo, se puede hacer la hipótesis de algún sedimento anterior, posiblemente cambriano, para encajar la existencia de los bancos calizos, en los que por desgracia el metamorfismo ha debido deshacer los restos fósiles que pudieran caracterizarlos.

La discordancia que supone la existencia de sedimentos precambrianos no aparece por ningún sitio, lo que hace suponer, en una difícil conjetura simplista, que el paquete todo concordante, actualmente visible, sea paleozoico.

Escasos datos se vienen manejando cuando de forma análoga se quiere hablar de la edad de los granitos y rocas plutónicas con él relacionadas. J. Macpherson (1901) sitúa la intrusión de las masas graníticas y porfídicas entre el final del Devoniano y comienzo del Secundario. Verdaderamente en lo actualmente visible parecen anteriores al Cretáceo, pues éste se apoya algunas veces sobre granitos ya arrasados, si bien se ha apuntado la idea de que algunos tipos especiales han ascendido a los actuales niveles en fechas más recientes, produciéndose un rejuvenecimiento de la orografía en los grandes fenómenos de descompresión subsiguientes a los paroxismos oro-

génicos pirenaicos, y a los que refiere F. Hernández-Pacheco (1930) la aparición de la Sierra de la Cabrera.

Referente a la orogenia y tectónica también comienza J. Macpherson con una idea de actividad precambriana, acaso caledoniana, con una segunda época de actividad tectónica al final del Carbonífero, momento en el que la arquitectura guadarrameña adoptaría una forma propia para actuar rígidamente en las fases posteriores.

Fué Penck (1894) el primero que habló de movimientos más recientes, basándose sobre todo en la posición de los sedimentos cretáceos que flanquean la cordillera o yacen en su interior, valle del Lozoya, presentando desniveles considerables solamente referibles a movimientos postcretáceos.

De análoga opinión es T. Fischer (1891, 1893, 1894) cuando escribe sobre el origen reciente del relieve que se contempla en esta parte central de la Península Ibérica. Las dificultades de información bibliográfica alemanas hicieron poco conocidas estas ideas y se siguió pensando durante el comienzo del presente siglo que estábamos ante un edificio arcaico plegado durante la orogenia caledónica.

La indudable existencia de plegamientos que han afectado al Cretáceo e incluso al Terciario inferior, son la base de los trabajos de E. Hernández-Pacheco (1923, 1930, 1931, 1934), para el cual los rasgos fundamentales de la cordillera son la consecuencia de una tectónica de edad pirenaica que actuó sobre un edificio ya trabajado por la orogenia hercínica.

La idea de Penck se reaviva y toma nueva forma con el magnífico trabajo de J. E. Schwenzner (1939), el cual admite que la cordillera está arrasada antes del Cretáceo y la transgresión cenomanense la recubre por completo hasta que se produjo una gran hundación, posteriormente fragmentada en bloques, de los cuales unos quedarían en alto, siendo erosionados para rellenar con sedimentos de edad miocena las mesetas castellanas, bajo las que han quedado sepultados los bloques hundidos.

Este proceso de arrasamiento y relleno simultáneos se prolongaría hasta los tiempos pontienses, en que actúan de nuevo las fracturas y se producen elevaciones. El último levantamiento habrá tenido lugar al final del Plioceno, con producción de desnivelaciones y un nuevo allanamiento.

De la misma época es el primer trabajo de P. Birot (1937) sobre morfología del Guadarrama, en el que se admiten dos niveles de arrasamiento, el primero precretáceo, sobre el que se depositarían estos materiales, y el otro de edad posterior, que ha arrasado tanto a los terrenos cristalinos como a los cretáceos y paleógenos apoyados en concordancia, constituyendo así los zócalos del borde de la sierra, en vecindad del Terciario superior que rellena las cuencas inmediatas.

Más recientemente, C. Vidal Box (1942) destaca la importancia de la fractura meridional de la sierra, considerando al escarpe rocoso como el labio levantado (p. 129) de la falla originada durante el Mioceno y reactivada durante el Plioceno, con la consecuencia de ser sus productos inmediatos los cantos groseros que fosilizan en parte el escarpe del borde (p. 130).

Una serie de trabajos publicados últimamente por L. Solé Sabarís y P. Birrot (1951 a, 1951 b, 1954) discuten puntos contradictorios en la morfología guadarrameña, y especialmente en la última publicación (pp. 8 y 9) se dan datos sobre la zona que corresponde a esta Hoja, interesando destacar el que se considere una gran superficie de arrasamiento, llamada de Buitrago, en la que ha quedado en resalte por su mayor acidez la sierrezuela de La Cabrera, y el valle de Lozoya es el resultado de la fragmentación en pequeños horst. La superficie de erosión de Buitrago la consideran limitada en el este de la Hoja por la existencia de un reborde respetado por la erosión gracias a la existencia de cuarcitas, aunque también admiten un movimiento a lo largo de la fractura transversal de Somosierra, con levantamiento del bloque oriental.

Por estas fechas aparece también un trabajo minucioso, con un detallado mapa tectónico, debido a los estudios de R. C. Heim, si bien se reduce a tratar los neises y rocas afines de las inmediaciones de Buitrago hasta Bustarviejo, lo que constituye una zona muy pequeña. El conjunto de direcciones y ejes de plegamiento resulta interesante, aunque resulte poco convincente su relación con los granitos que circundan y recubren.

Actualmente hay que citar los trabajos de M. San Miguel de la Cámara, A. San Miguel Arribas, J. M. Fúster y F. de Pedro, que se han ocupado de las relaciones entre la tectónica y la litología de estas regiones, pudiéndose encontrar en la explicación de la hoja 533 de este Mapa Geológico claramente reflejada la opinión mantenida actualmente.

El Secundario que aparece en la Hoja no ha suscitado verdaderas discusiones, y desde los primeros trabajos de C. del Prado (1852) muy poco se ha aportado sobre el particular; siempre se le ha tenido en cuenta para las controversias tectónicas, pero no se ha realizado un estudio a fondo de su disposición. La escasez de fósiles no se ha visto aumentada desde aquellos tiempos y reiteradamente se ha hecho referencia a los ejemplares descritos por autores anteriores.

Más violentas aún que las referentes a la edad de la sierra, han sido las discusiones suscitadas por los terrenos sedimentarios más recientes, oscilando siempre los puntos de vista desde la consideración de un carácter diluvial, perfectamente separada de la masa miocena bien datada que rellena verdaderamente a la fosa del Tajo, y el considerarlos también de esta última

edad, si bien entre Tortoniense y Pontiense, debiéndose las diferencias litológicas, según su proximidad a la sierra, a un cambio lateral de facies, habiendo quedado los groseros en las inmediaciones de la falla o sobre ella y los finos han sido arrastrados al centro de la cuenca.

Fué principalmente Royo Gómez (1922, 1926), en éstos y otros trabajos (hojas de Algete, Madrid y Alcalá de Henares, del Instituto Geológico y Minero) el que sustentó este punto de vista, mantenido con gran firmeza posteriormente en las publicaciones posteriores, si bien para otros autores tales materiales son más recientes, adoptando un punto medio muy equilibrado; así F. Hernández-Pacheco, en varios trabajos (por ejemplo. 1930, p. 67) los considera pliocenos, en lo cual es seguido por C. Vidal Box cuando (1942, página 130) admite una reactivación de la falla meridional durante el Plioceno, y los sedimentos groseros producidos serían la consecuencia del rejuvenecimiento reciente.

En verdad es difícil establecer con precisión la edad estratigráfica de estos sedimentos, al carecerse de restos paleontológicos dentro de estas arcosas y no aparecer una discordancia regional con la suficiente amplitud como para asignarles una edad muy distinta al Mioceno infrayacente, del que se diferencian claramente tanto en el color como en la textura y composición.

Los materiales de esta Hoja han sido estudiados en diversas ocasiones y merecen destacarse los trabajos de F. Quiroga con carácter fundamentalmente mineralógico, al igual que posteriormente L. Fernández Navarro (1915) en su buena monografía sobre el valle del Lozoya, que supone un aporte de geología general y es uno de los mejores trabajos petrográficos de su tiempo. Este mismo autor trata reiteradamente (1916) del descubrimiento de un basalto en el puerto de Canencia, y aunque alguno de sus discípulos, como J. R. González Regueral (1916, pp. 311, 314) parece haberle visitado, la opinión actual es que se trata de alguna equivocación, ya que los ejemplares localizados por los autores en el Museo Nacional de Ciencias Naturales, y sobre los que aún permanece la etiqueta escrita personalmente por Fernández Navarro, corresponden a un aglomerado de arena granítica con asfalto.

Las calizas cristalinas que aparecen junto a Paredes, son detalladamente descritas por J. Carandell en su monografía general de las de la sierra; y posteriormente se refuerzan estas observaciones en el trabajo de R. C. Heim, que como ya se ha dicho se ocupa de la formación metamórfica al norte del batolito de La Cabrera, tratándolo desde un punto de vista moderno, en el que no faltan las interpretaciones petroestructurales y los análisis químicos de una serie de rocas (cinco ejemplares), desde las pizarras hasta los neises más profundos.

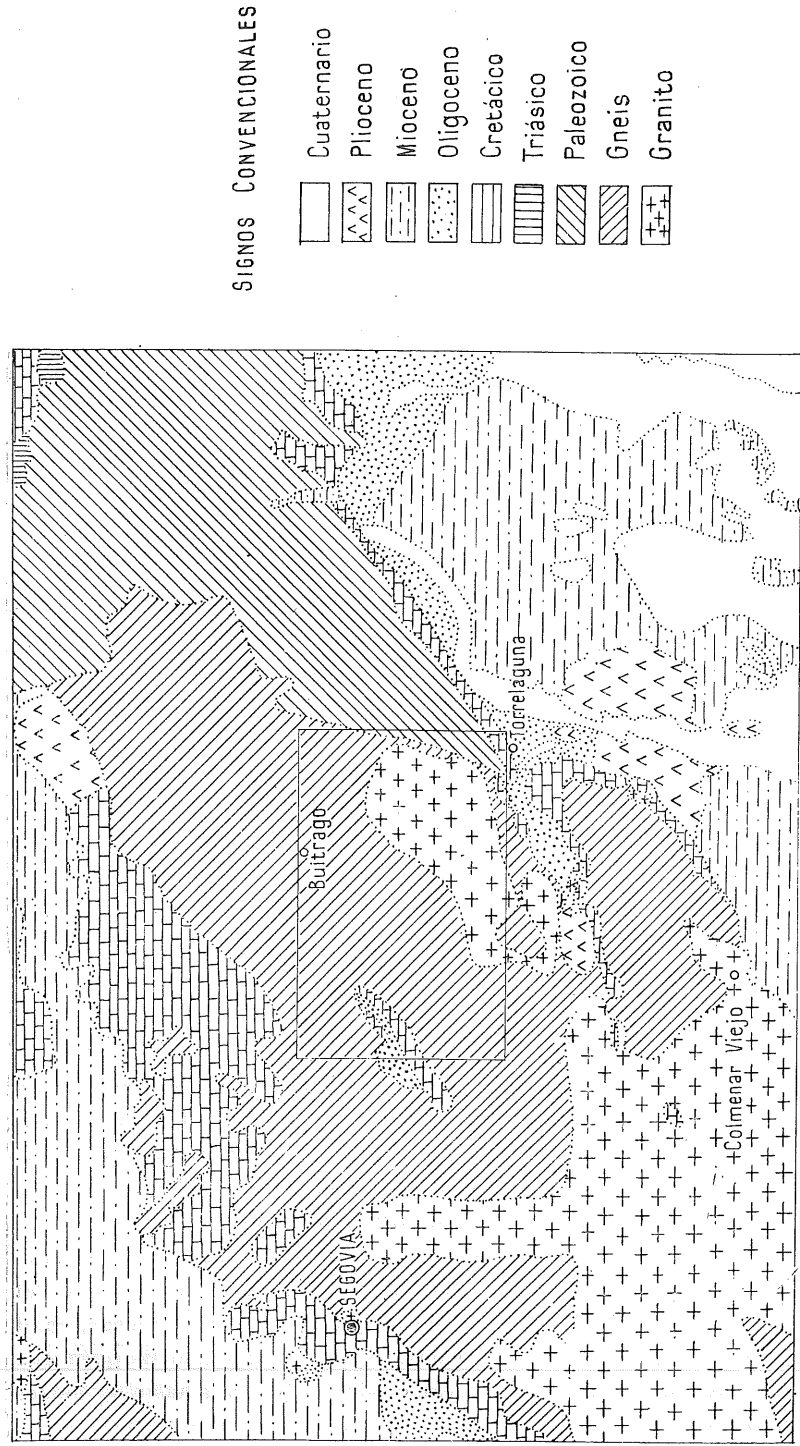


Fig. 1.—Situación de la Hoja de Buitrago de Lozoya respecto a las unidades geológicas fundamentales del centro de España. Los límites han sido tomados directamente del mapa geológico de España a 1:400.000.

Estos datos químicos encajaron perfectamente en la obra general sobre geoquímica de F. de Pedro (1956), donde se ampliaba también a los granitos a determinaciones analíticas, en especial de elementos en pequeña cantidad, estableciéndose la correlación con los distintos tipos de rocas y sus niveles de formación dentro de la corteza terrestre.

De forma más detallada, y concretamente los de la trinchera de La Cabrera, han sido tratados por M. San Miguel de la Cámara y A. San Miguel Arribas (1957) los mismos granitos, obteniendo consecuencias petrogenéticas basadas en acciones tectónicas deducidas por observaciones microscópicas detalladas.

RASGOS DE GEOGRAFÍA FÍSICA Y HUMANA

Situada en el meridiano geográfico del centro de España, ha sido una de las zonas más transitadas en todos los tiempos, por permitir la comunicación más accesible entre las dos Castillas; ocupa parte del ángulo, con vértice apuntando al norte, que constituyen las alineaciones principales de Guadarrama y las sierras de Alto Rey, Tamajón y Pela.

Constituye el final del país granítico de la Cordillera Central, y hacia el este comienzan en ella los terrenos pizarrosos, que son los predominantes a oriente.

Animada de paisaje, son las más variadas perspectivas las que se pueden contemplar en su superficie. Desde las elevadas cumbres del Nevero (2.209 m.) se dominan tanto la provincia de Segovia como la de Madrid, si bien el territorio de la Hoja se puede decir está completamente en esta provincia, a excepción de media docena de kilómetros cuadrados que en el ángulo noroeste corresponden a la primera.

Las aguas de este esquinazo pertenecen al Duero, pero el resto se vierte íntegramente al Tajo a través del Lozoya, que parece ir las buscando a la salida de los distintos valles, sin que se le escape más que la franja sur, desde el puerto de Canencia a la Atalaya del Berrueco.

En su área se encuentran los más variados terrenos geológicos, con gran diversidad de materiales, y el estar situada en el lugar de cruce de las más potentes fracturas del Sistema Central la hacen de una complejidad extraordinaria, merecedora de muy dilatados estudios que sobrepasarían la amplitud de una memoria de este tipo, por lo que se procurará resumir lo correspondiente a cada característica mencionando sólo los rasgos más sobresalientes.

La topografía. Muy variada y accidentada, ha de tratarse en sus líneas generales, claramente destacables en la observación del plano topográfico, en el que oscilan las cotas entre los 800 m., donde se asienta Torrelaguna, fuera de la Hoja pero muy cercana al ángulo SE., y las cumbres del NO., superiores a los dos mil metros. Entre un punto y otro no hay un perfil continuo, más bien se reiteran saltos de unos 500 metros sobre cuerdas de fuertes pendientes.

Las mayores elevaciones corresponden al terreno néisico, siendo las incluidas en la Hoja prolongación de la línea de cumbres que de Peñalara parte hacia NE., llamándose Nevero (2.209 m.) y Reajo Capón (2.086 m.) las aquí representadas.

El valle del Lozoya, prolongándose materialmente con el del arroyo del Villar, forma un profundo foso al pie de las anteriores y, con la placidez de un río con meandros y el verdor de los prados sobre terrenos modernos, representa el único valle longitudinal de verdadero desarrollo que se puede encontrar en la Sierra de Guadarrama. También la ladera SE. del valle es bastante abrupta y conduce a una planicie de cumbres de alrededor de los 1.700 m., un tanto desnivelada hacia el norte en el cerro de La Cruz (1.514 m.), ascendiendo en Cachiporrilla (1.618 m.) y Espartal (1.733 m.) hasta La Morcuera (1.714 m.). Desde este último punto, y por un puerto que no baja de los 1.700 metros, está el cerro de la Junciana, con una admirable superficie plana que se divisa en toda la extensión de estas cumbres según avanzan hacia Miraflores, con el vértice de Perdiguera (1.862 metros).

El ramal que parte del cerro de la Junciana hacia el NE. está mucho más trabajado por la erosión y no se reconoce más que en los cabezos planos de Cabeza de la Braña (1.776 metros) y Mondalindo (1.833 metros) hasta El Reajo (1.744 m.).

Al sur de esta última alineación parece se labró un escalón correspondiente a los 1.500 metros, representado actualmente por Cabeza Arcón (1.560 m.), el Pendón (1.545 m.), Collado Cerrado (1.482 m.) y la zona al NO. de Bustarviejo (1.528 m.), cuya identificación se realiza perfectamente en el terreno, y mucho mejor que lo indicado por el plano topográfico, por encontrarse un verdadero escalón plano, claramente definido según se asciende desde el pueblo a las cumbres inmediatas. En los alrededores de Canencia también parece haberse desarrollado, pero ya en la zona de Garganta ha bajado de altitud hasta algo más de 1.300 m., como en Mata Águila (1.362 m.) y El Cuadrón (1.381 m.), cerro al parecer aislado en el centro de la Hoja, pero que en verdad es el resto en la evolución a favor del desarrollo de la llanura de los mil metros. Aún más bajos y más trabajados están El Portachuelo (1.214 m.) y El Picazuelo (1.263 m.), que son las prolongaciones al NNE. de la

alineación últimamente citada, o sea con la dirección impuesta por la tectónica de esta zona.

Entre esta tercera alineación y la segunda citada se desarrolla un valle de fractura durante más de 25 Km., que partiendo del ángulo SO. de la Hoja, la cruza hasta el pueblo de Buitrago; primero la recorre el llamado arroyo de Canencia y después el río principal de la región a su salida de la Garganta de Lozoya.

Todas las cumbres hasta ahora citadas están constituidas por neis, pero de forma transversal y con dirección prácticamente E.-O. aparece la Sierra de la Cabrera, de un granito mucho más joven, que posiblemente ha hecho intrusión sobre los que forman la superficie de los 1.000 m., labrada en sus inmediaciones. Esta sierra, con anchura cercana al medio kilómetro, se alza hasta los 1.564 m. en el Cancho Gordo, teniendo en toda su corrida, de unos cuatro kilómetros, unas paredes casi verticales, de difícil escalada dada la característica de disyunción en lisos; si bien es asimétrica, haciéndose más suave la vertiente norte, característica que también presenta El Mondalindo, Cabeza de la Braña y el propio Collado Cerrado, cuya etimología posiblemente derive de la dificultad de descenso hacia el sur, donde han desaparecido las rocas deshechas por la fractura que parece correr por su flanco sur, quedando sólo algunos restos, como en las inmediaciones de Bustarviejo, donde se ven grandes espesores de granito profundamente alterado *in situ*, conservando la disposición original, como se acusa por los resistentes diques y filoncillos de aptitas y cuarzo, que aun apareciendo rotos mantienen la alineación de sus fragmentos.

La llanura de los mil metros se ha labrado, sobre todo en la parte este, arrasando a granitos, neises y pizarras, persistiendo encima como testigos de su edad los sedimentos groseros, posiblemente pliocenos, desde Serrada de la Fuente a Cervera de Buitrago. En esta superficie se ha encajado el Lozoya, debido al descenso relativo del nivel de base, marcado por su desembocadura en el Jarama, durante los últimos levantamientos de la sierra en el Plioceno y aun posteriormente, como indican los sedimentos colgados.

El ángulo SE. es de topografía accidentada al cruzarse la fractura meridional de la sierra con la dirección de fracturación que viene desde el puerto de Somosierra. El Cretáceo queda levantado en un complicado pliegue, llegando incluso a volcarse en el contacto con los neises, y formando en la otra parte desenganchada del pliegue una serrezuela cretácea de calizas, desde Arrebatacapas al Cerro Espartera, prolongándose al este de la Hoja según un resalte que parece de mayores dimensiones que las reales, a causa de divisarse en comparación con la dilatada llanura que forma el resto del sedimentario de la fosa del Tajo, que aquí comienza.

El paisaje.—El dominio del terreno metamórfico impone una característica de suavidad a pesar de las diferencias de nivel; su fácil alteración produce suelos fértiles en los que abundan los elementos precisos para las plantas, y se forman dilatados prados dedicados principalmente a la ganadería, que encuentra frescor al pie de estas montañas.

Los valles son en general amplios y permiten divisar gran extensión de terreno, lo que se agiganta extraordinariamente ascendiendo a cualquiera de las alineaciones mencionadas, desde las que se divisa la magnificencia de la parte más elevada de la Sierra de Guadarrama al tiempo que se pierde la vista en los tonos azulados de la llanura del Tajo, pudiéndose percibir perfectamente la capital de la nación y a veces se llega hasta los Montes de Toledo.

Una gran abundancia de monte bajo permite una intensa repoblación forestal, que se está llevando actualmente a cabo, cubriéndose sus laderas de pinares, en especial en las partes SO., donde ya han crecido algunos tan espesos que dificultan seriamente la labor del geólogo. El fin principal es impedir la erosión en la cuenca del Lozoya, disminuyendo así los arrastres de tierras que anegan los embalses y producen turbios en las aguas destinadas a bebida en Madrid.

La suavidad general producida por los prados y montes se ve truncada de forma insultante por la arista cortante de la Sierra de la Cabrera, en la que sus paredes graníticas, verticales y lisas, no permiten ni el afianzarse de la hierba en esta crestería desnuda, de color gris plumizo, que con sus innumerables picos parece herir al cielo azul característico de esta región.

El no disponer de ningún ferrocarril activo, y el quedar limitado el tránsito intenso a prácticamente la carretera de Burgos, hace propicia la zona a las evocaciones bucólicas en cualquiera de sus rincones, compartimentados por la orografía. El estar relativamente cercana a Madrid y poseer clima benigno dentro de un paisaje de tonos agradables, la predisponen para ser una de las zonas más apetecidas para el descanso de los habitantes de la capital, lo que se va realizando tímidamente por la escasez de comunicaciones colectivas propias y regulares, pero que ya se manifiesta pujante a ambos lados del paralelo sur de la Hoja.

Hidrografía.—Prácticamente un solo río es el importante en la Hoja de Buitrago, recorriéndola a lo largo de 70 Km. por cauces tortuosos, impuestos por la superposición de las capturas y la explotación de las fracturas que cuartejan las rocas cristalinas de la zona.

El Lozoya aparece, en su primer tramo dentro de la Hoja, con un cauce tranquilo, un tanto senil entre los pueblos de Oteruelo y Lozoya. Según

Fernández Navarro (1915) seguiría su curso por el actual arroyo del Villar, que está en prolongación rectilínea, pero antes se despeña en juvenil torrente por la garganta abierta en los neises frente a Lozoya, huyendo decididamente del pueblo de su nombre para tomar una característica propia que le va a convertir en el proveedor de Madrid, por correr en profundos tajos propicios a la construcción de presas.

Salvado el tramo encajado, de dirección E.-O., retorna a la dirección NE. antes mencionada, para proseguir la fractura que en unos 15 Km. ya ha aprovechado el arroyo de Cañencia, su primer afluente importante por la derecha.

A la altura de Buitrago se decide de nuevo por un curso E.-O., un tanto incierto hasta la presa de Puentes Viejas; a partir de aquí se encaja principalmente en fracturas NNO., que escalonadas por tramos en las NE. adopta en total una dirección general N.-S., hasta que tuerce de nuevo al este frente al Berrueco y sale de la Hoja. No acepta el cómodo trazado hacia el sur entre rocas fracturadas por las fallas de la zona, encajándose en cambio en las pizarras silurianas en forma normal a la pizarrosidad, lo que da idea de un curso muy antiguo que ha ido profundizando según se elevaba el bloque sobre el que discurre.

Pocos son los afluentes que pueden considerarse de interés; la mayoría son torrentes de montaña que responden a fracturas prolongadas en tramos del principal como continuación de la rotura explotada. Los más caudalosos proceden del ángulo NO. de la Hoja, donde los terrenos néisicos y la persistencia de la nieve permite fluir al agua incluso en la estación más seca; en cambio los que abren su curso en granito se ven casi todo el año completamente secos y adquieren régimen torrencial en los períodos de lluvia, permitiéndoles eliminar la capa de alteración de las agujas graníticas, que se manifiestan limpias entre los prados que permite a sus pies el lem granítico.

El reservario que constituyen las elevadas cumbres de que se alimenta el Lozoya, y su característica de estar ampliamente encajado, han merecido la codicia de Madrid, al que surte prácticamente con todo su caudal de una de las aguas de mejor calidad de que disponen las grandes capitales del mundo. Cauce arriba y dentro de la Hoja aparecen las presas de El Villar, Puentes Viejas y Riosequillo, embalsando agua transparente de las máximas condiciones de pureza, habiéndose protegido a la primera con canales laterales que eliminan el agua procedente de los terrenos pizarrosos, que por su fácil alteración producen turbios con gran cantidad de arcilla coloidal.

Los canales de conducción a Madrid, durante los 75 Km. de distancia, constituyen una importante obra de ingeniería a lo largo del curso que se podría considerar como más fácil para el Lozoya, por los arroyos de La Dehesilla y de San Vicente.

El valle alto del Lozoya, que queda en gran parte incluido en el ámbito de la Hoja, es bastante bien conocido desde los puntos de vista hidráulico e hidrológico. De la memoria del Canal de Isabel II, publicada en 1954, que incluye datos hasta el año 1950, entresacamos algunas cifras de interés sobre el régimen de este río. Desde 1900 hasta 1950, el aporte medio anual de este río, a la entrada del embalse de Puentes Viejas, es muy cercano a los 300 millones de metros cúbicos; en dicho período el máximo aporte correspondió al año 1918-19, con 545 millones de m³, y el mínimo al año hidráulico de 1948-49, con poco más de 65 millones de m³. Las variaciones de caudal entre los períodos de avenida, que coinciden con las lluvias de primavera y la fusión de las nieves en las cumbres, y los períodos de estiaje (meses de agosto y septiembre) son muy acentuados, pues el gasto en m³/s. (medios mensuales) varía entre 18,142, en el mes de marzo, y 0,364 en el mes de agosto, es decir, unas 50 veces menor.

En la parte meridional de la Hoja, hacia el centro y el este, hay una serie de arroyos que vierten sus aguas fuera de la cuenca anterior; pertenecen a la del río Guadalix. La característica de todos ellos es estar explotando en su cabecera los materiales triturados por una falla transversal a su curso, lo que les produce un tramo de un kilómetro en que se despeñan nada más nacer; después serenan su curso sobre los materiales graníticos, mucho más duros y coherentes, en los que no pueden morder, hasta que a su salida, y ya en la hoja de más al sur, vuelven de nuevo a ser torrentes. Un ejemplo curioso lo presenta el arroyo del Valle, capaz de haber eliminado a los neises y los términos de tránsito hacia granito, pero se ha detenido ante éste cuando aparece fresco, adoptando un cauce poco profundo y horizontal; se pueden reconstruir los niveles estratigráficos por lo que se ve en las laderas de Perdiguera, Cabeza de la Braña y Cabeza Arcón, aún coronadas por los materiales néisicos.

Los arroyos de San Vicente y del Afrecho tienen que salvar la falla principal en territorio de esta memoria, y aquí tienen un pintoresco carácter torrencial con bellas cascadas, que motivan para el primero el nombre de El Chorreón; pero ambos son tranquilos y sin potencia erosiva cuando salen de la Hoja canalizados por el pequeño sinclinal cretáceo, al que han tenido que romper el borde norte a través de encajadas gargantas.

Climatología.—La mayor parte de los observatorios meteorológicos que existen en la superficie de la Hoja registran solamente datos pluviométricos, y casi todos ellos están instalados en la cuenca alta del Lozoya. La estación más completa y que viene registrando datos desde hace más tiempo es la de Manjirón, pues registra, además, temperaturas y otras observaciones.

De los resúmenes anuales que publica el Servicio Meteorológico Nacional, hemos recopilado en el cuadro I los referentes a esta estación para el decenio 1940-1949.

CUADRO I

Años	Media mensual	Media de la máxima	Media de la mínima	Lluvia total en mm.
1940	11,0	16,6	5,5	726,7
1941	10,5	16,0	5,0	748,6
1942	12,8	17,0	5,3	766,5
1943	11,5	17,4	5,3	871,1
1944	10,9	17,2	4,7	507,7
1945	12,2	19,0	5,5	500,5
1946	11,1	17,4	4,9	493,8
1947	11,8	17,9	5,7	882,4
1948	12,1	18,8	5,4	549,7
1949	12,0	18,5	5,5	461,8
Media	11,6	17,6	5,3	650,9

En los valles altos del Lozoya, Canencia y Bustarviejo, la pluviosidad es algo mayor (unos 150 mm. más al año), y las mínimas invernales algo menores que en la estación de Manjirón, tomada como representativa del conjunto de la Hoja.

Vías de comunicación.—Todos los núcleos de población están comunicados con una abundante red de carreteras, pero entre ellas destaca la que de sur a norte cruza la Hoja, siendo una de las más importantes de España por llegar hasta Irún y canalizar las comunicaciones con Francia por esta parte de la frontera, lo que motiva que esté bien cuidada y con trazado moderno, gracias a las rectificaciones realizadas en los últimos años.

Es la columna vertebral de las comunicaciones de la zona y sobre ella se sitúan los tres principales núcleos de población: Buitrago, Lozoyuela y La Cabrera, en los que se está desarrollando una industria hotelera, principalmente en el primero, dada su situación privilegiada a hora y media desde Madrid y ser el núcleo importante una vez coronado el puerto de Somosierra desde Castilla la Vieja.

Poco antes de entrar en la zona aquí comentada, parten ramales a Bustarviejo y Valdemanco, desde Cabanillas; desde Lozoyuela sale uno corto a las Navas de Buitrago, y otro que por Cincovillas va a Manjirón y luego a las presas de El Villar y a la de Puentes Viejas, para cruzar el Lozoya. A la altura del Km. 70 sale el que comunica con el valle del Lozoya en dirección este-

oeste, lanzando ramales a Garganta, Gargantilla, Pinilla, Navarredonda y, por San Mamés, volver a la general; cuando llega a Lozoya prosigue hacia Alameda y Oteruelo, hacia el puerto del Paular, mientras que otro ha partido en tortuoso trazado para coronar la sierra principal y cruzar a la parte de Segovia.

Otros dos puntos de entrada hay para esta región, y son los de Torrelaguna y Miraflores. Desde la primera, y subiendo por el Cretáceo de Arrebatacapas, en tramos rectificadas reiteradamente, se bordea el Siluriano para cruzar el berrocal que rodea a El Berrueco, desde donde empalma con la general en La Cabrera y Lozoyuela, mientras que al NE. cruza el río Lozoya y comunica sucesivamente a Cervera, Robledillo, Berzosa y Serrada, saliendo por el norte con dirección a Paredes; junto a Cervera sale la única comunicación directa con la hoja del este, la carretera del Atazar.

De Miraflores sale una por el puerto de La Morcuera hacia el centro del valle del Lozoya, mientras que otra, a poco de salir del pueblo, se separa para cruzar por Collado Cerrado a Canencia e ir a la principal de Lozoya, y por último la que sigue el fondo del valle pasando por Bustarviejo y se puede considerar prolongada geométricamente hasta Valdemanco, cruza al sur de La Cabrera a la de Irún para acabar en Torrelaguna, si bien los tramos reciben distintos nombres y los cantones kilométricos una numeración distinta, según el criterio que se adopte.

A esta red hay que añadir la construída a cargo del Canal de Isabel II y los caminos forestales, si bien se puede afirmar que en conjunto por todas se registra muy poco tránsito, si exceptuamos la de Francia.

De sur a norte también cruza la explanación de un ferrocarril con dirección a Burgos, estando hechos los puentes, túneles y estaciones, pero desgraciadamente está parada su construcción y los agentes erosivos están destruyendo la cuantiosa obra que si se pusiera en explotación atraería la atención sobre esta región tan singular.

Geografía humana.—La población de esta zona está muy concentrada en los núcleos urbanos, siendo muy raras las casas aisladas, como no se trate de guardas forestales o del Canal de Isabel II. Actualmente empiezan a surgir pequeñas casas para los que se desplazan de Madrid en días de vacación.

La zona de agricultores de secano queda al este de la línea del ferrocarril y, concretamente, en la más oriental al Lozoya, donde a causa de los terrenos silurianos se empieza a acusar la pobreza característica de las pizarras, siendo por tanto los peores poblados de la Hoja.

En los verdaderos valles se producen cultivos de huerta, y en especial la patata es cosechada en gran cantidad en Bustarviejo y Canencia, al tiempo

que la ganadería prospera grandemente y tienen un envío diario de leche fresca a la capital, saliendo principalmente de los pueblos occidentales de la Hoja.

No existen industrias de gran volumen e incluso la labra de la piedra se ve limitada a la vertiente este de Perdiguera, alrededores del Cerro de las Cabreras y Peña Parada, y esporádicamente en toda la superficie de granito descubierto, aprovechando la disyunción en bancos para hacer gran cantidad de cantones kilométricos para carreteras.

Las calizas del valle del Lozoya y las de Torrelaguna son explotadas para cal, pero tampoco adquieren tal importancia como para motivar una especialización de los habitantes de la región. Sin embargo, el tiempo libre de las faenas del campo es absorbido por múltiples obras públicas, que se vienen realizando continuamente en la zona que comprende esta Memoria.

Los núcleos principales de población tienen fisonomía propia y se pueden agrupar según unas zonas dentro del territorio de la Hoja, que quedan compartimentadas por las alineaciones montañosas citadas en la parte correspondiente, así en el denominado Valle del Lozoya aparece como más importante el que lleva el propio nombre de Lozoya y están además alineados hacia el sur los de Pinilla del Valle, Alameda del Valle y, más pequeño, Oteruelo del Valle, todos los cuales se aprovechan de la ganadería, pues sus terrenos de cultivo son escasos y climatología poco favorable.

Al sur del río principal hay dos pueblos muy parecidos, Canencia y Garganta de los Montes, con grandes afinidades con los de más al NE., donde el segundo de los citados tiene el poblado de El Cuadrón.

Al norte del Lozoya hay unos pequeños pueblos que intentan supervivir dentro de un clima poco favorable a las cosechas y son de escaso número de habitantes; tales son Navarredonda, con el poblado de San Mamés, y Gargantilla del Lozoya, con el de Pinilla de Buitrago, a tres kilómetros, ya en dirección al núcleo más importante de la zona, es decir, Buitrago, con una posición geográfica privilegiada por el paso natural sobre el río de todos cuantos por esta zona intenten pasar de una a otra de las Castillas. Buitrago manifiesta su importancia histórica con las aún conservadas murallas medievales y arruinado castillo, con la particularidad de que los tiempos posteriores, más tranquilos, han permitido la expansión en terreno más llano, quedando prácticamente solo la iglesia dentro del recinto amurallado, a la que se entra por interesante puerta ojival de fuertes defensas.

La característica agrícola predomina intensamente en todos estos pueblos de la parte llana, y así tenemos también a Manjirón, con Cincovillas, Las Navas de Buitrago, Lozoyuela y Sieteiglesias, donde algunas dehesas y el cultivo de cereal mantiene una población poco numerosa.

Las condiciones aún se agravan más en la parte limitada por el Lozoya y el ángulo NE., donde sucesivamente aparecen Serrada de la Fuente, Berzosa del Lozoya, Robledillo de la Jara y Cervera de Buitrago, casi según un meridiano y por término medio separados tres kilómetros.

El último grupo lo constituyen los pueblos graníticos aquí alineados paralelamente a la cuerda transversal que forman el Mondalindo y la Sierra de la Cabrera, apareciendo de oeste a este Bustarviejo, Valdemanco, La Cabrera y El Berrueco, con grandes términos municipales, de los que el de mayor riqueza es el de Bustarviejo, dada la gran cantidad de huertas que florecen a resguardo de los vientos del norte y con la humedad que le depara la existencia de las cumbres néisicas.

III

ESTRATIGRAFÍA

El complejo cristalino

A. Las series metamórficas. — Las rocas metamórficas que se extienden por el ángulo SE. y la banda oriental del plutón de La Cabrera forman una serie que varía desde rocas pizarrosas apenas metamorizadas hasta cornubianitas y neises en contacto con el macizo de granitos, tonalitas y granodioritas. Cualquier itinerario transversal, por ejemplo el que puede realizarse desde el Portillo del Lobo (E-4), en el borde del Cretáceo, en dirección a la Atalaya del Berrueco, hasta llegar al granito en las inmediaciones de la carretera de Torrelaguna a El Berrueco (E-3, 4), pone de manifiesto los siguientes hechos fundamentales:

1.º El conjunto de rocas, progresivamente más metamórficas a medida que se avanza hacia el ONO., forma una serie monoclinial, con direcciones que siempre se mantienen entre el NNE. y el NE., e inclinaciones elevadas en su mayoría dirigidas hacia el SE.

2.º La serie está formada por espesores muy considerables de pizarras bien foliadas, entre las cuales se intercalan bancos de cuarcita, también concordantes; hacia el NO. estas rocas son sustituidas por sus equivalentes metamórficos. No hay duda que este conjunto representa una antigua serie marina de sedimentos finos, arcillosos, en la que se intercalaron algunos episodios detríticos con sedimentación de areniscas.

3.º No hemos observado ningún accidente tectónico de amplitud considerable de esta serie, poniendo en contacto, por ejemplo, rocas muy poco metamórficas, relativamente superficiales, con otras mucho más metamórficas, relativamente profundas.

Existen algunas fracturas notables, como, por ejemplo, la que pasa al norte de la Dehesa Vieja (E-4), o la que hay en el Cerro Espartera (E-4), pero estas fallas, que coinciden en su dirección con la dirección regional constante de las pizarras, micacitas y neises, han tenido una componente horizontal considerable (perceptibles por los desplazamientos de la banda cretácea meridional); en la vertical, en cambio, apenas han actuado.

La continuidad gradual de la serie metamórfica de esta banda oriental, que se percibe perfectamente sobre el terreno, queda fuera de toda duda.

Desde los neises más cercanos al granito de la banda oriental, en general muy foliados, se pasa gradual e insensiblemente hacia los neises con estructuras glandulares y migmatíticas que rodean al macizo de La Cabrera por el norte y por el sur, como puede verse al subir el arroyo de San Vicente, o siguiendo la carretera de Torrelaguna a La Cabrera (E-4), después de cruzar el Cretáceo; hay que concluir que la naturaleza actual de las rocas metamórficas se debe exclusivamente a diferencias de la intensidad del metamorfismo y que las pizarras, micacitas y neises (con sus niveles silíceos intercalados) se han formado simultáneamente, y muy probablemente, teniendo en cuenta su composición mineralógica, a partir de materiales muy análogos.

En las pizarras menos metamórficas del ángulo SE. hemos buscado repetidamente restos fósiles que nos pudieran servir para datar su edad, pero nuestras búsquedas han sido infructuosas. Solamente en algunas hemos visto unos nódulos ferruginosos aplastados, en los que a veces parecen conservarse algunas estructuras asimilables a moluscos bivalvos, pero imposibles de determinar.

Más al este de esta Hoja, en las cercanías de El Atazar, C. del Prado (1864, pp. 93-99) describe algunos ejemplares de *crucianas* y otros restos de más difícil clasificación, que acreditan la edad siluriana de aquellos sedimentos. Como los de nuestra Hoja son análogos litológicamente a los situados más al este, y están en perfecta continuidad estratigráfica con ellos, nos parece bastante lógico admitir sean también silurianos.

Admitiendo esto, hay que concluir que el metamorfismo es por lo menos posterior al Siluriano. Nuestras observaciones concuerdan, por tanto con las que hizo F. Lotze (1929), con zonas más orientales del Guadarrama, y confirman las observaciones de E. Schröder (1930, p. 241, trad. esp.) para nuestra misma región. Creemos que pueden descartarse definitivamente los conceptos de algunos autores españoles de finales del siglo pasado y primer cuarto del presente, que siguiendo a Macpherson atribuían una edad estratigráfica y una época de transformación metamórfica para estos materiales, mucho más antigua de lo que en realidad tienen (véase explicación de la hoja n.º 533, San Lorenzo). También creemos que debe descartarse definitivamente el

concepto de estrato cristalino, como sinónimo de rocas de edad prepaleozoica, que surgió de los conceptos erróneos por lo que se atribuía una mayor edad estratigráfica a las rocas cuanto mayor era su metamorfismo.

De todas formas queda en pie el problema de si en todas las rocas metamórficas de esta Hoja, así como las de otras zonas del Guadarrama occidental, son sedimentos silurianos metamorizados, o si al menos en parte en ellas quedan comprendidos sedimentos cambrianos. Esta última posibilidad, con los datos que se poseen sobre el centro de España, no pueden descartarse, porque entre los neises y otras rocas metamórficas de esta Hoja (y en otros puntos de la Sierra de Guadarrama) existen algunos bancos de calizas cristalinas o de rocas ricas en minerales cálcicos, que proceden de sedimentos ricos en carbonatos cálcicos y magnésicos.

En el Siluriano inferior y medio español son muy raros los sedimentos calcáreos, mientras que en el Cambriano son más frecuentes. Este hecho ya lo puso de manifiesto en 1852-1853 C. del Prado, y ha sido después reconocido por otros muchos autores. Por otra parte, no hemos encontrado en las series metamórficas de la Hoja de Buitrago conglomerados de base metamorizados, pero también es cierto que algunas zonas españolas, donde están bien desarrollados los sedimentos del Paleozoico inferior, no aparece tampoco conglomerado de base entre ambos pisos. Según F. Hernández-Pacheco (*), que ha estudiado con detalle este problema en Extremadura meridional, del Cambriano superior se pasa al Siluriano inferior y medio, sin otras discordancias que las de carácter erosivo, por lo cual no sería de extrañar que tales discordancias no puedan percibirse tampoco en las zonas occidentales del Guadarrama.

B. El macizo granítico-granodiorítico de La Cabrera.—El plutón de La Cabrera considerado en conjunto es discordante con las direcciones regionales de las rocas metamórficas en que está incluido. Esto se ve con toda claridad a lo largo de su contacto septentrional, donde dentro de las lógicas variaciones locales, la foliación del neis no se aparta mucho de los rumbos comprendidos entre el NO. y NNE., con direcciones del límite del granito cercanas a la E.-O.

Por su banda oriental, en cambio, el plano de contacto es más o menos coincidente con las direcciones regionales, pues ambos se orientan entre el norte y el NNE.; la concordancia en pequeñas extensiones es perfecta, como en la zona situada entre Cervera de Buitrago y el río Lozoya (E-2, 3). Sin em-

(*) Comunicación verbal.

bargo, a medida que nos trasladamos hacia el sur, puede observarse que existe una discordancia angular entre el límite del granito y la foliación de las rocas metamórficas, pues aunque ambos se inflexionan hasta alcanzar direcciones próximas a la NE, el contacto del granito dobla bastante más hacia la dirección E.-O. que la estratificación de los neises, micacitas y pizarras.

La discordancia general del plutón no puede ser, por tanto, sometida a duda, ya que estas concordancias locales son lógicas en una región donde se puede hablar a grandes rasgos de una disposición monoclin.

La forma en que entra en contacto el granito con el neis es también variable. En el borde oriental, donde precisamente existe una concordancia obligada, el contacto no puede ser más tajante. Entre granito, o entre su facies de borde porfídica y el neis, hay un verdadero plano de separación que puede señalarse sobre el terreno con precisión de centímetros. Sobre el terreno se salta del granito al neis, sin la aparición de ningún término de tránsito. Sólo puede observarse, por ejemplo, en el contacto entre Cervera de Buitrago y el río Lozoya (E-2, 3) y en otros muchos puntos aislados entre este punto y Cabeza Rasa (E-4). Estudiando con detalle este contacto, se observa además que dentro del granito o del pórfido inmediato al contacto abundan con frecuencia los enclaves de la roca metamórfica encajante, desorientados con respecto a la orientación de esta última, y muchas veces afectados por fenómenos de asimilación o transformación en granito. Pueden verse estos enclaves de neis dentro del pórfido en la carretera de El Berrueco a Cervera, entre los kilómetros 4 y 5 (E-2, 3) y dentro del granito en El Chorreón (E-4), en las Lomas de Valgallegos (D-4) y en numerosos puntos del contacto norte entre Las Navas de Buitrago y el ferrocarril Madrid - Burgos (D, E-2).

En la zona central del macizo y en su borde meridional, entre el granito y el neis glandular y migmatítico, existe en cambio una zona de transición de granitos de grano fino, que unas veces están exentos de estructuras, pero otras tienen una foliación esquemática que en conjunto coincide con la del neis; dentro de esta facies de borde son frecuentes las zonas en las que se manifiestan bien las estructuras metamórficas, como enclaves unas veces pequeños, otras veces de tamaños muy considerables, cuyos bordes parecen unas veces netos, pero otras más difusos y graduales. Algunos de estos islotes, de dimensiones superiores a los 50 metros, se han señalado en la vertiente meridional del Mondalindo, donde esta facies de borde alcanza extraordinario desarrollo. De la misma forma, dentro del granito normal no estructurado, cercano al contacto, se desarrollan también zonas a modo de islotes, del granito de grano fino, de facies marginal y algo estructurado.

Una de estas zonas, de casi un Km². en el plano, es la de la zona de Cumbre de Cabeza Arcón, al SO. de Bustarviejo (B-4). Por último, dentro del mismo neis, se han encontrado en las proximidades del contacto pequeños afloramientos de este granito aplítico de grano fino algo estructurado; alguna de las rocas de mayor extensión están localizadas en el borde sur, entre las carreteras que van de Torrelaguna a La Cabrera y la de Cabanillas a Valde-manco (D-4).

El borde occidental del macizo vuelve a tener de nuevo contactos netos y discordantes en conjunto. Desde Bustarviejo (C-4) hasta la salida del contacto por el sur de la Hoja, pasando por Cabeza de la Braña (B-3) y por las cercanías de la carretera de Canencia a Miraflores (B-3, 4), del neis glandular y migmatítico se salta al granito sin que aparezca la facies marginal de grano fino. Aunque en esta zona las condiciones de observación no son muy apropiadas por existir abundante vegetación, hemos visto en algunos puntos enclaves de neis dentro del granito, al parecer desorientados. Precisamente en el saliente de granito, que desde Collado Cerrado baja hacia Canencia, R. C. Heim señala un islote de neis de considerables dimensiones, que nosotros, aunque hemos recorrido esta zona con cierto detalle, no hemos localizado; en cualquier caso no debe tener las dimensiones con que ha sido representado por este autor.

En toda esta zona occidental del plutón de La Cabrera, así como en muchas zonas de su borde oriental, el granito no parece haber sido afectado en su composición por la presencia del neis, pues las rocas inmediatas al contacto, excepto por la existencia de los enclaves, no se diferencian ni por su estructura ni por su composición de las que están situadas en el interior del macizo. Tampoco parece que el neis cercano al granito haya sido influenciado por éste, y son análogos, dentro de las lógicas variaciones locales, a los que se encuentran lejos del granito.

Únicamente los enclaves de neis sufren intensas modificaciones estructurales y mineralógicas, ya descritas en otras publicaciones (J. M. Fúster y E. Ibarrola, 1956), alguna de las cuales, como la desaparición de la silmanita (cuando existe en los neises encajantes) y la cristalización de espinelas verdes en las zonas micáceas, son bastante significativas. En cambio, en la zona oriental, y en las proximidades de Cervera de Buitrago, hacia el sur (E-3), las rocas néisicas han experimentado un metamorfismo peculiar en su contacto con el granito, con aparición de andalucita, espinelas y corindón, minerales que se forman en aureolas de metamorfismo de contacto con bastante intensidad.

Todas estas observaciones indican, creemos que sin lugar a dudas, que el macizo granítico granodiorítico es posterior a la fase de metamorfismo re-

gional que ha impuesto las características generales de los neises. Esta conclusión, y el hecho de que el macizo sea discordante, permite clasificar al plutón de La Cabrera como posteinemático o postorogénico, con respecto al ciclo metamórfico.

Las variadas modalidades por las que se establece el contacto entre el macizo granítico y granodiorítico y las rocas metamórficas, son aparentemente contradictorias, por lo que al origen del granito se refieren. En las zonas centrales, donde aparece desarrollada, a veces profusamente, la facies marginal de granitos aplíticos con restos estructurados, no cabe duda de que los granitos y granodioritas se han formado a expensas de las rocas metamórficas. En la zona occidental, y aún más en la oriental, donde los contactos son netos, con enclaves desorientados, e incluso donde se manifiestan fenómenos de metamorfismo térmico, más parece que el granito se haya emplazado, en un estado de movilidad mayor.

El Cretáceo

Valle del Lozoya.—Los depósitos cretáceos del valle alto del Lozoya están comprendidos en gran parte en la Hoja de Buitrago; por el oeste se prolongan, dentro de la hoja de Segovia hasta más allá de Rascafría; por el este llegan hasta cerca del Portillo de Navarredonda, por la cuenca del arroyo del Villar (B-1). Como estos sedimentos han sido muy erosionados no forman un afloramiento continuo, sino islotes destacados apoyados directamente en el neis; como por otra parte el río ha depositado en su cauce una cantidad considerable de sedimentos durante el Cuaternario, los afloramientos cretáceos son relativamente escasos, y en muchos puntos sólo se perciben bien en el fondo de los arroyos que desaguan por una y otra vertiente al río Lozoya. De todas formas se puede reconstruir bien el conjunto sedimentario, que, exceptuando algunas pequeñas variaciones locales, tiene una disposición uniformemente monoclinial, con direcciones que varían muy poco de la N.-60°-E. y buzamientos débiles al NO. (de 10 a 20° en general).

La base del Cretáceo se puede observar bien en el flanco derecho del valle, desde la casa del Chorrillo hasta el Cobo del Río (A-2, 3). Está formada por un débil espesor de arcillas y gredas de colores abigarrados (rojos, rosados, violáceos, verdes, blancos) que se apoyan directamente en clara discordancia erosiva sobre los neises glandulares y migmatíticos. Éstos están en las proximidades del Cretáceo extraordinariamente alterados y convertidos en una masa arcillosa y arenosa, teñida del mismo color que la parte inferior

del Cretáceo, que incluso puede deshacerse entre las manos; a primera vista pudiera ser confundido con el Cretáceo, pero en cortes recientes conserva toda la estructura de la roca metamórfica. Entre el neis alterado y las arcillas de la base del Cretáceo no hemos encontrado en ningún caso el más ligero vestigio de lo que pudiera ser considerado como conglomerado de base.

Entre las arcillas y gredas versicolores están intercaladas capas y lenticiones de considerable tamaño de arenas sueltas, unas veces blancas y otras versicolores. Las arenas son de grano fino (inferior al mm.) en general, pero entre ellas aparecen lechos poco definidos algo más bastos, de elementos algo mayores e incluso a veces algunas gravillas bien rodadas. Son casi exclusivamente de granos de cuarzo con algunas laminillas de mica y están débilmente trabadas por material muy fino caolínico. Se deshacen fácilmente con las manos.

Este primer nivel de arcillas y arenas de colores blancos y violáceos, puede estudiarse bien en el arroyo que pasa por la ermita de Santa Ana (A-3), y se marca en el terreno por una ligera depresión, paralela al valle, pobre en vegetación arbórea.

El espesor total de este primer nivel arenoso-margoso es siempre reducido; varía entre los tres y los ocho metros en los perfiles donde se ha podido medir. No creemos que sobrepase nunca los 10 metros de potencia.

Sobre las arenas y arcillas se pasa gradualmente a un nivel calcáreo, que en unas zonas es margoso, muy tableado, de color gris ceniciento o blanco, y en otras, arenoso, de color anteaado y con estratificación menos evidente. Este segundo tramo tiene espesores variables entre 4 y 10 metros; a él siguen las calizas bastas, algo arenosas, y en general oquerosas, y a veces cristalinas; tienen cavidades tapizadas de cristalitos de calcita. Este último nivel alcanza espesores muy variables según la intensidad de la erosión; teniendo en cuenta la inclinación media, medida a lo largo de varios perfiles en el flanco sur del Cretáceo, hemos obtenido cifras comprendidas entre los 40 y 80 metros.

Los pequeños afloramientos aislados entre el Aluvial o apoyados en el borde del neis del flanco norte del valle del Lozoya y del arroyo del Villar tienen iguales características; unos son de las calizas superiores o de las que establecen el tránsito entre las margas y arenas y las calizas; otros son arcillosos y arenosos. El más importante es el que se sigue desde Pinilla del Valle hasta Lozoya, formando el escarpe de la vega actual del río, y está formado por calizas muy débilmente inclinadas hacia el NO.

La pobreza en restos orgánicos en el conjunto del Cretáceo hace muy difícil la clasificación en pisos de este terreno. En las arenas y arcillas no hemos encontrado nada digno de mención, si se exceptúan algunos pequeños lechos de material lignitoso que acreditan el origen continental y detrítico del pri-

mer nivel. En las calizas hemos encontrado solamente restos de moluscos, en su mayor parte en forma de moldes, de imposible clasificación; entre ellos algunos que pudieran ser de rudistas. C. del Prado (1864, p. 124) menciona

Sphaerulites squamosus, d'Orb.

Mytilus sp.

Modiola sp.

Terebratula sp.

y L. Fernández Navarro (1915, p. 21) indica además

Radiolites (Sphaerulites) Saxonie, Röm.

Pecten tripartitus, Desch.

Pecten (Vola) quinquecostatus, Sow.

Terebratula sp.

Todos ellos procedentes de los niveles calcáreos superiores.

Con tan pobre material sólo puede decirse que las calizas corresponden a los niveles marinos de la parte inferior del Supracretáceo, especialmente el Cenomanense. Es posible que la serie caliza comprendiera también niveles más altos que pueden haber sido desmontados por la erosión. Para ello habrá que clasificar cuidadosamente los restos de microfauna que hemos observado en algunas preparaciones microscópicas.

El nivel inferior de arcillas y arenas con algún residuo de lignitos, aunque pobremente desarrollado, es en todo análogo a las capas de Utrillas del Cretáceo ibérico y celtibérico, que pertenecen al Albense o a las capas inferiores del Cenomanense. En el plano se han señalado como Albense, siguiendo los criterios más o menos concordantes de todos los que han estudiado este tipo de sedimentos en el centro de España (Schröder, 1930).

Zona al norte de Torrelaguna. - En el ángulo SE. del plano los sedimentos cretáceos alcanzan un desarrollo considerable y forman en conjunto un flanco monoclinal apoyado sobre los neis, micacitas y pizarras, tendido hacia el SE. Por su extremo oriental se prolonga con iguales características marcando el límite entre las pizarras paleozoicas y la cubeta del Tajo; en su parte occidental, después de la violenta flexión del arroyo de San Vicente (D-4), desaparece bajo los sedimentos terciarios. En la hoja de Torrelaguna, situada más al sur, no vuelve a aparecer hasta cerca de Cabanillas de la Sierra. El paquete de calizas cretáceas forma un escarpe perfectamente definido en el terreno, pues entre su borde norte y los materiales cristalinos existe

una profunda depresión longitudinal sólo cortada en estrechas gargantas por los arroyos que van a desaguar al río Jarama (cerros de Espartera, Mortero, de Arrebatacapas, La Atalaya, etc.).

El nivel arenoso-arcilloso inferior, que aunque poco potente estaba bien desarrollado en el valle del Lozoya, está aquí reducido a la mínima expresión. Sólo se manifiesta, y no en todos sus puntos, por unas areniscas gruesas, con gravilla, de uno a dos metros de potencia, que destaca sin embargo en el terreno por sus colores vivos rojizos y violados (Cerro Mortero, por ejemplo). Este nivel parece aumentar en espesor hacia el este (Portillo del Lobo) y llega a desaparecer hacia el oeste (a partir del puerto de Arrebatacapas) donde solamente se le observa en puntos aislados. De todas formas se ha representado en el plano aunque con espesor algo exagerado.

Sobre este primer nivel, único vestigio del Albense, descansa otro de margas y calizas arenosas, micáceas, de color amarillento o pardoamarillento, de unos 15 a 20 metros de potencia, que forma el flanco meridional de la depresión intermedia; en este nivel hay intercalados uno o varios bancos de areniscas calcáreas molásicas de unos cinco metros de espesor. Tras él, formando el cejo de los cerros y su flanco meridional, siguen las calizas de grano fino de colores anteados, unas veces compactas y algo marmorizadas, y otras oquerosas.

Este paquete de calizas compactas, que alcanza un espesor total de unos 200 metros, puede ser dividido en cuatro o cinco bancos separados entre sí por calizas tableadas algo margosas, de colores más claros.

Sobre las calizas descansan en concordancia los materiales paleocretáceos, laustres o detríticos. En algunos sitios la separación entre ambos terrenos resulta difícil, pues el Oligoceno también es calcáreo; no obstante, las calizas oligocenas son mucho más claras, tienen con frecuencia cantos de caliza cretácea rodados formando como un conglomerado de base y suelen tener intercalaciones detríticas o yesosas. Donde el Oligoceno es de facies detrítica roja, como en el sinclinal del arroyo de San Vicente y en la zona más oriental del plano, la separación no ofrece dificultades.

El Cretáceo de Torrelaguna es tan pobre en fósiles como el del valle del Lozoya. C. del Prado (1864, p. 122-125) menciona:

Arca cenomanensis, d'Orb.

Ciprina sp.

Arca sp.

En su mayor parte debe ser considerado como Cretáceo superior (Cenomanense). El nivel arenoso y molásico superpuesto a las arenas versicolores

podría ser considerado como la facies de tránsito entre el régimen continental de las arenas albenses (aquí muy poco desarrolladas) y las calizas de facies coralina del comienzo del Cenomanense.

En algunas de las calizas cretáceas existen abundantes restos orgánicos de tipo litoral. En la microfauna de uno de los ejemplares (n.º 4.923 de Torrelaguna) aparecen los géneros

Valvulineria sp.

Globigerina sp.

Quinqueloculina sp.

Textularia sp.

Gaudryina sp.

Esta asociación indica un mar epicontinental del Cenomanense superior.

En otra de las preparaciones aparecen diversos foraminíferos de concha arenácea del género *Listerella* y, acaso, lituólidos, acompañados de un gasterópodo de concha alargada inclasificable (determinaciones realizadas por el Dr. Saavedra).

El Paleogeno

Está representado en el flanco SE. del Cretáceo de Torrelaguna (D, E-4), por sedimentos detríticos de color rojo muy poco seleccionados, formados a partir de los materiales cretáceos, paleozoicos y cristalinos. Dominan los cantos rodados, a veces de tamaño considerable, empastados en unas tierras arcillosas o arcilloso-margosas, que más al S., en la hoja de Torrelaguna, son yesíferas y tienen bancos de yeso cristalino muy potentes. En algunos puntos, como en la subida al puerto de Arrebatacapas desde Torrelaguna, sobre el Cretáceo aparecen verdaderos bancos de conglomerado de cantos de caliza cementados por caliza margosa o arenosa, a los que siguen lechos margosos claros, de aspecto lacustre. En el fondo del sinclinal del arroyo de San Vicente aparece otra vez la facies detrítica roja, perfectamente visible en los cortes de la carretera de Torrelaguna a La Cabrera. En la base se encuentran lechos alternantes de arcillas rojizas, cenicientas y verdosas, de unos centímetros de espesor, inclinadas y concordantes con el Cretáceo; en niveles más superiores aparecen ya, intercalados entre estas margas algo yesíferas, niveles de cantos poco rodados. Como aquí el flanco NO. del sinclinal de San Vi-

cente está tumbado hacia el NO., el Oligoceno aparece en posición invertida con el Cretáceo superior, descansando sobre él.

En el valle del Lozoya (A-2), aparecen también sedimentos paleogenos, aunque aquí no se les observe reposando sobre el Cretáceo, por estar ocultos los contactos por los mantos de aluviones y derrubios cuaternarios.

Comienzan a aparecer bien desarrollados en el flanco NO. del Cretáceo, a partir de la ermita de Santa Marta, en el Km. 19,600 de la carretera, y se siguen viendo casi sin interrupción por la carretera de Lozoya a Rasecafría hasta que penetran en la hoja de Segovia, donde alcanzan mayor extensión. Se puede suponer que están concordantes con el Cretáceo, pues tienen inclinaciones débiles hacia el NO., igual que las calizas cretáceas más próximas a ellos en las zonas de Alameda y Oteruelo.

Todo este Paleogeno está formado por arcillas arenáceas bien estratificadas, con tonalidad general roja y con bancos de cantos de caliza cretácea bien rodados, cementados débilmente por areniscas silíceas de color claro. Estos niveles de conglomerados que alcanzan hasta tres metros de espesor, se ven claramente en el Km. 20,800 al norte de Alameda; los cantos son casi exclusivamente de caliza cretácea, aunque también hay alguno de cuarcita, unos y otros muy bien rodados de dimensiones medianas y reducidas (grava y gravilla); de vez en cuando se ven grandes cantos de caliza de hasta 50 centímetros de diámetro.

Este Paleogeno rojo choca en su borde norte con los neises, a consecuencia de la falla fundamental del valle del Lozoya, aunque en nuestro plano esto no puede percibirse con claridad porque el Paleogeno forma cerros o islotes dentro del potente manto de sedimentos fluviales de la orilla izquierda del Lozoya. Es posible que por debajo de estos últimos puedan existir hasta las proximidades de Lozoya.

Plioceno

Al este del río Lozoya, en el tramo comprendido entre la presa de Puentes Viejas y Cervera de Buitrago (E-1, 2), sobre el conjunto de neis y micacitas, hemos encontrado un manto de sedimentos detríticos también de color rojizo, que consideramos posteriores al Oligoceno. Su base forma una superficie de arrasamiento bien definida, débilmente inclinada hacia el sur, desde la altura de los 1.020 m. en Serrada de la Fuente, hasta los 960 m. por término medio en la zona comprendida entre Robledillo de la Jara y Cervera de Buitrago.

En conjunto, estos sedimentos detríticos parecen horizontales, aunque su

estratificación no es muy manifiesta. Están formados por cantos rodados de las más diversas procedencias (granitos, pegmatitas, neis de varios tipos, cuarcitas, pizarras), entre las que abundan las cuarcitas.

Los cantos de 3 a 15 cm. son los más abundantes, pero no es raro encontrar grandes bolas de varios decímetros de diámetro. Entre los cantos aparecen tierras arenosas de color rojizo. Los caracteres de estos derrubios, indican una sedimentación bajo régimen torrencial violento, ya que no se ha realizado una verdadera selección de sus elementos, ni por su tamaño ni por sus características litológicas.

Sobre su edad no podemos hacer más que conjeturas. En muchos aspectos son análogos a las rañas pliocenas, mientras que en otros llegan a parecerse a los sedimentos groseros y detríticos del borde meridional de la sierra, aunque en este caso la coloración es en general más clara. Los consideramos provisionalmente como pliocenos.

Cuaternario

Los sedimentos cuaternarios aparecen bien desarrollados solamente en el valle alto del Lozoya. Aquí pueden diferenciarse dos tipos: unos los que forman el valle aluvial actual, que se siguen a lo largo del río hasta el pueblo de Lozoya, y otros más abundantes y más antiguos que forman un manto de depósito bastante potente de grandes cantos y gravas, que bordean la margen izquierda del valle y llegan hasta cerca del Portillo de Navarredonda. A juzgar por la gran extensión de este manto, que puede seguirse a veces hacia la cabecera de los arroyos afluentes, y teniendo en cuenta su deposición caótica, el río Lozoya y sus afluentes de la margen noreste debieron tener una actividad considerable; tal masa de arrastres debió producirse a consecuencia del glaciario que afectó la zona de cumbres de la divisoria norte.

Los residuos de la actividad glaciario aún se perciben en los flancos meridionales del Nevero y de Reajo Capón (A-1), aunque muy degradados por la erosión actual. Fueron descritos con bastante detalle por L. Fernández Navarro (1915, pp. 31-34). En el Nevero se conserva una serie de circos de acumulación (hoyos u hoyas en la terminología local), de forma semilunar y paredes escarpadas. Uno de ellos, cercano a la zona de cumbres, está cerrado por una típica morrena de retroceso final, y forma una pequeña laguna hoy casi completamente colmatada por una turbera de alta montaña; esta morrena frontal está a la altura de 2.000-2.120 m.; por bajo de ella se reconoce otra

segunda morrena, muy degradada por la erosión torrencial y abierta en su extremo; sus extremos llegan hasta algo menos de 2.000 metros.

A la izquierda de este sistema, en el borde mismo del plano, aparecen también otros residuos glaciares que pudieran ser muy bien antiguas morrenas laterales, pues encajan cauces abiertos de forma glaciario típica, aunque algunas otras que bajan hasta cerca de los 1.600 más parecen coladas de bloques y derrubios fluvio-glaciares que verdaderas morrenas.

Al este del Nevero, cerca del puente del Lozoya, hay también otros dos pequeños circos con morrenas de retroceso abiertas en su ápice; en uno de ellos hay además morrenas laterales que llegan hasta los 1.680 metros. En la vertiente occidental del Reajo Capón hemos reconocido también, mediante fotografía aérea, claros residuos de acumulaciones morrénicas, del mismo tipo que todas las descritas anteriormente.

Entre las distintas morrenas no hemos encontrado diferencias sistemáticas en cuanto a la alteración de los cantos o el grado de cementación que nos permitan decir si se trata de residuos de dos glaciaciones independientes en el tiempo o del retroceso de la última; el escalonamiento de unas y otras y el grado profundo de destrucción de las más bajas apoyan la primera suposición.

Todos los torrentes y arroyos que bajan de la divisoria Nevero-Reajo Capón, tienen en su fondo grandes acumulaciones de bloques procedentes del arrastre de los materiales de la zona de cumbres; en su parte baja estas acumulaciones se fusionan gradualmente con el Diluvial de la orilla izquierda del valle, algo más elaborado.

IV

TECTÓNICA

La discordancia general del plutón granítico-granodiorítico de La Cabrera con respecto a las direcciones estructurales de las zonas metamórficas, indica que el plegamiento y metamorfismo regional de las series paleozoicas fué anterior al emplazamiento de las masas graníticas. La existencia de fenómenos de metamorfismo de contacto, superpuestos al metamorfismo regional, precisamente en las zonas donde este último fué menos intenso, es otro dato que apoya la idea de que el macizo granítico-granodiorítico de La Cabrera es claramente postorogénico con respecto a las fases de plegamiento que ocasionaron el metamorfismo del Paleozoico inferior.

Existe además otro tercer episodio de actividad orogénica posterior al Cretáceo y al Paleogeno, ya que estos sedimentos están plegados conjuntamente según direcciones independientes de las antiguas estructuras paleozoicas. Esta fase afectó naturalmente al conjunto cristalino, ya rígido, mediante fracturas importantes, muchas de las cuales son la simple prolongación de las direcciones estructurales cretáceo-paleógenas.

Después del Paleogeno la actividad orogénica y tectónica debió quedar reducida a un mínimo. Tanto los sedimentos detríticos del NE. de la Hoja, que hemos considerado como pliocenos, como los que se extienden al sur de ella, por bajo de Torrelaguna, considerados por muchos autores como miocenos, están en general muy poco trastornados. Las débiles inclinaciones hacia el sur, los pliegues de gran radio, e incluso las fallas locales que en ellos pueden encontrarse, pueden ser interpretados simplemente como el resultado de reajustes en los bloques fragmentados durante la fase anterior a favor de fracturas o líneas de debilidad aún algo activas.

La datación precisa de cada una de estas tres fases de actividad tectónica

(plegamiento postpaleozoico inferior, emplazamiento de los granitos y plegamiento postpaleogeno con fracturación del conjunto cristalino) tropieza con mayores dificultades por la carencia de niveles de referencia escalonados en el tiempo.

El plegamiento y ciclo metamórfico postpaleozoico inferior.—

La fase de plegamiento y de metamorfismo es sin duda postsiluriana, ya que las pizarras y cuarcitas de esta edad han sido intensamente metamorfizadas.

En las regiones de mayor simplicidad tectónica, especialmente en la zona este del plano, puede observarse que la foliación metamórfica, que coincide con la antigua estratificación, es también paralela a las líneas de isometamorfismo. En esta parte, especialmente desde Cervera de Buitrago (E-2) hasta la banda cretácea del ángulo SE. y al SE. de Manjirón (E-1), las disposiciones estructurales son muy sencillas, pues las rocas metamórficas forman una serie de pliegues cerrados con ejes submeridianos y vergencia general hacia el este. Las capas de pizarras y cuarcitas, o de micacitas y neis, dan en conjunto la apariencia de un amplio monoclinal tendido hacia el este, ya que las inclinaciones son elevadas y en su mayor parte dirigidas en aquella dirección. El conjunto de los ejes de pliegue experimenta una flexión suave, pues de las direcciones cercanas a la ONO. que hay en las cercanías de Manjirón (E-1) y Robledillo (E-2) se pasa gradualmente a la N.-S. cerca de Cervera (E-2) y después a la NNE., NE., e incluso ENE. a medida que se baja hacia el sur, hacia el espolón de Dehesa Vieja (E-4).

Al oeste del meridiano de Manjirón (E-1), la disposición estructural de las foliaciones metamórficas se complica, pues de las direcciones cercanas al norte o al NNE. se pasa con mucha frecuencia a las NO. e incluso ONO., como ocurre al norte de Lozoyuela (D-2); en conjunto, los ejes de los pliegues describen un arco que se flexiona hacia el este en las cercanías del macizo de La Cabrera.

Aún más a occidente, la estructura se hace más confusa, con cambios muy frecuentes tanto en la dirección como en la inclinación de las foliaciones. En las zonas situadas al norte de Garganta y entre esta última localidad (C-2), Bustarviejo (C-4) y Canencia (B-3), aparecen con profusión zonas plegadas con pequeño radio imposibles de representar en un plano de esta escala. No obstante, parece esbozarse un amplio anticlinal, cuyo eje pasaría desde las cercanías de Navarredonda (B, C-2) hasta el Mondalindo (C-3), modificado profundamente en muchos puntos por accidentes locales de menor importancia, tales como el periclinal convergente de El Cuadrón (C-2), puesto de manifiesto en el plano de R. C. Heim (1952).

Más al oeste, la disposición estructural vuelve a ser más sencilla, pues la

orientación de las foliaciones se mantiene durante grandes distancias. Al norte del río Lozoya (A-1, 2; B-1) dominan las capas orientadas al NE. con buzamientos hacia el SE., mientras que al sur del río son más frecuentes las direcciones submeridianas o con tendencias al NO. En esta última parte se puede señalar un amplio sinclinal entre la alineación de Espartal Cachiporrilla (A-3, B-2) y las estribaciones que hay entre Canencia y Bustarviejo, con su eje situado en el fondo del valle de Canencia, frente al saliente granítico de Collado Cerrado (B-2, 3). Entre los altos del Espartal y de Junciana, por un lado (A-3, 4), y las llanadas de la Morcuera (A-4) por otro, se esboza también otro sinclinal de amplio radio, orientado de la misma manera.

Resulta difícil deducir hasta qué grado esta disposición estructural (esquemática sólo en sus grandes líneas) es la que adoptaron los materiales paleozoicos durante su plegamiento, o si por el contrario ha sido trastornada desde entonces, durante el periodo de actividad tectónica subsiguiente. Este último factor ha debido actuar en mayor o menor grado, pues las variaciones de la orientación, en torno al plutón granítico, son lo suficientemente frecuentes como para admitir que el emplazamiento de este último ha debido modificar, no poco, series metamórficas anteriores. Así, por ejemplo, desde Lozoyuela a Cervera (D, E-3), las foliaciones tienden a girar hacia el NO., como si el macizo granítico hubiera empujado a la formación metamórfica en dirección NE. También son achacables otras numerosas modificaciones a la fase tectónica posteretácea-paleogena, como, por ejemplo, la inflexión acentuada de las capas hacia el ENE. en la zona de Dehesa Vieja (E-4), evidentemente causada por una serie de fracturas en esta dirección de edad postcretácea o el cambio de estructura a uno y otro lado de la parte alta de Lozoya, debida igualmente a un sistema de fallas de considerable importancia, que haya sido la causa fundamental de la depresión diagonal, que ocupa el valle hasta Navarredonda.

Con todo, se puede concluir, que el primer episodio orogénico de que existen antecedentes en esta región, creó una estructura plegada con ejes orientados de preferencia en torno a la dirección meridiana; el conjunto sería un amplio anticlinorium, cuya cresta pasaría por las zonas centrales del plano entre Canencia, Garganta y Bustarviejo.

El plegamiento y metamorfismo regional tuvo lugar, probablemente, durante los movimientos hercínicos, aunque sobre su edad más precisa no puedan hacerse más que conjeturas, ya que ni en la superficie de la Hoja de Buitrago, ni en las regiones próximas, aparecen sedimentos metamorfizados de edad posterior al Siluriano.

Diagramas de fábrica han sido preparados de numerosas rocas de la aureola metamórfica de la zona oriental de la Hoja, y cuanto decimos a conti-

nuación es un brevísimo resumen del trabajo publicado en el número 48 de Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico, «Diagramas estructurales del cuarzo y mica...», por T. Febrel.

Es general en filadíos otrelíticos, micacitas y neises una buena alineación mineral B paralela al eje de plegamiento y a la dirección regional, seguramente herciniana, formada por otreilita, estaurolita, mica e incluso cuarzo. Esa alineación está situada en la foliación o plano S principal, que ha actuado como plano de deslizamiento y es el único definido por los diagramas de fábrica, pues aunque existen otros planos de deslizamiento que cortan a la foliación y son posteriores a ella, no modifican sensiblemente, exceptuando una ligera reorientación en las micas situadas en sus proximidades, la orientación de cuarzo y mica.

Los diagramas de mica y cuarzo definen al eje *b* o eje de plegamiento como eje de rotación externa, pero así como en pizarras y micacitas el grado de rotación no ha sido muy intenso, y su fábrica puede considerarse intermedia entre la de tectonitas S y la de tectonitas B, la fábrica de la mica en los neises es la típica en este último tipo de tectonitas. El desarrollo de las coronas está en razón directa con el grado de deformación sufrido y la moscovita, que muestra máximos con mayores concentraciones y coronas más netas que los de la biotita, ha resistido ante la deformación más que este último mineral. Las micas muestran orientación dimensional exclusivamente.

El cuarzo de las micacitas reproduce el modelo tectónico de las dobles coronas «crossed girdles», en los neises la orientación cristalográfica del cuarzo aparece muy debilitada, aunque en muchos diagramas las dobles coronas de la micacita aparecen reproducidas con bastante fidelidad, y la pierde, finalmente, al aproximarnos al contacto granito-neis. El cuarzo muestra orientación dimensional, no tan acentuada como la de la mica, y orientación cristalográfica. El máximo I, en los diagramas de las dobles coronas, indica la dirección de transporte tectónico.

Las fábricas de cuarzo y mica son homotácticas y muestran, generalmente, simetría monoclinica de movimiento. Los ejes de fábrica *a* y B están situados en el plano de foliación; el eje B es el eje de simetría monoclinica o eje de las coronas de mica y el eje *a* viene definido por el punto de intersección de las dobles coronas de cuarzo, en los diagramas de fábrica. El máximo de las coronas de mica define la posición del eje *c*.

Las fábricas de cuarzo y mica son concordantes con el cuadro de movimiento observado en el campo.

Las inclusiones de cuarzo en los porfidoblastos de otreilita de los filadíos otrelíticos de los términos de Cervera de Buitrago y El Berrueco, también

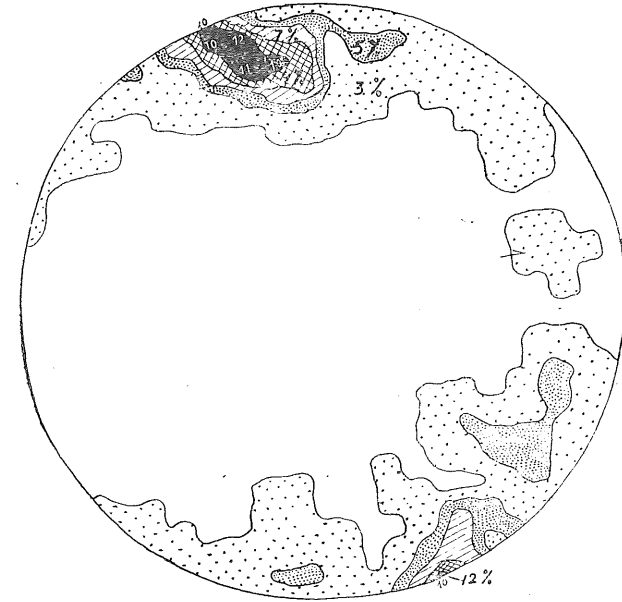


Fig. 2.—100 (001) de moscovita de micacita. La Cabrera. Contornos 1, 2, 3, 4, 5-6, 7-8, 9-10, 11 y 12 %. Máxima concentración 12 %.

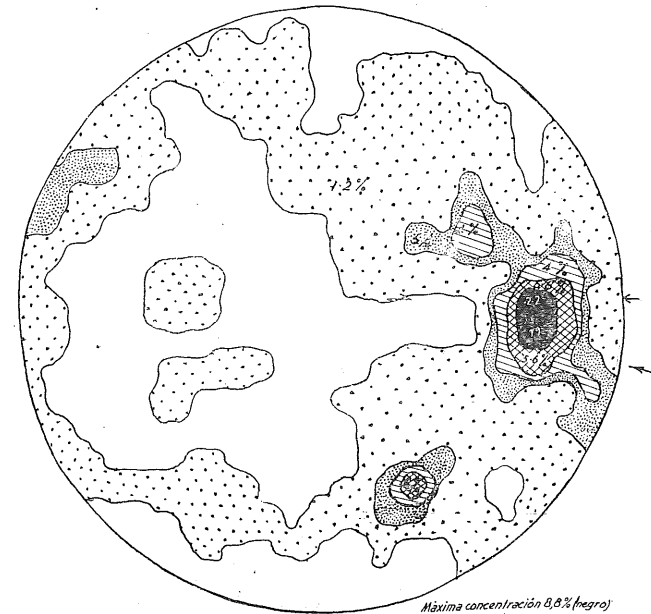


Fig. 3.—250 ejes ópticos de cuarzo de micacita en sección paralela a la del diagrama anterior. La Cabrera. Contornos 1, 2-3-4-5, 6-7, 8 y 9 %. Máxima conc. 8,8 %.

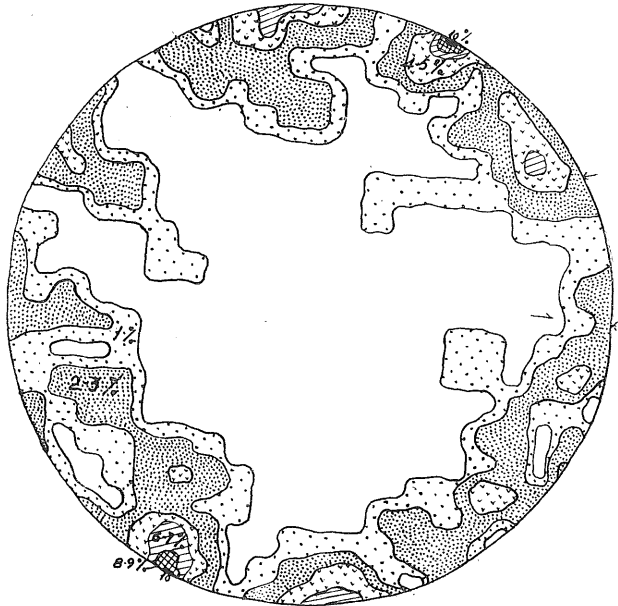


Fig. 4.—100 (001) de moscovita de neis migmatítico (sección B). La Cabrera. Contornos 1-2, 3-4, 5-6, 7-8, 9-10 %.



Fig. 5.—103 (001) de biotita del mismo neis (sec. B). Contornos 1, 2-3, 4-5, 6-7 y 8 %.

demuestran la rotación experimentada por la estructura en torno al eje B. Forman un modelo análogo al de las inclusiones de cuarzo en el «snowball garnet» de los mica-esquistos de otras regiones metamórficas.

El diagrama de la fig. 2 es un diagrama tipo de la mica de la zona de micacitas y el de la fig. 3 de los ejes ópticos del cuarzo de la misma zona; los

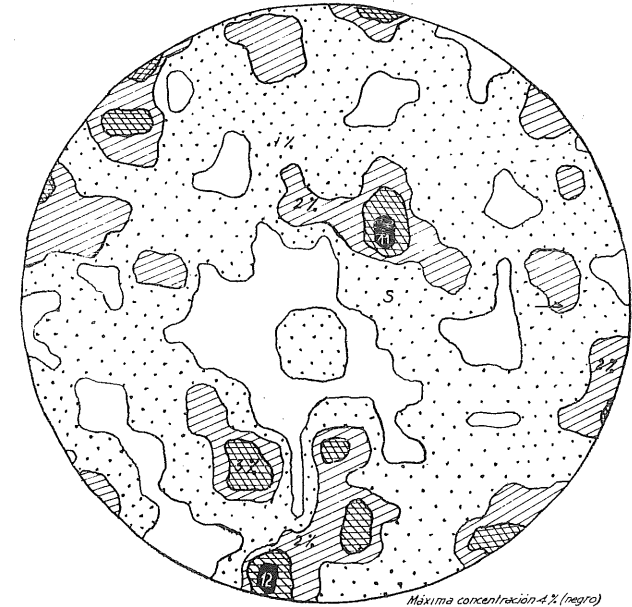


Fig. 6.—290 ejes ópticos de cuarzo del mismo neis (sección B). Contornos 1-2-3-4 %.

diagramas 4, 5 y 6 reproducen las fábricas de los mismos componentes en la zona de los neises.

Las netas diaclasas *a c* de tensión, que en toda la zona oriental de la Hoja se observan, demuestran que ha existido extensión paralela al eje de plegamiento.

El plutón granítico.—También pueden considerarse como herefnicos los granitos discordantes del macizo de La Cabrera, aunque posteriores al metamorfismo, ya que el contacto granito-neis es claramente discordante, considerando al conjunto de las rocas plutónicas.

La discordancia es más manifiesta en las partes donde el metamorfismo es más intenso (zona de los neises) y como en muchos puntos se ha desarro-

llado, entre el plutón y la serie metamórfica, una zona de tránsito en la que se pierde gradualmente la estructura (granitos marginales), todo parece indicar que los granitos están formándose a expensas del neis mediante un proceso anatéxico.

Por el este, la discordancia general no es tan manifiesta, pues el borde del granito coincide muchas veces con la foliación de las rocas metamórficas, pero existe en cambio un salto brusco, acompañado de fenómenos de metamorfismo de contacto superpuestos al gradiente metamórfico regional. Todas las observaciones realizadas apoyan más la idea de un granito que ha forzado su paso entre las series metamórficas que la de un granito formado *in situ* a expensas de estas últimas.

Como el gradiente de metamorfismo regional avanza sin saltos bruscos, desde el E. hacia el O., y como entre el granito de una y otra parte no existen diferencias sistemáticas que pudieran indicar la existencia de dos macizos graníticos independientes, interpretemos el conjunto de estos datos suponiendo que las zonas centrales y occidentales del plutón se han emplazado y formado a una considerable profundidad, donde los fenómenos anatéxicos pueden producirse, mientras que en la zona oriental las rocas plutónicas han forzado su paso hacia niveles superiores, en donde los granitos tienen un carácter intrusivo y pueden producir en las rocas encajantes más modificaciones térmicas y menos modificaciones mecánicas.

De todo esto se deduce que la superficie actual ha cortado niveles situados a muy distinta profundidad, en la época del metamorfismo y de la granitización. Las zonas hoy situadas al este de la Hoja representan las capas más superficiales de la antigua estructura y las situadas en el centro y oeste, las zonas más profundas, donde tuvieron lugar los procesos petrogenéticos del granito.

La fracturación postgranítica.—Tras el emplazamiento del granito, el conjunto cristalino ya rígido, ha experimentado una fracturación intensa en varias ocasiones, unas veces acompañada de la intrusión de rocas filonianas o de modificaciones estructurales o recristalizaciones de las rocas afectadas en las proximidades de la zona de fractura, otras puestas de manifiesto solamente por modificaciones mecánicas y fenómenos de alteración o depósitos de carácter hidrotermal.

Algunas de estas fracturas son anteriores al Cretáceo y al Oligoceno, pues en parte han sido fosilizadas por estos sedimentos, pero otras muchas son postcretáceas y postpaleogenas, pues estos materiales están plegados e incluso fallados al tiempo que el substrato cristalino. Tampoco hemos observado en ningún caso que las manifestaciones filonianas hayan afectado las

series sedimentarias como en ningún otro punto de la Sierra de Guadarrama, por lo que hay que concluir que aquellos procesos son precretáceos.

Excepto en las partes próximas a las rocas sedimentarias, es muy difícil establecer una cronología estratigráfica de las distintas series de fracturas, más aún si se tiene en cuenta que muchas de ellas han debido actuar en repetidas ocasiones después de la cratonización del conjunto cristalino.

De lo que no cabe duda es que la fracturación de edad alpina es la más importante en el establecimiento de la estructura y morfología actual de esta zona.

Esta fracturación se manifiesta en el ángulo SE. de la Hoja por una serie de fallas, con importante desplazamiento horizontal y pequeño salto vertical, orientadas según una dirección NE. o ENE., que se inflexiona hacia el NNE. a medida que se avanza hacia el norte. Son fracturas que coinciden con bastante fidelidad con la estratificación y foliación de las pizarras, micacitas y neises de esta zona y que en la cobertera sedimentaria se manifiestan por la flexión violenta de las capas cretáceas y oligocenas en las proximidades del arroyo de San Vicente (fig. 7). Aquí (E-4), las capas cretáceas que desde el este estaban dispuestas en un sencillo monoclinal buzando unos 30° por término medio hacia el SSE., doblan en forma de Z, con su rama diagonal orientada hacia el NE., formando un anticlinal y un sinclinal, ambos muy agudos y con sus capas estiradas; en esta diagonal desaparece el Cretáceo inferior de areniscas y molasas y las calizas entran directamente en contacto con las pizarras metamorizadas de Dehesa Vieja. El flanco norte del sinclinal queda casi en posición vertical, e incluso hacia el oeste cambia su inclinación hacia el NO., cabalgado por los neises a partir del arroyo del Afrecho del Molino; el fondo del sinclinal aparece rellenado por las margas rojas del Oligoceno, margoso y detrítico, que también en su flanco norte aparece en posición invertida, soportando las capas más altas del Cretáceo calizo.

Aún más al oeste, cerca de los límites entre Torrelaguna y Redueña, una segunda fractura, paralela a la que produjo la flexión del arroyo de San Vicente, trastorna aún más el flanco NO. del sinclinal y pone en contacto anormal a los sedimentos oligocenos con los neises glandulares y migmatíticos; el Cretáceo pinzado no vuelve a aparecer de nuevo hasta las proximidades de Cabanillas de la Sierra, ya en la hoja de Torrelaguna.

Paralelas a estas fracturas de desplazamiento horizontal existen muchas otras, dentro de la serie metamórfica que se extiende al norte de la banda cretácea, aunque muchas de ellas no tienen repercusión importante en la disposición del Cretáceo. Como los planos de deslizamiento coinciden más o menos con la foliación de pizarras y micacitas, pueden haber contribuido algo al estrechamiento notable de la serie metamórfica regional, que aquí se

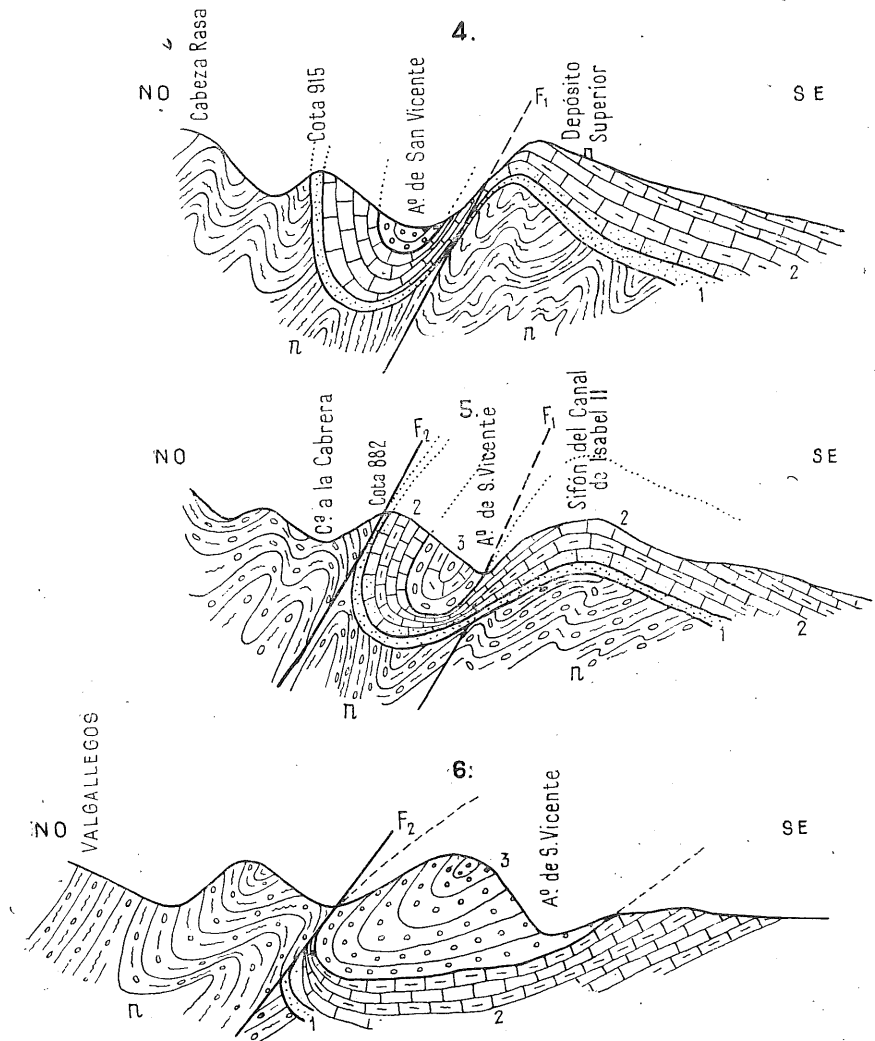
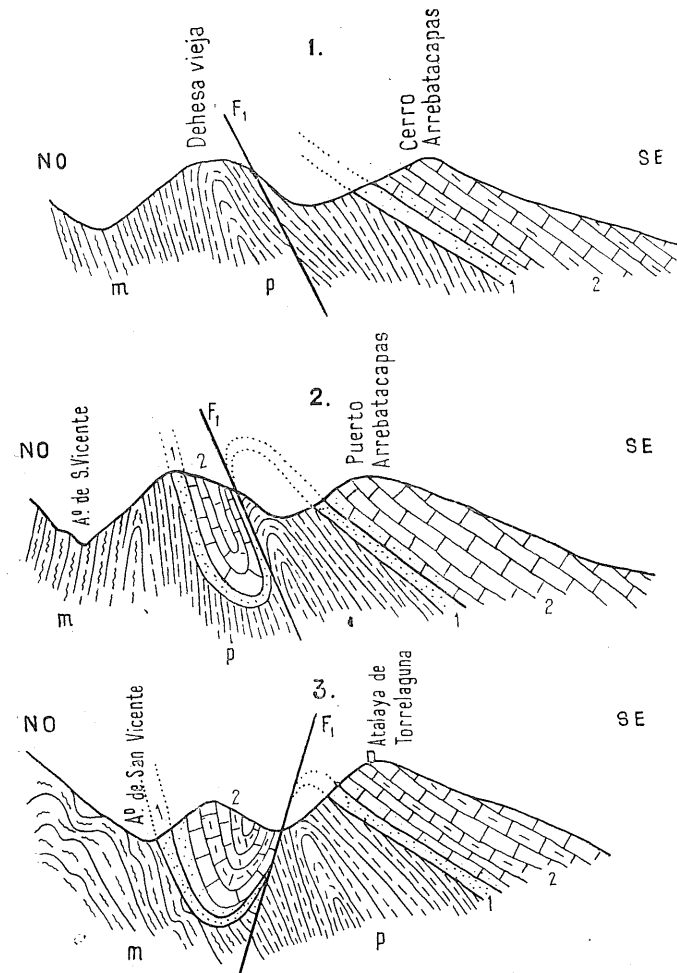


Fig. 7.—Serie de cortes transversales a la flexión del arroyo de San Vicente, en el ángulo SE. de la Hoja, donde se pone de manifiesto el cabalgamiento del conjunto cretáceo-oligoceno por la serie metamórfica (cortes esquemáticos sin escala).

Explicación: 1 = Cretáceo inferior; 2 = Cretáceo superior; 3 = Paleógeno; n = neis; m = micacitas; p = pizarras.

desarrolla en forma completa en una pequeña distancia. Sin embargo, no puede pensarse que estos accidentes sean de tal envergadura como para producir lagunas importantes en el gradiente metamórfico, poniendo en contacto de una forma brusca los niveles metamórficos más superficiales (pizarras silurianas) con los más profundos. Es conveniente llamar la atención sobre este hecho porque en la mayor parte de los planos hasta ahora publicados de esta región se suele dibujar, por un lado, el siluriano, y por otro el llamado estrato cristalino, dando la impresión, a veces reforzada por estar señalada, de que existe una línea tectónica importante que va a parar precisamente al espolón metamórfico de Dehesa Vieja, que pone en contacto anormal dos entidades completamente diferentes. Cualquiera de los itinerarios que se hagan en dirección normal a la serie pizarras-micacitas-neises, pone de manifiesto que la continuidad de la serie es completa y que los accidentes tectónicos, por tener una componente horizontal más importante que la vertical, no provocan saltos importantes, aunque en conjunto «contraigan» por estiramiento las series metamórficas.

Las fracturas de esta zona también influyen en la traza del contacto granito-neis, como en la zona situada entre las lomas de Valgallegos, Cabeza Rasa y El Hontanar (D, E-4), en donde el macizo plutónico se ha fragmentado en cuñas desplazadas hacia el norte. También puede considerarse como contacto tectónico la parte comprendida entre Cervera y el Lozoya (E-3), ya que en planos de mayor escala la línea de separación puede descomponerse en tramos escalonados; quizá la intrusión porfídica del borde granítico en esta zona haya aprovechado esta zona de debilidad.

En la zona oriental del macizo de La Cabrera, a partir del meridiano de Valdemanco, existen dos sistemas de fracturación fundamentales. Uno con direcciones muy cercanas al NO., frecuentemente rellenadas con intrusiones de pórfidos cuarcíferos, como al NE. de la línea El Berrueco-Lozoyuela, y que no han producido desplazamientos importantes, y otro con dirección submeridiana N.-S. o NNE., claramente posterior, ya que produce desplazamientos importantes en los diques de pórfidos cuarcíferos. Se puede admitir que el primer sistema se produjo poco después del emplazamiento del plutón, mientras que el segundo es muy posterior, quizá de edad alpina, ya que estas fracturas se relacionan claramente con las que afectan la formación sedimentaria y tienen su misma dirección y sentido del desplazamiento. A este conjunto de fallas hay que atribuir los bruscos relieves de la Sierra de la Cabrera (D-3), ya que los materiales de que están formados estos relieves son los mismos que los del resto de la formación, granitos y granodioritas de grano grueso, con bandas o diques de granito de grano fino. La complejidad tectónica en esta zona es tal, que ha resultado imposible situar en el plano

todas las líneas de fractura percibidas sobre el terreno y en las fotografías aéreas. En el plano se han situado únicamente las más importantes.

El arroyo de Albalá, que pasa por Valdemanco (C-4), ha labrado su cauce a lo largo de una importante fractura rectilínea N.-S., que se prolonga por debajo del límite de la Hoja y separa el bloque fundamental de La Cabrera de la zona granítica de Bustarviejo y Collado Cerrado. No debe ser del todo ajeno a esta fractura el estrechamiento notable del macizo granítico a partir de esta zona, que se reduce al máximo en el Portillo de Bustarviejo.

En este bloque occidental del macizo granítico, las fracturas más importantes tienen trazas francamente dirigidas hacia el NE., y algunas, como la que pasa al norte de Bustarviejo y flanquea la alineación de Mondalindo-El Reajo, dirección ENE. Una de las más importantes es sin duda la que desde el arroyo de Gargueña (C-4) pasa por el collado al este de Cancho Gordo (D-3) y penetra en el macizo principal de La Cabrera hasta cerca de Lozoyuela (D-2); otras también muy notables son la que flanquea a El Pendón por occidente y llega al pie de Bustarviejo (C-3), situado al pie de una zona intensamente cataclástica, y la que flanquea el arroyo del Valle, mineralizada en las proximidades del granito (B-4, C-3).

En la zona de Cabeza Arcón hay además un intenso diaclasado vertical en dirección E.-10-15°-S., que tablea los granitos de esta zona intensamente.

Al N. y NE. del plutón de La Cabrera, la complejidad tectónica es considerable, pero desgraciadamente los mantos detríticos pliocenos enmascaran gran parte del sistema de fracturación. El cauce del río Lozoya en este tramo sigue fielmente un complejo sistema de fracturas orientadas N.-30°-O., N.-S. y N.-45°-E.

En conjunto parece que estas fracturas son la consecuencia de un importante enjambre de fallas que se prolongan desde el cauce del Lozoya, al sur de la presa de Puentes Viejas (E-2), y que se prosigue sin interrupción por el norte del Cuadrón hasta las proximidades del Lozoya (D, C, B-2). Esta línea, banda más bien, forma el límite sur de un gran bloque que vendría limitado por el oeste por otro sistema tectónico, el del Portillo de Navarredonda-Lozoya (B-1, A-2), dirigido hacia el NE., y por el este por la zona triturada y compleja del Villar-Puentes Viejas (E-1, 2), marcada más o menos por el curso del río. Las fallas más características y notables de este conjunto son las dirigidas hacia el NNE, a veces mineralizadas, como al SE. de Gargantilla (B-2), o rellenadas por rocas filonianas, y las que se orientan hacia el NNO., formando con las anteriores un ángulo de unos 60°; estas últimas cuartean intensamente el Macizo de la Cruz (B-1, 2), tan tectonizado como el de la Sierra de la Cabrera.

En el ángulo NO. del plano, a partir de una línea que teóricamente uniría

Navarredonda con Lozoya y Oteruelo, impera un sistema de fracturas orientadas constantemente hacia el NE. e inclinadas unos 60° al norte, que son la causa de la depresión oblicua del valle alto de Lozoya y del arroyo del Villar y de la abrupta pendiente meridional de la alineación principal del Guadarrama (en nuestra Hoja sólo representada por el Nevero y Reajo Capón). El mismo sistema prosigue al otro lado del río, originando los profundos costillares de Cachiporrilla-El Espartal-La Morcuera y la fosa rectilínea del arroyo de Canencia (B-3). Esta parte del plano puede descomponerse en tres macizos tectónicos alargados y orientados hacia el NO. («Sierra de Guadarrama», «El Espartal-Cachiporrilla», «Perdiguera-Cabeza la Braña»), entre los que quedan tres fosas profundas («Valle alto del Lozoya», «Valle alto de Canencia», «Pinar de Canencia»). La morfología de todos ellos es análoga, pues todos estos bloques están coronados por suaves rampas inclinadas hacia el norte, con una red fluvial de carácter senil y abundantes praderías —prados al norte del Nevero (A-1), llanadas de La Morcuera (A-4), de Collado Cerrado (B-4), de Cabeza la Braña (B-4) —, tajadas bruscamente por el sur por abruptas pendientes.

La edad de estas fracturas NE-SO., que fragmentan a la sierra en bloques diagonales, alternativamente hundidos y levantados, debe ser postpaleogena, pues los sedimentos de esta edad chocan contra el murallón de la sierra e incluso son algo cabalgados por los neises de las vertientes meridionales de la alineación carpetana. Este accidente tectónico no puede verse directamente en la superficie de nuestra Hoja, pues los mantos aluviales del valle de Lozoya enmascaran el contacto oligoceno-neis, pero más al oeste, ya en la hoja de Segovia, puede observarse al norte de Rascafría una falla inversa por la que se sumerge el Oligoceno. En la superficie de esta Hoja puede verse, en cambio, claramente el Cretáceo superior calizo fallado en su banda NO., en los pequeños afloramientos que se extienden desde Lozoya al Portillo de Navarredonda.

La hipótesis emitida por Fernández Navarro (1915) de una supuesta prolongación del valle antiguo de Lozoya, por el Portillo de Navarredonda, no deja de ser sugestiva, pero no hemos encontrado argumentos significativos que la apoyen; tampoco cabe pensar que la formación de la fosa del valle sea precretácea y que la transgresión cenomanense haya penetrado en una Sierra del Guadarrama, ya estructurada en sus rasgos actuales, invadiendo solamente a modo de golfos las depresiones ya constituidas.

Si así fuera deberían encontrarse grandes diferencias de facies y litológicas en los sedimentos cretáceos; precisamente el paquete cretáceo tiene en todos los puntos de la sierra donde se conserva, lo mismo en los afloramientos situados en su interior, que en los que se extienden por sus flancos norte

y sur, una monotonía estratigráfica, que puede considerarse asombrosa en series de tan poco espesor: arenas y arcillas en la base, sin aparición de un verdadero conglomerado de base, margas multicolores y molasas en la zona de tránsito y calizas compactas y oquerosas con alguna intercalación calizo-margosa en la parte superior.

El hecho de la identidad de facies apoya más la idea de una sedimentación en condiciones análogas sobre grandes extensiones de lo que hoy es la Sierra de Guadarrama, que quedaría prácticamente cubierta por la transgresión cretácea. A la fracturación alpina y a la intensa erosión subsiguiente hay que achacar la dispersión de los afloramientos cretáceos y su pequeña extensión.

PETROGRAFÍA

Las rocas graníticas-granodioríticas

Las rocas plutónicas del macizo de La Cabrera, que se extienden por las zonas surorientales de la Hoja de Buitrago, son, en general, bastante homogéneas desde el punto de vista petrográfico. Estas rocas se han denominado en la literatura geológica hasta ahora publicada con el apelativo general de granitos, pero en realidad se trata de una serie rocosa en donde simultáneamente existen granitos calcoalcalinos, adamellitas y granodioritas, con mayor dominio de estos últimos términos que de los granitos propiamente dichos. En efecto, de los dos feldespatos siempre existentes en estas rocas, la plagioclasa, con mucha frecuencia supera al feldespato potásico en proporción cuantitativa. La proporción de *An* del mismo feldespato calcoalcalino es también por término medio más elevada de la que corresponde a los granitos propiamente dichos.

La distinción sobre el terreno de estas tres clases de rocas plutónicas, que están ligadas además por términos de tránsito, resulta prácticamente imposible y por ello en el mapa geológico toda la extensión de rocas plutónicas se ha marcado con una sola denominación (serie granitos-granodioritas).

Estas rocas sobre el terreno se reconocen en conjunto con gran facilidad, tanto por su estructura como por la morfología y formas erosivas características, y sólo en algunas zonas, en la banda de contacto con los neises glandulares y migmatíticos, pueden plantearse dudas, a consecuencia de la aparición de una banda de rocas intermedias con caracteres estructurales mixtos entre las rocas graníticas-granodioríticas y el neis. Sin embargo, aun en esta banda difusa de granitos néisicos o neises graníticos pueden encontrarse ca-

racteres estructurales que en conjunto pueden diferenciarla por un lado de las rocas plutónicas típicas, y por otro de los neises glandulares y migmatíticos que forman el resto de la Hoja. En el plano se han marcado estas rocas de tránsito como granitos periféricos de grano fino.

Las rocas de la serie granítica-granodiorítica del macizo de La Cabrera son de color gris azulado en superficie fresca y de grano grueso o intermedio; en ellas no se observan en general disposiciones orientadas de ninguno de sus componentes. Esta isotropía estructural (al menos por observación directa sobre el terreno) se mantiene uniformemente por toda la extensión del granito, y aunque en algunos sitios pueden encontrarse zonas reducidas en donde la biotita parece estar orientada, no dejan de ser excepcionales. En otras zonas, en general en bandas muy tectonizadas, puede observarse un esbozo de orientación dentro de la masa rocosa, pero esta supuesta orientación perceptible sobre el terreno, se debe más a la existencia de bandas de distinta composición o estructura que a la orientación preferente de alguno de los minerales componentes. Uno de los puntos en donde puede observarse fácilmente esta disposición bandeada de las rocas graníticas, es la trinchera de la carretera Madrid-Burgos en el Km. 61-62, al norte de La Cabrera, estudiado por M. San Miguel y A. San Miguel (1957).

En las zonas muy fracturadas o con diaclasado intenso, los granitos suelen adquirir un color rosado o rojizo. Esta coloración es debida a la tinción de los feldespatos por un pigmento del mismo color, probablemente óxidos de hierro muy divididos; en las preparaciones microscópicas estos cristales de feldespatos están llenos de finas inclusiones opacas o rojizas.

El conjunto de las rocas del macizo de La Cabrera es de grano medio o grueso, pero con mucha frecuencia aparecen zonas o bandas, de grano más fino, casi aplíticas, en general más claras de coloración y más pobres en minerales micáceos.

Entre las rocas de grano medio o grueso, que son las más abundantes, y las de grano fino se observan con frecuencia contactos bastante bien definidos, aunque en general la continuidad mecánica de ambas rocas es completa. A veces pueden encontrarse inclusiones de los granitos de grano grueso dentro de las variedades más finas o viceversa (más raramente) y en otras ocasiones pueden reconocerse bandas de grano fino, de espesor relativamente reducido, que están encajadas dentro de las variedades más groseras.

Todos estos datos podrían interpretarse como un argumento en favor de dos épocas de formación de granitos, pero el conjunto de observaciones, sobre las que más adelante recapitularemos, parecen apoyar más la idea de que los granitos de grano fino se han formado en condiciones dinámicas algo diferentes que los granitos de grano grueso, durante un mismo período for-

mático. En cualquier caso este es un problema cuya solución requeriría estudios locales muy detallados sobre su distribución en el macizo de La Cabrera y la elaboración de planos precisos a una escala mucho mayor que la de 1:50.000.

Los granitos-granodioritas dominantes.— Los granitos, tonalitas y granodioritas de grano grueso son rocas con estructura granuda, muchas veces seriada. En ellos la biotita, y aún más la plagioclasa, son idiomorfas o hipidiomorfas, mientras que el cuarzo y el feldespato alcalino, especialmente este último, son totalmente alotriomorfos y ocupan los espacios dejados por el resto de los minerales.

La proporción relativa entre los feldespatos es variable, según el tipo de roca, pero siempre coexisten simultáneamente.

En más de un centenar de secciones delgadas observadas, no hemos encontrado ni rocas en las que el feldespato calcoalcalino esté en menor proporción del 25 % del total de los feldespatos (es decir, granitos alcalinos) ni tipos en los que el feldespato alcalino sea inferior al 20 % del total de los feldespatos (tonalitas o cuarzdioritas).

La plagioclasa forma cristales hasta de 3 ó 4 mm. de dimensión mayor y es idiomorfa o subidiomorfa. Siempre tiene una estructura zonal muy manifiesta, con diferencias de composición entre las distintas zonas muy considerables y además, en algunas ocasiones, un borde externo más ácido que tiene con frecuencia numerosas inclusiones perforantes de los otros minerales constituyentes o estructuras mirmequíticas. Cuando este borde externo más ácido está bien desarrollado, el idiomorfismo del cristal se pierde. Entonces se ve un cristal zonal con zonas perfectamente geométricas y una zona externa muy irregularmente desarrollada que se acopla a los intersticios del resto de los minerales.

De numerosas medidas realizadas en estos cristales de plagioclasa se puede deducir que las zonas más básicas tienen porcentajes comprendidos entre el 35 y 55 % An, y en casos excepcionales más, con una mayor frecuencia para las composiciones del 40-45 % An. Las zonas menos básicas tienen un porcentaje de An más variable, entre el 20 y el 40 % An, y la zona externa periférica e irregular una proporción entre el 8 y el 15 % de An. En todos los casos la óptica es de baja temperatura.

La disposición de las zonas es muy variable; en algunos cristales tienen disposición normal con zonas progresivamente más pobres en An hacia la periferia. En otros casos pueden observarse estructuras oscilatorias con un núcleo y una zona externa de basicidad entre el 20 y el 40 % de An y una zona intermedia más básica. En muchas ocasiones las zonas más básicas —el nú-

cleo en las estructuras normales, o la zona intermedia en las estructuras oscilatorias — están corroídas por las zonas más pobres en anortita e incluso fragmentadas en trozos irregulares. Estas estructuras y disposiciones parecen ser debidas más a procesos posteriores a la formación del cristal que a una variación de la composición del cristal durante su período de crecimiento (J. M. Fúster y E. Ibarrola, 1956).

Las plagioclasas de estas rocas están macladas casi siempre según las leyes del plano de asociación (010) con mayor frecuencia para las leyes de Karlsbad y albíta-Karlsbad que para la polisintética de la albíta. No son raros tampoco los individuos no maclados.

El feldespato alcalino, siempre alotriomorfo en todas las rocas de la serie granito-granodiorita, tiene estructuras perfiticas de tipo venulado bien desarrolla las, en la mayor parte de las ocasiones. Las venas perfiticas son de feldespato alcalino sódico, no maclado, y se orientan preferentemente dentro del cristal, según direcciones próximas a las del pinacoides lateral.

En algunos casos se observa un rudimento de maclado polisintético en dos direcciones; este dato y el valor elevado del ángulo de los ejes ópticos ($2V = 80^\circ$) indican que se trata de una microclina.

En muchas ocasiones, sin embargo, no se observa ni aun incipiente el maclado polisintético, al tiempo que disminuye el valor del ángulo de los ejes ópticos ($2V < 76^\circ$). Entre estos valores se han encontrado todos los términos intermedios y por ello cabe pensar que en las rocas del macizo de La Cabrera se desarrolla una transición entre los feldespatos alcalinos monoclinicos (ortosa) y triclinicos (microclina).

El feldespato alcalino tiene inclusiones del resto de los minerales (plagioclasa, cuarzo, biotita) y muchas veces forma placas de grandes dimensiones en las que los demás elementos, aun los de buen tamaño, quedan incluidos, por lo que cabe pensar que este mineral es uno de los formados en último lugar (quizás el último).

En las inclusiones de plagioclasa, o en los cristales de plagioclasa en contacto con la ortosa o microclina, son frecuentes las formaciones mirmequíticas finas dentro del borde periférico más ácido de la plagioclasa.

Las variedades de granito porfiroide en el macizo de La Cabrera, aun sin ser raras, son más escasas que en otras zonas de la Sierra de Guadarrama. Los grandes cristales de feldespato, que llegan a alcanzar dimensiones superiores a los 3 ó 4 cm., son de feldespato alcalino (microclina) y están plagados de inclusiones de los demás minerales componentes. Pueden ser considerados como fenoblastos que han crecido dentro de la roca sustituyendo o englobando a los demás minerales.

El cuarzo, siempre abundante en todas las rocas, aun en las de tipo gra-

nodiorítico, no presenta caracteres estructurales especiales, forma cristales alotriomorfos, a veces con extinción algo ondulante (en las zonas procedentes de zonas tectonizadas) o está en inclusiones también irregulares en los dos feldespatos.

En prácticamente todos los granitos del macizo de La Cabrera, el único mineral ferromagnesiano presente es la biotita o sus productos de alteración. Es siempre una variedad muy pleocroica en tonos pardorrojizos, prácticamente uniaxial. Suele ser más abundante en las rocas de composición granodiorítica, aunque esto no sea regla muy general.

Además de la biotita, puede haber algo de moscovita en láminas bien cristalizadas y en relación con la biotita, pero en cualquier caso este mineral es mucho más esporádico y menos frecuente que en otras zonas graníticas de la Sierra de Guadarrama.

Los minerales accesorios vanales de estas rocas son el circón (con halos pleocroicos cuando está incluido en la biotita), el apatito, minerales metálicos opacos y rutilo. En algún caso se ha encontrado algo de allanita, granate, topacio y casiterita.

Esta descripción general se refiere a los granitos que no han experimentado fenómenos de alteración secundarios, caso raro, pues la mayor parte de todas estas rocas, aun en las tomadas en canteras recientes, se presentan fenómenos generales de modificaciones secundarias que en parte pueden ser atribuidos a una alteración meteórica, pero que también deben su causa, teniendo en cuenta la naturaleza de los productos secundarios, a agentes más profundos.

Estos procesos afectan en gran parte a los feldespatos, que aparecen más o menos sustituidos por agregados de sericita, a veces en láminas de tamaño considerable. La sericitización afecta a ambos feldespatos o con más intensidad al calcoalcalino, que a veces desaparece totalmente sustituido en alguna de sus zonas por los agregados de aquel mineral. La biotita experimenta una cloritización parcial o total, en la que además de pennina resultan agregados granudos de zoisita y pequeños cristales irregulares de feldespato alcalino. Este último fenómeno, que fué descrito por F. Chayes (1955, pp. 75-82), en algunos granitos de la Sierra de Guadarrama, está por tanto muy generalizado en las regiones cristalinas del centro de España, y habría que admitir por ello que los fenómenos generalmente englobados en la palabra «alteración» responden a un proceso general de origen profundo que se acerca más a los de carácter hidrotermal (F. Chayes), o incluso a los de metamorfismo en regiones superficiales. En varias ocasiones se han descrito estas modificaciones en las rocas granudas de la sierra.

Desde el punto de vista cuantitativo se puede juzgar de la composición de

estas rocas por los datos de composición en % en volumen determinados por el método de contaje puntual reunidos en el cuadro II.

CUADRO II

Composición mineralógica de las rocas graníticas-granodioríticas del macizo de La Cabrera

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Cuarzo	33,6	34,1	30,4	32,5	33,0	31,7	29,2	27,1	28,3	30,1	26,2	25,3
Feld. alc.	39,5	37,2	40,3	38,2	36,2	32,2	30,2	29,2	22,3	25,6	26,1	25,9
Feld. calcoalea..	18,1	17,2	20,9	21,4	23,1	25,1	31,3	33,8	39,3	40,1	40,3	42,0
Biotita, clorita..	6,9	10,7	6,2	5,6	5,9	8,3	9,1	8,3	8,7	3,8	7,0	6,4
Moscovita	0,7	0,3	1,0	1,9	—	1,2	—	0,3	0,3	—	—	—
Accesorios	1,2	0,5	1,2	0,4	1,8	1,5	0,2	1,3	1,1	0,4	0,3	0,4
Feld. alc./Feld.	0,69	0,68	0,67	0,64	0,61	0,56	0,49	0,46	0,42	0,39	0,39	0,38

1) Peña Parada (Lozoyuela). 2) Cervera de Buitrago (Km. 3-4). 3) Bustarviejo (Km. 5, carretera a Cabanillas). 4) La Cabrera (ladera occidental de Cancho Gordo). 5) Canencia (Collado Cerrado). 6) El Berrueco (Las Cabreras). 7) La Cabrera (Pico de la Miel). 8) Bustarviejo (estación del ferrocarril). 9) Lozoyuela (estación del ferrocarril). 10) Valdemanco (Km. 3 carretera a Bustarviejo). 11) La Cabrera (Lomas de Valgallegos). 12) El Berrueco (Las Cabreras).

(Determinaciones de J. M. Fúster).

De estos datos, utilizando la clasificación de S. R. Nockolds (1954, página 1008), se puede deducir que los ejemplares 1 al 5 son granitos calcoalealinos (más del 60 % de feldespato potásico en el total de los feldespatos); los ejemplares n.º 6 al 9 serían adamellititas (feldespato potásico entre el 40 % y 60 %) y los tres últimos, granodioritas (feldespato potásico entre el 10 % y el 40 %). Por término medio el conjunto de rocas tendría composición adamellitica.

Los granitos de grano fino. — Dentro del macizo de La Cabrera son frecuentes variedades de grano más fino, a veces casi aplíticas, que forman bandas alargadas dentro de las rocas dominantes de grano medio o grueso que se acaban de describir. Las relaciones entre unas y otras no son muy claras, pues aunque en algunas ocasiones los contactos son bastante definidos, en otros casos entre ambos tipos de rocas se establecen transiciones graduales.

Las rocas de grano fino son en general de estructura granuda hipidiomorfa, algo seriada, y tienen los mismos componentes que los anteriores. Aunque pueden existir variaciones considerables en las proporciones relativas de los feldespatos, en general la ortosa existe en mayor proporción que la plagio-

clasa; esta última es menos idiomorfa que en las rocas de grano grueso, pero sigue teniendo estructura zonal bien desarrollada, y porcentajes elevados de An en sus zonas más básicas (> 40 % An). En conjunto, a estas rocas se las puede denominar: granitos biotíticos o granitos de dos micas con moscovita dominante.

La facies marginal de los granitos-granodioritas. — El contacto entre las rocas del macizo de La Cabrera y las series metamórficas en que está incluido, tiene características variables en sus distintas zonas. En la banda oriental, donde en las rocas metamórficas hay un rápido gradiente de características propias de un metamorfismo de contacto, el paso de los granitos-granodioritas a los neises es muy rápido. Existe aquí una verdadera superficie de separación que delimita perfectamente rocas de características muy distintas. Del lado metamórfico, neises cornubianíticos con minerales de contacto, y del lado granítico, una variedad porfídica, verdadero pórfido granítico, o el granito normal que existe en el centro del macizo.

Estas modalidades de contacto se observan perfectamente desde Cervera de Buitrago hacia el sur (E, 3-4). En el mismo pueblo de Cervera y en la carretera de Montejo, entre los Km. 4 y 5, pueden observarse en las trincheras el contacto neto entre el pórfido granítico y las cornubianitas metamórficas. El pórfido se transforma en una roca afanítica, y con frecuencia incluye trozos de las rocas metamórficas, a veces con tal abundancia que se originan verdaderas brechas de contacto formadas por las rocas metamórficas y cementadas por el pórfido o la afanita.

Desde el Km. 4,5 de la carretera, el contacto sigue con iguales características hacia el sur, por la ladera occidental de la loma Quemados, hasta el cruce con el río Lozoya; en el valle de éste pueden verse las rocas metamórficas con planos de pizarrosidad muy bien marcados, apoyándose sobre el granito porfídico, aquí ya más fanerítico. El plano de separación en toda esta zona es una superficie concordante con la estructura metamórfica, orientada unos 10° al este y buzando por término medio de 40 a 60° hacia el este. Dentro de esta concordancia general se observan en el detalle discordancias locales entre el pórfido y las estructuras metamórficas.

A partir del río Lozoya hacia el sur, los pórfidos desaparecen; hasta el mismo contacto persisten los granitos-granodioritas sin modificaciones estructurales importantes. En esta zona el granito incluye enclaves de las rocas metamórficas, que siguiendo el contacto hacia el SO. van tomando progresivamente las características de un neis glandular formado en un proceso metamórfico regional. Los enclaves experimentan una transformación metasomática, con pérdida de su estructura y transformación en una roca

básica rica en biotita y plagioclasa de color negro (gabarro) que tiene volumen más reducido que el enclave originario. Este granito marginal, con enclaves desorientados con respecto a la estructura del neis encajante, puede observarse bien en la garganta del Chorreón, en el cruce del contacto por el arroyo de San Vicente (E-4).

Al norte de Cervera de Buitrago (E-2), un manto de sedimentos detríticos gruesos del Plioceno tapa el contacto del granito-neis en esta zona, aunque por la forma general del contacto puede sospecharse que no debe estar muy lejos por debajo del borde de los derrubios pliocenos.

En la carretera de Montejo, entre el Km. 6 y 7, hay abundantes gabarros y algún pequeño enclave de la roca metamórfica. En estas partes las rocas granulares son con frecuencia micáceo-anfibólicas y sus gabarros, que en otras partes suelen ser micáceos, tienen una elevada proporción de anfíbol de las mismas características. En estas rocas anfibólicas del norte de Cervera de Buitrago, el anfíbol, una hornablenda parda bien formada, está sufriendo una sustitución por la biotita, pues con mucha frecuencia se ven sus cristales rodeados periféricamente por la biotita (foto 26).

La composición de la plagioclasa es por término medio elevada para este tipo de rocas (>50% An), y la cantidad relativa de ortosa es menor que en las otras rocas del macizo. Estas rocas, por tanto, pueden ser consideradas como no granodioritas biotítico-anfibólicas. Probablemente son la consecuencia de una contaminación del macizo de La Cabrera por asimilación de rocas metamórficas que en este punto podrían ser originariamente más ricas en Ca que en el conjunto de la formación, generalmente rica en minerales aluminicos. En otros puntos de la formación metamórfica se han encontrado con frecuencia estas intercalaciones de rocas más cálcicas (anfibolitas) entre los neises o las micacitas con exceso de alúmina.

De todo lo dicho puede resumirse que en su margen oriental, el macizo de La Cabrera tiene contactos netos con la formación metamórfica encajante. En su borde se forma una estrecha banda en la que quedan incluidos enclaves desorientados de neis que después son asimilados e incorporados a la masa granítica, aunque queda un residuo no garantizado de biotita, cuarzo y plagioclasa, de grano fino y de composición cuarzodiorítica o tonalítica (gabarro). La transformación de estos enclaves en granito no parece introducir modificaciones mineralógicas importantes, ni cualitativas ni cuantitativas en la propia masa del granito; solamente cuando las rocas metamórficas enclavadas proceden de sedimentos ricos en calcio, se originan variedades anfibólicas (como al norte de Cervera de Buitrago), que por otra parte tienden a desaparecer, ya que los anfíboles están siendo sustituidos progresivamente por la biotita vanal del resto del macizo.

Estos contactos netos de la banda oriental existen también en el borde norte del macizo, entre río Lozoya hasta El Reajo (C-3), entre Garganta (C-2) y Valdemanco (C-3), y también en muchos de los puntos de su sector occidental, entre Canencia, Bustarviejo y Miraflores (B-3, 4). En toda esta zona el contacto, además de ser neto y brusco, es discordante, pues las estructuras de las rocas metamórficas (neises glandulares y migmatíticos en estas partes) quedan cortadas por el plano de separación.

Los contactos en la banda sur del macizo (B, C, D-3), que penetran a veces dentro de la hoja inferior de Torrelaguna, y en buena parte de la banda norte, especialmente entre Bustarviejo y El Reajo (C-3, 4), son en cambio de naturaleza muy distinta. En todas estas zonas se pasa del macizo granítico granodiorítico al neis glandular o migmatítico insensiblemente, a través de una banda de rocas mixtas en las que concurren simultáneamente caracteres de unas y otras rocas. Esta zona de tránsito sobre el terreno se manifiesta del lado del granito por unas variedades de grano fino, aplíticas, en las que se ven de vez en cuando zonas en las que hay ya esbozos de la orientación metamórfica que parecen enclaves de límites poco netos. Del lado del neis se observan zonas unas veces concordantes de unos neises de grano fino aún orientados sobre el terreno, pero que en muestras aisladas parecerían aplitas.

La fijación sobre el terreno entre lo que podría denominarse granito aplítico con zonas o inclusiones néisicas y neis glandular o embrechítico, con zonas o bandas granítico-aplíticas es muy dificultosa y naturalmente está muy sometida a la apreciación subjetiva. No obstante, sobre el plano hemos marcado una zona de tránsito, granitos de facies marginal, en los que la proporción de zonas estructuralmente orientadas es muy reducida.

El desarrollo de esta banda es muy irregular, pues mientras que en unos sitios apenas alcanza unas decenas de metros, en otras partes, como por ejemplo en la vertiente meridional del Mondalindo (al NE. de Bustarviejo) y en la zona de Cabeza Arcón (al SO. de Bustarviejo) la zona indecisa se extiende durante centenares de metros.

Este mayor desarrollo superficial, significa en parte un mayor espesor real en estos puntos de la banda de tránsito entre el macizo granítico-granodiorítico de La Cabrera y los neises encajantes, pero también se debe a que la banda de contacto entre el granito y el neis está muy poco inclinada en estos puntos. Esto se ve claramente en el valle que hay entre Perdiguera y Cabeza de Arcón (B-4), en su vertiente izquierda; aquí, en la alineación longitudinal formada por los cerros de Cabeza de Arcón y el Pendón se ve al neis superponerse al granito, según un plano débilmente inclinado hacia el sur con neis en la zona de cumbres (o la facies marginal, como en Cabeza de Arcón) y granito en el fondo del valle.

Las rocas de las facies marginales, desde el punto de vista petrográfico, pueden clasificarse como granitos aplíticos de dos micas. Tienen una proporción considerable de ortosa, menos plagioclasa, y son estructuras menos zonales que en el resto del macizo, y unas proporciones variables de biotita, clorita y moscovita. En general están bastante alterados, con sericitización acentuada de la biotita. En ellos suelen ser abundantes los minerales accesorios, apatito y circón y turmalina.

Las rocas metamórficas

La extensa formación de rocas metamórficas que rodea por todos sus lados al macizo granítico-grandiorítico de La Cabrera tiene caracteres diferentes en la banda oriental de la Hoja de Buitrago que en el resto de su superficie. Por el NO. y S. se desarrolla una monótona serie de neises glandulares o embrechíticos en los que apenas se perciben cambios de la intensidad metamórfica; en cambio desde el borde oriental del macizo, hacia el E., en un corto espacio se desarrolla una serie de metamorfismo progresivo en la que pueden encontrarse todos los tránsitos entre las pizarras, apenas metamorfizadas del Paleozoico inferior, y las cornubianitas y neises intensamente metamorfizados que están en contacto inmediato con el granito.

La composición mineralógica y caracteres estructurales de estas rocas, así como el rápido desarrollo del gradiente metamórfico en esta zona, sugieren un metamorfismo más superficial mientras que las extensas zonas de neises glandulares y migmatíticos son, por el contrario, características de un metamorfismo regional profundo.

Sin embargo, como ya hemos indicado anteriormente, entre las zonas de metamorfismo regional profundo y la banda oriental de metamorfismo más superficial se establece una transición, pues desde la aureola interna de este último se pasa gradualmente a las rocas típicas de metamorfismo regional profundo a medida que se flanquea el plutón de La Cabrera, tanto por el norte como por el sur.

Se describirán en primer término las rocas de la serie metamórfica progresiva y a continuación la serie de metamorfismo regional profunda de neises y rocas asociadas.

La aureola metamórfica de la región suroriental.—La aureola metamórfica situada en la región oriental de la Hoja muestra un gradiente metamórfico muy rápido, pues en el trayecto de dos kilómetros, medidos

normalmente al contacto granito-neis, pasamos de pizarras débilmente metamorfizadas a neises migmatíticos o glandulares.

El conjunto de rocas parametamórficas procede de buen espesor de sedimentos arcillosos con intercalaciones más silíceas y contadas bandas de sedimentos calcáreos impuros. Como buena parte de los sedimentos arcillosos son ferríferos, los filadíos y neises de ellos derivados son otrelíticos y estaurólíticos, respectivamente.

Las rocas que se cortan entre los Km. 6 y 7 de la carretera de Torrelaguna a El Berrueco (E-4), con un espesor de unos 500 m., son cuarcitas o cuarcitas micáceas que forman la banda silícea más destacada de la aureola.

Las rocas menos metamórficas de la aureola están representadas por pizarras sericiticas, que contienen metacrístales de ilmenita en una matriz pizarreña, con cuarzo y sericita por componentes esenciales, y grafito y clorita como minerales accesorios.

En una muestra tomada en el camino a Patones, a unos 500 m. al este de Cerro Morro, las barras de una ilmenita muy leucoxenizada tienen longitudes próximas a los 0,5 ó 0,6 mm. Se ven «pressure shadows» de cuarzo y clorita, alrededor de los metacrístales de ilmenita, y su forma indica que no ha habido rotación de la estructura con posterioridad a la formación de la ilmenita, que parece de cristalización postectónica. Los metacrístales de ilmenita son paralelos o transversos a la pizarrosidad, que en este último caso aparece curvada, envolviendo a la ilmenita.

Además de la pizarrosidad o superficie S principal, se reconoce otra serie de superficies S posteriores, que la cortan y muestran un relleno de cuarzo fino recrystalizado. Las barras de ilmenita también aparecen atravesadas por esas superficies.

Un grado superior en la acción metamórfica regional viene marcado por la aparición de otrelita, que se presenta en los filadíos situados al oeste del vértice geodésico de Dehesa Vieja. Otrelita e ilmenita forman metacrístales en una matriz pizarreña, formada por cuarzo y moscovita como componentes esenciales, y clorita y grafito como minerales accesorios. Cuarzo y, sobre todo, mica, muestran una apreciable recrystalización; la última comunica un brillo sedoso a los planos de pizarrosidad de la muestra macroscópica.

Los metacrístales son paralelos o transversos al plano de esquistosidad, que en este último caso aparece curvado en torno a los metacrístales. Las barras de ilmenita tienen longitudes próximas a un milímetro y las secciones de otrelita de 0,1 a 0,2 mm.

La otrelita es incolora o débilmente verdosa, se presenta en secciones alargadas, con crucero perfecto paralelo a su longitud, está maclada por la ley de las micas, tiene alargamiento negativo, extinción máxima de 20°, colo-

res de polarización de primer orden, un ángulo de ejes ópticos de $2V = +63^\circ$, que hemos medido directamente, y birrefringencia $n_\gamma - n_\alpha = +0,015$.

Aparte de la pizarrosidad o superficie S principal, reconocemos otra serie de superficies S posteriores, que forman un ángulo de pocos grados con aquélla y han sido producidas por acción dinámica.

Las cuarcitas que se cortan entre los Km. 6 y 7 de la carretera de Torre-laguna a El Berrueco, presentan un grado metamórfico similar. Generalmente tienen textura cataclástica y un tamaño de grano reducido. Cuarzo y sericita son los componentes esenciales, y clorita, óxidos de hierro y circón son accesorios.

Las rocas están sumamente fracturadas, y en la lámina delgada se observa cómo el relleno ferruginoso de esas fisuras se difunde en la matriz cuarzosa, emigrando desde los canales de entrada, en dirección normal a las paredes de estos últimos. Esta difusión es un fenómeno de oxidación.

No parece haber habido movimiento a lo largo de las fisuras, y con frecuencia se pueden hacer coincidir los planos de la fisura.

El cuarzo tiene textura cataclástica, longitudes generalmente inferiores a 0,1 mm., secciones alargadas según la pizarrosidad y extinción ondulosa, bien visible a pesar del reducido tamaño de los granos.

Filadidos de grado metamórfico superior son los situados a la izquierda del tramo norte-sur del camino de Cervera a Patones. Los principales componentes son cuarzo, moscovita y otreilita, y son minerales accesorios una ilmenita leucoxenizada, grafito y algunos granillos de magnetita, turmalina, feldespato y clorita.

Los porfidoblastos de otreilita tienen 4 ó 5 mm. de longitud. Numerosas inclusiones de cuarzo existen en la periferia de aquéllos, y sus formas indican que ha habido rotación de la estructura en los últimos períodos de la formación de los porfidoblastos, cuya cristalización es paratectónica. Las inclusiones de cuarzo permiten deducir el sentido del par que originó la rotación. Los diagramas estructurales de cuarzo y mica también prueban que ha existido rotación externa de la estructura (T. Febrel, 1957, Notas y Comunicaciones, n.º 48: «Diagramas estructurales del cuarzo y la mica de las rocas de la parte oriental de la Hoja de Buitrago de Lozoya»).

Pizarras sericíticas, cuarcitas y filadidos otrelíticos, pertenecen a la facies metamórfica de los esquistos verdes.

Un metamorfismo regional más intenso se caracteriza por la aparición de almandino, estaurólita e, incluso, silimanita, que sólo hemos reconocido como componente accesorio en neises, y de almandino en las bandas más silíceas. Una biotita pardorrojiza, fuertemente pleocroica, comienza a ser uno de los componentes principales de los neises.

Neises granatíferos estaurólíticos han sido cogidos en la unión del barranco de Cerro Morro con el Lozoya. Contienen porfidoblastos de almandino y estaurólita en matriz granoblástica foliada, con cuarzo, biotita, plagioclasa y clorita por componentes principales, y silimanita, apatito, turmalina, rutilo, magnetita y circón como minerales accesorios. Los porfidoblastos parecen de cristalización postectónica.

Un metamorfismo retrógrado aparece superpuesto al metamorfismo regional, cuyo máximo viene señalado por la incipiente formación de una silimanita fibrosa a partir de la biotita. Está representado por coronas de finos agregados de sericita en los porfidoblastos de granate, la alteración de la estaurólita en agregados de micas blanca y verdosa, muy divididas, de la biotita en clorita, con numerosas agujitas de rutilo, y la sericitización del plagioclasa. Agregados micáceos, pseudomórficos de secciones de estaurólita, conservan el crucero imperfecto de este último mineral.

La estaurólita se presenta en secciones alargadas de buen tamaño, que tienen pleocroismo de incoloro a verde amarillento, con $Z > Y > X$, alargamiento positivo, ángulo de ejes ópticos de $2V = +83^\circ \pm 2^\circ$ y birrefringencia $n_\gamma - n_\alpha = +0,013$.

Una sección de plagioclasa que hemos medido tiene 15 % de anortita (oligoclasa ácida).

Intercalaciones más silíceas, las situadas al este de Cabeza Rasa y oeste del arroyo de San Vicente (E-4), están representadas por cuarcitas granatíferas con cuarzo y mica por componentes principales y granate, clorita, magnetita y apatito como minerales accesorios. Cuarzo, sericita, óxidos de hierro y apatito han recristalizado como tales y apenas si han existido reacciones mutuas entre los componentes originales. De aquí la escasez de minerales que, como granate y estaurólita, aparecen con profusión en las capas más arcillosas.

Las láminas de moscovita tienen longitudes de 1 a 2 mm., las secciones de cuarzo son de análogas dimensiones y los granos de apatito llegan a tener un milímetro de longitud. Las secciones de cuarzo están alargadas según la foliación, y en la moscovita hay láminas paralelas a ese plano, otras transversas y, finalmente, otras, situadas en las proximidades de planos de deslizamiento o microfallas que cortan a la foliación, han sido reorientadas por movimientos habidos a lo largo de esos planos. La curvatura de las láminas de mica sirve para conocer el sentido del movimiento.

La acción destructora que pudo existir a lo largo de esos planos ha sido, casi por completo, borrada por acciones regeneradoras de recristalización, que han sucedido al metamorfismo dinámico concentrado a lo largo de esos planos.

Aparte de cuanto acabamos de decir, otras señales de metamorfismo dinámico superpuesto al regional son las cataclasis locales del cuarzo y los pliegues y curvaturas de las láminas de mica. La cloritización del granate y de la biotita indican reajuste a condiciones de presión y temperaturas distintas de las que dominaron en el máximo del metamorfismo regional.

Intercalaciones de sedimentos calcáreos impuros, situados en el arroyo de San Vicente, al este de El Hontanar (E-4), están representados por anfíbolitas foliadas, que tienen hornablenda y plagioclasa por minerales esenciales, y biotita, esfena, magnetita, ilmenita, apatito, pirita y calcita como componentes accesorios. Es una típica asociación de la facies de las anfíbolitas, con hornablenda idioblástica y plagioclasa xenoblástica. La biotita es también idioblástica y de color pardorrojizo. Tiene una marcada orientación dimensional según la foliación, muy superior a la de la hornablenda, que tiene varias secciones transversas.

La matriz está poco deformada, y las secciones prismáticas de hornablenda y las láminas de biotita no están curvadas. El plagioclasa tiene ligera extinción ondulosa.

La hornablenda se presenta en secciones prismáticas, con longitudes comprendidas entre los 0,4 y 0,6 mm., o basales rómbicas, que muestran bien marcadas las dos series de cruces (110). Tiene pleocroísmo de amarillo verdoso a verde oscuro, con $X > Y > Z$, alargamiento positivo, ángulo máximo de extinción de -24° y ángulo áxico $2V = -71^\circ \pm 1$. Algunas secciones pasan a una clorita, que presenta colores de polarización azul lavándula.

Es difícil establecer la cloritización de la hornablenda. Hay secciones de hornablenda que muestran borde de reacción en contacto con láminas de clorita, o hay láminas de este último mineral que separan fragmentos de hornablenda que tienen extinción simultánea, que indica formaban parte de una misma sección, parcialmente sustituida por la clorita. En otros casos no existen pruebas tan evidentes de sustitución.

Cuando el plagioclasa tiene maclas, su identificación es inmediata. Las secciones transparentes no macladas podrían ser confundidas con cuarzo, pero la figura conoscópica permite su rápida identificación. Dos secciones medidas tienen un 28 y 25 % de anortita, respectivamente (oligoclasa básica).

La esfena sobresale por su gran relieve y elevados tonos de polarización. Es idioblástica en contadas ocasiones y algunas secciones muestran núcleo opaco de ilmenita.

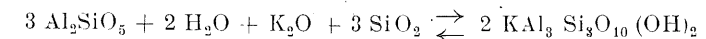
Neises granatíferos estaurólíticos, cuarcitas granatíferas y anfíbolitas, pertenecen a la facies metamórfica de las anfíbolitas. No hemos visto representantes de los sedimentos calcáreos impuros en facies metamórficas inferiores.

A medida que nos aproximamos a Cervera (E-3), yendo hacia el norte desde el río Lozoya, los minerales dinámicos del metamorfismo regional son sustituidos por minerales esencialmente térmicos, andalucita, biotita, corindón, espinela, etc., y en las proximidades de Cervera, el metamorfismo, con típicas cornubianitas, tiene más las características de las aureolas de contacto que de las regionales.

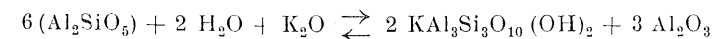
Las cornubianitas tienen porfiroblastos de una biotita poiquilítica, pardorrojiza y fuertemente pleocroica, en una matriz granoblástica de cuarzo, andalucita, plagioclasa y ortosa como minerales principales, y granate, corindón, espinela, circón, magnetita y turmalina de componentes accesorios.

En las bandas más aluminosas de la matriz granoblástica, aparecen cristales de andalucita en asociación diablástica con el feldespato; su mayor índice de refracción la separa, con facilidad, de este último. También se reconocen agregados sericiticos de forma ovoide, o con contornos que recuerdan los de secciones de quistolita de las pizarras mosqueadas. El silicato de alúmina primitivo ha desaparecido totalmente, sustituido por agregados de una sericita finísima, cristalitos incoloros de corindón, verdes de espinelas y barras opacas de óxidos de hierro.

La conversión a sericita sólo puede verificarse si existe suficiente cantidad de sílice



Si no hay acceso de SiO_2 , una considerable cantidad de alúmina cristaliza como corindón.



Las barras opacas de óxidos de hierro pueden representar el contenido en este componente de la andalucita.

La sericitización es acción retrógrada común a todas las cornubianitas. Los silicatos aluminosos son los más afectados por este proceso metasomático. Aparte de la sericitización de la andalucita, los feldespatos muestran borde de corrosión en contacto con la sericita, y cuando han sido totalmente sustituidos, los agregados de sericita son pseudomórficos del feldespato desaparecido; cuando la alteración está menos avanzada, las fibrillas de sericita penetran al feldespato o la alteración progresa a lo largo de espacios intergranulares. Los porfiroblastos de biotita también son atacados, y están penetrados y corroídos por la sericita; el contacto entre biotita y sericita suele ser convexo, considerado desde este último mineral, y cóncavo desde aquél. En ocasiones, incluso el cuarzo muestra borde de corrosión en contac-

to con la sericita. El K_2O requerido en la transformación de los componentes aluminosos ha podido ser proporcionado, en una pequeñísima parte, en la sericitización del feldespato potásico, pero en su mayor parte ha tenido que ser introducido.

El plagioclasa es mucho más abundante que el feldespato alcalino, que es escaso. Una de las secciones medidas tienen 28 % de anortita (oligoclasa básica) y un ángulo áxico de $2V = -83^\circ$.

La presencia de almandino, corroído y parcialmente sustituido por biotita, supone la existencia de un metamorfismo regional anterior al de contacto, que está superpuesto sobre aquél. Existen curiosas formas circulares que tienen un núcleo de almandino, en torno al cual hay crecimientos de plagioclasa y biotita que, en muchas ocasiones, adoptan disposición radial.

Comparando estas rocas con las que más al sur han sufrido metamorfismo regional más manifiesto, observamos las siguientes diferencias:

- a) Tienen pizarrosidad menos neta. A esto contribuye el que los porfidoblastos de biotita no estén muy orientados.
- b) La matriz granoblástica no está deformada. Los mismos porfidoblastos de biotita muestran contornos rectilíneos y no están curvados.
- c) Abundancia de biotita, mineral térmico, y escasez de moscovita, mineral dinámico.

Las cornubianitas, con poca proporción de feldespato alcalino, pueden ser incluídas en la facies metamórfica del mismo nombre.

Las rocas de metamorfismo regional profundo.—La extensa formación metamórfica que cubre la mayor parte de la superficie de la Hoja, y que se enlaza gradualmente con la serie antes descrita, está formada en su mayor parte por neises de distintas variedades estructurales, entre los que se intercalan en algunas zonas cuarcitas y anfibolitas.

CUARCITAS.—Las cuarcitas abundan al norte de Cervera de Buitrago, desde el meridiano de Manjirón hacia el este.

Las cuarcitas tienen cuarzo como componente esencial, menor proporción de moscovita y biotita y algunos porfidoblastos de almandino o estauroлита o de ambos componentes. Circón, magnetita y turmalina son minerales accesorios. Textura granoblástica con cuarzo xenoblástico y micas hipidioblásticas.

Las podemos considerar incluídas en las facies de las anfibolitas, pues las asociaciones granate-biotita-moscovita-cuarzo y estauroлита-granate-biotita-moscovita-cuarzo pertenecen a esa facies.

La foliación es debida a la orientación dimensional de las micas y la alineación B a la orientación de micas (T. Febrel, 1957, «Diagramas estructurales del cuarzo y mica de las rocas metamórficas de la parte oriental de la Hoja de Buitrago de Lozoya», Notas y Comunicaciones, n.º 48) y estauroлита.

Los porfidoblastos de estauroлита tienen pleocroísmo de incoloro a amarillo débil, con $Z > Y > X$, alargamiento positivo, extinción recta, crucero imperfecto y fracturas transversas. Tiene el plano de ejes ópticos paralelo a la mayor dimensión de las secciones y un ángulo de ejes de $2V = +86^\circ$, que hemos medido directamente. En ocasiones está constituida por agregados de una mica verdosa que forma una estrecha corona en torno a los porfidoblastos, rellena las fisuras del mineral y, en casos más favorables, los sustituye totalmente. Esa mica, perteneciente a una variedad muy ferrífera, es francamente biáxica y tiene un ángulo axial de $2V = -24^\circ$ o -25° , que hemos medido directamente.

En algunas cuarcitas hemos visto cristales esqueléticos de granate, que recuerdan la forma del granate pseudomórfico de clorita, que aparece en el borde externo de la zona del almandino. Estas formas esqueléticas están actualmente muy alteradas en clorita y limonita.

Se observan numerosas líneas de inclusiones flúidas microscópicas en las secciones de cuarzo. Es frecuente que pasen de una a otra sección sin desviarse, y mantienen una orientación sensiblemente perpendicular a la foliación de la muestra macroscópica.

Las micas presentan sus contornos rectilíneos y el cuarzo no muestra cataclasis, y sólo una ligera extinción ondulosa es reconocible en algunas secciones. No se observa metamorfismo dinámico de carácter retrógrado, y la alteración de la estauroлита en mica verdosa biáxica es la única acción retrógrada reconocida.

ANFIBOLITAS.—Entre los neises se encuentran a veces capas de rocas anfibólicas, procedentes del metamorfismo de sedimentos originariamente más ricos en calcio que los que han sido antecesores de las rocas micáceas.

A lo largo del arroyo del Hoyuelo o del de Vallarejo, del término de Serrada de la Fuente, aparecen anfibolitas interestratificadas con neises y cuarcitas. Dos kilómetros al sur, en el camino de Serrada a Manjirón, volvemos a cortar las mismas capas.

Hornablenda, plagioclasa y granate son minerales principales de estas anfibolitas, diópsido y cuarzo se presentan en menor proporción, y esfena y apatito son componentes accesorios. Pertenecen a la facies de las anfibolitas de los sedimentos básicos y magnesianos.

La presencia de piroxeno y el mayor tamaño de grano sitúan a estas ro-

cas en nivel metamórfico superior al de las anfibolitas foliadas de El Chorreón, del término de El Berrueco. La foliación está mucho más atenuada que en estas últimas rocas, pero, de todos modos, la hornablenda y el cuarzo se orientan según ese plano. Algunas rocas son fajeadas y presentan bandas exclusivamente cuarzosas, que alternan con otras formadas por los restantes componentes. Esto debe ser la consecuencia de un fenómeno de segregación metamórfica, que quizá intensifique primitivas diferencias de composición.

Las mayores secciones de cuarzo tienen longitudes de 4 mm., pero son más frecuentes las secciones de 1 mm., las secciones prismáticas de hornablenda llegan a tener 1,5 mm., y son frecuentes las de 0,5 mm., y el granate es equidimensional y, aunque hemos medido secciones de 1 mm. de diámetro, corrientemente tienen 0,2 milímetros.

La hornablenda tiene color verde intenso, pleocroísmo de amarillento a verde oscuro, con $Z > Y > X$, ángulo de extinción $Z \wedge c = -24^\circ$, alargamiento positivo, buen crucero prismático, plano de ejes paralelo al pinacoide lateral, ángulo áxico de $2V = -80^\circ \pm 2^\circ$ y birrefringencia $n_\gamma - n_\alpha = -0,028$. Coexiste con el piroxeno, y no hay indicios que hagan suponer se haya formado por alteración de este último.

Las secciones de granate, que destacan por su gran relieve, tienen numerosas inclusiones de zoisita, que muestra colores de polarización azul laván-dula, y de carbonato.

El piroxeno presenta buenas placas interpenetradas con anfíbol y plagioclasa. Es incoloro, tiene alargamiento positivo, buen crucero prismático, ángulo de extinción de $Z \wedge c = -38^\circ$, plano de eje paralelo a (010), ángulo áxico de $2V = +58^\circ$ y birrefringencia de $n_\gamma - n_\alpha = +0,028$.

El plagioclasa forma grandes secciones, a menudo anubarradas por la formación de un agregado complejo de mica blanca, clinozoisita, cuarzo y otros minerales (saussurita). Suelen formarse coronas kelifíticas de clinozoisita en torno a las inclusiones de cuarzo; son generalmente estrechas y sus contornos reproducen la forma de la inclusión cuarzosa. Han debido ser originadas por la reacción entre cuarzo y plagioclasa y son debidas a una acción retrógrada que origina clinozoisita, mineral de grado metamórfico inferior. Las secciones de plagioclasa medidas son bitownitas, con contenidos de anortita comprendidos entre el 70 y el 80 %.

No se observan deformaciones en granate, piroxeno y anfíbol, pero el plagioclasa presenta cataclasis y torceduras en sus maclas, que indican que esa deformación debió tener lugar en condiciones de gran presión hidrostática.

En las proximidades de la presa de Puentes Viejas, o a lo largo del barranco que termina en este punto y comienza en las proximidades del pueblo

de Paredes de Buitrago, aparecen anfibolitas. Son masivas, con mayor proporción de diópsido, representado por grandes placas con textura poiquilítica e inclusiones de granate, clinozoisita y plagioclasa, y feldespato alcalino, en asociación subgráfica con la plagioclasa que sustituye.

Una de las secciones de plagioclasa medidas se proyecta en el punto correspondiente a la composición de un 82 % de anortita, tiene un ángulo áxico de $2V = 79^\circ$ y una birrefringencia de $n_\gamma - n_\alpha = -0,011$.

El feldespato alcalino es una ortosa con un ángulo áxico de $2V = -55^\circ$, medido directamente, y una birrefringencia de $n_\gamma - n_\alpha = -0,006$.

El piroxeno parece tener la misma composición que el de anfibolitas de niveles superiores. Es incoloro, tiene alargamiento positivo, ángulo de extinción de $Z \wedge c = -38^\circ$ y ángulo axial de $2V = +60^\circ$.

La hornablenda coexiste con el piroxeno y tiene la misma textura poiquilítica de este último, con análogas inclusiones. También parece conservar la misma composición y tiene intenso pleocroísmo de pardo verdoso a verde intenso, con $Z > Y > X$, alargamiento positivo, ángulo de extinción $Z \wedge c = -24^\circ$, plano axial paralelo al pinacoide lateral y ángulo de ejes de $2V = -70^\circ \pm 2^\circ$.

En otras anfibolitas que sirven de tránsito hacia el neis, además del anfíbol, hay biotita y ortosa. Una banda relativamente importante de estas anfibolitas se encuentra en el borde sur del macizo de La Cabrera, entre las carreteras que van de Bustarviejo y Valdemanco a Cabanillas de la Sierra (C, D-4).

NEIS.—La extensa serie de neis que cubre la mayor parte de la superficie de la Hoja es de características petrográficas bastante homogéneas.

Sobre el terreno puede diferenciarse, sin embargo, una serie de modificaciones estructurales, entre las que las más importantes son las siguientes:

Los neises glandulares («augengneis»).—Sobre una matriz foliada en la que abundan los minerales micáceos (biotita y moscovita) destacan grandes cristales de feldespato alcalino, de forma ovoide o lenticular o incluso con sus caras bien desarrolladas. Las glándulas tienen por término medio de 2 a 5 centímetros de dimensión mayor (a veces pueden ser mayores) y están formadas casi siempre por un solo cristal de microclina, en el que a menudo a simple vista se perciben inclusiones, en general no muy ordenadas, de los otros componentes de la roca. Estos grandes fenoblastos feldespáticos están siempre maclados según la ley de Karlsbad.

Existen también variedades de neises glandulares, en donde además de la foliación se percibe sobre el mismo terreno una lineación bien manifiesta que afecta incluso a las mismas glándulas de feldespato, muy alargadas en

un sentido (neis de la ladera NO. de la cabecera del Lozoya). En otros casos en cambio, es muy difícil distinguir sobre el terreno y a pequeña escala tanto la foliación como la lineación debidas a la orientación de los minerales de las bandas de distinta composición del neis. Estos neises menos foliados aparecen con frecuencia cerca del macizo granítico y granodiorítico, pero también se han encontrado con profusión en toda la superficie ocupada por las rocas metamórficas, en puntos muy alejados del plutón.

Los neises bandeados de tipo embrechítico.—Este tipo de neis se caracteriza por la alternancia entre capas claras, ricas en los componentes cuarzofeldespáticos y capas oscuras en las que se concentran los minerales micáceos. Entre estos neises y los glandulares existen todas las variedades posibles, siendo muy abundantes los tipos en los que las glándulas están muy alargadas en una o en dos direcciones y muy próximas, que podrían ser denominadas neises glandulares con tendencias embrechíticas o neises embrechíticos con tendencias glandulares. Como en el caso anterior tienen una foliación bien desarrollada, y en muchas ocasiones una alineación bien definida.

Neis esquistoso.—En algunos casos, y en zonas en general no muy extensas, aparecen neises relativamente pobres en componentes feldespáticos, con foliación fina bien manifiesta, que a primera vista pudieran parecer micacitas; en ellos, sin embargo, existe la misma composición mineralógica cualitativa que en los otros tipos descritos, y tienen por tanto una proporción apreciable de feldespato, aunque cristalizado en granos de pequeño tamaño.

Neises aplíticos o granitoides.—En toda la región metamórfica, hemos encontrado intercalados entre los neises glandulares o embrechíticos bandas y zonas irregulares de un neis pobre en biotita, en el que han desaparecido la mayor parte de los elementos estructurales; podrían ser considerados, sobre todo cuando se les observa en muestra aislada, como aplitas o como granitos de dos micas pobres en biotita. Sin embargo, al estudiarlos en conjunto, en el mismo afloramiento, se observa sin duda un rudimento de los planos de foliación tan perceptibles en los neises de tipo normal, por lo que no cabe duda que son rocas pertenecientes a la misma formación metamórfica. Por otra parte, entre estas bandas o zonas irregulares poco estructuradas y los neises normales existen todos los términos de tránsito imaginables.

Es muy posible que estos neises aplíticos o granitoides sean los mismos que describe R. C. Heim (1952), como neis con manchas graníticas, localizados según este autor en una banda que desde Bustarviejo y Valdemanco se extendiera hacia el norte en dirección a Garganta. Nosotros los hemos encontrado, como hemos dicho anteriormente, en toda la formación metamórfica.

También pueden considerarse como neises aplíticos o granitoides muchas de las variedades que aparecen en los bordes del macizo granítico, y que establecen la transición a los granitos de grano fino periférico que tienen inclusiones difusas o bien delimitadas de neis. Realmente, entre unos y otros no puede hacerse otra distinción sobre el terreno que la existencia de estructuras de orientación, pues su composición mineralógica es análoga.

Los neises aplíticos o granitoides forman unas veces capas concordantes con la foliación, relativamente bien delimitadas, en cuyo caso podría suponerse que deben su origen a diferencias de composición originaria de las rocas sedimentarias que han sufrido el metamorfismo, pero en otras ocasiones, las «manchas» ácidas no están relacionadas con las direcciones de foliación; tanto en un caso como en otro, es frecuente que los neises normales cercanos a las zonas ácidas estén atravesados por bandas más ácidas, aplíticas o pegmatíticas que unas veces parecen verdaderos diques (concordantes o discordantes) con contactos netos e incluso con enclaves desplazados del neis normal. En otras ocasiones las relaciones entre los supuestos diques y las rocas encajantes son más difusas, pues los elementos estructurales del neis se siguen conservando en la banda más clara; en este caso la zona aplítica puede describirse gráficamente como una banda «decolorada» dentro del neis, en la que escasean los minerales micáceos, o mejor dicho, donde son más abundantes los elementos cuarzofeldespáticos.

Todas estas variedades, neis glandular, neis migmatítico, neis esquistoso y neis granitoides, así como sus numerosos términos de tránsito, son muy análogas desde el punto de vista de la composición mineralógica cualitativa. En todos ellos aparecen dos feldespatos (microclina y plagioclasa), cuarzo, biotita o clorita y moscovita como componentes constantes, además hay silimanita o granate almandino en muchas ocasiones. Minerales accesorios comunes son circón, rutilo, turmalina y minerales metálicos opacos. En casi todos hay además algo de epidota y zoisita, esfena y sericita como productos formados durante un proceso de alteración secundario que no siempre parece atribuible a una meteorización superficial.

El cuarzo con mucha frecuencia tiene extinción ondulante, y muchas veces además de formar cristales de tamaño ordinario aparecen en pequeñas inclusiones «perforantes» en el resto de los minerales. La microclina, que no siempre está maclada polisintéticamente y suele tener inclusiones micropertíticas irregulares, aunque no con tanta constancia como el feldespato alcalino de los granitos; son en cambio muy frecuentes las maclas según las leyes de Karlsbad y también las de Baveno, las primeras sobre todo en los grandes fenoblastos de las variedades glandulares; estos fenoblastos suelen incluir, además de cuarzo, cristales de plagioclasa, biotita y moscovita; no son raros.

los bordes mirmequíticos en las plagioclasas, incluidas en microclina o que estén en contacto con ella.

La plagioclasa en general está maclada profundamente; se diferencia perfectamente de la plagioclasa de los granitos porque en ella no existen estructuras zonales o están muy débilmente desarrolladas y también porque no se manifiestan en las rocas metamórficas las tendencias al idiomorfismo, tan frecuentes en las rocas graníticas y granodioríticas.

El contenido en anortita de la plagioclasa, determinado en distintas variedades estructurales del neis, no varía mucho y oscila en la mayor parte de los casos entre los valores del 10 % y el 25 %, siempre con óptica de baja temperatura. Las proporciones relativas entre la microclina y la plagioclasa son muy variables, pero en general domina el primer mineral.

Los minerales micáceos se presentan casi siempre agrupados en bandas estrechas, con orientación muy definida. La biotita domina en la generalidad de los ejemplares estudiados, pero es raro que sea la única mica existente; junto con ella aparece en más o menos proporción moscovita, en láminas bien desarrolladas, y clorita secundaria.

En las bandas de minerales micáceos es frecuente encontrar silimanita en íntima relación genética con la moscovita y la biotita, a cuyas expensas parece haberse formado; es la típica variedad fibrosa que forma agregados paralelos, unas veces rectilíneos y otras sinuosos. Junto con la silimanita abundan los agregados de materia carbonosa y óxidos de hierro finamente pulverulentos; también aparecen cristales aciculares de silimanita incluidos en el cuarzo, e incluso en los feldespatos inmediatos a las bandas micáceas que llevan silimanita.

La presencia de silimanita en la Hoja de Buitrago es mucho más constante y frecuente que en los neises glandulares situados en el Guadarrama central. Este hecho puede interpretarse de dos maneras: o es la consecuencia de una mayor intensidad del grado metamórfico en estas regiones o se debe a la existencia de un gran exceso de alúmina en las rocas preexistentes, que aún no ha podido ser englobado en la formación de los minerales micáceos y feldespáticos. Nos inclinamos más en favor de la primera posibilidad porque en el conjunto de los neises de la Hoja de Buitrago, aunque proceden sin duda de sedimentos inicialmente muy ricos en minerales arcillosos, siempre tienen una proporción elevada del feldespato alcalino que hubiera podido reaccionar con el exceso de alúmina para originar moscovita o biotita. De todas formas, como la silimanita aparece en presencia del feldespato alcalino, y no es un mineral constante en la serie metamórfica regional, se puede afirmar que en conjunto las condiciones de formación de los neises son las que corresponden a la zona más profunda de la facies de las anfibolitas. La

persistencia, casi banal de la moscovita en estos neises puede ser interpretada como la consecuencia de la riqueza inicial en minerales arcillosos de los sedimentos originarios.

Los neises silimaníticos son muy abundantes en la zona NE. del plano, al este del meridiano de Buitrago, pero también se encuentran variedades del mismo tipo en el resto de la formación metamórfica, especialmente en la vertiente septentrional del valle del Lozoya.

El granate rosado, probablemente almandínico, aparece con mucha menor frecuencia que la silimanita en la serie metamórfica regional. La turmalina es frecuente en los neises granitoideos o aplíticos.

Los minerales accesorios de los neises se concentran de preferencia en las bandas micáceas; el apatito alcanza a veces tamaños muy considerables y el circonio, cuando está incluido en la biotita, produce halos pleocroicos. El rutilo, en finos cristales, está incluido en el cuarzo o en la biotita. La turmalina suele encontrarse dispersa entre los minerales claros.

En casi todos los neises hemos observado fenómenos de transformación mineralógica posteriores al ciclo del metamorfismo que ha impuesto sus caracteres fundamentales. Estas transformaciones son fundamentalmente de sericitización de los feldespatos, especialmente de la plagioclasa; la alteración de esta última en agregados saussuríticos y la cloritización de la biotita. Estos fenómenos son de la misma naturaleza que los descritos en el granito y podrían considerarse en este caso como procesos de metamorfismo regresivo incipiente.

Petroquímica del complejo cristalino.—Desde el punto de vista petroquímico es actualmente una zona bien estudiada, pues si bien no es la que posee mayor número de análisis, sin embargo tiene una gama amplia, comprendiendo muy diversos tipos de rocas.

El trabajo de Heim (1952) es el primero que publica resultados de las rocas metamórficas, abarcando desde las pizarras a los neises más glandulares, apareciendo sus valores en las cinco primeras columnas del cuadro de análisis químicos. Los restantes se han realizado en el laboratorio de Petroquímica del Instituto «Lucas Mallada», del C. S. I. C., y completan los resultados al haberse fijado con especial atención en los diversos tipos de granitos de la zona.

La lectura directa del cuadro de valores, dados en porcentajes en peso, parece indicar unos materiales sedimentarios en origen medianamente silíceos, una proporción elevada de alúmina y de hierro, mientras que calcio y alcalinos son bajos. Los elementos menores aquí incluidos dan valores extraordinariamente bajos, siendo muy poco el manganeso, titanio y fósforo

que contenían los sedimentos metamorfizados; lo cual es un indicio de esterilidad en cuanto a elementos de interés minero.

El estado de alteración de la pizarra se refleja en el 50 % del hierro en la forma más oxidada y encontrarse una elevada cantidad de agua.

Para la mejor comparación de los diversos contenidos se han recogido en un cuadro los parámetros petroquímicos, según el criterio de P. Niggli. En él se vuelve a reflejar lo que acabamos de decir, sobre todo si se compara con la zona metamórfica más cercana, situada unos 70 Km. al norte, en Vi-

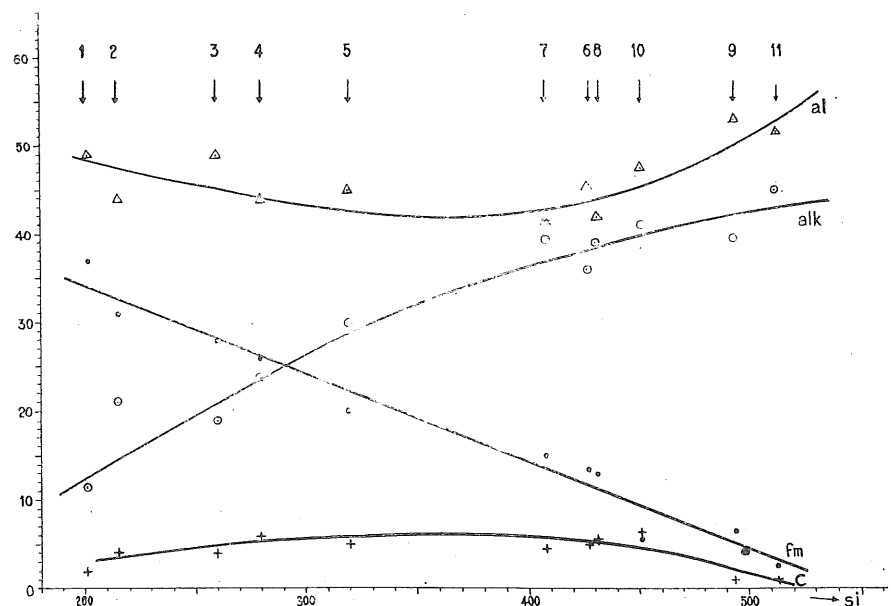


Fig. 8.—Diagrama de variación de los parámetros de P. Niggli para las rocas de la Hoja de Buitrago.

lallvilla de Montejó, donde la pizarra tiene $si = 260$ y en general (M. San Miguel de la Cámara y F. de Pedro Herrera, 1956, «Evolución geoquímica de micacitas hacia granitos») se puede apreciar un desplazamiento en 50 unidades si para todo el diagrama de la fig. 8, clara muestra de ser menos silíceos los depósitos originales en la zona de Buitrago.

La representación gráfica de los parámetros $al-fm-c-alk$ en función de si , vuelve a dar un diagrama análogo a los encontrados para las variaciones en composición de series tomadas desde las pizarras a los granitos más ácidos, y que podemos considerar más evolucionados.

De la observación de la fig. 8 se deduce el aumento progresivo de sílice de acuerdo con la profundidad de formación dentro de la corteza terrestre, acompañado de una decidida y clara ley de disminución de los elementos ferromagnesianos (fm). En contrapartida, los alcalinos (alk) aumentan, si bien lo hacen mucho más rápidamente dentro de la serie metamórfica, hasta alcanzar su máximo valor en los granitos aplíticos, a los que también corresponde el máximo de aluminio (al) cuando este elemento manifiesta su tendencia a aumentar, lo cual tiene lugar dentro de la serie granítica, pues en la otra difícilmente se mantienen los contenidos iniciales, y en conjunto se aprecia una disminución según progresa el proceso metamórfico, según

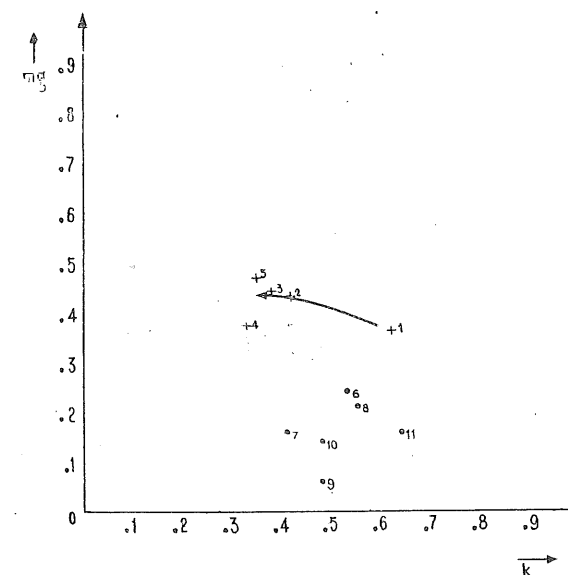


Fig. 9.—Variación de la relación entre los elementos alcalinos (K) con respecto al valor relativo del magnesio (Mg) en el conjunto de ferromagnesianos.

exige el ajuste de las líneas de variación de la figura, cabiendo una explicación en el hecho real de un desmedido aumento de elementos alcalinos sobre la pérdida de ferromagnesianos, lo que influye sobre la de al , obligándola en su significación relativa a presentar un mínimo en los ejemplares que forman tránsito entre las dos series de rocas.

Completamente simétrica a la anterior es la del calcio (c), que si bien en principio aumenta ligeramente, después cae a los valores más ínfimos en los granitos más ácidos.

El otro alcalino-térreo, el magnesio, también sufre un proceso análogo, y en la fig. 9 se ha comparado su valor (mg) con la relación entre alcalinos (k), observándose cómo el primero aumenta ligeramente dentro de las rocas metamórficas frente al hierro, al tiempo que el potasio disminuye relativamente sobre el sodio, si bien ambos tienen cantidades absolutas mayores en el sentido de metamorfismo creciente. Dentro de los granitos no se ve clara la ten-

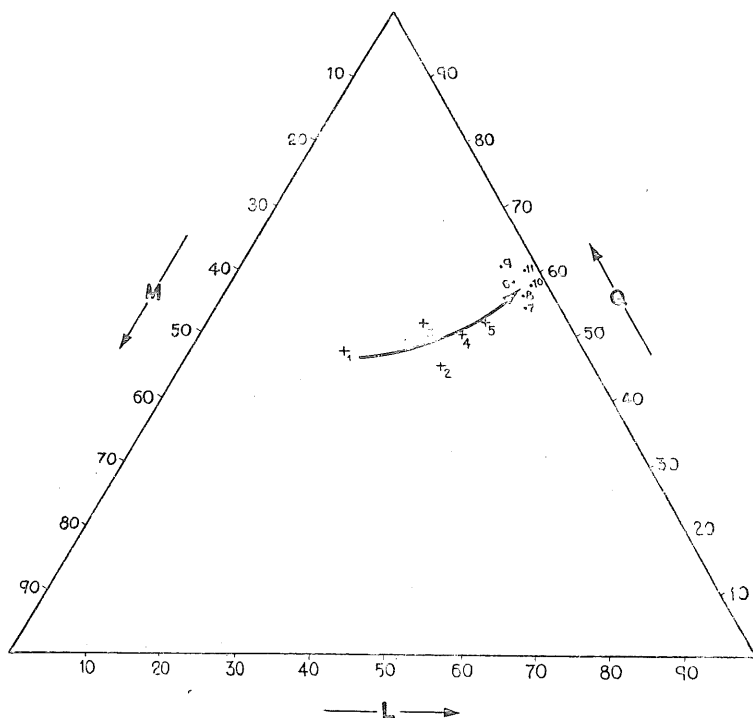


Fig. 10.—Triángulo Q-L-M de P. Niggli con la proyección de las rocas metamórficas (+) y graníticas (.).

dencia en el diagrama $k-mg$ por faltar ejemplares que unan las dos series, posiblemente lo harían los de Cabeza Arcón o de otras bandas de tránsito, pues los aquí representados son reconocidamente intrusivos o producto de la evolución de éstos.

En general se puede decir que ha disminuído más rápidamente la cantidad de magnesio que la de hierro y se acusa un aumento del potasio sobre las cantidades crecientes de sodio dentro de la serie granítica, manteniéndose en éstos siempre mayor el valor de k que en los neises de la zona.

Las tres últimas columnas del cuadro son los parámetros mineralógicos representados gráficamente en la figura 10, donde se manifiestan más cercanas las dos series de rocas con una evolución de las metamórficas, según la flecha, hacia la zona de proyección de los granitos, en las inmediaciones del 60 % de cuarzo (Q), o sea la ocupada por las granodioritas y granitos de toda la Sierra de Guadarrama.

La sucesión mineralógica de micacitas a neises y granitos está sobre la línea 60 Q -100 M , es decir, pasa por el vértice M , por lo que se mantendrá constante la relación entre Q y L ; refiriéndose fundamentalmente el proceso a una pérdida de minerales oscuros.

Geoquímica de elementos menores.— De forma análoga a lo que sucede con los mayores, también aquí se ha de repetir en líneas generales lo esbozado en la descripción de la hoja de San Lorenzo, pues pertenece al mismo conjunto cristalino y aún no se poseen los miles de datos necesarios para establecer diferencias significativas entre los mismos tipos petrográficos (F. de Pedro, 1956).

El aparecer los más diversos tipos de rocas obliga a dibujar las normas generales de abundancia con la característica significativa de disminuir el contenido en elementos menores según las rocas son más silíceas, apareciendo un brusco decrecimiento al pasar de las metamórficas al granito y un enriquecimiento en los enclaves dentro de éste, y en particular en los más ennegrecidos gabarros.

El granito de grano grueso tiene un contenido algo más elevado que su mismo tipo en otros lugares del Guadarrama para casi todos sus elementos menores, teniendo que destacar solamente la disminución en rubidio, aunque se concentra algo en los que hemos denominado granitos aplíticos y están incluidos en los anteriores.

Esta disposición se observa perfectamente en la trinchera de la carretera de Irún, algo más al norte del pueblo de La Cabrera, cuando aquélla corta la falda del pico de la Miel, el agreste terminal de la Sierra de la Cabrera. La toma de muestras, desde el granito grueso al que forma las capas del aplítico, indica cómo desciende el titanio desde las 1000 ppm a 450, a 100 y a 32, para el más ácido; de análoga forma se comportan Zr, Cr, Cu, Be, Sr y Ba principalmente, mientras que otros presentan un decrecimiento intermedio. Li, Mn, para volver a alcanzar el valor original. No muy pronunciada, pero sí en sentido ascendente, es la variación de rubidio, pasando de 800 a 1000 ppm, siempre con valores superiores a los granitos aplíticos del resto del Guadarrama.

Los granitos de la parte suroccidental de la Hoja indican una mayor

CUADRO III

Análisis químicos de elementos mayores

Molécula	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	55,3	59,8	64,4	64,7	68,4	72,95	73,76	74,71	75,92	76,00	76,41
Al ₂ O ₃ ...	23,0	20,6	20,3	17,4	16,0	13,34	12,72	12,47	13,91	12,96	13,13
Fe ₂ O ₃ ...	4,0	.9	.7	1,9	1,0	.82	.97	1,13	.46	.25	.08
FeO	4,4	4,6	4,1	3,6	2,2	1,27	1,75	1,05	.61	.65	.27
MnO0	.0	.1	.1	.0	.08	.03	.07	.08	.03	ind.
MgO	2,5	2,3	2,1	1,7	1,4	.35	.28	.33	.04	.08	.04
CaO5	1,0	1,0	1,2	1,1	1,81	.73	.89	.18	.90	.09
Na ₂ O	1,3	3,3	2,9	3,8	4,1	3,05	4,34	3,13	3,24	3,52	2,44
K ₂ O	3,2	3,7	2,8	2,9	3,4	5,17	4,59	5,92	4,55	4,97	6,78
TiO ₂ ..	1,0	1,1	.8	.9	.6	.20	.23	.06	ind.	ind.	ind.
P ₂ O ₅2	.1	.1	.1	.2	.09	.07	.06	.08	.07	.06
H ₂ O +	4,5	2,0	2,1	1,5	.9	.48	.55	.33	.50	.42	.18
H ₂ O -	.2	.1	.1	.1	.1	.08	.08	.09	.13	.06	.08
Total	100,1	99,5	101,5	99,9	99,4	99,69	100,10	100,24	99,70	99,91	99,56

1. Pizarra. — Anal.: Hageman.
2. Micacita. — Anal.: Heim.
3. Micacita. — Anal.: Heim.
4. Neis. — Anal.: Heim.
5. Neis glandular. — Anal.: Heim.
6. Granito de grano grueso homogéneo. — Anal.: F. de Pedro.
7. Granito de grano grueso. Km. 62-63 de la carretera Madrid-Burgos. — Anal.: F. Ibarrola y J. M. Fúster.
8. Granito de grano fino con biotita orientada. — Anal.: F. de Pedro.
9. Granito pegmatítico. — Anal.: F. de Pedro.
10. Granito aplítico. — Anal.: F. de Pedro.
11. Granito aplítico. — Anal.: E. Ibarrola y P. Lobato.

Parámetros petroquímicos

N.º	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M
1	201	49	37	2	12	.62	.36	46,8	20,4	32,8
2	215	44	31	4	21	.42	.43	45,2	34,5	20,3
3	260	49	28	4	19	.38	.44	51,6	28,6	19,8
4	280	44	26	6	24	.33	.37	49,4	34,8	15,8
5	320	45	20	5	30	.35	.47	52,0	37,0	11,0
6	427	45,5	13,5	5	36	.53	.24	57,3	38,0	4,7
7	408	41,5	15	4	39,5	.41	.16	54,4	41,2	4,4
8	431	42	13	5,5	39	.55	.21	56,3	39,9	3,8
9	494	53	6,5	1	39,5	.48	.06	60,2	34,8	5,0
10	451	47,5	5,5	6	41	.48	.14	57,5	40,2	2,3
11	513	51,5	2,5	1	45	.64	.16	59,7	38,4	1,9

proximidad a niveles néisicos, y en ellos se eleva el valor Ti a las 1800 ppm, circonio a 55 ppm, cromo a 10 ppm., aunque no alcanzan más que la mitad de la media total guadarrameña; mientras que para los de potencial de ionización menor de 17 presentan un contenido ligeramente más elevado; así manganeso, 800 ppm; estroncio, 450 ppm.; bario, 1000 ppm., y litio con 250 ppm., con la sola excepción del rubidio, que mantiene el valor medio alrededor de las 400 ppm.

En general los elementos indicadores de aparición de minerales con interés minero, es decir, de alto potencial de ionización, nos muestran una gran pobreza, y si accidentalmente surge alguna manifestación aprovechable ésta será de poca potencia y se agotará pronto (F. de Pedro, 1956). El origen está en unos materiales sedimentarios carentes de los elementos que por concentración puedan dar acumulaciones de rendimiento económico.

Rocas filonianas comunes a las formaciones granito-granodiorítica y metamórfica

Tanto en el macizo granítico-granodiorítico de La Cabrera, como en la formación metamórfica regional profunda que se extiende por toda la Hoja, excepto por su banda oriental, son muy frecuentes los diques de pórfidos o de rocas básicas de composición dolerítica, formados a favor de superficies de fracturas que varían en su dirección general en las distintas partes del plano. No existen diferencias sistemáticas entre los pórfidos y las rocas meta-doleríticas que están encajadas en el granito y las mismas que cortan al neis; este hecho, y el de haber encontrado en algún punto diques que atraviesan al tiempo el macizo granítico-granodiorítico y los neises encajantes, son argumentos a favor de la clara posterioridad de estas rocas filonianas respecto al conjunto cristalino en que están encajadas.

Los diques básicos son en general de poca potencia (de 1 a 3 m. por término medio), tienen contactos con el granito o con el neis encajante extraordinariamente definidos (incluso en observación microscópica), el granito o neis encajante experimenta una cataclasis muy intensa por planos de fractura paralelos a la dirección general del dique y ha experimentado con intensidad procesos de alteración (cloritización, saussuritización, sericitización). La misma roca básica cercana al contacto también está afectada por estos planos de fractura, lo cual indica que el proceso tectónico que creó el camino para la formación del dique puede haber continuado después que se iniciara su formación. Con frecuencia se observa en el interior del dique, y sobre todo

en sus paredes, enclaves de la roca encajante; cuando ésta es neis, sus estructuras quedan cortadas por el dique y los enclaves suelen estar desorientados.

Los ejemplares menos transformados de estas rocas básicas tienen grano muy fino (con frecuencia son afaníticas) y son muy duras y compactas, propiedad por la que se utilizan mucho para la elaboración de adoquines o para obtener grava para recebo de carreteras. Son de color negro o gris azulado oscuro.

Estas rocas tienen estructuras microdiabásicas con un entrelazado de microlitos de plagioclasa, entre los que quedan los minerales ferromagnesianos. De vez en cuando destaca algún fenocrystal o agregado de fenocrystals, de plagioclasa, de augita o sus productos de transformación y de carbonatos dispuestos en cavidades irregulares.

Los fenocrystals de plagioclasa tienen porcentajes de anortita variables entre el 50 y el 60 %, y los microlitos entre el 45 y el 55 % por término medio. Los piroxenos, cuando aún se conservan sin transformar, son augíticos y débilmente coloreados.

Pero en general, estas rocas han experimentado intensos cambios mineralógicos, análogos en gran parte a los descritos en otros diques análogos del Guadarrama central (J. M. Fúster, 1955). El más evidente es la transformación del mineral piroxénico primitivo en un anfíbol; esta transformación parece realizarse en dos etapas, primero la formación de una hornablenda parda de características normales y posteriormente en un anfíbol verde pálido, no muy pleocroico, con tendencias al desarrollo en cristales alargados que tiene características intermedias entre las hornablendas ordinarias y los anfíboles actinolíticos.

La transformación en algunos casos es total, y entonces la roca que está formada por plagioclasa y anfíbol, como minerales fundamentales, podría clasificarse como una metadolerita, ya que conserva su estructura originaria. Los fenocrystals de plagioclasa de estas metadoleritas experimentan al tiempo una saussuritización intensa, a veces selectiva con respecto a alguna de sus zonas.

A estos fenómenos, en los que no parece hayan existido intercambios importantes entre el dique y la roca encajante, se superponen otros que ocasionan la transformación de la hornablenda en biotita, la aparición de algo de feldespato alcalino y cuarzo; estos minerales de neoformación pudieran deberse a la asimilación de los enclaves xenolíticos de composición granítica o granodiorítica y también a un intercambio entre el dique y la roca encajante durante la formación del dique. Muchas veces los cristales de cuarzo y de feldespato alcalino, tienen aureolas de reacción que acreditan su origen xenolítico.

Los diques porfídicos son muy frecuentes en todo el ámbito de la Hoja, y en algunos puntos, como en la zona comprendida entre Lozoyuela, El Berrueco y la Presa del Villar (D-2, E-2, 3), forman sistemas paralelos, tan juntos unos de otros que sobre el terreno parece ser mayor la proporción de pórfido que de la granodiorita encajante.

Estos diques tienen en general potencias considerables, a veces superiores a los 50 m., y pueden seguirse sobre el terreno a lo largo de varios kilómetros, aunque con variaciones notables en su espesor. Como las de las rocas doleríticas o metadoleríticas, son verticales.

Las relaciones de contacto de los pórfidos con el granito o granodiorita encajante, son en general, bastante netas, con contactos bien definidos y cortantes. Tienen con frecuencia, especialmente en los diques de espesor reducido, bandas afaníticas muy duras, en las que destacan esporádicamente algunos fenocrystals idiomorfos de cuarzo y feldespato («chilled border»). En otros casos, en cambio, parece establecerse una transición gradual entre los pórfidos cuarcíferos y los granitos encajantes; pero cuando el pórfido está incluido en neis, siempre tienen bordes netos. También son muy frecuentes la existencia de enclaves de granito o de neis encajante en las paredes del pórfido, así como la cataclasis intensa del granito o del neis encajante en las inmediaciones del mismo (por ejemplo, en el dique explotado de El Cuadrón, C-2).

El conjunto de datos observados indica un origen intrusivo de los pórfidos cuarcíferos.

Microscópicamente, los pórfidos están formados por fenocrystals idiomorfos de cuarzo, frecuentemente corroídos en sus bordes de ortosa y de plagioclasa, en general sericitizadas y saussuritizadas con más o menos intensidad, y de biotita cloritizada, también en la mayor parte de los casos. La pasta tiene estructura muy variable; unas veces microgranuda, de ortosa, cuarzo, clorita y otros minerales secundarios (epidota, zoisita, óxidos e hidróxidos de hierro, sericita), otras veces micropegmatítica, otras afanítica y esferulítica. En las partes centrales de los diques y en los de gran potencia, la cristalización de la pasta se ha realizado en elementos de buen tamaño hasta el punto que a veces es incluso difícil diferenciar estas rocas en sección delgada de los verdaderos granitos; macroscópicamente, en cambio, son reconocibles con facilidad por el idiomorfismo del cuarzo y de la biotita, que nunca se presenta en el granito.

En algunos diques de pórfido cuarcífero, como por ejemplo el cercano a la estación de Bustarviejo (C-4), se observan con frecuencia dos clases de fenocrystals de feldespato, unos de dimensiones que pudieran considerarse normales (de 1 a 4 mm.), y otros mucho mayores (de 1 a 7 cm.) perfectamente

idiomorfos y maclados casi siempre según la ley de Karlsbad. Estos grandes cristales suelen ser además de color rosado, mientras que los de menor tamaño tienen color blanco o ligeramente verdoso. A simple vista se observa una sustitución intensa de estos últimos por minerales del grupo de la epidota, y en la pasta cristales bien formados de pirita.

Los diques de cuarzo son relativamente poco frecuentes en la extensión de la Hoja de Buitrago. Aparecen de preferencia en las zonas de metamorfismo regional y siguen direcciones concordantes con la tectónica póstuma de todo el conjunto cristalino; la turmalina, moscovita y clorita son sus únicos minerales accesorios, excepto en las zonas mineralizadas, donde aparecen además otras paragénesis que se estudiarán en el capítulo correspondiente.

VI

HISTORIA GEOLÓGICA DE LA REGIÓN

En la zona oriental del Guadarrama, de la que forma parte la Hoja de Buitrago, el primer fenómeno registrado es la sedimentación prolongada durante el Paleozoico inferior de potentes series arcillosas con intercalaciones arenosas, hoy transformadas en pizarras y cuarcitas respectivamente. En esta Hoja no se han encontrado restos fósiles que permitan su datación, pero por sus analogías litológicas y estratigráficas pueden considerarse como la continuación de las pizarras y cuarcitas ordovicienses que se extienden por amplias extensiones del Guadarrama más occidental.

Si en este conjunto sedimentario puede haber tramos más antiguos que el Siluriano es un problema aún no resuelto, pues a medida que se avanza al oeste, las pizarras y cuarcitas han sufrido un metamorfismo regional intenso que ha borrado todo posible resto fósil y «suavizado» las posibles diferencias litológicas que en un principio pudieran existir. Solamente la existencia entre las series metamórficas de algún nivel calcáreo (hoy transformado en anfíbolitas o en calizas cristalinas) podría utilizarse como argumento en favor de la existencia del Cambriano, ya que el Siluriano del centro y sur de España no tiene sedimentos calcáreos.

El conjunto sedimentario sufrió después un intenso plegamiento y metamorfismo regional; el gradiente avanza en dirección oeste, de tal forma que en las zonas orientales de la Hoja se encuentran hoy los niveles más superficiales, respecto al metamorfismo, correspondientes a las condiciones de las epizona-mesozona de Grubenman-Niggli y a las facies de las pizarras verdes y anfíbolitas epidótico-albitas de P. Eskola. En las zonas centrales de la Hoja, y aún más hacia occidente, la serie sedimentaria alcanzó una mayor profundidad y correspondiente a la catazona de Grubenman-Niggli o a la facies de

las anfibolitas propiamente dichas en sus partes más profundas. La existencia de silimanita en gran parte de las extensiones néisicas, casi en forma regional, acredita no sólo el origen sedimentario de todo el conjunto, sino también la intensa y profunda transformación que han experimentado los antiguos sedimentos arcillosos.

Desde el punto de vista estructural, las zonas metamórficas varían constantemente y de una manera gradual entre los neises glandulares (augen-gneis) y los neises bandeados de aspecto embrechítico. La existencia de estas facies «migmatíticas» por toda la Hoja indica que los procesos metamórficos se han realizado en muchos puntos cerca del ambiente apropiado para la anatexis y granitización. Las zonas dispersas por toda la masa de los neises, de lo que hemos llamado neises granitoideos o aplíticos, representarían el comienzo de un proceso de transformación en granitos de los neises glandulares o embrechíticos.

El plegamiento y metamorfismo crearon estructuras orientadas en dirección normal al gradiente metamórfico, es decir, en general E.-O., tanto más complejas cuanto mayor fué la intensidad metamórfica. El conjunto de estructuras encontradas indica un amplio anticlinorio orientado en aquella dirección, con su infraestructura levantada en las zonas centrales del plano.

La edad de este plegamiento y ciclo petrogenético no se puede en rigor limitar más que entre los amplios límites postsiluriano y precretáceo. Por analogías con el resto de España central, se puede admitir en principio que es de época hercínica.

Dentro de este mismo período de tiempo, pero con posterioridad al plegamiento y metamorfismo, hay una fase de intensa actividad petrogenética, con formación a gran escala de rocas granudas de la familia granite-granodiorita.

Las rocas plutónicas se formaron a expensas de los neises anteriores, a juzgar por la transición gradual del contacto con pérdida gradual de las estructuras néisicas (granitos de facies marginal) durante procesos que en la mayor parte de los casos significan una deformación plástica de las rocas preexistentes y que en principio se pueden considerar como anatécicos. Los granitos así creados han formado, al menos en parte, y no sólo por medio de una tectónica rígida, la disposición de las antiguas direcciones estructurales del conjunto metamórfico, originando un plutón de carácter claramente post-cinemático de contactos discordantes. En las zonas orientales la masa granítica hizo intrusión en los niveles menos metamorfizados en la anterior fase petrogenética, provocando fenómenos de metamorfismo térmico o de contacto superpuestos al antiguo gradiente regional; en sus zonas centrales y occiden-

tales, que debieron estar a mayor profundidad, estos fenómenos son sustituidos gradualmente por transformaciones más estáticas sin carácter intrusivo.

Tras este doble período de actividad petrogenética, durante el Paleozoico superior, el conjunto cristalino puede considerarse completamente cratonizado. Existió una actividad tectónica subsiguiente considerable en la que se originaron fracturas de descompresión, muchas veces acompañadas de intrusión filoniana (pórfdos, doleritas) o de recristalizaciones en las zonas de tensión de rocas cuarzo-feldespáticas.

Tras la emersión del conjunto cristalino existió en estas zonas una intensa erosión aérea que se prolonga hasta casi el final del Mesozoico; faltan por completo toda traza de sedimentos precretáceos.

Durante la parte más alta del Cretáceo inferior, comienzan a depositarse sobre los relieves seniles creados durante el mesozoico, arenas y arcillas de carácter continental en franca discordancia sobre el conjunto cristalino; tras ellas se apoyaron los primeros sedimentos calizos o arenoso-calizos de origen marino, que debieron cubrir, si no toda la zona del Guadarrama, la mayor parte de ella. Los restos que hoy se conservan en la superficie de la Hoja, muy reducidos por la erosión, pueden ser considerados como cenomanenses. Una nueva emersión al final del Cretáceo interrumpió este tipo de sedimentación, que fué sustituida por otras de carácter lacustre y continental, con abundantes conglomerados y algunos episodios de sedimentación química. Los sedimentos, por sus facies pueden ser atribuidos al Oligoceno, pero en realidad pueden representar también, al menos en parte, al Eoceno. Los sedimentos paleogenos se apoyan sobre el Cretáceo en concordancia sobre una superficie de erosión.

Un último episodio orogénico, durante las facies alpidicas, transformó radicalmente esta zona, cubierta totalmente por los sedimentos cretáceos y paleogenos. El conjunto rígido reaccionó fracturándose en una serie de bloques; la cobertera sedimentaria, más dúctil, se dobló en las zonas fracturadas en agudos pliegues o adquirió posiciones distintas de la horizontal, siguiendo los basculamientos y desnivelaciones de sus bloques respectivos. Esta tectónica de fractura, achacable a las compresiones violentas que afectaron al macizo central durante el plegamiento pirenaico, creó una serie de macizos y fosas tectónicas aún perceptibles morfológicamente sobre el terreno, de las cuales una de las más representativas es el valle alto del Lozoya. La erosión intensa que se prosiguió durante todo el Terciario superior hasta nuestros días, desmontó en las zonas elevadas la mayor parte de la cobertera cretáceo-paleogena, y trajo en consecuencia una deposición continental de carácter detrítico muy grosero en las cercanías de los relieves. En nuestra

Hoja, estos mantos de sedimentos groseros están representados solamente en la zona NO. por un Plioceno de carácter torrencial.

Las glaciaciones cuaternarias y la erosión fluvial subsiguiente, no han hecho más que retocar el edificio elaborado durante el Terciario superior; de las primeras sólo quedan en nuestra Hoja algunos circos glaciares de cumbres y los restos de algunas morrenas de retroceso. De las segundas un potente manto de arrastres fluvioglaciares y glaciares depositados en el fondo de la cubeta tectónica del Lozoya.

VII

MINERÍA Y CANTERAS

Actualmente son contadas las minas que están en explotación o que tienen permiso para efectuar trabajos de investigación, en el territorio de la Hoja. Casi todas las concesiones, que fueron muy numerosas, han caducado.

Son permisos vigentes: la mina «Elvira», de pirita arsenical y la «María Luisina», de volframio, del término de Bustarviejo; la de «Susín», de mica, y «Nuestra Señora de la Soledad», de cobre, de El Berrueco; las de «Fernandito», «San José», «Santa Bárbara», «Lolita» y «Quiñones», de cobre, «Santurce» y «Victoria», de volframio, «Elisa», de volframio y estaño, «Sorpresa», de volframio y cobre, y «Providencia», de hierro, de Garganta de los Montes; «Elvira» y «Alberto», de plomo, de Gargantilla; «Mina del Cristal» y «Palomita», de cuarzo, de La Cabrera; «María del Carmen», de barita, «Rosita», de cuarzo, «Sorpresa», de volframio, y «Consuelo», de cobre, de Lozoyuela; «El Cubero», de arsenopirita, de Miraflores de la Sierra; y «La Pilarica», de volframio y estaño, de Valdemanco y Bustarviejo.

A continuación indicamos las características y paragénesis más salientes de las principales metalizaciones encontradas.

Metalización de pirita arsenical.—La mina «Elvira», situada al noroeste de Bustarviejo, muestra una metalización de relleno en una zona de falla que comienza poco más al norte de la mina y se prolonga hacia el sur, en dirección norte 10° a 15° este, más allá del contacto granito-neis. La roca de caja es neis migmatítico y el plano de fractura tiene en la mina una dirección aproximada de 15° al este del norte y buza al este unos 60° . Existen dos pozos, el mayor de 15 metros de profundidad, que se prolongan por pequeña galería en dirección de la fractura. La mina está actualmente abandonada.

La mina «Cubero», de Miraflores de la Sierra, muestra otra metalización de relleno en zona de fractura. Existe un intenso diaclasado orientado 30º al este del norte y hay varios zanjones abiertos en esa dirección.

Todas estas metalizaciones son análogas. Con la pirita arsenical suelen ir pequeñas cantidades de calcopirita (mina «Cubero») o calcopirita y blenda (mina «Elvira») y la ganga es cuarzosa o una asociación pegmatítica formada por cuarzo y mica blanca.

La pirita arsenical es el mineral más antiguo y tiene textura cataclástica que favorece la introducción de minerales posteriores.

La simultánea extinción de los diversos fragmentos de una misma sección indica que ha existido un mínimo de rotación en la cataclasis. Cuarzo, mica, calcopirita y blenda rellenan, de forma incompleta, las fracturas de la arsenopirita, sin efectuar una sustitución apreciable de la misma. Existen inclusiones idiomorfas de mispíquel en cuarzo.

No hemos visto señales de dinamometamorfismo en los minerales posteriores a la arsenopirita, y esto supone haber existido un período de actividad dinámica con posterioridad a la formación del mispíquel y anterioridad a la deposición de cuarzo, mica, calcopirita y blenda.

En la mina de Bustarviejo, la calcopirita forma pequeñas inclusiones, más o menos circulares, distribuidas en la blenda, originando la llamada textura de emulsión que atribuímos a la desmezcla de una disolución sólida calcopirita-blenda. Las inclusiones se encuentran distribuidas irregularmente y la segregación no parece regida por las direcciones cristalográficas de la blenda.

En la generalidad de las metalizaciones, el cuarzo, que tiene un período de formación mucho más prolongado que el de la mica, tiene inclusiones de este último mineral o aparece sustituido y corroído por el mismo, y todo hace suponer que ha existido cierto solape en la formación de estos minerales.

Es difícil establecer relación de antigüedad entre los minerales de la ganga y calcopirita y blenda, dada la pequeña cantidad que las muestras metalizadas llevan de estos dos últimos minerales.

La arsenopirita suele estar alterada en escorodita, arseniato de hierro de color verde puerro, que tiñe, a menudo, las muestras metalizadas. Esta alteración es de tipo pseudomórfico y progresa a partir de las quebras y fracturas del mineral primario o de los contactos arsenopirita-cuarzo. La escorodita es de grano finísimo y presenta texturas coloidales. Muestra las formas esféricas microscópicas típicas de los coloides y fracturas producidas por contracción, que son paralelas o perpendiculares a las paredes de sus vetillas. Estas fracturas se detienen al pasar de la escorodita a otros minerales, y esto

indica que son de origen interno y no han sido producidas por acciones externas.

Existe una incipiente sustitución de calcopirita por láminas finísimas de covelita, que forma vetillas que cruzan las secciones de calcopirita o coronas, que se sitúan alrededor de estas últimas. Es buena prueba de que ha existido sustitución el borde de corrosión de la calcopirita en contacto con la covelita.

Covelita y escorodita son minerales secundarios descendentes.

Observada con el microscopio metalográfico, la arsenopirita es idiomorfa y muestra sus secciones rómbicas características, tiene color crema claro, buen tamaño de grano, casi todas sus secciones tienen dimensiones comprendidas entre 1 y 4 mm., y vivos colores de polarización, azulados y pardorrojizos, con nicoles no completamente cruzados.

El buen tamaño de las secciones de arsenopirita y cuarzo indica la alta temperatura de formación de estas metalizaciones, que podemos considerar

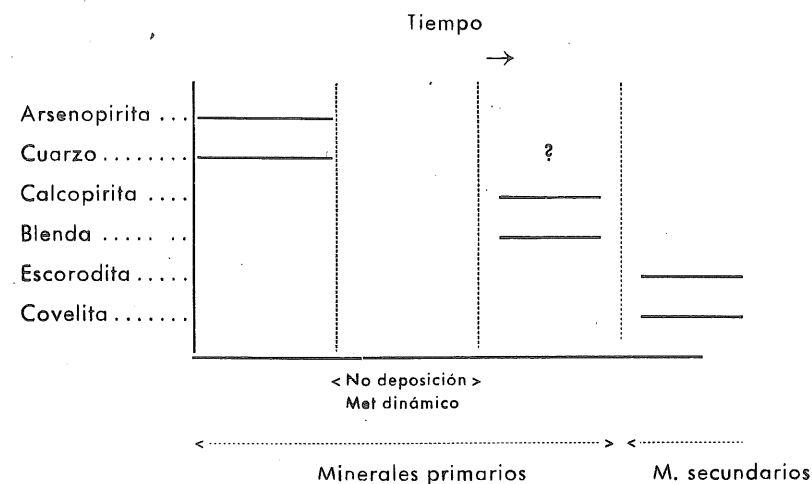


Fig. 11.—Diagrama paragenético de las metalizaciones de las minas «Elvira» (Bustarviejo) y «Cubero» (Miraflores de la Sierra).

pegmatíticas por ir asociadas con ganga de este mismo tipo. Las vetas o filones arman en neis migmatítico y se sitúan no lejos del contacto granito-neis. El control de la metalización es de tipo estructural y no está regido por la naturaleza de la roca de caja.

El diagrama paragenético aproximado es el representado en la fig. 11.

El primer mineral formado fué la arsenopirita. Con posterioridad a la

crystalización de este último y con anterioridad a la deposición de los restantes minerales, hubo un metamorfismo dinámico que fracturó a la arsenopirita, mineral rígido y frágil. Posteriormente se produjo la precipitación de calcopirita y blenda y de los minerales de la ganga. La paragénesis indica que han existido, por lo menos, dos períodos de metalización.

Minas de cobre.—Al sur de Garganta de los Montes y al norte del Reajo, en el término municipal de Garganta de los Montes, existen varias concesiones y pequeños trabajos de investigación a cielo abierto. Todos arman en neis migmatítico, a corta distancia del contacto granito-neis. La forma de las concesiones y dirección dada a las labores, indican que la metalización es sensiblemente paralela a diaclasas transversas del neis, que tienen dirección aproximada NNO. La metalización cuprífera es pobre y casi todas las labores están actualmente abandonadas.

Las muestras metalizadas presentan una asociación de arsenopirita, marcasita, calcopirita y blenda, con ganga de cuarzo. Son muy escasas arsenopirita y blenda y más abundantes marcasita y calcopirita.

Todos los minerales metálicos, a excepción de la arsenopirita, que forma pequeñas inclusiones de 0,1 a 0,01 mm. en la ganga, rellenan las fracturas del cuarzo, sin efectuar apreciable sustitución del mismo; pequeñísimos fragmentos de cuarzo quedan aislados en la masa de minerales metálicos.

Es notable la relación calcopirita-blenda. La blenda siempre forma inclusiones, con diámetros comprendidos entre 0,05 y 0,01 mm., en la calcopirita. Parte de esas inclusiones son irregulares, generalmente las de mayor tamaño, pero otras forman estrellitas de cuatro puntas muy perfectas. Suponemos que estas formas se han originado por la desmezcla de una disolución sólida calcopirita-blenda, que al segregarse por descenso de temperatura, origina inclusiones del componente más escaso en el que se encuentra en mayor proporción. En este caso es la blenda, componente más escaso, el que aparece incluido en la calcopirita, mientras que en la mina «Elvira», de Bustarviejo, se verificaba la relación inversa, por ser blenda más abundante que calcopirita.

Difícil es establecer relación de antigüedad entre marcasita y calcopirita, pues el deficiente pulido de la marcasita no permite reconocer bordes netos entre secciones de este último mineral y granos de calcopirita. Al ser observada en preparación pulida, la marcasita tiene color amarillo pálido con tinte rosa, muestra un pulido deficiente, con numerosas picaduras, y presenta vivos colores de polarización, azulados, verdosos y pardos.

El diagrama paragenético aproximado de estas metalizaciones es el representado en la fig. 12.

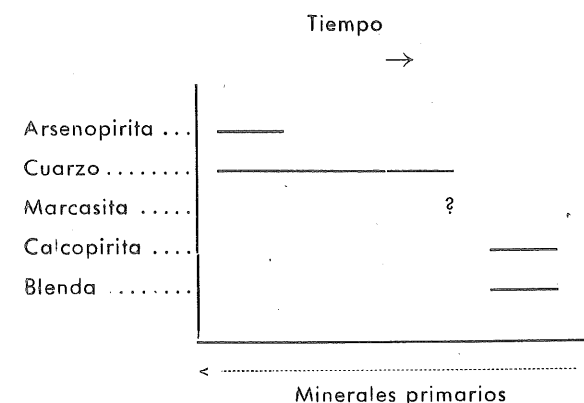


Fig. 12.—Diagrama paragenético de las mineralizaciones de Garganta de los Montes.

Minas de plomo.—Hay dos concesiones en el término municipal de Gargantilla del Lozoya.

Preparaciones pulidas de muestras metalizadas presentan una ligera diseminación de blenda, calcopirita, galena y covelita con ganga de barita y cuarzo microcristalino.

La covelita efectúa una sustitución selectiva, atacando, preferentemente, a secciones de galena. El metasomatismo es irregular y no está guiado por las direcciones de crucero del mineral primario. También se forman coronas incompletas de covelita alrededor de las secciones de blenda y, más corrientemente, de las de calcopirita.

El microscopio metalográfico revela una estructura zonada en las secciones de blenda, con un núcleo que produce reflexiones internas más oscuras que las de la periferia. También se manifiesta con reactivo específico de ataque ($KMnO_4 + ClH$).

El diagrama paragenético es el dibujado en la fig. 13. El cuarzo, que forma pequeñas drusas, terminó de formarse con posterioridad a los demás minerales primarios; inclusiones de cuarzo en blenda suponen que el primero comenzó a cristalizar con anterioridad a la completa precipitación de la blenda. El contacto calcopirita-blenda indica que estos minerales se han formado simultáneamente. No hemos visto galena en contacto con calcopirita o blenda y no podemos establecer relación de antigüedad entre aquella y estos dos últimos.

La falta de mispíquel, presencia de galena y textura del cuarzo indican una menor temperatura de formación que la de las metalizaciones de Bus-

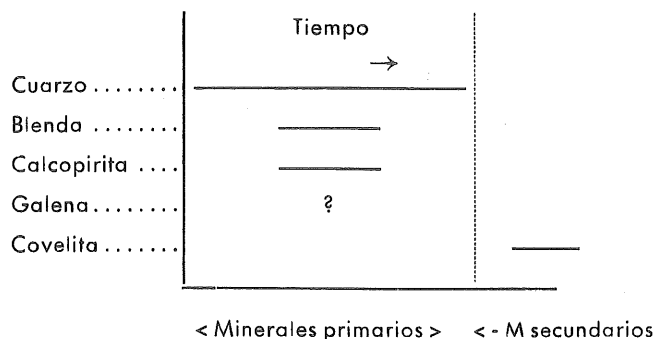


Fig. 13. —Diagrama paragenético de las metalizaciones de Gargantilla de Lozoya.

tarviejo, Garganta y Valdemanco y, por lo mismo, se encuentran a mayor distancia del contacto granito-neis. La metalización es de tipo hidrotermal.

Una impregnación de caolín en la ganga de cuarzo se observa en muestra macroscópica y en lámina delgada. Agregados de laminillas en forma de acordeón aparecen distribuidos en la matriz cuarzosa.

Minas de barita.—En la actualidad sólo está en vigencia el permiso de la mina «María del Carmen», del término de Lozoyuela, pero antiguamente han existido otras concesiones en el territorio de la Hoja.

Una de las muestras estudiadas presenta una débil metalización, no identificable, con ganga de barita y cuarzo. La barita se presenta en agregados formados por secciones tabulares, con extinción en abanico. Frecuentemente se ven dos series de cruceros, cortándose a 90°.

La barita, que es anterior al cuarzo, resulta parcialmente sustituida por este último. El proceso, esencialmente automórfico, es guiado por los espacios intergranulares de la barita, y las secciones de cuarzo, en ella diseminadas, son idiomorfas y contienen numerosas inclusiones de barita, regularmente distribuidas. Que estas inclusiones tengan extinción simultánea con la matriz externa, es prueba de que ha habido sustitución. Las secciones de cuarzo idiomorfo tienen pocas décimas de milímetro de diámetro.

El proceso metalogénico está en relación con el emplazamiento de la masa granítica que ocupa la parte sur del territorio de la Hoja. Las concesiones se distribuyen alrededor de la masa intrusiva y el zonado es manifiesto, pues los minerales de alta temperatura, volframio, casiterita, arsenopirita y calcopirita, se sitúan no lejos del contacto granito-neis y las asociaciones hidrotermales de más baja temperatura, las minas de blenda-galena de

Gargantilla del Lozoya y la de barita de Lozoyuela, se separan más de este último.

La metalización es al principio de tipo pegmatítico, con la formación de arsenopirita, y posteriormente muestra fases típicamente hidrotermales, con formación de blenda, galena, barita, etc. Han existido, por lo menos, dos períodos de metalización y un período de no deposición, con posterioridad a la formación de la arsenopirita y anterioridad a la cristalización de los restantes minerales metálicos.

El diagrama paragenético aproximado del conjunto de metalizaciones estudiadas es el representado en la fig. 14.

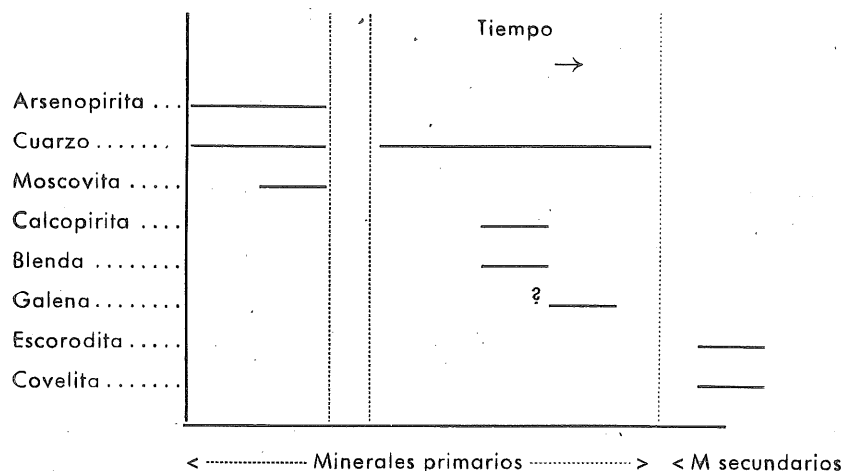


Fig. 14. —Diagrama paragenético de conjuntos de las principales mineralizaciones de la Hoja.

Canteras.—Hay cinco canteras de granito en el término municipal de El Berrueco, tres del mismo material en el término de Lozoyuela, dos en La Cabrera, también de granito, dos de caliza en Lozoya y una de caliza en el término municipal de Torrelaguna; todas ellas están autorizadas por la Jefatura. Aparte de las canteras citadas, existen otras menores, de carácter circunstancial, abiertas en granito, aplita, diques de lamprófidio, neis migmatítico, caliza y yeso.

Las principales canteras de granito del término de El Berrueco se encuentran en el paraje Las Cabrerías, en el ángulo formado por las carreteras de El Berrueco a Montejo y de El Berrueco a Lozoyuela, y a la izquierda de la carretera local de El Berrueco a La Cabrera, a poco más de 1 Km. del pri-

mer pueblo; en la vertiente oriental del Pico de la Miel, próximas a la carretera general Madrid-Burgos, en el término de La Cabrera y próximas a la carretera de Lozoyuela a El Berrueco, y en el paraje de Peña Parada, existen algunas canteras en el término de Lozoyuela.

Los materiales de construcción proceden de estas canteras graníticas. Los canteros hacen bloques rectangulares valiéndose de las direcciones de fácil corte (mano buena y mano mala, según denominación de los canteros locales) que en forma latente existen en el material granítico. La tercera cara de los bloques rectangulares es subhorizontal y conocida con el nombre de tronco. Las dos primeras superficies de corte son más suaves al tacto que la tercera y son, por tanto, fácilmente diferenciables.

En las canteras situadas en Peña Parada, y al sur de este paraje, la mano buena tiene dirección norte sur y se desvía pocos grados al este o al oeste; la mano mala, normal a la anterior, es, aproximadamente, E.-O. La facies marginal del granito de Lozoyuela no es porfídica, pero hay ocasiones en que examinando con detenimiento los cortes recientes de las canteras se reconoce una débil alineación originada por la orientación dimensional de las secciones de cuarzo y feldespato. En otras ocasiones, por el contrario, bloques meteorizados que han estado expuestos a la erosión por largo tiempo proporcionan planos más aptos para la observación de esa alineación, que está contenida en el plano de la mano buena y es normal al plano de la mano mala; el plano de la mano buena es sensiblemente vertical, pero el de la mano mala buza hacia el sur 70° ó 80° , ángulo complementario de la inclinación que hacia el norte tiene la alineación mineral.

Esas dos direcciones de fácil corte tienen, aproximadamente, la misma orientación en una cantera situada 100 metros al norte de la cota 1.114 del paraje de Las Cabreras. El tronco rumba aquí 20° al oeste del norte y buza 25° al suroeste; está considerado por los canteros como plano de corte más fácil que el de la mano mala y más difícil que el de la mano buena.

El material extraído de estas canteras, que es de muy buena calidad, por ser muy pobre en gábarros, se emplea como piedra de sillería en los pueblos próximos o para el adoquinado de las calles de Madrid. Los canteros proceden, en su mayoría, de Colmenar Viejo.

El material extraído de canterillas abiertas en diques de lampróido se utiliza para el recebo o asfaltado de carreteras, una vez triturado, y el de diques de pórfido para el adoquinado de carreteras.

Una explotación de esta naturaleza existe en la vertiente norte del cerro del Cuadrón, en el Km. 3.900 de la carretera de Lozoya a Lozoyuela.

Al norte de Manjirón, entre este último pueblo y el paraje Casa de la Dehesa, y a la derecha de la carretera de servicio del Canal de Isabel II, hay

canterillas abiertas en neis migmatítico. El neis es partido en bloques rectangulares de unos dos metros de longitud, con su mayor dimensión paralela a la alineación del neis; los otros dos lados tienen longitudes próximas a los 30 centímetros. El material se emplea en alambradas para cercar los prados.

En el borde sureste de la Hoja y en el término de Lozoya, donde aflora el Cretáceo superior, existen varias canterillas abiertas en caliza, para la obtención de materiales con destino a hornos antiguos. También al sur de Oteruelo del Valle, en el límite entre Cretáceo superior y Aluvial, existen varios hornos abandonados.

El material extraído de alguna de las canteras abiertas en caliza en el término de Lozoya se utiliza para el recebo de carreteras.

BIBLIOGRAFÍA

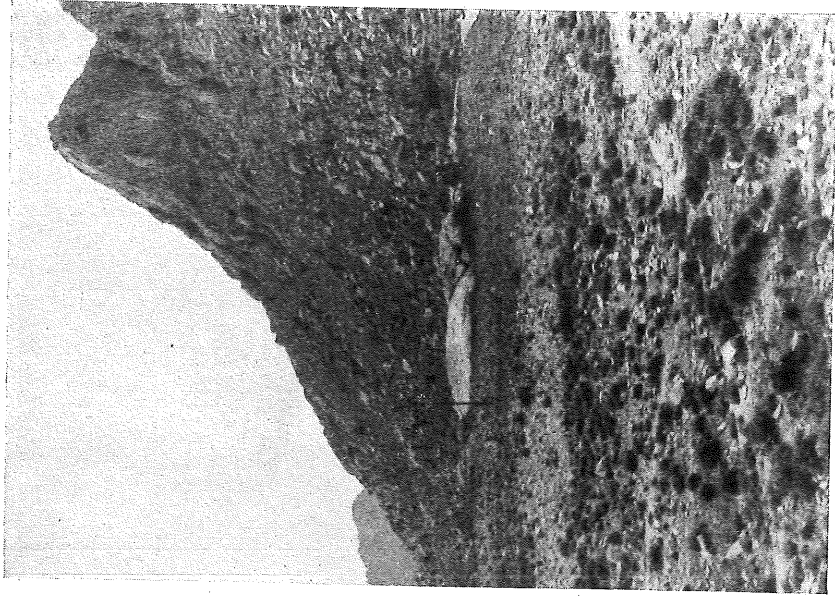
- ALDAMA, L. DE (1851): Comisión para la formación de la carta geológica de la provincia de Madrid y la general del Reino.—*Revista Minera*, v. 2, páginas 388-400.
- BERNALDO DE QUIRÓS, C., y CARANDELL, J. (1915): Guadarrama.—*Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, Ser. geol. n.º 11, 47 pp.
- BIROT P. (1937): Sur la morphologie de la Sierra de Guadarrama Occidental.—*Annales de Géogr.*, año 46, pp. 25-42. Trad. en *Est. Geográficos*, v. 6, número 18, pp. 155-168 (1945), por C. VIDAL BOX.
- BIROT, P., y SOLÉ SABARÍS, L. (1951 a): Sur un trait morphologique paradoxal des massifs cristallins de la Cordillère Centrale Ibérique.—*Bull. Assoc. Géogr. Français*, n.º 218-219, pp. 94-99. Trad. en *Est. Geográficos*, v. 12, n.º 45, pp. 807-813, por M. F. TROYANO.
- (1951 b): Sur le style des deformations du socle dans la Cordillère Centrale Ibérique.—*C. R. somm. Soc. Géol. France*, n.º 15-16, páginas 274-276.
- (1954): Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española.—C. S. I. C. Instituto Juan Sebastián Elcano. Madrid, 87 pp.
- CARANDELL, J. (1914): Las calizas cristalinas del Guadarrama.—*Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* Ser. Geol., n.º 8, 69 pp.
- CHAYES, F. (1955): Potash feldspar as a by-product of the biotite-chlorite transformation.—*Journ. Geol.*, v. 63, pp. 75-82. Traducido al español en *Estudios Geológicos*, n.º 27-28, pp. 439-453, por J. M. FÚSTER.
- CORTÁZAR, D. de (1891): Descripción física y geológica de la provincia de Segovia.—*Bol. Com. Mapa Geol. España*, v. 17, pp. 1-234.

- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1839-45): Indicaciones geognósticas sobre las formaciones terciarias del centro de España.—*Ann. Min.*, v. 3, pp. 312-314
- (1850-59): Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España.—*Memoria Real Academia de Ciencias*, v. 1 y 4; v. I: C. Nat. I, pp. 35-65, 73-107, 161-184. C. Nat. II: pp. 115-155, 351-399.
- FEBREL, T. (1957): Diagramas estructurales del cuarzo y mica de las rocas metamórficas de la parte oriental de la Hoja de Buitrago de Lozoya.—*Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 48, pp. 57-90.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1899): Excursiones por los alrededores de Lozoya (Madrid).—*Act. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. 28, pp. 59-68.
- (1903): Excursión de La Cabrera a Villalba, por Miraflores.—*Bol. Inst. Libre Enseñanza*, v. 27, pp. 55-60.
- (1915): Monografía geológica del valle de Lozoya.—*Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, Ser. geol., n.º 12, 100 pp.
- (1916): Sur la decouverte d'un pointement basaltique dans la Sierra de Guadarrama.—*C. R. Acad. Sc. Paris*.
- FISCHER, T. (1891): Die Iberische Halbinsel. In Kirchoff, «Länderkunde von Europa». Teil. 2-3. Wien.
- (1893): Reiseskizzen aus Spanien und Portugal.—*Verh. Ges. f. Erdk.*, Bd. 20.
- (1894): Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel.—*Petr. Mitt.*, Bd. 40, pp. 249-256 y 277-285.
- FÚSTER, J. M.^a (1955): Transformaciones metasomáticas en los diques diabásicos y lamprofidicos de la Sierra de Guadarrama.—*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. 53, pp. 99-128.
- FÚSTER, J. M.^a, e IBARROLA, E. (1956 a): Significado genético de las inclusiones de gneis en el granito de la Sierra de Guadarrama (España central). *XX Congreso Geológico Internacional*. México.
- (1956 b): Una nueva interpretación de las estructuras zonales en las plagioclasas.—*III Reun. Int. React. Est. sólido*. Madrid (en prensa).
- GÁLVEZ CAÑERO, A., JORDANA, L., y ROMERO ORTIZ, J. (1936): Datos para el estudio del Guadarrama.—*Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 6, páginas 107-114.
- GONZÁLEZ REGUERAL, J. R. (1916): Excursión geológica entre La Cabrera y Miraflores (Sierra de Guadarrama).—*Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. 16, páginas 311-314.
- HEIM, R. C. (1952). Metamorphism in the Guadarrama.—*Tesis Univ. Utrecht*. 66 páginas.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1923): Edad y origen de la Cordillera Central de la

- Península Ibérica.—*Asoc. Esp. Progr. Cienc. Congreso de Salamanca*, v. 2, pp. 119-134.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1930): Fisiografía e historia geológica de la altiplanicie de Castilla la Vieja.—*Publ. Univ. Valladolid*, 6 páginas.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E., VICTORY, A., ESPAÑA, A., GUINEA, E., VIDAL BOX, C., y BERNALDO DE QUIRÓS, C. (1931): Guías de los sitios naturales de interés nacional. N.º 1, Sierra de Guadarrama. *Junta de Parques Nacionales y Patronato Nac. de Turismo*, 107 páginas.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1934): Síntesis fisiográfica y geológica de España.—*Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, Ser. Geol., n.º 38.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1930): Estudio geográfico y geológico del territorio de las obras del Canal de Isabel II.—*Mem. Canal Isabel II en 1928*, páginas 153-164.
- (1932): Tres ciclos de erosión geológica en las sierras orientales de la Cordillera Central.—*Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. 32, pp. 455-460.
- (1954): Los materiales pétreos empleados en el adoquinado de Madrid.—*Las Ciencias*, v. 19, pp. 1.037-1.067.
- KINDELAN, V., ROYO, J., y MENÉNDEZ, L. (1929): Datos para la geología de la provincia de Madrid. Cuenca terciaria del Tajo.—*Mem. Inst. Geol. y Min. de España*.
- LOTZE, F. (1929): Stratigraphie und Tecktonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien).—*Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl.*, N. Ser., v. 14. Traducido al español en *Publ. Extr. Geol. España*, v. 8, 313 páginas (1936), por M. SAN MIGUEL.
- LUJÁN, F. DE (1851): Comisión para la formación de la carta geológica de la provincia de Madrid y la general del Reino.—*Bol. Min. Ccm. Inst. y Ob. Públ.*, n.º 168, 169, 172 y 173.
- (1852 a): Memoria sobre los trabajos realizados en el año 1850 por la Comisión del Mapa Geológico de la provincia de Madrid y general del Reino.
- (1852 b): Memoria sobre los trabajos realizados en el año 1851 por la Comisión del Mapa Geológico de Madrid y general del Reino.
- MACPHERSON, J. (1879): Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica.—*Anal. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. 8, pp. 5-26.
- (1883-1884): Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España.—*Anal. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. 12, pp. 341-378, y v. 13, páginas 365-418.
- (1901): Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica.—*Anal. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. 30, pp. 123-165.
- MALLADA, L. (1895): Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo I: Ro-

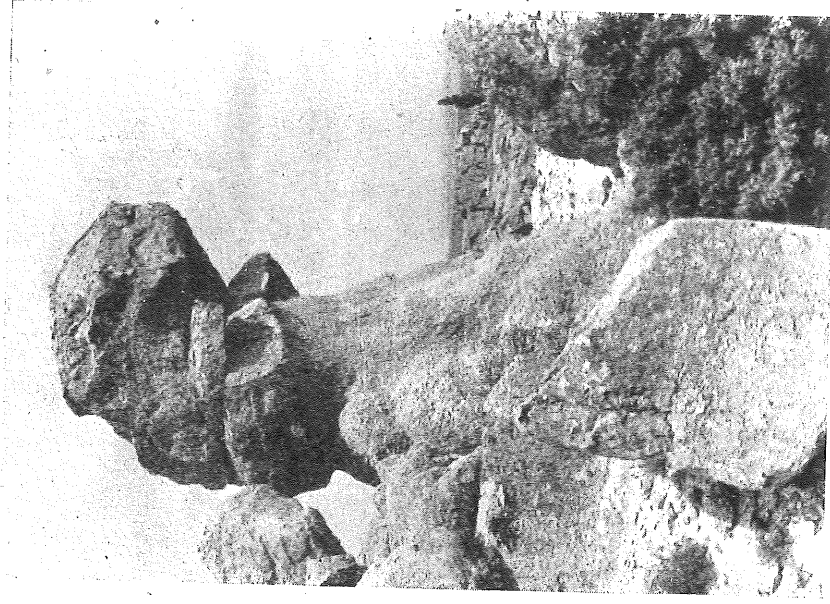
- cas hipogénicas y sistema estrato-cristalino.— *Mem. Com. Mapa Geol. España*, 558 páginas.
- MAZARREDO, C. DE (1910): La cuenca de abastecimiento del Canal de Isabel II y medios para aumentar y regularizar su caudal.— *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. 10, pp. 342-467.
- MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS (1954): Canal de Isabel II. Memoria 1946-1950. Madrid. 437 páginas.
- NOCKOLDS, S. R. (1954): Average chemical composition of some igneous rocks.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 65, pp. 1007-1032.
- OBERMAIER, H., y CARANDELL, J. (1917): Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama.— *Trab. Mus. Nac. de Cienc. Nat.*. Ser. Geol., n.º 19.
- (1917): Acerca de la extensión del glaciario cuaternario de la Cordillera Central de España. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. 17, págs. 213-252.
- (1926): Sierra de Guadarrama.— *Excursión B-2, XIV Cong. Geol. Intern.*, 46 páginas.
- PRADO, C. DE (1851-1853): Note sur la géologie de la province de Madrid.— *Bull. Soc. Géol. France*, s. 2, v. 10, pp. 168-176.
- (1852 a): Mapa geológico en bosquejo de la provincia de Madrid.
- (1864): Descripción física y geológica de la provincia de Madrid.— *Junta General de Estadística*, Madrid, 219 páginas.
- PENCK, A. (1894): Die Pyrenäen-Halbinsel.— *Reisebilder. Schr. Verein. Verbr. naturwiss. in Wien*. Bd. 34.
- PEDRO, F. DE (1956 a): Estudio geoquímico de los granitos de la Sierra de Guadarrama. Tesis Univ. Madrid (sin publicar).
- (1956 b) Exploración geoquímica de la Sierra de Guadarrama.— *XX Congr. Geol. Intern.*, Méjico (en prensa).
- PEDRO, F. DE, y SÁNCHEZ VEGA, I. (1956): Relación entre la hidrografía y las fracturas de la Sierra de Guadarrama (España Central). *XXIII Congreso Luso-Español Prog. Ciencias*, Coimbra, 1956.
- ROYO Y GÓMEZ, J. (1922): El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica.— *Com. Invest. Paleont. Prehist.*, Mem. n.º 30, 230 páginas.
- (1926): Tectónica del Terciario continental ibérico.— *Bol. Inst. Geol. Min. España*, v. 47 (2), páginas 129-168.
- ROYO Y GÓMEZ, J., y MENÉNDEZ PUGET, L. (1928): Explicación de la hoja de Alcalá de Henares (Madrid).— *Inst. Geol. y Min. España*.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1936): Estudio de las rocas eruptivas de España. *Mem. Acad. Cienc. Exact., Fis. y Nat.*, 660 páginas.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA Y ASENSIO, I. (1955): Nota sobre el granate de La Cabrera.— *Est. Geol.*, n.º 25, pp. 57-61.

- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., y PEDRO, F. DE (1956): Evolución geoquímica de micacitas a granitos. *III Reun. Int. React. Est. Sólido*, Madrid (en prensa).
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., y SAN MIGUEL ARRIBAS, A. (1957): Fenómenos de diferenciación metamórfica en el granito de La Cabrera (Madrid).— *Not. y Com. Inst. Geol. Min de España*, n.º 46, pp. 3-40.
- SCHRÖDER, E. (1930): Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentralspanien).— *Abhandl. Gesellsch. wissenschaft. Göttingen, Math-Phys Kl. N. folge*, v. 16, n.º 3, pp. 689-748. Traducido por M. SAN MIGUEL, en *Publ. Extranj. Geol. España*, v. 4, pp. 234-295 (1948).
- SCHWENZNER, J. E. (1936): Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes.— *Geogr. Abhandl.*, S. 3. v. 10, 128 pp. Resumido al español por C. VIDAL BOX, en *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. 41, pp. 121-147 (1943).
- VIDAL BOX, C. (1942): La línea morfotectónica meridional de la Sierra de Guadarrama.— *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. 40, pp. 117-132.



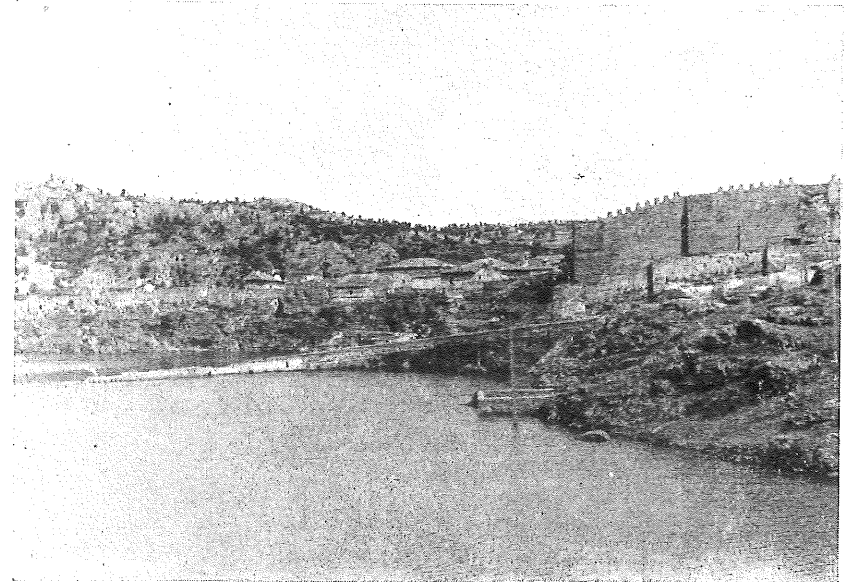
Fot. 1.—Vertiente meridional del Pico de la Miel, desde las proximidades de la trinchera de La Cabrera.

(Foto F. de Pedro).



Fot. 2.—Inmediaciones de la trinchera de La Cabrera. Erosión diferencial de los tipos de granito que constituyen el macizo granítico-granodiorítico. La parte superior, más resistente, es de granito de grano fino; la inferior, más alterada, es de granito de grano grueso

(Foto F. de Pedro).



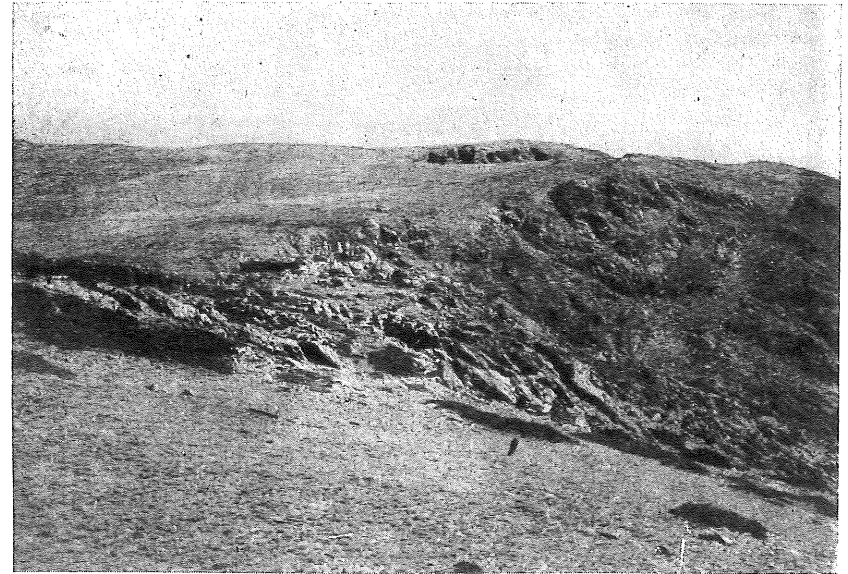
Fot. 3.—El embalse de Puentes Viejas, junto a las murallas de Buitrago.

(Foto F. de Pedro).



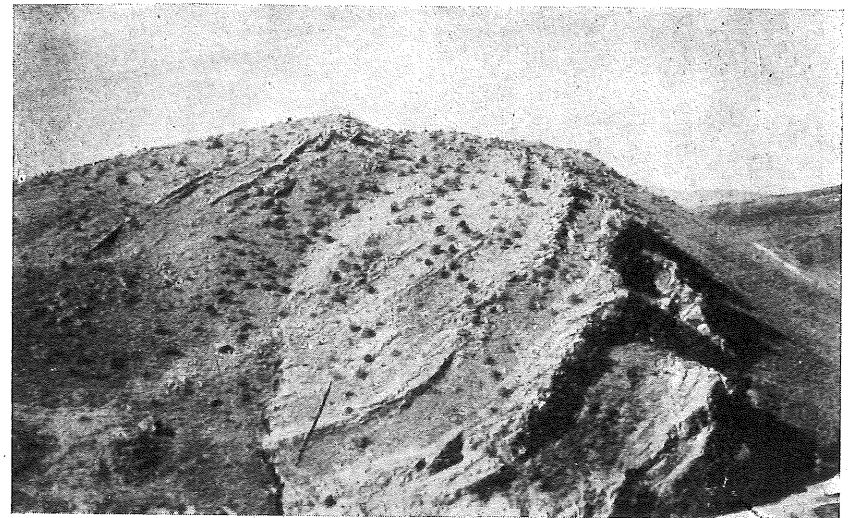
Fot. 4.—Pequeñas lagunas y turberas glaciares del Pico del Nevero, vistas desde el borde superior del circo.

(Foto J. M. Fúster).



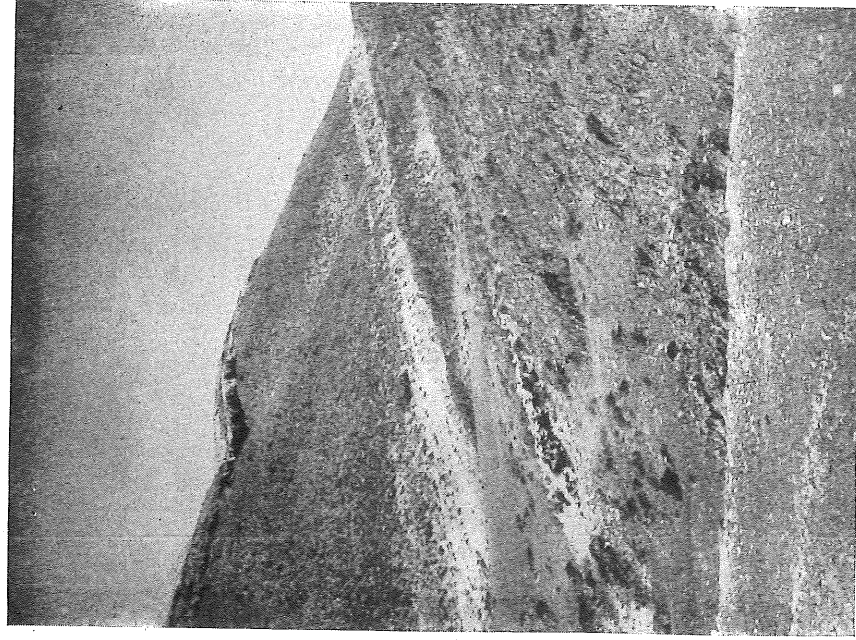
Fot. 5.—Disimetría en la divisoria principal, en el NO. de la Hoja. Fotografía tomada junto a los Hoyos de Pinilla. Hacia el norte (izquierda de la foto) vertientes de suave relieve, poco inclinadas; hacia el sur violentos escarpes de origen tectónico acentuados por la erosión glacial.

(Foto J. M. Fúster).

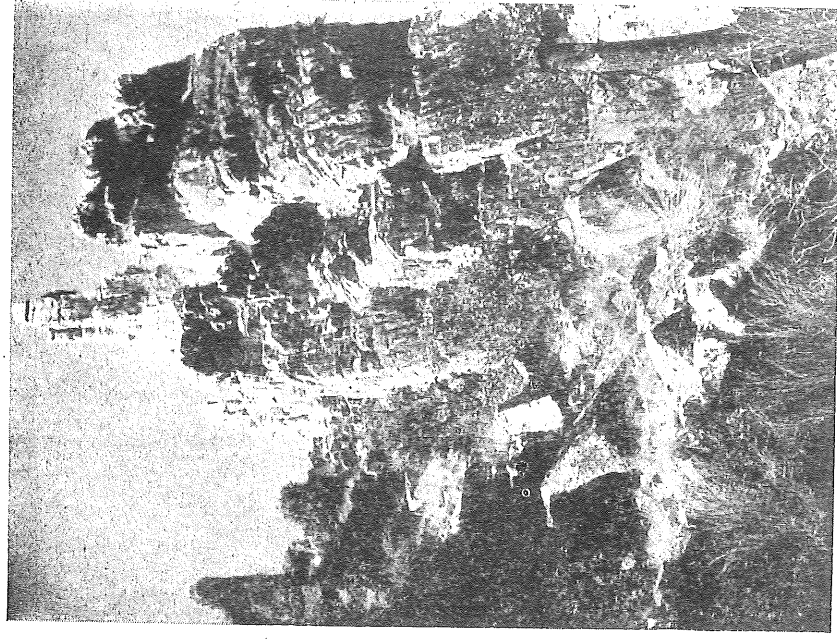


Fot. 6.—Las calizas cretáceas del cerro del Puerto de Arrebatacapas, al norte de Torrelaguna.

(Foto J. M. Fúster).

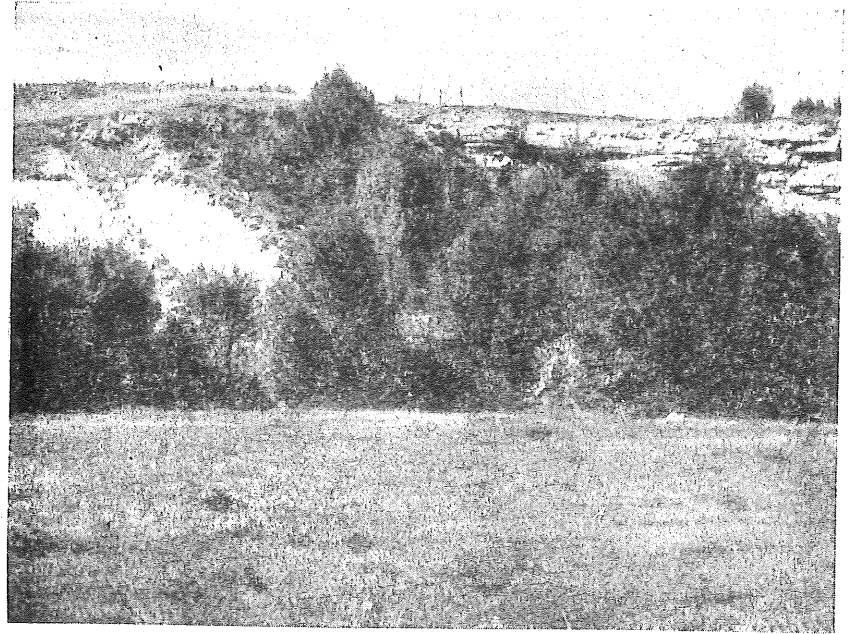


Fot. 7.—Contacto entre el Cretáceo y el Paleozoico inferior en el cruce del camino de Los Llanos (Torrelaguna). En primer término las pizarras paleozoicas; en la cresta las calizas del Cretáceo superior; la banda clara que se observa en el cambio de pendiente son las arenas versicolores del Cretáceo inferior. (Foto J. M. Fúster).



Fot. 8.—Bancos calcáreos del Cretáceo superior en la garganta del arroyo del Molino, en las proximidades del Sifón de San Vicente (Torrelaguna).

(Foto J. M. Fúster).



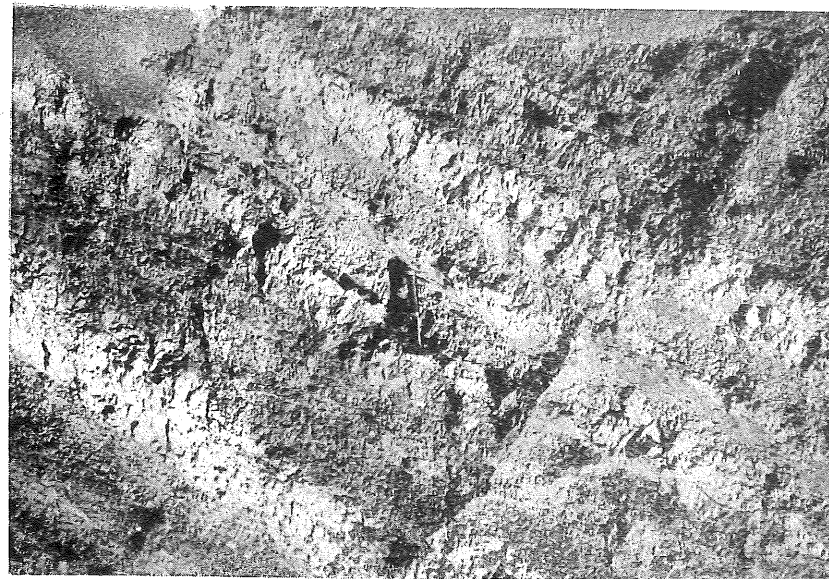
Fot. 9.—El Cretáceo inferior arenoso en el arroyo de Santa Ana (Alameda del Valle). En la parte alta del escarpe asoman las primeras capas calcáreo-margosas del Cretáceo superior.

(Foto J. M. Fúster).



Fot. 10.—Capas margosas paleógenas inclinadas hacia el NO., en la carretera de Torrelaguna a La Cabrera, en el Km. 4,200.

(Foto J. M. Fúster).



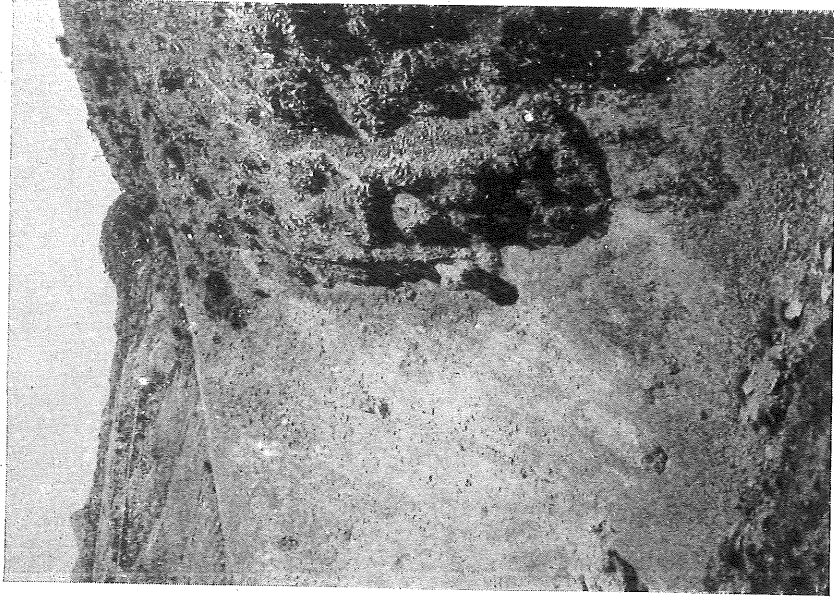
Fot. 11.—Detalle del Paleogeno margoso, algo yesífero, del Km. 4,200 de la carretera de Torrelaguna a La Cabrera.

(Foto J. M. Fúster).



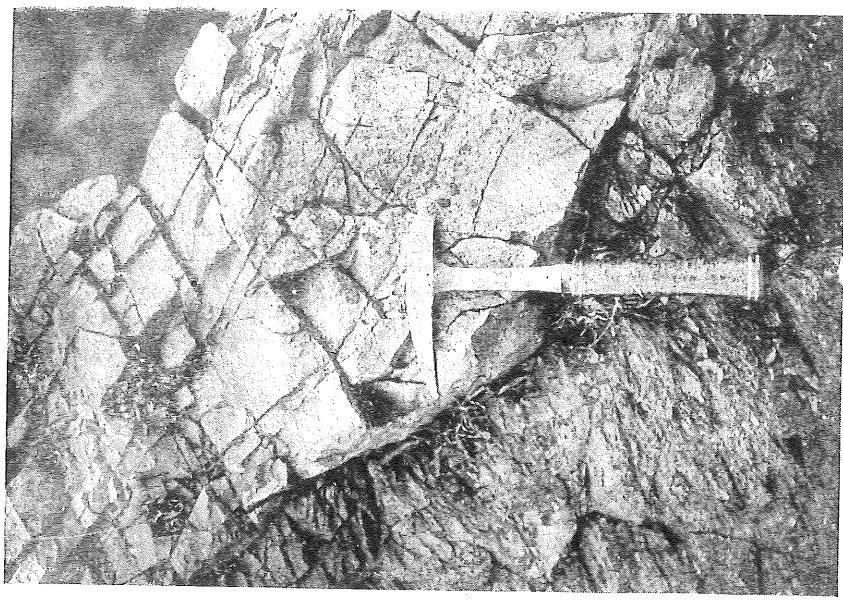
Fot. 12.—Aspecto característico de los sedimentos detríticos del Terciario superior en la zona NE. de la Hoja. Cercanías de Robledillo de la Jara.

(Foto J. M. Fúster).



Fot. 13. — Contacto del granito y la serie metamórfica en el arroyo de la Dehesilla. El granito (zona clara de la fotografía) está muy alterado a consecuencia de la catáclasis.

(Foto J. M. Fúster).



Fot. 14. — Dique discordante aptítico en el neis de las proximidades de Buitrago (Km. 3-4, carretera a Navarredonda).

(Foto J. M. Fúster).



Fot. 15.—Contacto entre el granito de grano fino y cuarzodiorita de grano grueso en las proximidades del túnel de El Pendón (Bustarviejo, ferrocarril Madrid-Burgos).

(Foto J. M. Fúster).



Fot. 16.—Un ejemplo de enclave de neis en el granito cercano a las zonas néisicas. Canteras de Peña Parada, en la carretera de Madrid a Burgos, cerca de Lozoyuela.

(Foto F. de Pedro).



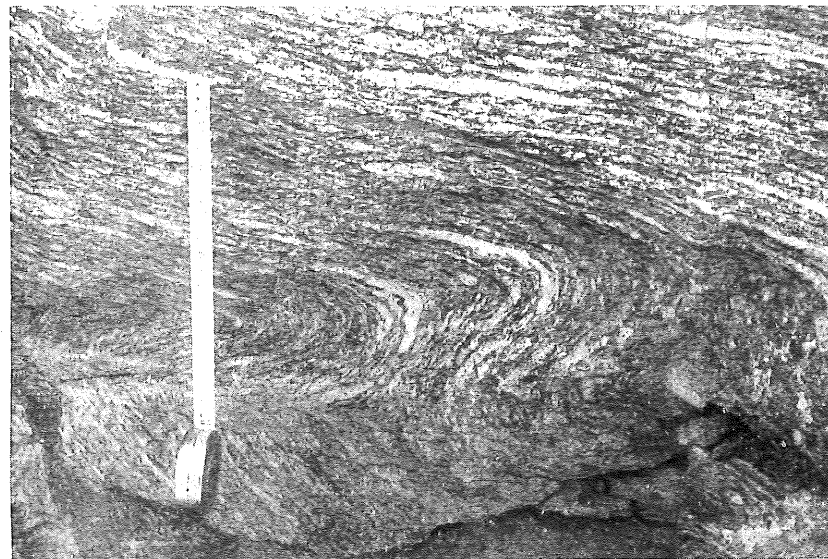
Fot. 17. — Pequeños enclaves (gabarros) esféricos en el granito de grano fino de las proximidades de la estación del ferrocarril de Bustarviejo.

(Foto J. M. Fúster).



Fot. 18. — Una pequeña apópsis del pórfido cuarcífero con enclaves parcialmente transformados del neis encajante (El Cuadrón).

(Foto J. M. Fúster).



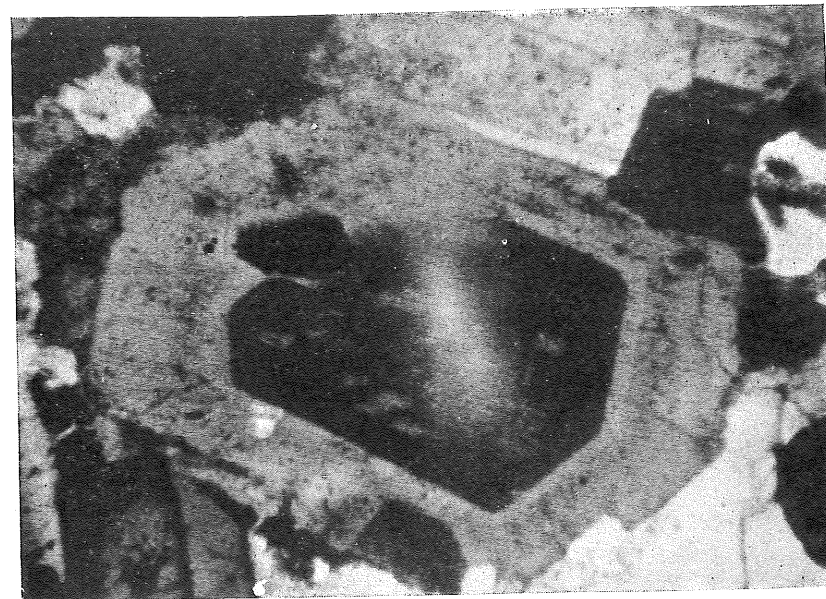
Fot. 19.—Neises replegados de tipo migmatítico. El Portachuelo.

(Foto F. de Petro).



Fot. 20.—Neis de tipo migmatítico con venas pegmatíticas de gruesos elementos. Serrada de la Fuente, cercanías de la desembocadura del arroyo del Hoyuelo, en el Lozoya.

(Foto J. M. Fúster).



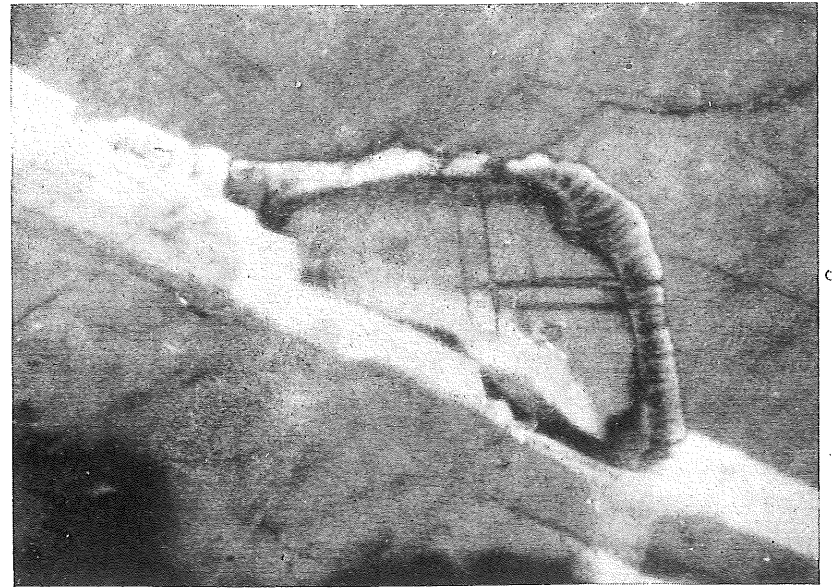
Fot. 21 (N + 45 d.).—Cristal idiomorfo de plagioclasa zonal (núcleo 48 % An; zona externa 36 % An). En el núcleo hay inclusiones de igual composición que la periferia. Granodiorita biotítica.

(Foto J. M. Fúster).



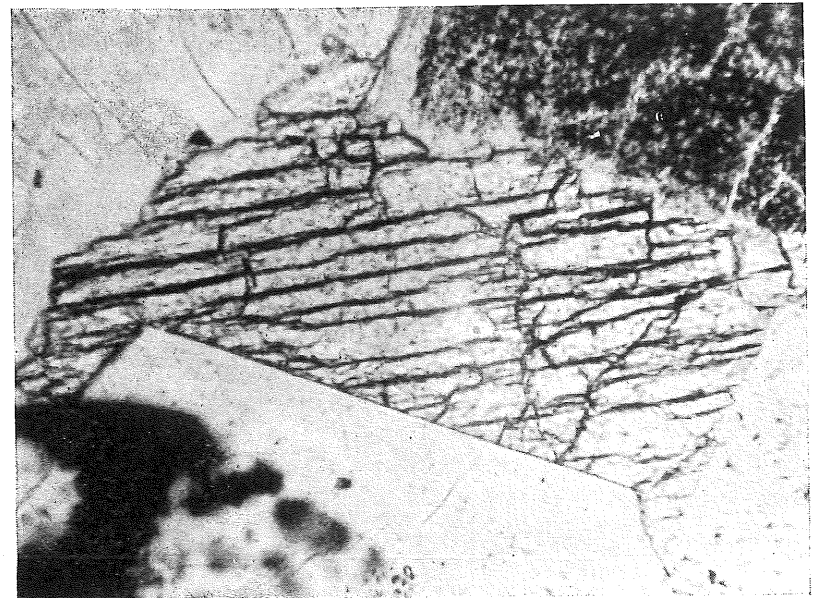
Fot. 22 (N + 55 d.).—Parte de un cristal de microclina partitizada en forma venulada. Granito biotítico.

(Foto J. M. Fúster).



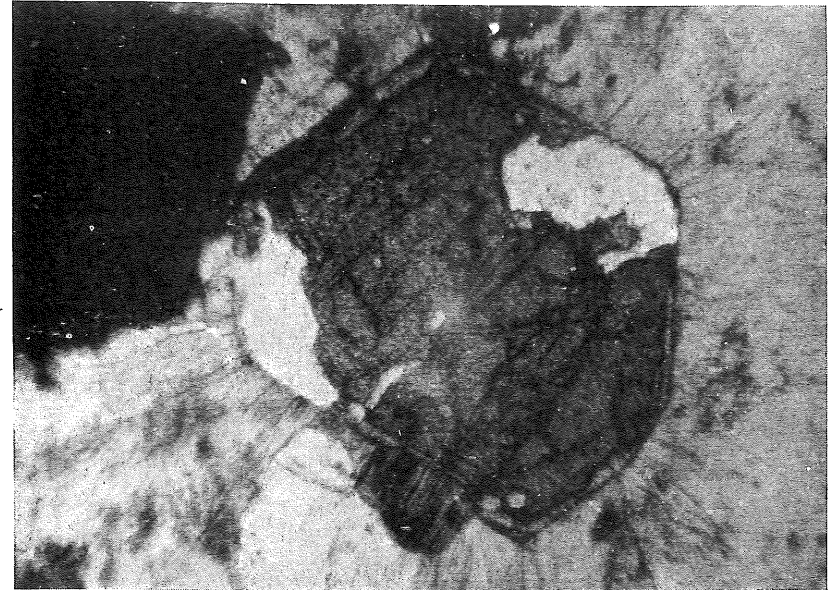
Fot. 23 (N + 225 d.).—Cristal de plagioclasa zonal incluido en un gran cristal de microclina. En la zona externa de la plagioclasa se han desarrollado mirmequitas venuladas. Granodiorita.

(Foto J. M. Fúster).

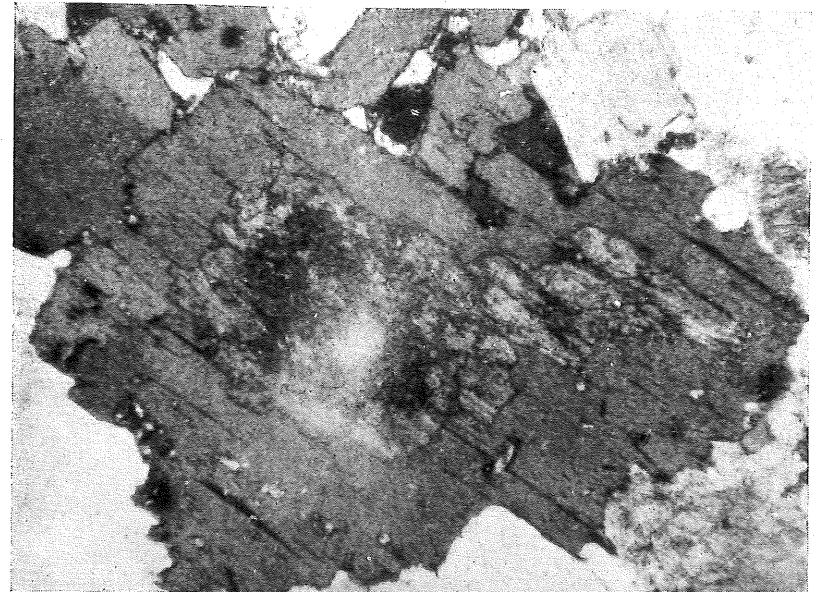


Fot. 24 (N = 185 d.).—Cristal alotriomorfo de topacio. Granito.

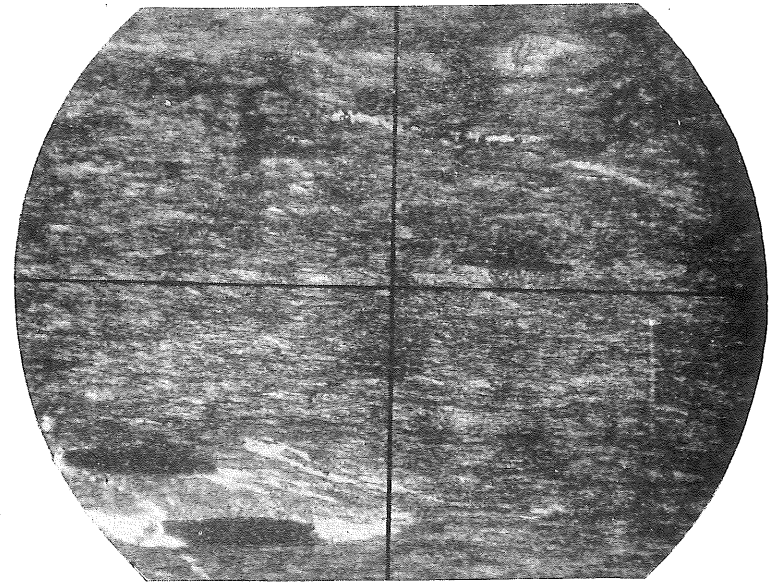
(Foto J. M. Fúster).



Fot. 25 (N = 60 d.).—Cristal idiomorfo de casiterita zonal. Granito.
(Foto J. M. Fúster).

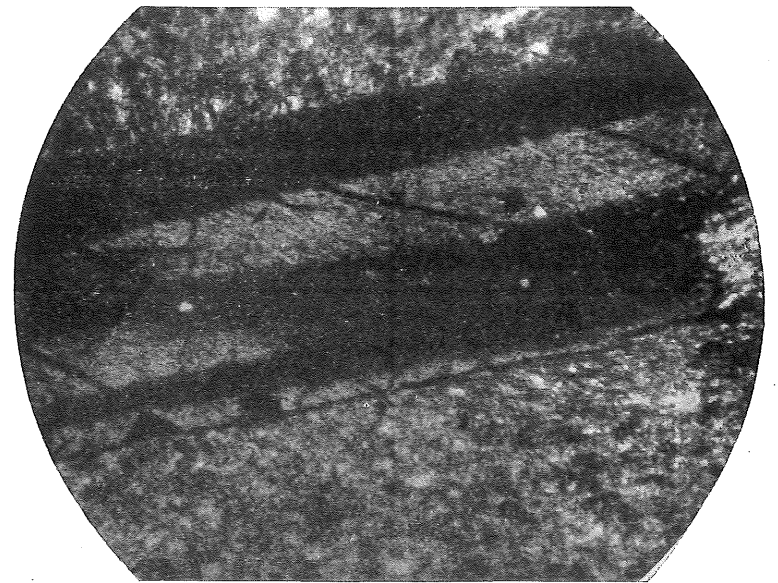


Fot. 26 (N = 30 d.).—Cristal de hornablenda sustituido por biotita. Granodiorita micácea anfibólica.
(Foto J. M. Fúster).



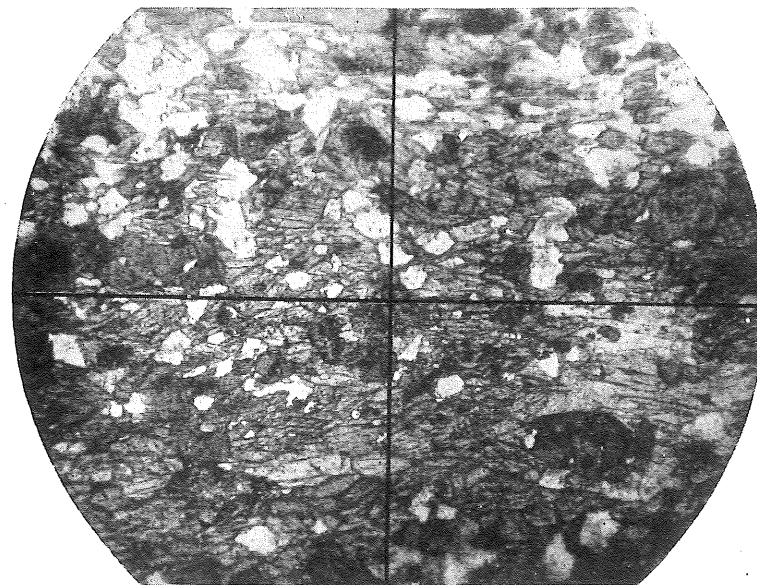
Fot. 27 (N = 30 d.).—Barras de ilmenita y cristales de otrelita (parte superior derecha) con «pressure shadows». Estrechas vetillas de cuarzo microcristalino, cortando a las barras de ilmenita (ángulo inferior izquierdo).

(Foto T. Febrel)



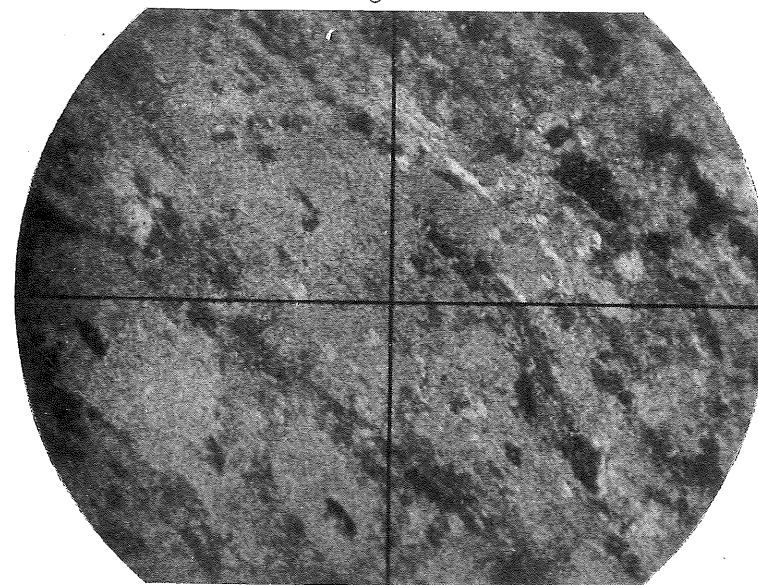
Fot. 28 (N + 30 d.).—Otreilita porfidoblástica maclada en un filadio otreilitico. Camino a Patones (El Berrueco).

(Foto T. Febrel.)



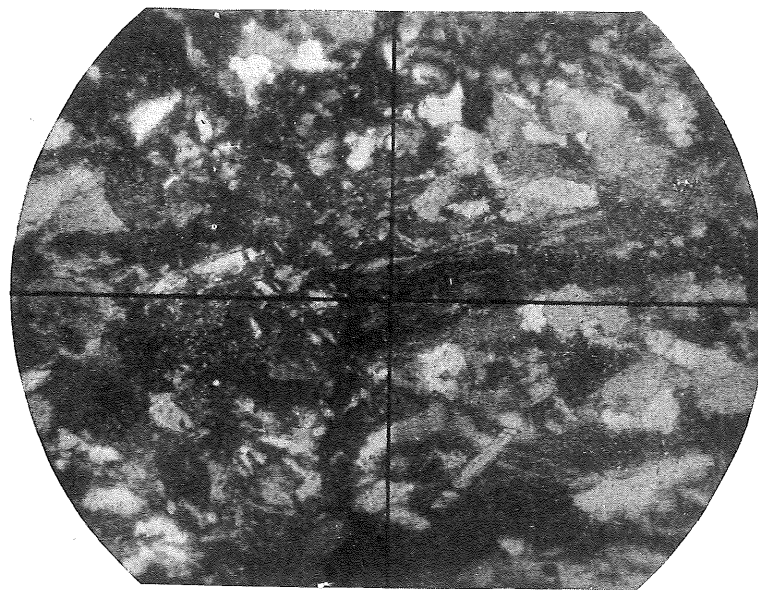
Fot. 29 (N = 30 d.).— Aspecto general de una anfibolita foliada. Hornablenda, oligoclasa, biotita, esfena, ilmenita y apatito. El Hontanar (El Berrueco).

(Foto T. Febrel).

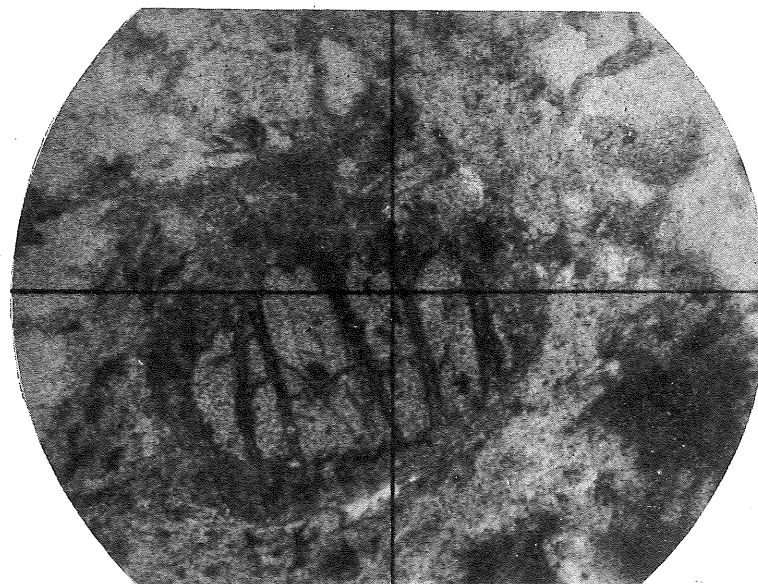


Fot. 30 (N = 30 d.).— Biotita porfidoblástica en cornubianita. Secciones de andalucita sericitizada. Matriz de cuarzo, ortosa y plagioclasa. Cervera de Buitrago.

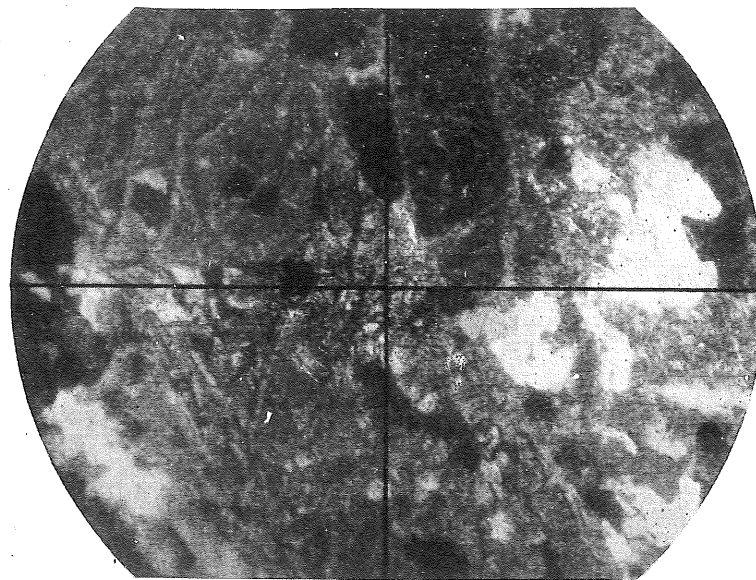
(Foto T. Febrel).



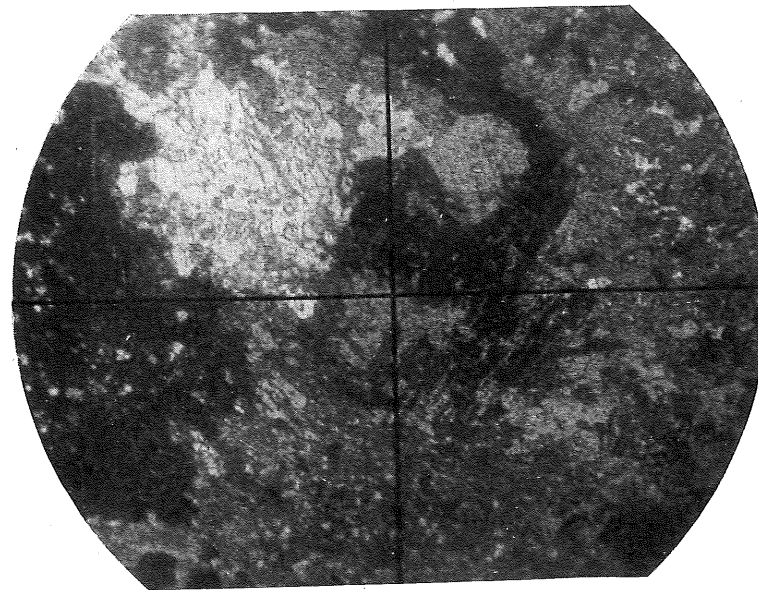
Fot. 31 (N + 30 d.).—Neis micáceo con cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita. Obsérvese la foliación, sensiblemente horizontal, cortada por un plano de fractura o superficie S, que corre paralelamente al hilo N.-S. del retículo. Cabeza Rasa (La Cabrera).



Fot. 32 (N = 30 d.).—Alteración retrógrada del granate en un neis granífero estaurolítico. Obsérvese la corona de sericita en torno al porfidoblasto de granate y el relleno de sus fracturas por el mismo mineral. Cerro Moro (El Berrueco).

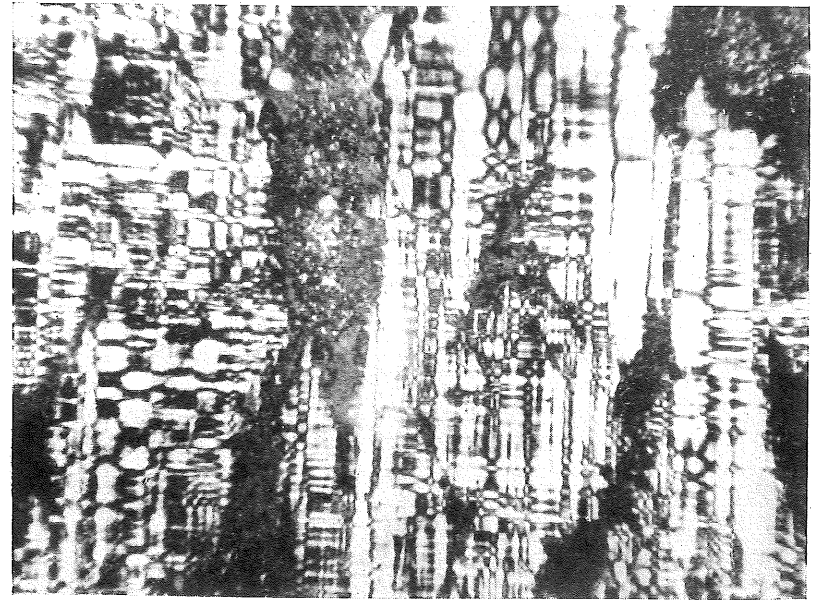


Fot. 33 (N + 30 d.).— Porfidoblastos de estaurolita en un neis estaurolítico. Obsérvese la extinción recta y cómo las fracturas del mineral extinguido aparecen ocupadas por una mica finísima que comienza a sustituirle. Cerro Moro (El Berrueco).



Fot. 34 (N + 30 d.).— Anfibolita masiva con diópsido poiquilitico, hornablenda poiquilitica, granate incluido en el diópsido y bitownita parcialmente sustituida por feldespatu alcalino. Puentes Viejas (Paredes de Buitrago).

(Fotos T. Febrel).



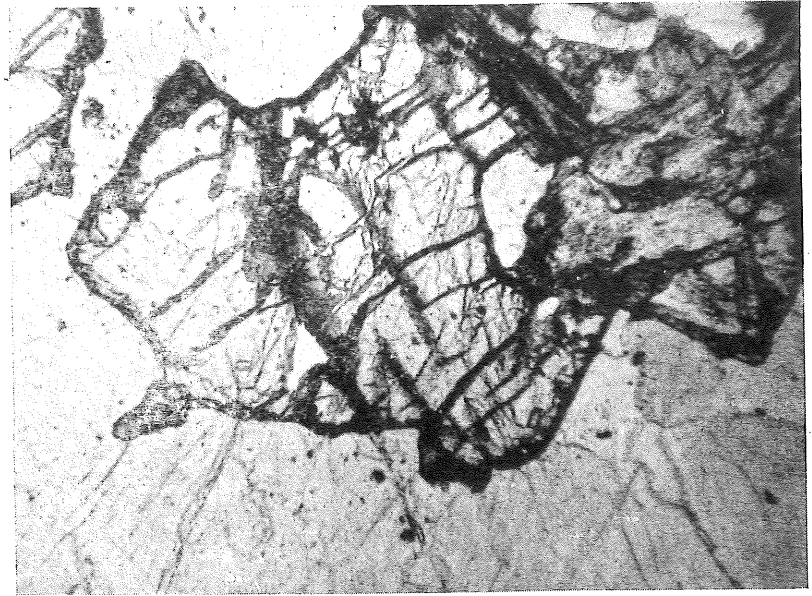
Fot. 35 (N + 55 d.).—Parte de un gran fenocristo de microclina pertitzada por albita.

(Foto J. M. Fúster).



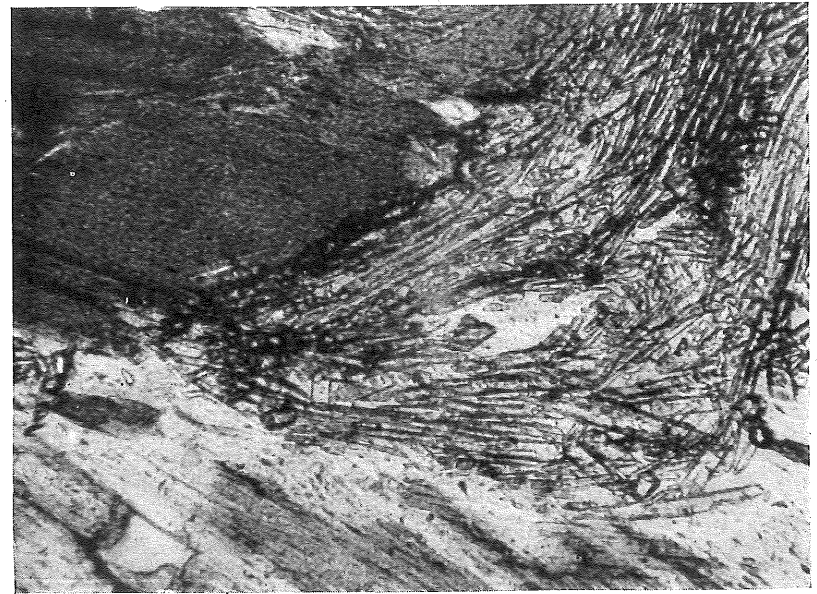
Fot. 36 (N = 50 d.).—Cristales de moscovita con inclusiones residuales de biotita en un neis glandular de dos micas.

(Foto J. M. Fúster).



Fot. 37 (N = 50 d.).—Cristal de andalucita, parcialmente alterado, en un granito próximo al contacto con la serie metamórfica.

(Foto J. M. Fúster).



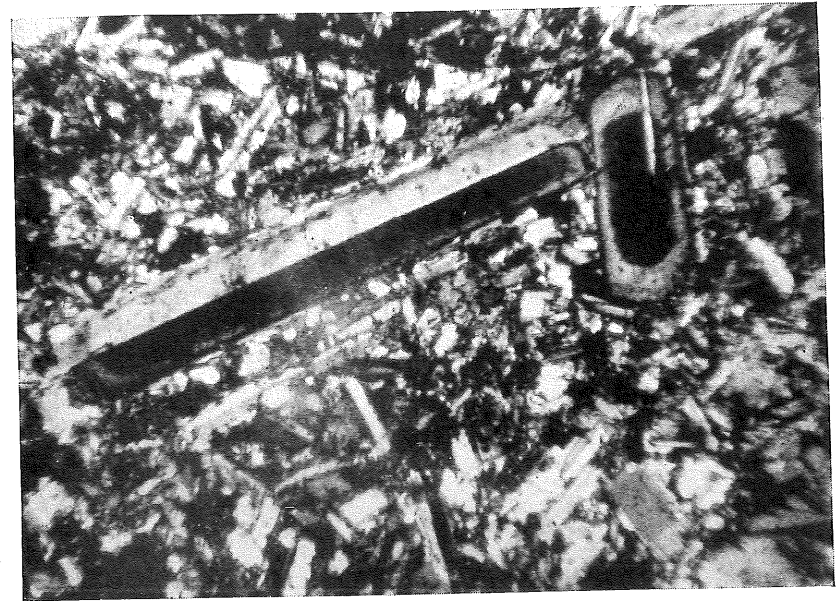
Fot. 38 (N = 200 d.).—Asociación acicular de silimanita entre láminas de biotita y moscovita. Neis moscovítico-biotítico-silimanítico.

(Foto J. M. Fúster).



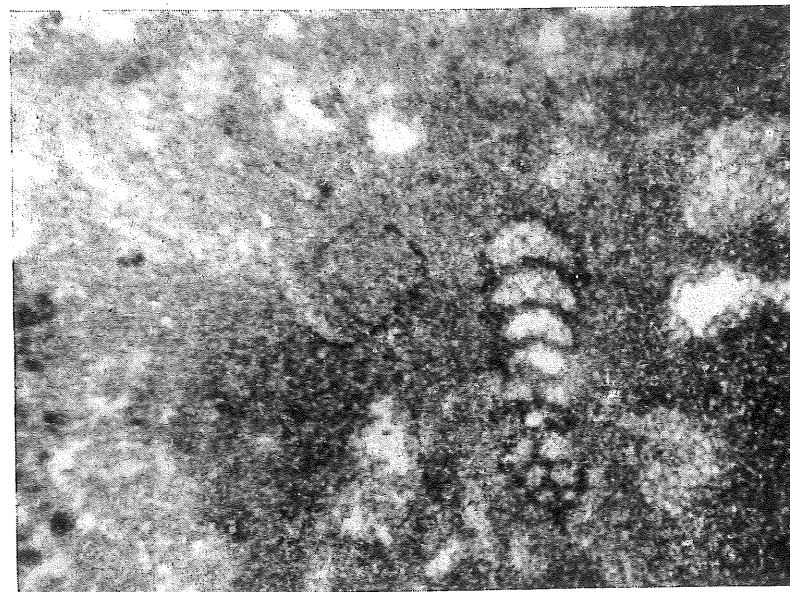
Fot. 39 (N = 50 d.). - Cristales de biotita cloritizada y de cuarzo en una pasta microcristalina alterada. Pórfido cuarcífero.

(Foto J. M. Fúster).



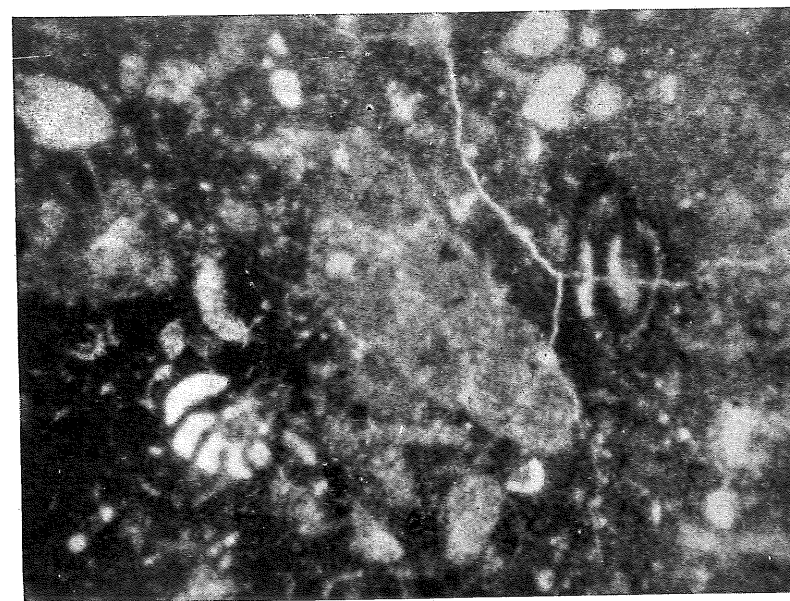
Fot. 40 (N + 45 d.). - Pequeños fenocristales de plagioclasa zonal en una pasta microdiabásica de plagioclasa y anfíbol secundario. Metadolerita.

(Foto J. M. Fúster).



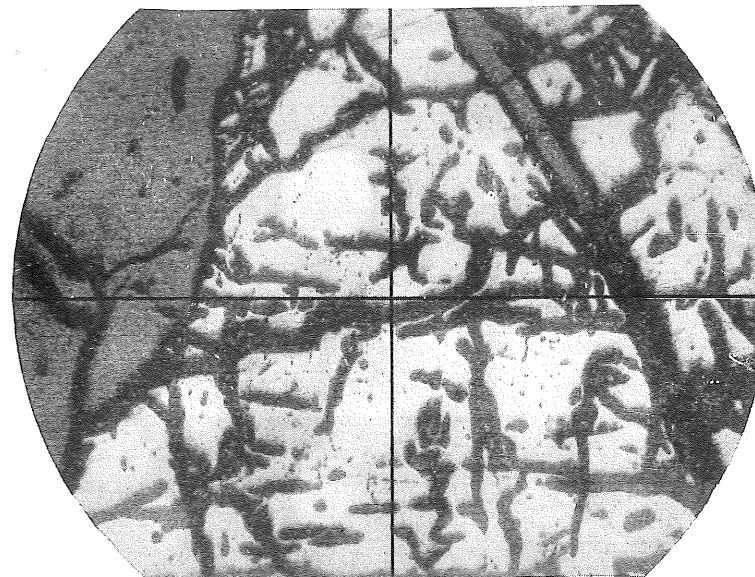
Fot. 41 (100 d.).—Caliza organógena fosilífera del Cretáceo superior.

(Foto J. M. Fúster).



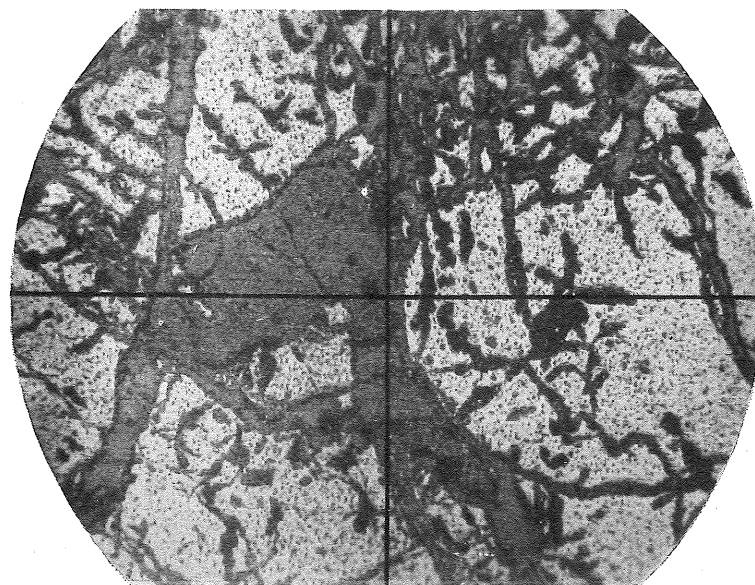
Fot. 42 (100 d.).—Caliza organógena fosilífera del Cretáceo superior.

(Foto J. M. Fúster).



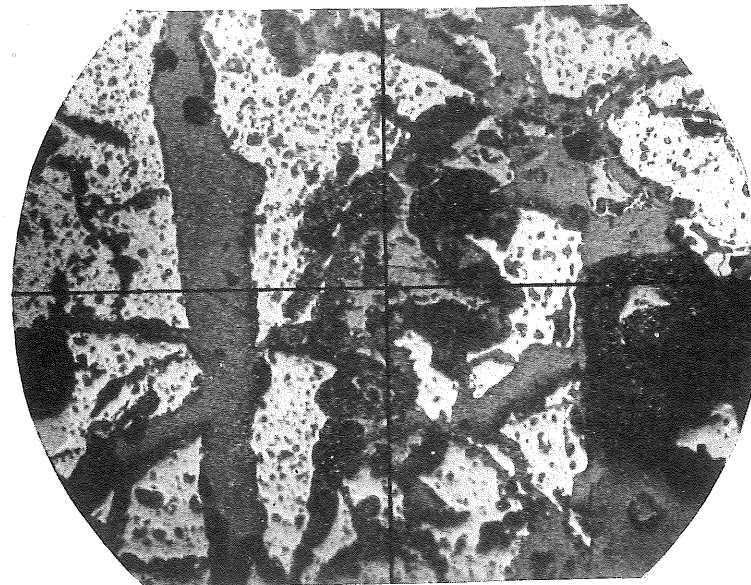
Fot. 43 (luz reflejada, N = 150 d.).—Arsenopirita cataclástica (gris claro) y cuarzo (gris oscuro), menos fracturado que aquélla. El cuarzo rellena alguna de las fracturas de la arsenopirita. Mina «Elvira» (Bustarviejo).

(Foto T. Febrel).



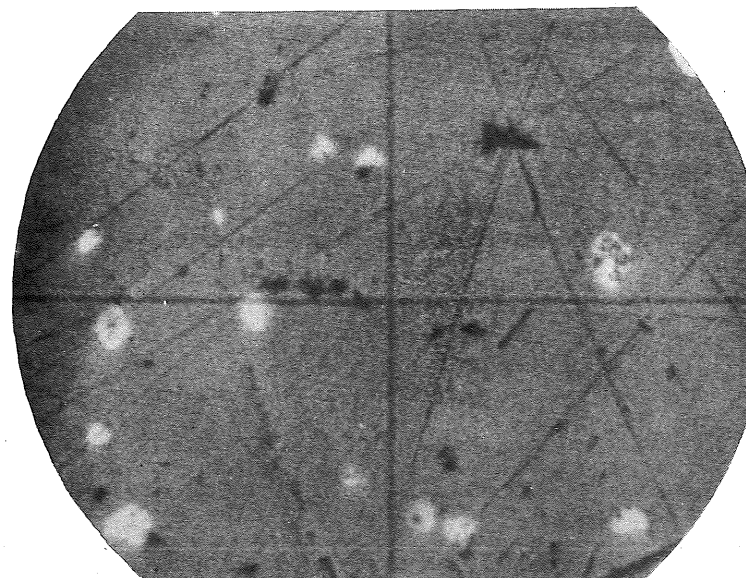
Fot. 44 (luz reflejada, N = 45 d.).—Red de vetillas de cuarzo (gris oscuro) y secciones de arsenopirita cataclástica (gris claro). Mina «Cubero» (Miraflores).

(Foto T. Febrel).



Fot. 45 (luz reflejada, N = 150 d.).—Vetas de cuarzo (gris oscuro) y secciones de blenda (gris, en el centro y ángulo inferior izquierdo) relleno las fracturas de la arsenopirita (gris claro). Criterio de posterioridad de la blenda y cuarzo respecto a la arsenopirita. Mina «Elvira» (Bustarviejo).

(Foto T. Febrel).



Fot. 46 (luz reflejada, N = 450 d.).—Textura de emulsión de calcopirita (blanco) en blenda (gris). Mina «Elvira» (Bustarviejo).

(Foto T. Febrel)