

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

EXPLICACION

DE LA

HOJA N.º 509

TORRELAGUNA

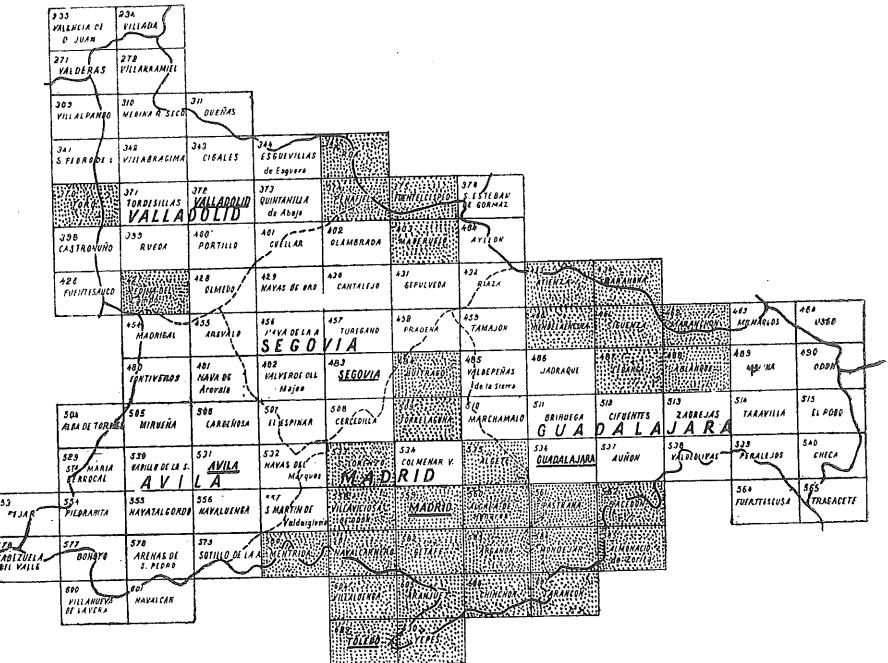
(MADRID)

MADRID
C. BERMEJO, IMPRESOR
J. GARCIA MORATO, 122.—TEL. 33-06-19
1959

CUARTA REGION GEOLOGICA
SITUACION DE LA HOJA DE TORRELAGUNA, NUMERO 509

Esta memoria explicativa ha sido estudiada y redactada por D. José M.^a FUSTER CASAS y D. TIRSO FEBREL.

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.



Publicada.

Depósito Legal M. 6.225.-1958

PERSONAL DE LA CUARTA REGION GEOLOGICA

Jefe: D. Serafín de la Concha.

Ingenieros: D. Luis Badillo, D. Antonio Marín de la Bárcena, D. Tirso Febrel y D. José Suárez Feito.

ÍNDICE

	Páginas
Antecedentes y rasgos geológicos.....	5
Rasgos de Geografía física.....	9
Estratigrafía	15
Tectónica.....	31
Petrografía.....	49
Minería y canteras.....	87
Bibliografía.....	99

ANTECEDENTES Y RASGOS GEOLOGICOS

El rectángulo ocupado por la Hoja de Torrelaguna es quizás la zona de la Sierra de Guadarrama más apropiada para lograr una idea de conjunto de los caracteres geológicos de esta zona central española y también para estudiar las relaciones mutuas entre las distintas unidades que la componen.

En explicaciones anteriores (véanse hojas núm. 533, San Lorenzo y 484, Buitrago de Lozoya) se han resumido ya los rasgos genéricos del Guadarrama Central; baste recordar que este conjunto montañoso es una cordillera originada por fracturación, durante el Terciario superior, de un antiguo substrato rígido que se originó a su vez por metamorfismo y granitización de sedimentos paleozoicos durante la orogenia hercíniana.

El substrato antiguo está extensamente representado en esta Hoja por las formaciones graníticas y gneisicas que ocupan aproximadamente el 70 por 100 de su superficie; los contactos anormales entre las distintas unidades que le componen, que resaltan en una primera observación del plano, ya indican que, en esta parte, la fragmentación del mismo debió ser considerable.

Están ampliamente representados también los sedimentos de edad cretácea y paleogeno, los primeros en su mayor parte marinos, los segundos continentales, restos de una cobertura prácticamente continua que se depositó sobre una superficie de erosión tallada sobre las rocas metamórficas y plutónicas durante un período de emersión que se prolongó durante casi todo el Secundario.

Unos y otros, forman una serie concordante moderadamente trastornada, en series monoclinales y pliegues que no son otra cosa que el resultado de los acoplamientos a las fracturas, flexiones y basculamientos entre los distintos bloques que resultaron de la fracturación alpina.

En el ángulo suroriental del territorio, y en algunas zonas hundidas entre los bloques, aparecen además sedimentos detríticos con-

tinentales discordantes sobre cualquiera de las formaciones antes mencionadas. Es la facies marginal de la potente serie neogena que se depositó en los flancos de los macizos emergidos rellenando la gigantesca cubeta tectónica que forma hoy la meseta del Tajo.

Todo este conjunto está situado en el borde meridional de la Sierra del Guadarrama, en gran parte dentro del zócalo intermedio entre la superficie terciaria y la zona montañosa, que en otras zonas forma una plataforma de erosión bien desarrollada, tallada sobre los materiales cristalinos y situada a unos 200 metros de altura sobre la primera. Aquí la elevación del cerro de San Pedro la hace menos perceptible, pero aún puede verse iniciada en la zona al N. de Colmenar Viejo (ángulo 5.0) y al E. del río Guadalix (zonas de Pedreuela y El Vellón). La Sierra propiamente dicha, quedaría representada en esta Hoja por las zonas elevadas, situadas más o menos al N. O. de una línea, que desde Cabanillas de la Sierra (D-1), llegara hasta la cabecera del embalse de Santillana (A-3), marcada por un accidente tectónico de primera magnitud que se prolonga hacia el E.N.E. dentro de la Hoja de Buitrago (núm. 484) y hacia el O.S.O. en la de Cercedilla (núm. 508).

Entre aquella fractura y los macizos cristalinos del zócalo meridional existe una fosa estrecha de cuatro kilómetros de anchura media, perfectamente individualizada de análogo significado tectónico que la depresión longitudinal del Lozoya, interfosa principal del Guadarrama Central (Hojas de Buitrago y Segovia).

Así la Hoja de Torrelaguna puede quedar esquemáticamente dividida en cuatro unidades estructurales orientadas en dirección E.N.E. O.S.O.

1.º *Macizo tectónico meridional de la Sierra*.—Representado por las elevaciones de la Najarra y de Perdiguera (A-1, 2; B-1, C-1). Este conjunto limita también por el N. la fosa de Lozoya.

2.º *Fosa central* (Santillana, Chozas, Guadalix, Redueña). Forma una depresión que hoy no está drenada por un curso longitudinal como la del Lozoya.

3.º *Zócalo meridional*.—Elevado tectónicamente, aunque en parte arrasado por la erosión post-paleogena. Representado por el macizo gneisico de San Pedro y por los granitos del N. de Colmenar.

4.º *Fosa del Tajo*.—Totalmente rellena por los sedimentos del terciario superior.

Como se verá a lo largo de esta descripción, cada una de estas grandes unidades estructurales, separadas entre sí por accidentes tectónicos de considerable magnitud, están a su vez cuarteados en otros de importancia secundaria.

* * *

La bibliografía sobre esta región es más bien escasa. Abundan entre ella, o los trabajos de carácter general sobre toda la Sierra o los muy específicos de carácter mineralógico o petrográfico. Entre los del siglo pasado y principios del presente merecen destacarse los de C. DEL PRADO, especialmente el general sobre la provincia de Madrid (1864), base fundamental de los estudios geológicos de esta zona. Los de MACPHERSON (1879, 1883-1884, 1901) en los que junto con datos muy valiosos se estableció una síntesis geológica poco afortunada en la que hacía jugar un papel preponderante a los terrenos y orogenias arcaicas dentro de estas regiones. Sus opiniones no se han visto confirmadas por las investigaciones posteriores.

L. MALLADA, en 1895, resume en su *Explicación del Mapa Geológico*, el estado de los conocimientos sobre esta región en aquella época.

L. FERNÁNDEZ NAVARRO (1915) al estudiar el Valle del Lozoya admite la posibilidad de que durante la transgresión cenomanense todo el país cristalino quedara totalmente cubierto por las aguas marinas, hipótesis que a medida que se extienden los conocimientos sobre esta región va siendo confirmada.

Deben también resaltarse los trabajos de E. HERNÁNDEZ-PACHECO (1923, 1930, 1934), que establece los períodos fundamentales de la historia genética del Guadarrama, poniendo de manifiesto la importancia de las orogenias terciarias en su estructura actual, y los de F. HERNÁNDEZ PACHECO (1930, 1932, 1954), alguno de los cuales tratan específicamente de zonas representadas en esta Hoja.

Los trabajos en los que estudia la morfología y tectónica son bastante frecuentes, aunque las más de las veces desarrollados en un plan regional. Merecen destacarse los de J. CARANDELL (1928) SCHWENZNER (1936), BIROT (1937), VIDAL Box (1942) y BIROT y SOLÉ SABARIS (1951-a; 1951-b; 1954), ya comentados en trabajos anteriores (véase explicación de las Hojas de El Escorial y Buitrago).

Sobre el Terciario continental de la cuenca del Tajo son innumerables los trabajos que se han publicado; la mayor parte de ellos son también de carácter regional y destinados a fijar la edad y buscar correlaciones entre las distintas fácies que representan estos terrenos; pocos se refieren, y en general de pasada, al terreno ocupado por la Hoja; un resumen del estado actual de las investigaciones puede encontrarse en el trabajo de O. RIBA (1957), junto con una extensa lista bibliográfica.

Sobre las rocas y minerales de esta región existen algunas citas locales, como la de QUIROGA (1898) sobre las sienitas de San Blas en el camino de Miraflores a Manzanares, el de M. SAN MIGUEL (1910) sobre una pequeña impregnación de pirolusita en las proximidades de El Molar. FERNÁNDEZ NAVARRO (1903) menciona la existencia de pirita y mispickel, en Miraflores, junto al río y en el Cerro de la Mesa de Navalafuente. En 1904 señala también la existencia de cocolita en las proximidades del Canto Berrueco, término de Manzanares y en 1908, un pequeño yacimiento de nacrita en un filón de pórfito atravesado por vetas de cuarzo (trinchera del kilómetro 7 de la carretera de Colmenar Viejo a El Escorial).

Estas y otras citas son recogidas por CALDERÓN en su catálogo de los minerales de España; entre otras mencionamos las de anhídrita de Venturada, en relación con las margas paleogenas (vol. II, página 155) y las del yeso alabastrino de El Molar (vol. II, página 226) de apatito en las pegmatitas de Miraflores (vol. II, pág. 269), farmacolita en Guadalix (vol. II, pág. 303) turmalina muy frecuente y en grandes cristales en las pegmatitas de Miraflores (vol. II, página 338), berilo en cristales pequeños y alargados en los gneis de Miraflores y Cabanillas de la Sierra (vol. II, pág. 464); también se mencionan yacimientos de otros minerales que por lo frecuentes no trasladamos, ya que suelen encontrarse como paragénesis normales de las rocas graníticas o metamórficas.

Para finalizar mencionaremos algunos de los trabajos sobre los terrenos cuaternarios que se refieren a los depósitos aluviales de los ríos Jarama y Guadalix, únicos que poseen terrazas bien desarrolladas en sus márgenes; entre ellos, los más importantes son los de F. HERNÁNDEZ PACHECO y P. ARANEGUI (1927, 1929) y el más reciente de O. RIBA (1947) que estudia la zona inmediatamente al S. de la Hoja.

RASGOS DE GEOGRAFIA FISICA

GEOGRAFIA FISICA

Topografía.

El territorio representado en esta Hoja queda en el mismo borde meridional de la Sierra de Guadarrama y, por tanto, algo alejado de las alineaciones principales del sistema; éstas están solamente representadas por el extremo más oriental de la Cuerda Larga que sirve de divisoria meridional al valle alto del río Lozoya. La Najarra, con 2.119 metros de altitud (A-1) y las estribaciones meridionales de la alineación del Pendón (B, C-1), cuya cumbre queda ya dentro de la Hoja de Buitrago son, por tanto, las zonas más elevadas de todo el territorio. La plataforma de erosión y depósito del río Jarama, situada en el ángulo Suroriental (E-4), de unos 630 metros de altitud media, representa las zonas más bajas de toda la Hoja.

Entre las zonas montañosas y el borde del país cristalino no se establece como en otras regiones del borde de la Sierra una amplia plataforma de erosión poco accidentada, tallada sobre el país cristalino; en esta parte el lugar del zócalo, está ocupado por el cerro de San Pedro (1.423 metros), cuyas laderas descienden suavemente hasta la depresión terciaria.

Este relieve residual de un antiguo macizo tectónico, paralelo a los que más al Norte forman las divisorias principales de la Sierra, domina todo el ámbito de la Hoja y desde cualquier punto de vista destaca como un islote separado de las zonas de cumbres, difícil de encajar en cualquier concepción morfológica basada solamente en la acción erosiva.

Entre el macizo de San Pedro y la zona de cumbres, que asoma por el ángulo N.O., existe una depresión longitudinal orientada según una banda de dirección S.O.-N.E.; en la que están situados el embalse de Santillana, Chozas, Guadalix, Redueña y Torrelaguna;

de altitud media cercana a los 800 metros desciende por escalones a medida que se acerca hacia el NE. La individualidad de esta zona intermedia entre el cerro de San Pedro y la Sierra propiamente dicha es más perceptible sobre el terreno que sobre el mismo plano; se presenta como una plataforma, cuyos desniveles máximos apenas sobrepasan los 200 metros que hace pensar en un antiguo valle longitudinal hoy desaparecido (F. HERNÁNDEZ PACHECO, 1930). Esta depresión, como más adelante se indicará, tiene un claro origen tectónico, y representa una fosa que se estrecha y acuña hacia la cabecera del Embalse de Santillana. En cambio, por el N.E., la zona de altitudes, comprendidas entre los 700 y 900 metros, se ensancha ampliamente invadiendo toda la parte del macizo de San Pedro, situada al E. del río Guadalix. Aquí el borde del país cristalino adopta la orientación general N.-S., y entre él y la zona de sedimentos terciarios erosionados por la red del Jarama, se percibe bien un escalón de unos 150-200 metros de desnivel medio jalonado por los sedimentos cretácicos y oligocenos.

La red hidrográfica.

Tres son las arterias principales que sirven de drenaje a esta zona del Sistema Central: el Jarama que corre más o menos paralelo a su borde oriental y dos de sus afluentes por la derecha: el Guadalix y el Manzanares (Fig. 2).

El primero tiene un valle claramente asimétrico, con una vertiente derecha muy poco desarrollada, tallada por barrancadas de corto recorrido y fuerte inclinación que erosionan rápidamente la facies detrítica grosera del Terciario superior del borde E. del macizo de San Pedro. Su vertiente izquierda es, en cambio, mucho más suave y dilatada y se extiende hacia el E. muy por fuera de los límites de la Hoja. De los afluentes de la derecha sólo tiene alguna importancia el conjunto del arroyo de San Vicente y Sacedón que ha labrado un amplio valle dentro de los sedimentos paleogenos entre Torrelaguna y Redueña.

La cuenca del río Guadalix queda en su mayor parte dentro de la Hoja. Su parte alta está formada por la reunión de los arroyos que bajan en dirección transversal de las vertientes de la Sierra propiamente dichas (río de Miraflores, valle de Bustarviejo, arroyos de Navacerrada, Garguera y Albala), que van todos a verter a un cauce

general, orientado según la dirección O.N.O.-E.S.E., que establece su curso en el fondo de la depresión del Guadalix, formando un amplio valle en el que se han depositado sedimentos aluviales. El curso abandona la salida natural de esta depresión hacia Venturada y Redueña, en cuyo caso se uniría al Jarama a través de la red del arroyo de San Vicente y penetra en el macizo de San Pedro, atra-

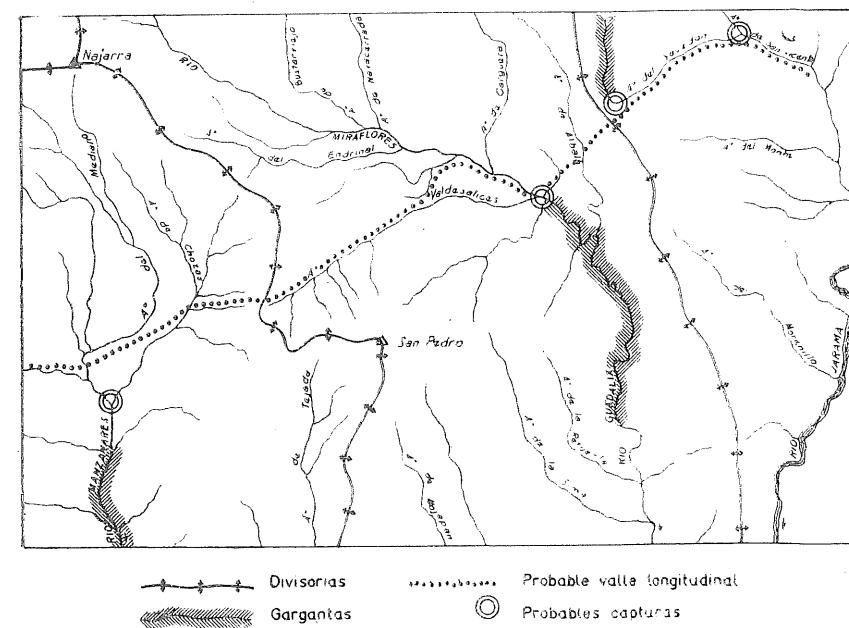


Fig. 1.—Esquema hidrográfico de la Hoja de Torrelaguna.

vesándole transversalmente hasta salir al país terciario algo al N. de San Agustín.

En este tramo, el río Guadalix se encaja profundamente en los materiales cristalinos, originando una garganta estrecha de una profundidad comprendida entre los 100 metros en la zona alta y más de los 200 a la salida del macizo, tallada sobre la superficie de erosión de El Vellón y Pedrezuela.

Después de salvado el macizo de San Pedro, el río Guadalix se abre en amplio valle dentro de la zona ocupada por los sedimentos terciarios con sección transversal asimétrica y disposición contraria a la del Valle del Jarama, es decir, con la margen izquierda más

abrupta que la derecha; a este último río se une unos kilómetros al Sur de la salida de la Hoja.

La cuenca del río Manzanares, dentro de la Hoja, tiene poco desarrollo; se extiende por el borde occidental dentro de los granitos de Colmenar y la Pedriza y de las rocas metamórficas del macizo de San Pedro y de Chozas. Como el río Guadalix, tiene un tramo orientado longitudinalmente a la Sierra, hoy inundado por el embalse de Santillana, en el que se recogen las aguas de los arroyos que bajan del flanco meridional de la Najarra (arroyos Mediano y de Chozas) y después tuerce hacia el Sur encajándose profundamente en los granitos de la zona de Colmenar Viejo.

El trazado un tanto anómalo de los cursos del Guadalix y Manzanares, con tramos transversales al zócalo cristalino y otros longitudinales y coincidentes con la amplia depresión que se establece entre el cerro de San Pedro y la Sierra, depresión que se continúa hacia el O. dentro de la Hoja de Cercedilla, fué puesto ya de manifiesto por F. HERNÁNDEZ PACHECO en 1930; este autor supuso que durante el terciario superior existió un curso longitudinal homólogo al del tramo superior del Lozoya, que fué fragmentado en una serie de capturas por los cursos de agua de potente acción erosiva remontante que se originaron en el borde levantado del país cristalino, hoy convertidas en las arterias principales del drenaje. El antiguo cauce longitudinal quedó hoy convertido en los tramos de los ríos orientados en dirección O.N.O.-E.S.E. y en una serie de afluentes de curso senil y amplio valle, que corren en direcciones opuestas sin apenas establecer divisorias entre los tres ríos descritos.

CLIMATOLOGÍA

El único observatorio meteorológico que existe en la superficie de la Hoja es el de Presa de Manzanares, de observaciones muy incompletas. Aunque queda fuera de ella, pero muy cerca de su borde oriental, el observatorio de Talamanca del Jarama proporciona datos más completos; la lluvia caída en esta localidad durante el decenio 1940-1949 está expresada en el cuadro adjunto. La media de unos 510 milímetros anuales es la típica para una localidad situada en la meseta del Tajo, y, por lo tanto, representativa sólo del ángulo suroriental de la Hoja.

Con seguridad existe mayor pluviosidad en las zonas elevadas de la Hoja (cerro de San Pedro, Miraflores, etc.), ya que los vientos húmedos procedentes del S. E. se enfrián al chocar con las laderas montañosas resolviéndose en lluvias más nutridas o nieve en los meses invernales.

Sobre temperaturas no se publican datos, pero en una gran parte de la estación invernal la mínima desciende por bajo de cero, originando frecuentes heladas nocturnas y escarchas matinales.

Talamanca del Jarama

Años	Días lluvia	Días nieve	Lluvia total
1940	70	3	566,3
1941	78	7	578,9
1942	75	3	620,4
1943	88	3	546,2
1944	61	4	398,5
1945	60	4	395,4
1946	102	8	424,2
1947	96	10	895,6 (1)
1948	70	11	345,9 (1)
1949	89	2	446,7
Medias	79	5	518,2

(1) Faltan observaciones.

ESTRATIGRAFIA

GRANITOS

Cuatro son las áreas graníticas de la Hoja: la del Norte de Colmenar Viejo, la de la Pedriza de Manzanares, la de Navalafuente y dos pequeñas porciones del plutón de la Cabrera que afloran en la parte Norte del plano.

Granitos, adamellitas y granodioritas son las rocas que integran las áreas graníticas mencionadas, que metamorfizan materiales del Paleozoico inferior extensamente transformados por metamorfismo regional, mientras que el Cretácico está plegado por orogenia posterior (alpina), que la que determinó el emplazamiento de estos granitos que deben ser hercínianos.

Reservamos para el capítulo de Petrografía el estudio, por separado, de las áreas graníticas.

MATERIALES METAMÓRFICOS

Son las formaciones arcillosas las predominantes en estos materiales del Paleozoico inferior plegados, metamorfizados y algunos granitizados a consecuencia del diastrofismo hercíniano. Así se formaron neises, frecuentemente glandulares, y localmente micacitas, en áreas reducidas del cerro de San Pedro y en la zona de fractura del Norte de Colmenar Viejo. Rocas de silicatos cárnicos interestratificadas con neises afloran en el cerro Eugenio, al Norte de Colmenar Viejo.

Todas ellas son rocas parametamórficas, que han sufrido metamorfismo regional profundo y metasomatismo, preferentemente los neises próximos a áreas graníticas. De las características de los pliegues que presentan deducimos que debieron pasar por estado de

gran plasticidad. Durante la orogenia alpina estas formaciones actuaron como un bloque rígido que se fracturó sin deformarse.

Reservamos para el capítulo de Petrografía el estudio de estos materiales metamórficos.

CRETÁCEO

El Cretáceo en la Hoja de Torrelaguna aparece flanqueando algunos de los macizos tectónicos en que aquélla puede considerarse dividida: en torno al macizo de San Pedro en su flanco suroriental, oriental y septentrional, hasta Guadalix de la Sierra; también jalando las fracturas que limitan los macizos situados al N. del de San Pedro y al N.O. de Torrelaguna.

En la primera formación, las capas se disponen periclinalmente en torno al macizo con buzamientos que raramente sobrepasan los 45°, de una forma tranquila, solamente trastornada allí donde existen fallas transversales al límite del macizo. El conjunto puede considerarse como un branquianticinal simétrico con su eje orientado, según la dirección de alargamiento del macizo y sumergido hacia el N. E.

Las capas cretácneas que jalónan la serie de fracturas que limitan por el Sur los macizos de Navalafuente y Hormigales están mucho más trastornadas por la acción tectónica, adoptando posiciones verticales o incluso invertidas con frecuentes desapariciones en algún segmento a causa del cabalgamiento de los bloques septentrionales. Aparecen al E. de Cabanillas (D-1), al N. y N.E. de Guadalix (A-1), al Sur de los Hormigales (B-2, 3) y más al occidente, aunque de forma fragmentaria, al O. de Chozas (A-3). Esta alineación se prosigue por fuera de la Hoja en ambas direcciones; hacia el N.E. (Hoja de Buitrago) en el flanco N. del sinclinal del arroyo de San Vicente, uniéndose después de una violenta flexión al cretácico de Torrelaguna; hacia el O. vuelve a aparecer en la Hoja de Cercedilla, entre Manzanares y Cerceda.

El tercer afloramiento cretácico, del N.O. de Torrelaguna (E-1) es el extremo de un pliegue anticlinal sumergido hacia el S.O. que se fusiona con el sinclinal del arroyo de San Vicente dentro de la Hoja de Buitrago; hacia el E. se prolonga en una serie monoclinal

uniformemente sumergida hacia el S.S.E. que marca en estas partes el límite meridional del país cristalino.

El Cretáceo asoma, por tanto, únicamente en los bordes de las flexiones o fracturas y queda sumergido por bajo del paleogeno en el braquisinclinal de Guadalix-Redueña y en la zona de unión también sinclinal que se establece entre el macizo de San Pedro y Torrelaguna.

En las tres unidades descritas el Cretáceo es muy homogéneo en cuanto a la naturaleza y disposición de sus capas, con gran uniformidad de facies. Existen, no obstante, diferencias muy sensibles en su espesor, pero éstas son debidas más a los adelgazamientos experimentados a consecuencia de las flexiones y fracturas, en cuyas inmediaciones siempre aparecen, o a los efectos de la erosión sobre las capas superiores, que a diferencias originarias del espesor de la sedimentación.

En todas ellas existe un primer nivel de poca potencia, fundamentalmente arenáceo, con algunas intercalaciones arcillosas, homologable a las facies continentales albenses; a él se superpone una serie fundamentalmente de calizas marinas que en su mayor parte deben ser cenomanenses. En las zonas en donde el Cretáceo está bien desarrollado y tiene superpuesto en posición concordante paleogeno continental, margoso y conglomerático, se establece una transición gradual desde las calizas marinas a las margas continentales caracterizada por la alternancia de margas entre los bancos de calizas y por la aparición de algunos bancos de calizas lacustres.

CRETÁCEO INFERIOR (Albense)

Aparece siempre superpuesto en franca discordancia sobre las rocas cristalinas alteradas en las que puede reconocerse una superficie de erosión. En la base aparecen bancos de arenisca, cuarzosas basta, cementadas por caliza en las que abundan guijos de cuarzo, bien rodados, de dimensiones que raramente sobrepasan de los 5 centímetros de diámetro medio. Los guijos raramente se individualizan en niveles de conglomerados y pueden aparecer incluso en niveles superiores; no puede hablarse en conjunto de un conglomerado de base, aunque en algunos puntos como en la trinchera de la carretera de Burgos, en El Molar (E-3), formen la capa más

inferior, de aproximadamente 1 metro de potencia. A estas areniscas bajas, de color amarillento o algo rojizo, que adquieren espesores de hasta 10 metros en la zona al E. de El Vellón (E.-2) y que a veces presentan estratificación cruzada, sucede un nivel de arenas más finas, bien seleccionadas, apenas cementadas por un producto blanco pulvurulento, algo arcilloso en el que abundan a veces lamillitas de moscovita. Las arenas son casi exclusivamente cuarzosas con algunos granillos de feldespato alterado y zircón. Este nivel se explota localmente donde aparece bien desarrollado y presenta coloraciones blancas, violáceas y rojizas. En general no sobrepasa los 5 metros de potencia. Localmente aparecen entre las arenas niveillos poco constantes de gredas grisáceas o de color pardo rojizo, puras o arenosas que en otras zonas del cretácico periférico del Guadarrama son muy explotadas en ladrillería y cerámica; estos niveles son lenticulares o de formas irregulares.

A los niveles más altos de arenas versicolores se superponen capas de transición hacia el Cretáceo superior, formadas primero por unos nivelillos de margas compactas de pocos decímetros de espesor y después por bancos de unos decímetros a 1 m. de potencia de arenas calcáreas y molasas que gradualmente por pérdida de los materiales detriticos ceden el paso a las calizas compactas del Cretáceo superior.

Esta sucesión, que podría considerarse como normal o completa puede observarse, por ejemplo, en la Atalaya de El Molar (D-4) al E. de El Vellón, junto al vértice Caiza (E-2) o entre Guadalix y Venturada (D-2). En conjunto su espesor nunca sobrepasa de los 20 m. de potencia, exceptuando las molasas del Cretáceo superior.

En la mayor parte de los casos, las capas arenosas del Albense han experimentado reducciones muy considerables de su espesor a consecuencia de los estiramientos tectónicos, pues han actuado no poco como lubricante del resto del Cretáceo en los planos de flexión y fractura; por ello, en muchos puntos quedan reducidas a un estrecho nivel de unos pocos metros de espesor reconocible solamente por la tonalidad generalmente rosada que presta a los suelos que sobre él se establecen. En muchos puntos llega incluso a desaparecer totalmente a consecuencia de las mismas acciones tectónicas. En el plano se ha representado siempre que se ha observado

(forzosamente a veces, con espesor mayor que el real) por la importancia estructural que tiene.

En ninguno de los muchos puntos observados hemos encontrado restos fósiles dentro de este cretácico inferior.

CRETÁCEO SUPERIOR

La zona donde este terreno está mejor desarrollada es en el cierre periclinal que se establece en torno del macizo de San Pedro entre Venturada y el E. de El Vellón (D-1, E-2, 3). Aparecen en la base sobre las arenas albenses molasas y calizas arenosas compactas de colores ocráceos y amarillentos, en bancos de hasta 1 m. de potencia. A medida que se asciende en la formación, desaparece la arena y siguen alternancias de bancos de calizas unas de grano fino, a veces cristalinos, otros brechoides y oquerosos; los bancos suelen ser potentes de hasta varios metros de espesor. En conjunto esta serie tiene colores ocráceos. A medida que se asciende en la formación, las calizas son más blancas y forman capas de espesor más reducido, a veces de unos centímetros. Cerca del Paleogeno margoso aparecen intercalaciones de calizas margosas rojizas y a veces capas detriticas del mismo color que indican ya una evolución gradual hacia el régimen de deposición continental que caracteriza el Paleogeno.

El conjunto del Cretáceo superior tiene un espesor comprendido entre los 500 y 600 m. en estas zonas situadas al N.E. del macizo de San Pedro. En los flancos del S.E. y N. ya es mucho más reducido debido a las flexiones; en la Atalaya de El Molar (D-3) no sobrepasa mucho los 250 metros; en Guadalix, frente al Km. 8 de la carretera a El Molar (C-2) unos 170 m.; en Chozas, en la trinchera del F. C. Madrid-Burgos, unos 190; en otros puntos espesores más reducidos, sobre todo donde está muy afectado por la acción tectónica.

Las calizas del Cenomanense, observadas con microscopio petrográfico, presentan textura granoblástica y parcial de recristalización, débil en algunas rocas y total en otras. (Hay que tener presente que la recristalización es debida, en muchas ocasiones, a simples procesos de diagénesis). Son impuras, pues aparte de ser arcillosas, contienen numerosas secciones de cuarzo, algunas de feldespatos,

escasas de mica moscovita y turmalina y muy raras veces de biotita cloritizada, todos ellos minerales componentes de los granitos y rocas del estrato cristalino y, como es lógico, los más estables a la acción de los procesos atmosféricos son los más frecuentes en las calizas del Cenomanense. Todos estos componentes detrítidos justifican, en muchos casos, su denominación de calcarenitas. Numerosas granos de glauconia prueban el origen marino de estas calizas.

La calcita de las calizas recristalizadas presenta maclas y planos de deslizamiento, pero la rectitud de sus trazos demuestra que la acción dinámica a que estuvieron sometidas fué muy inferior a la de las rocas de silicatos cárnicos del cerro Eugenio (Colmenar), donde la calcita aparece severamente deformada.

El cuarzo presenta borde de corrosión en contacto con el carbonato.

Las búsquedas de fauna en estas calizas han resultado poco fructuosas. Los restos más abundantes aparecen en los niveles de tránsito entre las molasas y las calizas y están representados por moldes poco clasificables de rudistidos que quizás son cenomanenses y algunas pías de equinídos o fragmentos de moldes de bivalvos.

C. DEL PRADO (1864) menciona en Redueña:

Avicula pectinoides, Reuss.

Avicula Vilanoviana, Prado.

y en las calizas arenosas de El Vellón

Pecten tricostatus, Boyle.

Pecten quinquecostatus, Sow.

Hemiasster Fourneti, Desh.

Nucleolites lacunosus (?), Agas.

Ostreas.

Equinodermos.

Tampoco hemos sido muy afortunados en el análisis de la microfauna de estas calizas. La mayor parte de las secciones delgadas son las calizas cristalinas o de calizas de grano muy fino sin restos fósiles; en algunas se han encontrado algunos restos de *Pseudotextularia*, espículas de esponjas y placas de equinídos.

Con tan poca información es por ahora prematuro realizar una subdivisión estratigráfica dentro de este Cretáceo superior, que en su mayor parte debe representar el Cenomanense.

P A L E O G E N O

Consideraremos como de edad Paleógena, la serie de sedimentos de facies lacustre o detrítica, superpuestos en concordancia con el cretáceo. La ausencia desesperante de fósiles dentro de esta formación, nos impide por ahora, clasificarlos de una forma más detallada. Su límite superior está marcado, donde la sucesión es normal y completa, por los sedimentos detríticos del Terciario Superior, apoyados sobre ellos en discordancia angular.

El Paleógeno aparece bastante completo y bien desarrollado en el flanco meridional de la Cubeta de Guadalix-Redueña y en la Cubeta de Torrelaguna, y asoma también esporádicamente, en puntos aislados del flanco Norte de aquella unidad y en varios puntos de la orla sedimentaria del macizo de San Pedro, aunque reducido sólo a alguno de sus tramos por las acciones tectónicas o recubierto en su mayor parte por el Terciario Superior.

En la rama meridional de la Cubeta de Guadalix-Redueña, se pueden estudiar bien a lo largo de la carretera Madrid-Burgos, junto a Ventura (D-1), o en los transversales de los arroyos de Albalá (D-2) y Gargüera (C-2).

En todos estos cortes se pueden diferenciar dos niveles dentro del Paleógeno: uno inferior de margas y arcillas y otro superior de arenas y conglomerados.

El nivel inferior (P_1) está formado por arcillas y margas bien estratificadas, de colores verdosos, grises y rojizos; estos últimos son los que más destacan sobre el terreno. Entre las capas margosas y arcillosas pueden aparecer nivelillos de conglomerados con cantos medianos y reducidos, bien rodados, procedentes de las calizas cretácicas. Entre el Cretáceo Superior y el Paleógeno hay una rápida transición, pues entre los niveles calcáreos del techo de la primera formación aparecen intercalados niveles margosos, al principio blancos o grisáceos, pero después rojizos.

Dentro de esta formación, esencialmente arcillosa, aparecen localmente margas yesíferas y yesos formando lentejones de considerable tamaño. Al Sur de Venturada, antes de llegar a la carretera de Guadalix-Torrelaguna, los yesos que alcanzan considerable potencia son explotados, y son de las variedades fibrosa y sacaroidea.

El espesor calculado para esta formación en el flanco Sur de la Cubeta, es por término medio de unos 250-300 m., algo mayor (hasta 50 en la transversal del arroyo de Albalá. En la zona occidental, junto a Guadalix, quizás alcance mayores espesores, pero aparece casi totalmente cubierto por el manto aluvial del río que se extiende desde el borde cretáceo, hasta muy cerca del límite del nivel superior del Paleógeno.

En esta misma Cubeta, el nivel superior (P_2), comienza por la intercalación entre los niveles margosos y arcillosos de bancos de conglomerados. En la base, los conglomerados, son exclusivamente de cantos de caliza cretácea, y están cementados por calizas o margas arenosas; los cantos son de tamaño mediano (entre 5 y 15 cm. por término medio) y forman bancos de unos decímetros a varios metros de potencia interestratificados entre margas arenosas o verdaderas areniscas basta de granos de cuarzo.

Estos conglomerados forman pequeños cejos en el corte del arroyo del Sacedón, junto al pueblo de Venturada (D-2), y son resistentes a la erosión; también son visibles a lo largo de la carretera Madrid-Burgos, a su paso por el pueblo de Venturada y en los arroyos afluentes desde el Norte hacia el río Guadalix, aunque aquí están menos cementados.

Los conglomerados calcáreos, a medida que se asciende en la formación, evolucionan lentamente hacia conglomerados poligénicos; entre los cantos de caliza empiezan a aparecer algunos de cuarzo o de granitos, aplitas y gneis, profundamente alterados, también rodados; el cemento margoso-arenoso de los conglomerados y las capas alternantes entre ellos, son también más bastos, aunque siguen conservando su color rojizo. Esta facies poligénica, se observa perfectamente, al ascender por los barrancos situados al E. de la Cabeza de Guadalix (C-1) y en todo el flanco SE. de las lomas del Chichadero (D-1).

El espesor visible de este tramo detrítico del Paleógeno supera en muchos puntos los 300 m. de potencia; se puede admitir que en el centro de la Cubeta, entre Venturada y el arroyo de Gargüera sea considerablemente mayor, ya que está aquí recubierto en parte por el Terciario Superior. Como más adelante se indicará, entre el Paleógeno Superior y el Neógeno es difícil establecer una separación tajante.

En el flanco N. de esta misma Cubeta el Paleógeno aparece sólo esporádicamente y sólo en algunos de sus tramos, a consecuencia de los violentos accidentes tectónicos que la limitan por el Norte. En el cruce del Arroyo de Gargüera (C-1), después del Cretácico Superior, aquí muy inclinado hacia el N., solamente aparecen los conglomerados calcáreos de la base del P_2 ; entre el Cretácico y los conglomerados, se establece una pequeña depresión cortada transversalmente por el río, en la que sospechamos puedan existir las arcillas del P_1 recubiertas por un pequeño manto del Cuaternario. Análoga disposición se observa inmediatamente al E. de Cabanillas (D-1).

Del Cretácico Superior invertido hacia el Norte, que forma unas pequeñas lomas transversales al arroyo del Sacedón, se pasa a los conglomerados paleógenos calcáreos, casi verticales pero en posición normal. El paleógeno margoso que por su plasticidad se ha estirado considerablemente, queda reducido a una delgada capa de, a lo más, 50 m. de espesor, a lo largo de la cual se ha establecido una depresión transversal.

Más al Este llega a desaparecer totalmente por el cabalgamiento directo del gneis del N. de Cabanillas, sobre el Paleógeno Superior, y no vuelve a aparecer hasta cerca del borde de la Hoja en la vertiente NO. de la loma del Chichadero.

El Paleógeno Superior tampoco aparece bien desarrollado, pues el manto de derrubios Neógenos, sin transición gradual visible, como ocurría en el flanco S. de la Cubeta, recubre en discordancia los conglomerados calcáreos.

* * *

En la zona de Torrelaguna el Paleógeno, alcanza mayor desarrollo, que en la Cubeta de Guadalix, y es más variado en su composición litológica.

Tanto en la loma de la Atalaya, cuyo flanco sólo asoma en el borde de la Hoja (E-1), como en el flanco periclinal que se establece desde Venturada hasta el E. de El Vellón, en torno al extremo NE. del macizo de San Pedro, después de las calizas cretácicas compactas aparecen niveles de calizas de aspecto lacustre, entre los que se intercalan algunos de conglomerados también calizos.

Después de esta formación lacustre de tránsito, entre la cual aparecen localmente intercaladas capas detríticas rojizas o incluso bancos yesíferos, siguen los niveles margoso-arcillosos que en la zona al S. de Torrelaguna, están muy cargados de yeso.

Así en una transversal desde Torrelaguna en dirección SE., se observan, primero arcillas de colores rojizos y violáceos, entre las que abundan los lentejones de yeso sacaroideo; las mismas margas son yesíferas y están muy agrietadas, con relleno de yeso fibroso blanco. Pasado el arroyo de las Fuentes de las Zorras, aparece un segundo nivel de margas cenicientas hasta las proximidades del Canal de Isabel II. A partir de aquí aparece un segundo nivel de yesos gris verdoso o blancos alternando en capas con margas yesíferas versicolores, y después el nivel de tierras arcillosas y conglomerados calcáreos análogos a los del tramo P₂ de la Cubeta de Guadalix, que en esta zona no aparecen muy desarrollados, por haber sido cubiertos por el Terciario Superior de las proximidades de El Escorial.

El espesor de todo este conjunto de margas y yesos es muy considerable; teniendo en cuenta las inclinaciones medias determinadas sobre el terreno, debe sobrepasar con facilidad los 1.000 m.

En toda esta zona al S. de Torrelaguna los conglomerados están menos desarrollados que en la fosa de Guadalix-Redueña; esta facies solamente aparece al E. de El Vellón (E-2) y en contacto directo con las calizas cretácicas.

El resto de los afloramientos paleógenos de la Hoja, como el del S. de El Molar (D, E-3) o los del NO. de San Agustín (D-4), así como el de la carretera de Chozas a Guadalix (B, C-2) son todos ellos de la facies inferior margoso arcillosa de tonos variados, entre los que domina el rojizo.

Solamente en el de El Molar, que es el más extenso, asoman en las barrancadas que cruza el antiguo trazado de la carretera, algunas alternancias de margas arenosas y conglomerados. También es Paleógeno Inferior el que asoma en muy contados puntos a lo largo de la carretera de Chozas a Manzanares, al E. del arroyo Mediano.

NEÓGENO

Los sedimentos del Terciario Superior aparecen bien representados en el ángulo suroriental de la Hoja, formando una pequeña parte de la gran cubeta del Tajo. También consideramos neógenas las capas más altas de la serie detrítica depositada en la cubeta del Guadalix-Redueña.

Desde el punto de vista litológico los sedimentos del Terciario Superior integran una serie detrítica, depositada en ambiente continental árido, bajo un régimen torrencial de gran capacidad de erosión y transporte. Los elementos de que están formados son los procedentes de las rocas inmediatas de la Sierra, en parte seleccionados según resistencia de erosión; cantos de granito, gneis, aplitas, pórfitos, cuarzo y arenas cuarzo-feldespáticas poco seleccionadas.

Existe una transición gradual de esta facies detrítica tanto en profundidad como lateralmente. Los materiales que están más cercanos a los sedimentos paleógenos, o los inmediatos al borde del país cristalino están formados de grandes bloques de granito y gneis, a veces de varias toneladas de peso, poco rodados, mezclados con arenas bajas y cantos procedentes de los mismos materiales; apenas se percibe su estratificación. Esta facies gruesa, de grandes bloques, se percibe en la banda que está en inmediato contacto con el Paleógeno terciario o rocas metamórficas del borde del macizo de San Pedro, y también en todo el flanco N. de la Cubeta de Guadalix-Redueña. Alcanza mayor desarrollo precisamente en las zonas en que el Terciario Superior es transgresivo sobre el país cristalino, como en la zona al NE. de El Molar en las proximidades del cruce de la carretera de San Agustín a Colmenar Viejo.

A medida que nos alejamos del país cristalino los bloques van siendo cada vez de menor tamaño, están más rodados y alterados y en ellos se produce una selección por la que persisten con más frecuencia los cantos de rocas más duras (aplitas, cuarzo, granitos de grano fino, algún pórfito). Las arenas arcósicas están algo más seleccionadas y tienen mayor proporción de cuarzo. En el régimen torrencial, durante el que se depositaron, debieron existir cambios

ritmicos frecuentes, tanto de la fuerza del transporte como de la climatología, pues son extraordinariamente frecuentes las alternancias entre conglomerados poco cementados por arena, estas mismas arenas y las capas de arena arcillosas o margosas; también se pueden observar cambios frecuentes en la coloración, debida a la oxidación del hierro, pues existen todas las tonalidades entre el tono rojo ladrillo intenso y el pardo amarillento claro. Los niveles conglomeráticos alcanzan espesores variables, siendo los más abundantes los de 1 m. de potencia.

La separación neta de este conjunto detrítico de las capas más altas del Paleógeno, también detrítico, no es tarea fácil en muchos puntos, pues entre uno y otro existen en ocasiones tránsitos graduales tanto en la litología como en su disposición tectónica.

El Neógeno carece en general de cantes procedentes de las calizas cretácicas, mientras que el Paleógeno presenta con frecuencia cantes bien rodados de material calcáreo; las dimensiones de los cantes en los conglomerados paleógenos son reducidas, sobreponiendo raramente los 10 ó 20 centímetros, mientras que los cantes de la base del Neógeno pueden alcanzar volúmenes de varios metros cúbicos; la inclinación del Terciario inferior es en general relativamente elevada, mientras que el Neógeno se presenta horizontal o débilmente inclinado, aunque en el mismo sentido que el primero; la coloración rojiza suele ser también mucho más intensa en las partes más altas del Paleógeno que en la base del Neógeno.

Todos estos caracteres en conjunto permiten, en general, diferenciar una formación de la otra, sobre todo cuando el Neógeno cubre transgresivamente el resto de las formaciones más antiguas como ocurre en varios puntos del borde SE. del macizo de San Pedro y en el borde N. de la Cubeta de Guadalix. La discordancia es bien visible, por ejemplo, en el llamado cerro Mirario (E-2) en la divisoria del río Jarama con el arroyo de San Vicente, pues en esta zona el Paleógeno está en posición muy inclinada y con distinta orientación general que el Terciario Superior. La distinción resulta mucho más subjetiva cuando las inclinaciones del Paleógeno van siendo progresivamente menores y el Neógeno se apoya sobre él, ligeramente inclinado como ocurre en el flanco meridional de la Cubeta de Guadalix.

En el Neógeno que asoma en esta Hoja no han aparecido hasta

ahora ningún resto fósil que permita realizar con más precisión su clasificación estratigráfica. J. ROYO GÓMEZ (1928) lo consideró Mioceno, pero otros autores, como F. HERNÁNDEZ PACHECO (1928) lo clasificaron como Plioceno. Las capas fosilíferas más próximas son las de Paracuellos del Jarama, consideradas de edad Burdigalense superior y Vindoboniense.

Desde el punto de vista de su composición litológica, los sedimentos terciarios de esta región corresponden a la llamada facies de Madrid O. RIBA (1957) en las que dominan entre los minerales pesados la andalucita, turmalina y circón (J. PÉREZ MATEOS, 1955) O. RIBA (1957).

ALUVIAL

Los sedimentos recientes ocupan un área extensa en el ángulo suroriental de la Hoja en las cuencas del Jarama y del Guadalix dentro de la cuenca terciaria. Existen, además, otras zonas de menor extensión y potencia en el tramo del río Guadalix dentro de la cubeta tectónica paleógena en el valle del arroyo de San Vicente, cerca de Torrelaguna (E-1,2), y en los términos de Chozas y Manzanares al pie de La Pedriza.

La del Aluvial de Chozas se extiende paralelamente a la carretera de Manzanares a Chozas, al Norte de esta última, excepto a lo largo del arroyo del Mediano, por el que penetra. Acaba al Sur del Km. 6, en la carretera de Chozas a Miraflores, en contacto con gneis glandular, y corre en dirección N.S. cerca de esa carretera, para desde el Sur de Chozas seguir pegado al arroyo y así llegar al embalse de Santillana.

El Aluvial del Norte de la carretera de Manzanares a Chozas es un altívial de prados, con escasos cantes rodados, con arbolados de fresnos y robles. En él sobresalen dos pequeños afloramientos del Cenomanense, en la finca Prado Herrero.

El Aluvial del arroyo del Mediano es muy diferente. Existe un Aluvial moderno, con numerosos cantes rodados de gran volumen (los hay mayores de 1 metro cúbico y dominan los cantes rodados con diámetros superiores a los 50 centímetros), limitado a ambas márgenes del arroyo y otro más antiguo, con pocos cantes, en contacto con el granito.

El primer Aluvial permite efectuar un buen estudio del material de cumbres. Contiene numerosos cantos de gneis migmatítico y glandular, granito normal y porfídico, aplitas, lamprofidos y segregaciones básicas, seguramente dioríticas, en el granito. Son los más frecuentes los de granito y gneis. Una vegetación de helechos caracteriza a este Aluvial de poco arbolado.

Cuando el arroyo del Mediano toma dirección E. O., en la vega de Chozas, el Aluvial moderno se acuña y desaparece y al O. de Chozas el Aluvial se divide en terrenos de labor y prados.

Si exceptuamos el curso superior del arroyo del Mediano, apenas si existe cambio de pendiente al pasar del granito al aluvial.

En el Aluvial del río Guadalix, cerca del pueblo del mismo nombre (C-2, D-2) existe una terraza de unos 4 a 5 m. sobre el nivel del río en la que abundan los guijos, gravas y arenas procedentes de los territorios graníticos y gneicos de las partes altas del valle, mezclados con alguno de caliza de las formaciones cretácicas adyacentes; debe tener considerable potencia en las proximidades del pueblo, pero el espesor disminuye considerablemente cerca de la entrada del río en el macizo de San Pedro. Este depósito aluvial se prolonga ya muy adelgazado y de forma fragmentaria por el valle muerto que hay hacia Venturada a lo largo de la carretera de Torrelaguna a El Escorial, dato en favor de la existencia de un antiguo cauce orientado en esta dirección (F. HERNÁNDEZ PACHECO 1930). El aluvial del arroyo de San Vicente es muy somero; está formado principalmente por arenas y arcillas procedentes de la destrucción de los materiales paleógenos sobre los que se labra el cauce mezclados con cantos de aplitas, cuarzo, porfidos que proceden de las partes altas del valle, dentro de la Hoja de Buitrago.

Los depósitos del Guadalix, junto a San Agustín y los del Jarama son más importantes, pues aparecen en ellos bien desarrolladas terrazas escalonadas o su glacis en erosión. En el río Guadalix las terrazas aparecen bien desarrolladas en la orilla derecha. La más completa es la inferior, situada junto a San Agustín, a unos 630 metros de altura, a unos 6 m. sobre el nivel del cauce. La segunda terraza, situada entre 15 y 20 metros sobre la primera se observa de forma continua entre los arroyos del Caño y de Lucas y aparece cortada por la trinchera de la rectificación de la carretera de Madrid-Burgos.

La superior aparece situada entre el mismo pueblo de San Agustín, a los 680 metros, es decir, unos 40 metros por encima de la segunda; se continúa hacia el N. por un glacis de erosión fragmentario al N. del arroyo del Caño; los tres niveles quedan cortados por las barrancadas que afluyen hacia el Guadalix desde la orilla derecha. En la orilla derecha no se han encontrado terrazas bien desenvueltas, únicamente a un lado y otro del arroyo de Monteviejo, aparece un escarpe que puede ser relacionado con la primera terraza. En el río Jarama, cuyo valle es también asimétrico con orilla derecha escarpada, los depósitos cuaternarios se desarrollan de preferencia en la margen izquierda. Dentro de nuestra Hoja puede seguirse con continuidad el borde de la primera terraza a lo largo del camino que pasa por el caserío y la ermita de Silillos. Está situada, por término medio, a unos 10 metros por encima del nivel del cauce. El reborde de la segunda es más o menos paralelo a la cañada de Maroto, en el ángulo S.E. de la Hoja, entre 10 y 15 metros sobre la primera.

TECTONICA

La estructura general de las regiones cristalinas de España Central, resulta de la superposición de dos ciclos diastróficos de características muy diferentes. En el primero de edad hercínica se plegaron, metamorfizaron o sufrieron los efectos de una granitización profunda, las potentes series paleozóicas fundamentalmente arcillosas que se depositaron en todo el ámbito occidental de la Península Hispánica. Durante el segundo, la antigua cordillera de plegamiento, arrasada durante la mayor parte del Mesozoico y recubierta después por una cobertura débil de sedimentos cretácicos y paleógenos, experimentó una fracturación intensa, quedando desglosada en una serie de bloques diferencialmente elevados o desplazados entre sí.

La estructura antigua apenas puede ser esbozada en sus rasgos fundamentales a partir de las posiciones actuales de las foliaciones metamórficas, aun cuando se las suponga coincidentes con los antiguos planos de estratificación; aún disponiendo de estos datos en la suficiente cantidad, siempre quedarán grandes lagunas, pues en las zonas actualmente ocupadas por los granitos ha desaparecido por completo la estructura originaria.

Como por otra parte, el metamorfismo, al menos en esta zona, corresponde a zonas muy profundas en las que es fácil la deformación plástica, son muy frecuentes los cambios en escala reducida de aquellas direcciones clave, e incluso las obliteraciones casi totales de toda dirección estructural sobre el terreno. Sólo estudios muy detallados difícil de ser sintetizados a escalas de 1:50.000, podrán perfilar con más precisión el estilo de la orogenia hercínica.

El segundo episodio dinámico de edad alpina, fracturó las raíces de la antigua cordillera hercínica y a él se deben los rasgos fundamentales de esta zona montañosa. Los bloques resultantes de la fracturación experimentaron desplazamientos relativos considerables no sólo en el sentido de ascenso y descenso, sino también en

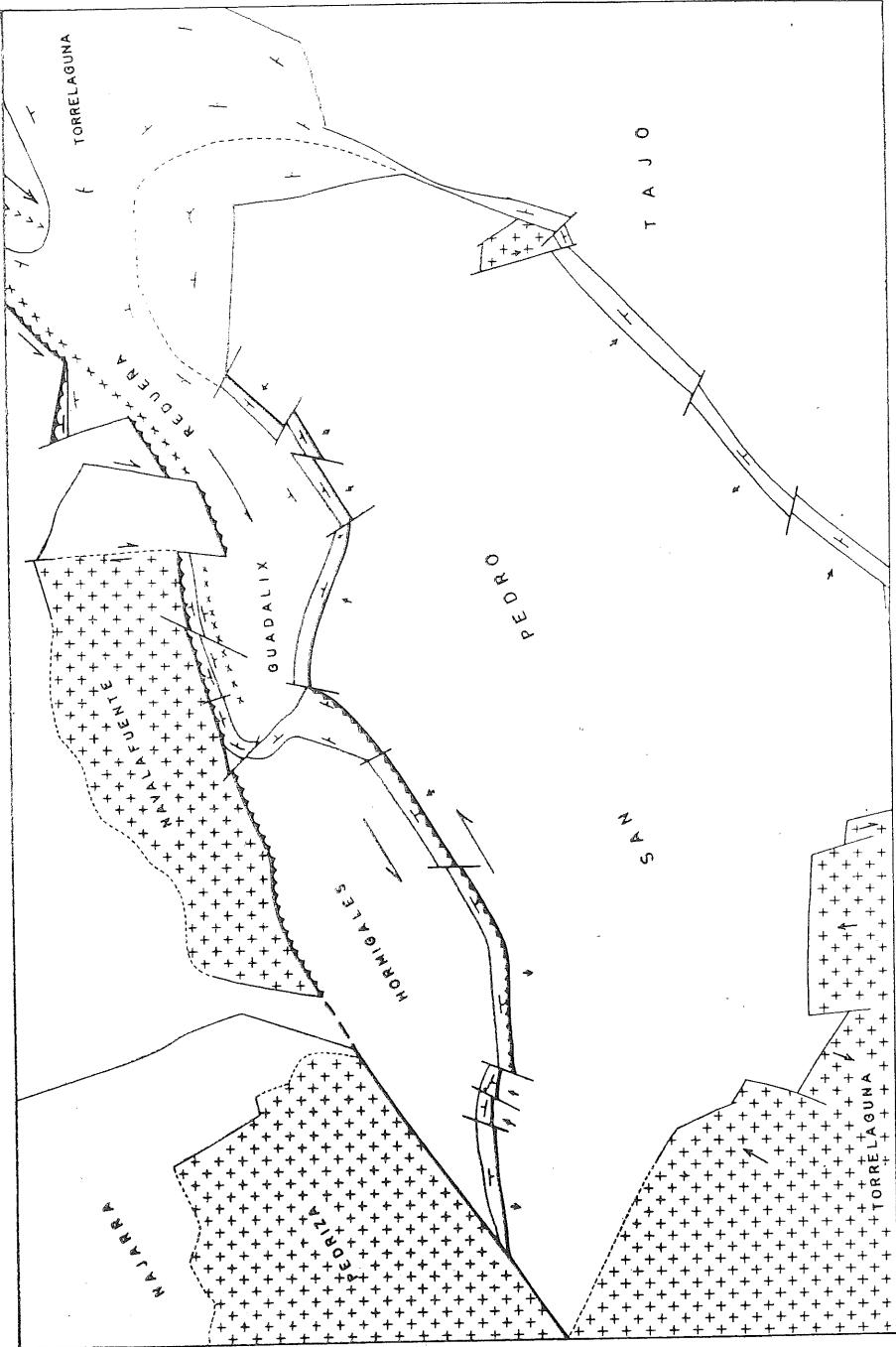


Fig. 2.—Esquema tectónico de la Hoja de Torrelaguna.

sentido lateral; así parecen indicarlo las posiciones violentas y despegues que ha experimentado la cobertura cretácico-paleógena, que en estas zonas son de mayor importancia que en el resto de la Sierra de Guadarrama.

A continuación se describirán los bloques principales en que puede descomponer la zona representada por el plano; en esta descripción, además del plano es conveniente consultar el esbozo tectónico simplificado (Fig. 2).

EL MACIZO DE SAN PEDRO

La unidad fundamental de toda esta región es el macizo tectónico de San Pedro, que sobre el plano destaca como un bloque de rocas fundamentalmente metamórficas rodeado periclinalmente por una orla de sedimentos cretácicos; sobre el terreno también se percibe su individualidad, pues destaca, desde cualquier punto de vista,

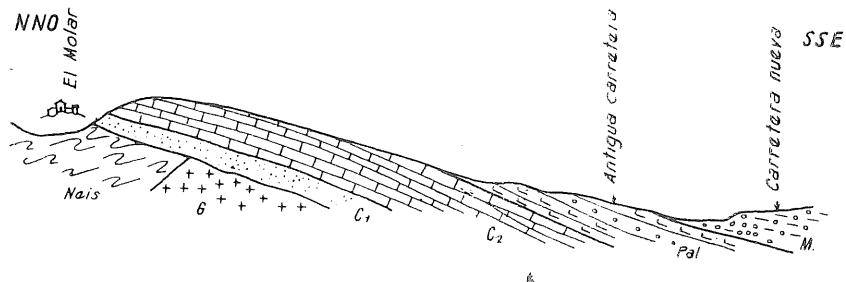


Fig. 3.—Corte esquemático del borde del macizo de San Pedro, al O. de El Molar.

como un islote emergiendo de la plataforma arrasada del borde Sur de la Sierra.

Todo el flanco suroriental y oriental del macizo (Figs. 3 y 4), así como parte del contacto septentrional, desde Guadarrama hacia el Este, está jalónado por la serie cretácico-paleógena apoyada sobre las rocas cristalinas en posición normal. Sobre la vieja superficie de erosión tallada en las rocas cristalinas se apoyan las arenas del cretácico inferior, y sobre éstas el cretácico superior calcáreo y el paleógeno margoso o detrítico; la inclinación media de este conjunto periclinal, en el borde del macizo es del orden de los 25° , con desvia-

ciones poco pronunciadas en torno a este valor. Estudiando con detalle este contacto se observa que en muchos puntos el cretácico se adelgaza extraordinariamente o incluso desaparece en alguno de sus tramos, al tiempo que las rocas cristalinas del contacto han sufrido con más intensidad que el resto, fenómenos de cataclasis intensa. Esta disposición nos hace suponer que en esta parte el borde representa una flexión, unas veces suave, otras más violenta, a favor de la cual se elevó el macizo de San Pedro. De acuerdo con ello, las inclinaciones de las capas cretácicas y paleógenas disminuyen rápidamente a medida que se alejan del macizo hasta alcanzar in-

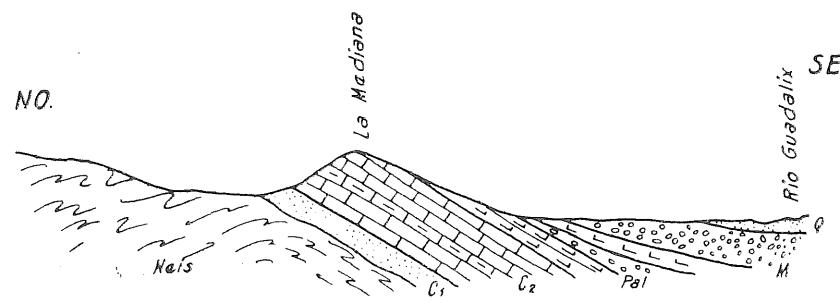


Fig. 4.—Corte esquemático del borde del macizo de San Pedro por la orilla derecha del río Guadarrama.

clinaciones no superiores a los 10° , antes de ser ocultadas por la cobertura detrítica del terciario superior.

Desde Guadarrama hacia el Oeste, la orla cretácica adopta otra posición (Fig. 5). Aquí el cretácico inferior, inclinado unos 30° hacia el S. o SE., se apoya en posición normal sobre el pequeño macizo de los Hormigales, situado entre Chozas y Guadarrama; sobre las arenas se asientan las calizas superiores e incluso en algunos puntos el paleógeno margoso. Entre este conjunto y el macizo de San Pedro, existe una falla inversa, que corta indistintamente los niveles superiores del Cretácico o los inferiores del Paleógeno, a favor de la cual éstos quedan cabalgados ligeramente por los materiales metamórficos del macizo de San Pedro. Esta disposición puede verse con toda claridad desde Guadarrama hasta la carretera de Colmenar Viejo a Miraflores, pero se prosigue hacia el occidente, hasta más allá del borde de la Hoja, aunque no sea

tan perceptible en el terreno por el gran desarrollo alcanzado por los derrumbes cuaternarios del Oeste de las Chozas.

El levantamiento fundamental del macizo de San Pedro, a favor de flexiones en su flanco SE. y E. o de fallas en parte de su borde NO. y N. es posterior al depósito de las series paleógenas margosas y anterior a las series detríticas del terciario superior, ya que por el flanco suroriental estos materiales recubren en parte este conjunto plegado; estos depósitos transgresivos ocultan la mayor parte de los paleógenos más antiguos, sólo visibles como festones

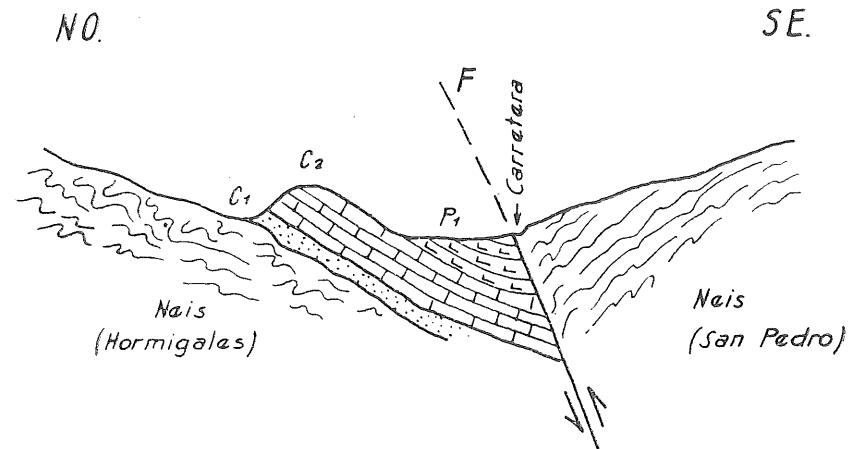


Fig. 5.—Corte esquemático del contacto entre los macizos de San Pedro y de Los Hormigales, junto al km. 13 de la carretera de Colmenar Viejo a Guadarrama de la Sierra.

esporádicos entre El Molar y el borde Sur de la Hoja; incluso en algunas partes, como la situada al NE. de El Molar, o en la zona cruzada por la carretera de San Agustín a Colmenar Viejo, el terciario superior detrítico oculta el cretácico y recubre directamente los materiales cristalinos. Es muy posible que los movimientos ascensionales del macizo de San Pedro o de descenso de los macizos colaterales hayan proseguido, aunque atenuados durante el Terciario superior, pues los detritos gruesos de esta edad, como en tantas otras zonas de la Sierra, están a veces algo inclinados (en general, menos de 10°) en las zonas próximas al macizo.

Sincrónicamente con el levantamiento principal del macizo o

con posterioridad al mismo, se produjo una fracturación transversal a las líneas de flexión o falla que ha ocasionado pequeños, pero energéticos desplazamientos laterales de la orla sedimentaria; esta última queda así descompuesta en una serie de tramos rectilíneos, cuyas orientaciones cambian bruscamente en los puntos de inflexión donde se establecen las fallas de cizallamiento lateral, a veces combinado con cabalgamiento de uno de los labios. La pequeña falla inversa del arroyo de Peñasrrubias, algo al NE. del Km. 11 de la

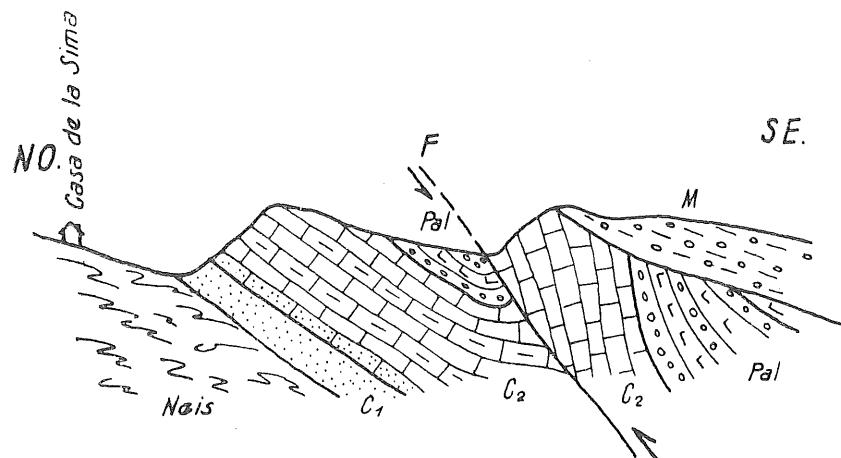


Fig. 6.—Corte esquemático del borde del macizo de San Pedro, al O. del arroyo de Peñasrrubias.

carretera de Colmenar-San Agustín, es de este tipo; aquí el flanco Cretácico, que desde el río Guadalix mantenía una orientación constante NE.-SO. con buzamientos comprendidos entre 15° y 25° al SE., choca después de cruzado el arroyo de la Fuente de Peñasrrubias, con una escama cretácea, casi tapada totalmente por el terciario superior y orientada de muy distinta manera; entre una y otra existe una falla inversa orientada E.-10-S., a favor de la cual el paleógeno concordante con el Cretácico del cerro de la Sierra queda pinzado y a su vez cabalga en parte al cretácico superior de la escama situada más al Sur (Fig. 6).

También existe una componente de cizalla horizontal en el cruce del borde del macizo por el río Guadalix, aunque aquí el cabalgamiento no es tan perceptible.

Mas al N. se repite de nuevo el mismo fenómeno, en las cercanías de El Molar, cerca de la Carretera de Madrid-Burgos y, al E. de la ermita de la Corneja; en todos los casos pueden observarse desplazamientos laterales de a lo más algunos centenares de metros, según fallas inversas inclinadas entre 70° ó 80°.

El mismo fenómeno se repite varias veces, a lo largo del contacto septentrional, desde Venturada hasta Guadalix, que queda así descompuesto en una serie de tramos unas veces alejados y otras más cercanos al centro del macizo.

Entre Guadalix y Chozas, cerca del Km. 12 de la carretera entre el primer pueblo y Colmenar, vuelve a repetirse de nuevo el fenómeno, también perceptible en el pequeño cerro cretácico denominado la Cabeza de Chozas.

Estas fallas transversales al límite general del macizo, tienen direcciones variables dentro del cuadrante entre N. y W. ó cercanas a la dirección NNE. y son aprovechadas en general por los pequeños cursos de agua que irradian del macizo.

La tectónica de detalle del interior del macizo es relativamente sencilla en sus líneas fundamentales y está marcada por una fracturación conjugada, según las direcciones N.-45-W. y N.-20-30-E., con dominio de una u otra en sus distintas partes. También aparece con frecuencia una dirección de fractura en sentido N.-S., especialmente en la zona más oriental del macizo, en las proximidades de El Vellón y también al E. de la carretera de Colmenar a Miraflores. En el plano se han trazado las fracturas más importantes, algunas de ellas aprovechadas para la intrusión de rocas filonianas o enriquecidas por procesos de mineralización. Serán estudiadas con más detalle en los capítulos correspondientes.

LA FOSA GUADALIX-REDUEÑA

Al Norte del macizo tectónico de San Pedro se levanta una nueva unidad tectónica de la Sierra de Guadarrama, el macizo de La Cabrera, estudiado ya en la descripción de la Hoja de Buitrago de Lozoya. El flanco meridional de este macizo se extiende, en parte, dentro de la Hoja de Torrelaguna y puede considerarse limitado por una serie de fracturas con dirección general N-70-E., que desde la

zona al NE. de Cabanillas se extienden hacia la zona situada al N. y NO. de Chozas.

Entre esta gran línea tectónica y la que marca el borde septentrional del macizo de San Pedro existe una fosa alargada, que a su vez está fragmentada en dos unidades perfectamente individualizadas. La mitad occidental, al E. de Guadalix, en la que queda asentado el pueblo de Chozas de la Sierra, es una zona de rocas metamórficas, hundida respecto a los dos grandes macizos que la encuadran por el Norte y por el Sur: será llamada macizo de Los Hormigales, su cota máxima. La mitad oriental desde Guadalix hacia el E., aún más hundida que la anterior, forma una cubeta tectónica alargada en el mismo sentido, rellenada por una serie relativamente potente de sedimentos cretácicos y paleógenos.

Esta última fosa puede ser considerada en conjunto como un braquisinclinal, cuyo eje muy cercano a su flanco Norte alcanza su máxima profundidad entre Redueña y La Cabeza de Chozas; al W. de este último punto, la cubeta cierra periclinalmente en torno a Guadalix, mientras que hacia el NE. se estrecha violentamente en el agudo sinclinal del arroyo de San Vicente, antes de llegar al vértice de Dehesa Vieja, en la Hoja de Buitrago.

El cierre de la Cubeta, por el O., no es tan perfecto, pues entre Torrelaguna y Redueña la fosa se suelda con la depresión de Torrelaguna. El estrecho entre El Cotorro y La Atalaya de Torrelaguna podría ser considerado como el costillar de separación entre ambas depresiones.

En el flanco S. de la cubeta, asoman con continuidad los sedimentos del cretácico inferior, apoyados en posición normal sobre el borde N. del macizo de San Pedro; sobre el gneis se apoyan en posición normal las arenas albenses o directamente las calizas superiores en los tramos donde la flexión degeneró en fractura, con inclinaciones variables, raramente superiores a los 45°.

A las calizas cretácicas sigue el primer nivel margoso, localmente yesífero del paleógeno, y tras las margas vinosas el nivel de conglomerados poligénicos y margas arenosas ya descritos en el capítulo de estratigrafía, ambos inclinados y concordantes con el cretácico; esta sucesión y la posición de los materiales puede estudiarse perfectamente a lo largo de la carretera Madrid-Burgos, al N. del túnel del Venturada.

También se ve claramente el desarrollo tranquilo de este flanco S. de la Cubeta al E. de Guadalix, aunque aquí los aluviones del río hayan ocultado, por ser fácilmente erosionable, la mayor parte del nivel inferior del Paleógeno.

La disposición de la serie en el flanco Norte de la cubeta es diferente; aquí el cretácico choca con los materiales del macizo de La Cabrera, no según una flexión o falla suave, sino según un frente de falla violento, muchas veces inclinado hacia el Norte. El

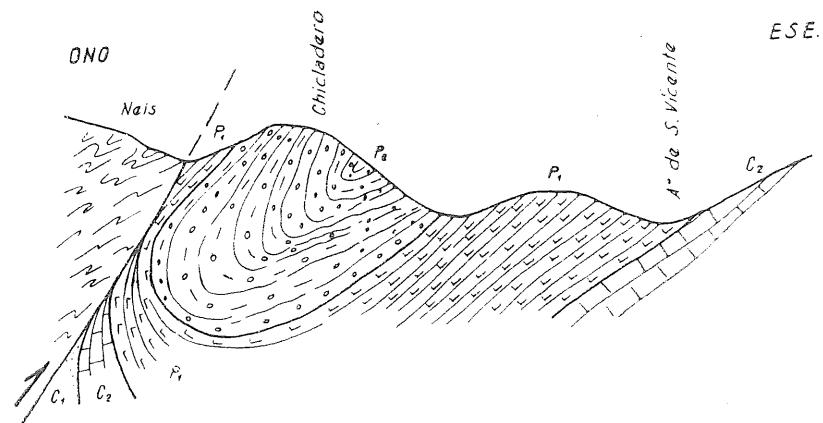


Fig. 7.—Corte esquemático del cabalgamiento del flanco N. del cerro Chichladero, entre Cabanillas y Torrelaguna.

paquete sedimentario adopta posiciones cercanas a la vertical, o incluso invertidas, y queda considerablemente adelgazado a consecuencia del intenso estiramiento.

En la zona más septentrional de la fractura, a lo largo del flanco de Chichladero y más al N. ya en la Hoja de Buitrago, la falla hace desaparecer por cabalgamiento todos los niveles del cretácico y todo o la mayor parte del nivel margoso inferior del paleógeno (Fig. 7).

Inmediatamente, al E. de Cabanillas de la Sierra (Fig. 8) una bifurcación de la falla aisla una escama de cretácico que queda en posición invertida inclinado unos 45° hacia el N.; el paleógeno margoso y conglomerático, que aunque tiene fuertes buzamientos hacia el S. adopta la posición normal. Entre Cabanillas y el arroyo de Gargüera una serie de fallas de componente horizontal muy considerable

hace retrasar hacia el S. el borde N. de la Cubeta, el cual sólo vuelve a encontrarse desde las inmediaciones de aquel arroyo hasta el río Guadaluix, cerca del pueblo del mismo nombre.

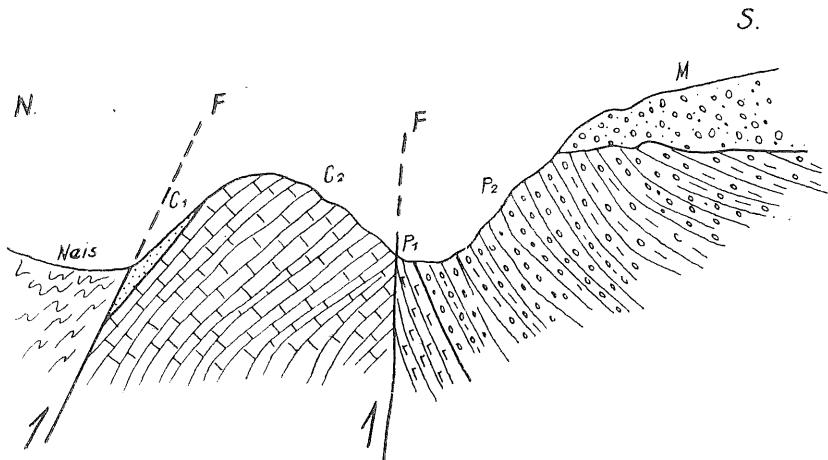


Fig. 8.—Corte esquemático del borde N. de la Cubeta de Guadaluix-Redueña, a lo largo del arroyo del Sacedón, junto a Cabanillas de la Sierra.

En aquella zona no es visible ni el Cretácico ni el Paleógeno, pues los sedimentos del Terciario superior, transgresivos sobre todo el conjunto, avanzan hasta las zonas graníticas y gneíscicas, ocultando todo el Terciario inferior y el Cretácico.

En la zona situada entre el arroyo de Gargüera y el río Guadaluix (Fig. 9), es donde está mejor desarrollado el borde N. de la

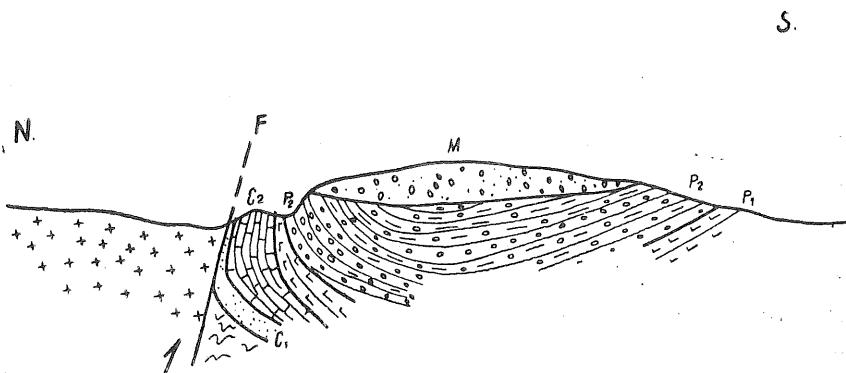


Fig. 9.—Corte esquemático del flanco septentrional de la Cubeta de Guadaluix a lo largo del arroyo Gargüera.

Cubeta. La serie Cretácico inferior, Cretáceo superior, Paleógeno margoso-Paleógeno detrítico aparece en sucesión normal a medida que se acerca hacia el S., aunque muy adelgazada a consecuencia del arrastre provocado por la falla; algunos tramos como el del Cretácico inferior o el paleógeno margoso, por ser más plásticos han quedado reducidos en algunos puntos a una simple película de pocos metros de espesor no representable en el plano. Los niveles superiores de la serie en muchos puntos no asoman en superficie por

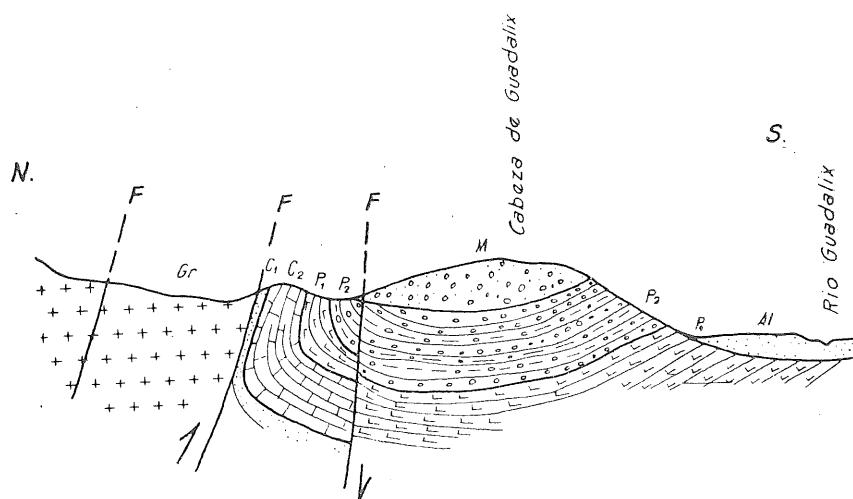


Fig. 10.—Corte esquemático del flanco septentrional de la Cubeta de Guadaluix a la altura del cerro de la Cabeza.

haber sido ocultados o por el terciario superior del centro de la Cubeta o por los aluviones cuaternarios depositados del valle de Guadaluix (Fig. 10).

En conjunto la serie tiene inclinaciones muy elevadas hacia el Norte, es decir, se sitúa en posición invertida, pero sobre pasada una pequeña falla transversal al borde de la fosa adopta la posición normal con buzamientos de componente Sur. Al tiempo la dirección de las capas experimenta una desviación hacia el SO. antes de establecer el enlace con el flanco occidental de la Cubeta de Guadaluix, orientado en la dirección general NNO. En el vértice de esta inflexión el río Guadaluix ha abierto un portillo por el que pasa de las zonas graníticas y gneíscicas del Norte de la Hoja al centro de la

Cubeta tectónica de Guadalix-Redueña; sus aluviones, aunque poco desarrollados en la entrada, impiden ver una falla según la bisectriz de la inflexión que hay que imaginar para explicar los desplazamientos ligeros del cretácico a uno y otro lados del río.

La falla fundamental, que venía marcando el borde N. de la Cubeta prosigue su dirección general, según OSO., hacia la zona de Chozas, separando el macizo gneúsico de los Hormigales del macizo granítico de Navalafuente.

La Cubeta de Guadalix queda así cerrada hacia el O. por el cretácico, apoyado en posición normal sobre el borde oriental del macizo de los Hormigales. Este Cretácico, a su vez, se une con el que forma el flanco S. de la Cubeta tras salvar otra pequeña fractura radial que coincide con el paso de la carretera de Guadalix hacia Colmenar Viejo.

En el amplio circo deprimido, encuadrado por los flancos cretácicos en torno a Guadalix, se ha depositado un espeso manto de aluviones que oculta todo paleógeno; el manto prosigue a lo largo del río hasta que éste abandona la cubeta y penetra en el macizo de San Pedro, pero aquí aprovechando el nivel margoso inferior del paleógeno fácilmente erosionable.

En el eje de la Cubeta, desplazado hacia el N. a consecuencia de la asimetría marcada de esta estructura, sobre el paleógeno, se depositaron potentes mantos de derrubios groseros formados durante el terciario superior. En cualquier itinerario transversal al flanco Sur, se puede observar que existe una gradación tanto en la composición litológica como en las inclinaciones entre el paleógeno superior de conglomerados y arenas y este terciario superior. En cambio, por el flanco N. la discordancia y carácter transgresivo de estos sedimentos groseros del Terciario Superior sobre el resto de los materiales anteriores a ellos es evidente.

Esta disposición podría explicarse admitiendo que la falla septentrional de la cubeta dejó de actuar al final del terciario inferior, mientras que la falla S. de la misma siguió funcionando durante gran parte del Terciario Superior con elevación relativa del macizo de San Pedro.

EL MACIZO DE LOS HORMIGALES

El pequeño bloque de Los Hormigales forma un lentejón de rocas metamórficas encajado entre el macizo de San Pedro y las unidades estructurales, situadas al N. de la falla de Guadalix. En su extremo occidental está en grandes extensiones recubierto por los aluviones cuaternarios que alcanzan considerable desarrollo entre Chozas y el embalse de Santillana, pero los afloramientos dispersos del cretácico, situados al O. de la carretera de Colmenar-Miraflores, que venían marcando ininterrumpidamente su límite meridional desde el E., hacen suponer que la falla meridional prosigue con análoga dirección, aunque algo más al N. que en el último tramo visible al E. de la misma carretera. Al llegar al frente granítico de La Pedriza de Manzanares, a la altura de Prado Herrero, se fusiona con la falla que limita, por su flanco SE., al macizo granítico de La Pedriza, la cual, con dirección general SO.-NE., sería la continuación lógica del sistema de fracturas visibles sobre el terreno que separan el granito de Navalafuente del gneis de Los Hormigales.

Los pequeños afloramientos de gneis, situados al NO. de Chozas, hacen también sospechar que la prolongación de este accidente tectónico, no debe quedar muy lejos del frente granítico con el manto aluvial.

Ambas fracturas, entre las que se acuña el macizo de Los Hormigales, forman después de fusionadas, un accidente tectónico de considerable importancia que con dirección general NEE.-SWW. penetra en la Hoja de Cercedilla, marcando el límite meridional del gran macizo granítico de La Pedriza. En nuestra hoja es visible a lo largo de la carretera a Manzanares entre los Kms. 5-6, donde los granitos, muy triturados y alterados a consecuencia de la cataclasis, chocan bruscamente con la plataforma deprimida que ha servido de vaso al embalse de Santillana.

El borde N. del macizo queda señalado por la fractura antes mencionada, que puede reconocerse bien en el terreno, tanto por la intensa cataclasis de las rocas situadas a uno y otro lado de ella, como por el carácter del contacto granítico.

El borde S. está jalónado por la orla cretácica y paleógena apoyada en posición normal sobre el gneis del macizo; siempre existe

el nivel inferior del cretácico, aunque a veces esté recubierto por los productos resultantes de su fácil desagregación y tras él los niveles calcáreos superiores o incluso en algunas zonas las margas inferiores del paleógeno, en su mayor parte cabalgadas por la falla septentrional del macizo de San Pedro.

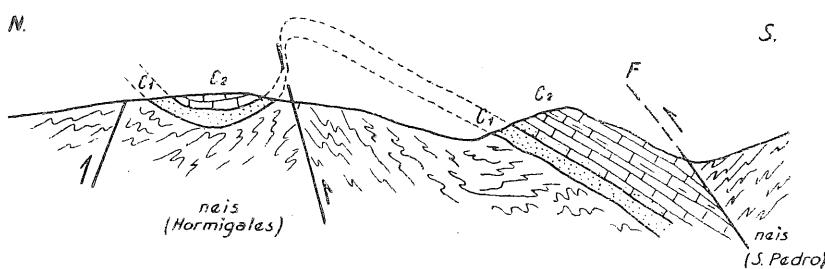


Fig. 11.—Corte esquemático del Cretácico según la explicación del F. C. Madrid-Burgos, al E. de Chozas.

Al N. de esta alineación principal se ha preservado, cerca de Chozas y al E. de la carretera a Colmenar, el eje de un pequeño sinclinal cretácico asimétrico apoyado sobre el gneis del macizo (Fig. 11).

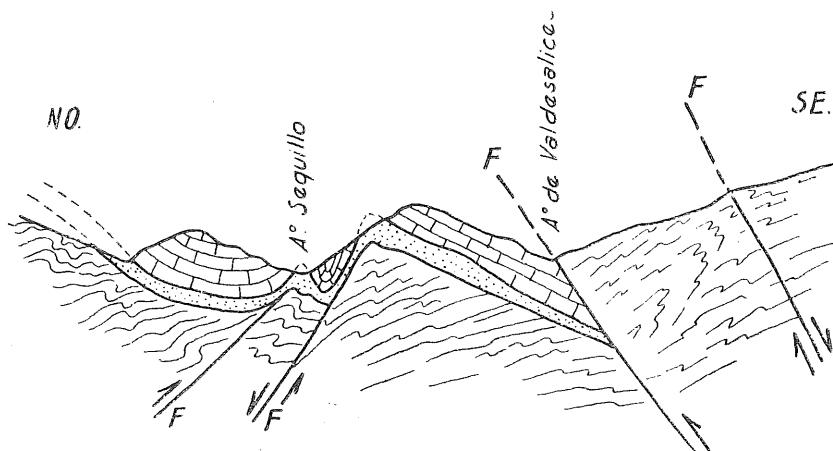


Fig. 12.—Corte esquemático del Cretácico SE. de Guadalix.

La alineación cretácica ha experimentado también desplazamientos horizontales considerables a consecuencia de fallas con compo-

nente horizontal perceptible, orientadas según direcciones comprendidas entre el N. y el NE. La más notable es la situada en el pequeño cerro de la Cabeza de Chozas, que desplaza hacia el N. el límite de gneis; otra análoga debe existir en la misma carretera de Colmenar a Miraflores, no visible a causa del recubrimiento cuaternario.

El Cretácico del borde oriental del macizo de Los Hormigales presenta una estructura relativamente complicada; en el vértice divisorio entre los macizos de San Pedro y Hormigales con la Cubeta de Guadalix, a la altura del Km. 16 de la carretera de Colmenar a Guadalix, se han agolpado las capas cretácicas, a consecuencia de los desplazamientos relativos de los distintos bloques, formando dos pequeños braquianticlinales orientados, según la dirección NE-S, en cuyas cumbres asoma el cretácico inferior (Fig. 12). Entre ambos se dibuja un pequeño sinclinal bastante agudo y quizás fallado; entre el más occidental y el borde general del cretácico inferior aparece otro sinclinal más suave. Todo este conjunto se enlaza sin grandes distorsiones con las tres ramas cretácicas ya descritas anteriormente.

LA DEPRESIÓN DE TORRELAGUNA

La Cubeta Guadalix-Redueña se enlaza por el E. con la depresión abierta de Torrelaguna, de la cual sólo una pequeña parte queda dentro de nuestro plano (E-1,2). Esta depresión está encuadrada hacia el N. por el monoclinal cretácico, situado al NO. de esta localidad que se prolonga ininterrumpidamente hacia el E. dentro de la Hoja de Buitrago (núm. 484) y la contigua de Valdepeñas de la Sierra (núm. 485), formando en estas zonas el borde más meridional de la Sierra de Guadarrama. Este monoclinal, al llegar a la altura del cerro de la Atalaya, experimenta una aguda flexión (véase Hoja de Buitrago) a consecuencia de la cual se forma un agudo pliegue anticlinal sumergido hacia el SO., cuyo flanco S. queda en parte representado en el borde N. de la Hoja (E-1).

Sobre el cretácico se apoya en concordancia un paleógeno margoso-calcáreo con frecuentes niveles yesíferos que alcanza en toda esta zona considerable potencia.

Aunque no es fácil estudiar con detalle en muchas zonas la disposición de las capas paleógenas por estar en gran parte recubiertas

por derrubios o tierras de labor, se puede observar que las capas, que al E. de Torrelaguna estaban orientadas, según NEE.-SOO., experimentan una inflexión bastante rápida hasta adquirir la orientación NNE.-SSO. en las zonas al S. de Torrelaguna. Después de cruzar la carretera a Guadalajara, el arroyo de San Vicente (E-2), las capas experimentan de nuevo una segunda flexión hasta copiarse en concordancia al flanco cretácico oriental del cerro de San Pedro en las zonas al E. y N. de El Vellón.

EL MACIZO GRANÍTICO DE NAVALAFUENTE

Esta unidad en realidad forma parte del macizo granítico de La Cabrera, situado casi en su totalidad en la Hoja de Buitrago de Lozoya y del que está separado por una banda de gneis glandulares y migmatíticos de unos dos km. de anchura media. El mismo macizo de La Cabrera asoma en el borde N. de la Hoja de Torrelaguna a favor de los profundos valles tallados por el río de Bustarviejo y por el arroyo Gargüera; en este último, junto la banda de gneis, que separa a los dos granitos, solamente tiene unos 600 m. de anchura.

Esta estrechez de la banda metamórfica y la forma de los contactos, con escotaduras importantes en los cauces fluviales, indican que la potencia de los gneis es relativamente reducida y que ambos macizos estén soldados por debajo de ella. En cualquier caso no hemos encontrado sobre el terreno ninguna unión directa entre ambos macizos, como suele ser representada en los planos hasta ahora publicados de esta región.

El contacto S. del macizo de Navalafuente es, como ya hemos indicado, de carácter tectónico, estableciéndose una brusca separación entre los granitos y los gneis del macizo de Los Hormigales. En cambio, en parte del límite N., entre ambas rocas, se establece una banda de transición difusa de espesor variable, en general no muy superior a los 100 m.

En esta banda, partiendo del gneis migmatítico glandular, van apareciendo a medida que nos acercamos al granito, zonas difusas en las que se pierden progresivamente los caracteres gneísimos que podrían ser consideradas, aisladamente, como de rocas granítico-

aplíticas; por crecimiento de éstas se pasa a una zona de granito de grano medio o fino de dos micas, con frecuencia turmalinífero, en el que quedan aislados enclaves aún estructurados de la roca gneísmica, con bordes difusos; por desaparición gradual de estos restos orientados se pasa por último al granito estructuralmente isotropo que forma el macizo de Navalafuente. Toda esta banda de transición es visible desde el S. de Miraflores, hasta cerca de Navalafuente, paralelamente a la trinchera del ferrocarril Madrid-Burgos, y es en todo análoga a la facies de contacto descrita en el borde de granito de La Cabrera (Hoja de Buitrago); también aparece en muchos puntos de los dos entrantes de este granito en el borde N. de esta Hoja.

Desde cerca de Navalafuente hacia el E. del contacto granitogneis, vuelve a ser de carácter tectónico, con un plano bien definido de separación e intensa cataclasis en las dos formaciones límitrofes; puede verse esta fractura aguas arriba del arroyo de Gargüera, a pocos metros al N. de la iglesia de Navalafuente, y en el kilómetro 3 de la carretera nueva de Cabanillas a Bustarviejo. También en este tramo aparecen pequeñas cizallas orientadas en posición submeridiana, que escalonan hacia el S. el contacto general, como la del arroyo de Albalá, o las más importantes del O. de Cabanillas, que limitan el borde oriental del granito.

En su borde occidental el granito de Navalafuente también queda limitado por una serie de fracturas y queda acuñado entre el gneis de Los Hormigales y el de la carretera de Chozas a Miraflores.

Dentro del macizo las direcciones de fracturación más importantes están orientadas en dirección ENE.-OSO., más o menos paralelas a la falla meridional, y en una dirección normal a ella desviada pocos grados a uno y otro lado de la dirección N.

LA ZONA DE LA NAJARRA Y PEDRIZA DE MANZANARES

La zona noroccidental del plano está ocupada por las rocas gneísmicas del pico de la Najarra y las graníticas del extremo oriental de la Pedriza de Manzanares, en la zona de mayor elevación.

Estos dos conjuntos forman parte de otros de mayor importancia ampliamente desarrollados en la Hoja colateral de Cercedilla, donde serán estudiados con más detalle.

El contacto granito gneis en muchos puntos es de carácter tectónico, como en el borde NE. del granito, pero en amplias zonas del límite por el N. y por el E. se establece una transición gradual entre una y otra roca que obliga a suponer que ambos forman parte de un mismo bloque.

El límite oriental del conjunto es, como ya hemos indicado, una fractura NE.-SO. en parte oculta por los derrubios aluviales que se enlaza con la falla meridional del macizo de Navalafuente.

En el granito es perceptible una intensa fracturación y diaclasisado según las direcciones N.-30-W. aprovechada por los arroyos que descienden de la Najarra, y otra según direcciones que oscilan entre N.-70°-E. y la E.-W.; según esta última se han formado profusamente rocas filonianas, ácidas o básicas.

LA ZONA GRANÍTICA DEL NO. DE COLMENAR

Los granitos del ángulo SO. de la Hoja, que forman parte de un macizo mayor, que se extiende en las Hojas adyacentes de Cercedilla, El Escorial y Colmenar Viejo, está separado de las rocas metamórficas del cerro de San Pedro, por una serie de fracturas con dirección O.-NO.-ESE. y E.-W., escalonadas por otras transversales cercanas a la dirección N.

La parte de este amplio macizo, situada dentro de esta Hoja, está intensamente fracturada según tres direcciones de fractura paralelas a las que marcan el contacto; las cercanas a la dirección E.-W. buzan hacia el sur de 75° a 90° están con frecuencia rellenadas por pórfitos adamellíticos o lamprósidos, mientras que en las de orientación ONO.-ESE., se han formado con frecuencia crestones de cuarzo o de rocas aplíticas y pegmatíticas. En el plano se han representado solamente los diques más importantes.

PETROGRAFIA

GRANITOS

Cuatro son las áreas graníticas del territorio de la Hoja: la situada al N. de Colmenar, la de La Pedriza de Manzanares y SO. de Miraflores de la Sierra, la de Navalafuente y dos pequeñas porciones del macizo granítico de La Cabrera, que asoman en el borde N. del plano.

El granito de Colmenar se extiende del km. 4 de la carretera Colmenar-San Agustín al embalse de Santillana, desapareciendo su contacto con el gneis glandular en el referido embalse, en las proximidades del punto de corte, con el mismo, de la antigua carretera a Manzanares el Real. El contacto granito-gneis del mismo plutón corta a la carretera a Guadalix poco después del km. 2, y a la carretera a Manzanares, entre los kms. 2 y 3.

El área granítica de La Pedriza de Manzanares abarca realmente una pequeña porción superficial de esa Pedriza y corre casi paralelamente a la carretera de Manzanares a Chozas de la Sierra, estableciendo contacto con el aluvial de Chozas, excepto a lo largo del arroyo del Mediano, donde el aluvial penetra profundamente hacia el N., para un poco más al S. del km. 6 de la carretera de Miraflores a Colmenar cambiar la dirección del contacto, que desde este punto hasta un poco más al N. de la casa forestal del coto de monte Aguirre tiene orientación general N.-NO., para desde el último de los lugares señalados tomar dirección O.-SO. y desaparecer por el borde occidental de la Hoja.

El límite meridional del granito de Navalafuente sigue una fractura de dirección general NE.-E. que pone en contacto el granito con la formación metamórfica al O. de Guadalix, y con el Cretácico o Paleógeno al E. de esa misma localidad. Por el N. el con-

tacto queda próximo a la explanación del ferrocarril Madrid-Burgos, desde la estación de Miraflores hasta algo más al E. de Navalafuente. El límite occidental está señalado también por otra fractura de dirección aproximada N.-S., paralela a la carretera de Colmenar a Miraflores, entre los kms. 2 y 5; por el E. el contacto, también tectónico, se establece con el gneis a la altura de Cabanillas, mediante una serie de escalones representados en el plano, que quedan en parte cubiertos por el Terciario superior detrítico de la cubeta de Guadalix-Redueña.

A favor de los arroyos del valle de Bustarviejo, en el término de Miraflores, y del de Gargüera, en término de Navalafuente, asoma parte del límite meridional del macizo de La Cabrera, ya descrito en la explicación de la Hoja 484 (Buitrago de Lozoya).

En la tabla adjunta incluimos los análisis modales de diversas muestras de estas áreas, con indicación del lugar en que fueron tomadas y de su clasificación, según Johannsen.

Minerales	T 20 Leucomallita contacto granito cre- tácico al N. de Guad- alix		T 12 Granodiorita Peña del Madroño (Miraflores)		T 21 Granodiorita comienzo del Arroyo del Endrinal (Miraflores)	
	%	%	%	%	%	%
Plagiocasa.....	39,93	46,90			39,32	
Ortosa.....	36,11	15,19			9,71	
Cuarzo.....	22,60	32,66			44,42	
Biotita.....	2,64	5,90			6,16	
Muscovita.....						
Apatito.....						0,39
Clorita.....						

Minerales	T 27 Granito al N. de la Peña del Ma- droño		T 57 Leucomallita Pedriza de Manzanares		M 46 Granodiorita trinchera del ferroca- rril Madrid - Burgos (Colmenar)	
	%	%	%	%	%	%
Plagiocasa.....	18,39	34,39			41,4	
Ortosa.....	38,94	40,05			16,9	
Cuarzo.....	32,86	25,24			34,4	
Biotita.....	4,73	0,71			6,78	
Muscovita.....	2,62					
Apatito.....						
Clorita.....	1,87				0,52	

Minerales	M 41 Granodiorita Camino Vado de las Carretas (Col- menar)		T 62 Granodiorita Corral de las Cer- cas de la Paloma (Colmenar)	
	%	%	%	%
Plagiocasa.....	26,1		58,85	
Ortosa.....	18,6		11,11	
Cuarzo.....	46,8		19,50	
Biotita.....	8,5		10,14	
Muscovita.....				
Apatito.....			0,37	

La roca T 27, con un contenido de feldespato potásico superior al 60 % del feldespato total, es granito calci-alcalino en la clasificación de Nockolds, la T 20 y T 57, con proporciones de ortosa, comprendidas entre el 40 % y el 60 % del feldespato total, adamellitas

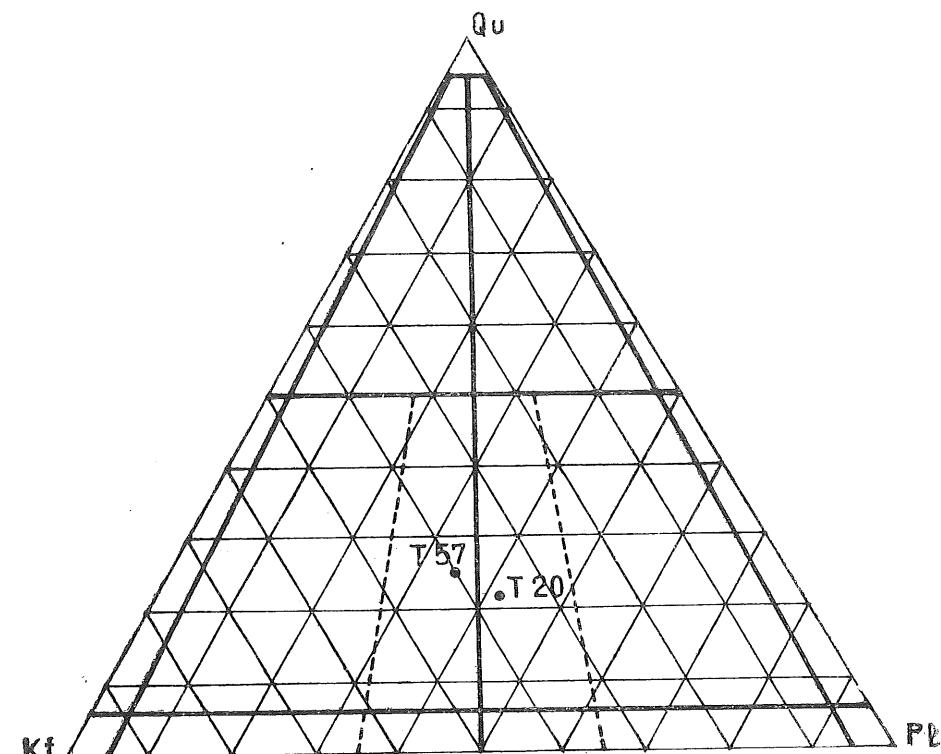


Fig. 13.

y las T 12, T 21, T 62, M 41 y M 46, con contenido de ortosa inferior al 40 %, granodioritas.

Los puntos representativos de esas rocas se encuentran en los triángulos de 2.º orden, de las clases 1 y 2 de la clasificación Johannsen, según que su proporción de ferromagnesianos sea inferior o superior al 5 % del volumen total de la roca, proyectándose en los espacios correspondientes a las familias 6" (T 57), 7" (T 20) del primer triángulo (fig. 13) y 3 (M 41), 6 (T 27) y 7 (T 12, T 21, T 62 y M 6) del 2.º triángulo, respectivamente (fig. 14).

Las denominaciones se corresponden estrechamente con las de la clasificación de Nockolds, pero Johannsen antepone el prefijo leuco para rocas cuya proporción de ferromagnesianos es inferior al 5 % (rocas del primer triángulo).

Podemos decir que las rocas de los plutones graníticos del territorio de la Hoja son granitos, adamellitas y granodioritas; un estudio detallado de esos plutones y la toma y análisis de muestras en cortes sistemáticos quizás podría establecer diversas facies, pero es estudio que se sale fuera de los límites de la confección de la Hoja.

Un estudio de las plagioclasas de casi todas las rocas analizadas demuestra que casi siempre presentan estructura zonada y maclas múltiples, siendo las de la ley de la albita las más frecuentes. Esto no quiere decir que no haya individuos maclados por varias leyes. El zonado es regular, con núcleo básico y periferia ácida, u oscilatorio, con alternancia de bandas básicas y ácidas. No hemos visto casos de zonado inverso. A continuación exponemos la variación de composición de los plagioclasas en las rocas estudiadas:

T 12	An ₂₇ Ab ₇₃	An ₁₂ Ab ₈₈	(oligoclasa)
T 20	An ₄₀ Ab ₆₀	An ₂₈ Ab ₇₂	(andesina-oligoclasa)
T 21	An ₃₀ Ab ₇₀	An ₂₀ Ab ₈₀	(oligoclasa)
T 27	An ₂₃ Ab ₇₇	An ₂₀ Ab ₈₁	(oligoclasa)
T 46	An ₃₀ Ab ₇₀	An ₂₀ Ab ₈₀	(oligoclasa)
T 57	An ₂₀ Ab ₈₀	An ₈ Ab ₉₂	(oligoclasa-albita)

Respecto a la edad de estos granitos, repetimos lo dicho en la Memoria explicativa de la Hoja de Buitrago. Las aureolas meta-

mórficas adyacentes a estos plutones graníticos están formadas por materiales del paleozóico inferior, extensamente transformados por metamorfismo regional. El Cretácico está plegado por orogenia posterior (alpina), a la que determinó el origen de estos granitos que deben ser hercinianos.

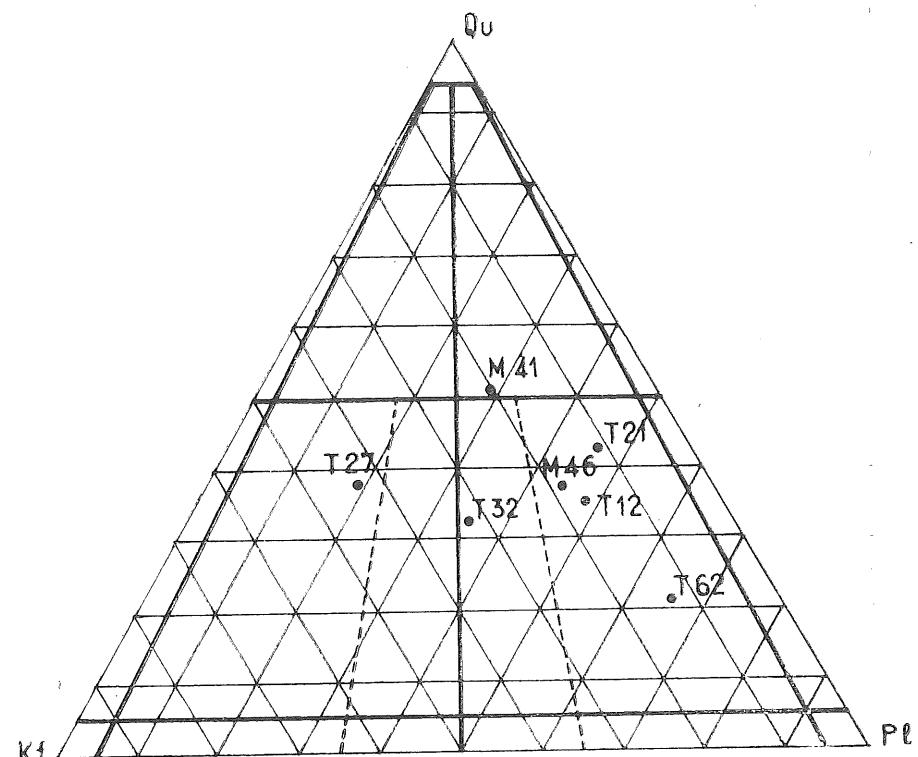


Fig. 14.

La enorme erosión acaecida desde entonces, ha desmantelado el enorme espesor de sedimentos superiores y ha dejado al descubierto los granitos y a rocas análogas y las aureolas metamórficas que los circundan. Esto ha determinado la desaparición de los materiales posteriores (carbonífero, pérmico, etc.), así como de las probables emisiones volcánicas que en la misma orogenia pudieron formarse, no quedando, en la actualidad, más que algunos diques que cortan el granito y a las aureolas metamórficas adyacentes. La es-

tructura adquirida por la cordillera tras el plegamiento favoreció la erosión posterior.

Los gneises circundantes pertenecen a las zonas más profundas de metamorfismo regional, y esto indica que el emplazamiento del granito y el proceso de granitización de los sedimentos vecinos se verificó en condiciones de gran presión hidrostática. Esto también determinó la extensa migmatización del gneis.

La estructura creada por el plegamiento hercíniano actuó ante las acciones de la orogenia alpina como un bloque rígido, fracturándose. Generalmente no se observa una superposición de pliegues alpinos sobre los hercínianos, pero esas dislocaciones han modificado, en algunos casos, las directrices hercínianas, imponiéndolos una orientación sensiblemente E.-O., que está reñida con la dirección de los pliegues hercínianos, de dirección N. a NO.

Área Granítica de Colmenar.

Establece contacto a lo largo de su recorrido, desde el km. 4 de la carretera Colmenar-San Agustín al embalse de Manzanares, con un gneis migmatítico y generalmente glandular, muy ondulado y de orientación variable, y con rocas de silicatos cárnicos en el cerro Eugenio, que está entre las carreteras de Colmenar a Guadalix y Manzanares, y en algunos afloramientos de reducidas dimensiones, situados al O. del expresado cerro.

Los primeros tramos del contacto, en las proximidades de la carretera Colmenar-San Agustín, tienen dirección general N.-S. o pocos grados al E. del N., pero a partir de la cañada del Hueso el contacto toma la dirección general O.-ONO., que no abandona hasta después de cruzar la carretera de Colmenar a Miraflores, exceptuando la curvatura formada por el cerro Eugenio, donde el granito se halla en inmediato contacto con rocas de silicatos cárnicos. A partir del camino del Vado de las Carretas, el contacto toma la dirección N.-NNE. para llegar, de nuevo, hasta la misma carretera a Miraflores, y de aquí tomar dirección general NO., con algunos tramos de la orientación antes mencionada. Caracteriza a este contacto, que es claramente discordante, la rectitud de sus tramos, entre los que dominan los de orientación O.-ONO., que siguen una dirección de fractura, también continuada por diques de pórfidos al N. del referido contacto. Aparte de estos diques, el gneis y el gra-

nito de la zona de contacto están atravesados por numerosas vetillas aplíticas, que a menudo siguen la dirección de fractura y suelen estar cizalladas, como el gneis y el granito de la caja. Los diques y las vetas son sensiblemente verticales, y esto hace suponer que el plano de fractura también lo sea. La mayor concentración de diques se encuentra en la zona comprendida entre la cañada de Torrelaguna, al E. de la carretera de Colmenar a Guadalix, y la carretera de Colmenar a Miraflores. Al N. de la cañada de la Dehesa se atraviesa un importante dique de pórfido adamellítico en la carretera a Guadalix, dique que se prolonga hacia el E. hasta pasado el arroyo de la Mata y hacia el O. hasta pasada la carretera a Miraflores, y junto al km. 4 de la carretera a Guadalix se vuelve a cortar otro dique porfídico, que también atraviesa a la carretera a Miraflores. Es frecuente que en los diques se vean enclaves del gneis de la caja, en las paredes de las canteras en explotación. A veces tienen la misma orientación del gneis de la caja y en otros casos aparecen girados; a menudo tienen varios metros de longitud.

Esas direcciones de fractura O.-ONO. también aparecen en el granito, y la seguida por el arroyo de Valdehurraca, al O. del río Manzanares, está alineada con uno de los tramos del contacto granito-gneis de esa orientación. Que es una superficie de fractura lo demuestra el contacto brusco que al atravesarla se establece entre el granito porfídico de textura gruesa de Cabezas Illescas, al N. del mencionado arroyo, y un granito con textura fina, cuyos afloramientos se encuentran al S. del expresado plano de fractura. Como es general en zonas de fractura, los afloramientos graníticos son escasos, pero, por el contrario, son frecuentes los crestones de diques de pórfidos y de vetas aplíticas y cuarzosas, que siguen la orientación general de fractura u otras direcciones de cizallamiento, entre las cuales la de dirección 30° al O. del N. es frecuente. Todos estos diques y vetas se cortan en los caminos del Vado y de la Fuente de las Liebres.

El transporte tectónico de esta zona de fractura del N. de Colmenar ha debido de ser muy intenso, a juzgar por la presencia de pequeños afloramientos de micacitas milonitzadas, no sólo paralelamente al contacto granito-gneis, cañadas de las Cabezas y de la Dehesa, sino en el granito, a distancia considerable del contacto, en el camino de la Dehesa. Las micacitas están fracturadas, giradas, pues en las reducidas extensiones de los afloramientos presentan to-

das las orientaciones posibles, cruzadas por vetas aplíticas, sin el menor indicio de haber sufrido metamorfismo de contacto. La presencia, en el mismo afloramiento, de micacitas con granitos o gneises glandulares, rocas de niveles metamórficos tan diferentes, supone la existencia de una gran actividad tectónica.

Las rocas de esta área granítica muestran una estructura granitoidea ligeramente o marcadamente porfídica, siendo general que la matriz domine sobre los fenocristales que, en algunos casos, zona occidental, ocupan más del 50 % del volumen de la roca. Un granito aplítico de grano fino ocupa extensiones reducidas; a esta facies pertenece el granito situado al S. del Arroyo de Valdehurraca. El granito porfídico es biotítico, pero el fino es un granito de dos micas, pues contiene muscovita además de biotita. Los afloramientos del primer granito, que es fácilmente deleznable y origina por meteorización arenas silíceas bajas, son de color gris claro y los del segundo, más resistentes que los del primero, tienen tonalidades grises o pardas más acusadas.

El gneis del contacto es un gneis migmatítico y generalmente glandular, de orientación discordante con la del contacto. Es frecuente que esté atravesado por vetillas aplíticas que tienen un borde neto con el gneis que cruzan, al que no metasomatizan lo más mínimo. Los mejores sitios para el estudio del gneis y del granito lo constituyen las trincheras del ferrocarril Madrid-Burgos. Allí pueden observarse las vetas que los cortan, así como sus principales diaclasas y micro fallas, y hemos de señalar que a lo largo de un plano muy neto, orientado de 70° a 85° al O. del N. y vertical o buzando al S. un ángulo superior a 70°, las vetillas aplíticas aparecen desplazadas. Esta dirección de fractura se corresponde con la seguida por los diques.

También aparece milonitizado el granito de la presa del embalse de Santillana. Dos direcciones de fractura, orientadas 80° al O. del N., con buzamiento hacia el S. de 70° y 30° al E. del N., con buzamiento de 70° al SE., aparecen bien netas.

Las tres rocas de esta área, cuyo análisis modal hemos efectuado (M 41), (M 46) y (T 62), que han sido tomadas en los lugares señalados en la tabla que acompañamos, se proyectan en las áreas de las familias 223 P (granodiorita cuarcífera) la primera, y 227 P (granodiorita) las dos últimas, de la clasificación de Johannsen y en la

de Nockolds, menos completa, reciben la denominación de granodioritas.

Tienen textura hipidiomórfica granular y sus principales componentes son cuarzo, plagioclasa, ortosa y biotita, todos ellos reconocibles de visu. Como siempre sucede, biotita y plagioclasa son idiomorfos o hipidiomórficos y cuarzo y ortosa xenomorfos. Los fenocristales, en las facies porfídicas, son de ortosa y plagioclasa, indistintamente.

Es de destacar la estructura pertítica de la ortosa, con frecuencia maclada por la ley de Carsbad, la estructura zonada de la plagioclasa, siempre maclada, y la carencia de muscovita.

La biotita pertenece a una variedad parda, intensamente pleocroica, con frecuentes inclusiones de apatito y circón, las últimas con halo pleocroico. Su cloritización es débil, muy inferior a la de las rocas de diques.

La plagioclasa, que muestra una bella tonalidad, presenta maclas de una o dos series y está parcialmente sericitizada, siendo más intensa la alteración del núcleo que la de la periferia, como corresponde al carácter zonado del mineral.

El cuarzo es onduloso y cataclástico, y cuando ha sido reducido a pequeños fragmentos, que han sufrido posterior recristalización, aparece en agregados granoblásticos.

Todas estas rocas muestran cataclasis intensas que modifican su primitiva textura hipidiomórfica. Aparte del cuarzo, del que ya hemos hablado, la mica suele presentar sus secciones retorcidas y rotas, la plagioclasa está quebrada y reducida, en muchos casos, a pequeños fragmentos y algo análogo le sucede a la ortosa que, en ocasiones, muestra el típico mortero, debido a cataclasis periféricas.

Área granítica de la Pedriza de Manzanares.

Esta área granítica de la parte occidental de la Hoja establece contacto al Sur con el aluvial de Chozas y Manzanares; un aluvial de prados y abundante arbolado de fresnos y robles, con pocos cantos rodados, exceptuando el entrante aluvial del arroyo del Mediano, de características diferentes. En la finca de Prado Herrero, al Norte de la carretera de Manzanares a Chozas, dos pequeños manchones del Cretácico superior aparecen en este aluvial, en cuyos prados pastan varias ganaderías bravas.

Se pasa de este aluvial de prados a los afloramientos graníticos de la Pedriza de Manzanares a través de un aluvial que ha cubierto parcialmente al granito que forma pequeños isleos en el aluvial. A medida que se camina hacia el Norte, los isleos van aumentando en número y dimensión, y sería equitativo señalar el contacto y marcar como granito áreas donde las rocas plutónicas forman más del 50 por 100 de la superficie.

Al Norte de Chozas de la Sierra, en la línea de separación de los términos municipales de Chozas y Miraflores, desaparece el aluvial y el granito establece contacto con un gneis migmatítico y casi siempre glandular en el resto del límite. La línea de contacto tiene dirección Noroeste, de la carretera de Colmenar a Miraflores al coto forestal de monte Aguirre, y desde aquí sentido Este-Oeste.

El gneis suele estar muy ondulado y presentar una orientación variable, aunque en el primero de los tramos señalados tiene un rumbo general Noroeste, sensiblemente paralelo al contacto, y siguiendo el camino de la casa del coto de monte Aguirre, en dirección normal al contacto, el tránsito del gneis glandular al granito porfídico es gradual y se hace por medio de un gneis que al acidificarse va perdiendo su foliación, que en ciertos sitios aparece muy atenuada, y va adquiriendo mayor número de fenocristales de feldespato, cuyo idiomorfismo contrasta con los contornos redondeados de las glándulas del gneis migmatítico. Al contrario de lo que sucede con las zonas de contacto del Norte de Colmenar, y de gran parte del área granítica de Navalafuente, los filones y vetas aplíticas y pegmatíticos son escasos.

Este gneis migmatítico del término de Miraflores muestra numerosas áreas pegmatíticas y, sobre todo, aplíticas, de reducidas dimensiones. Son de carácter difuso y parecen metasomatizar al gneis, pues aunque más ácidas que este último conservan su foliación. La agudeza de los micropliegues de este gneis y su número indican que debió de pasar por un estado de gran plasticidad.

El granito de esta área presenta una estructura granitoidea porfídica, en algunos lugares el número de fenocristales es reducido, en casi toda la parte de Pedriza incluida en esta Hoja, y en otros, zona oriental de esta área granítica, claramente porfídico, ocupando los fenocristales de ortosa, a veces, más del 50 por 100 del volumen de la roca. En el borde Noreste de esta zona muestra una neta diaclasa de dirección Noreste.

Está cruzado por diques lamprofídicos verticales, de dirección Este-Oeste. El dique cortado en el camino de la peña del Madroño tiene una potencia de 5 mts.; el situado al oeste del arroyo del Mediano entre 12 y 15 mts. y el explotado en las canteras de la finca de Prado Herrero de 8 a 10 mts. de potencia. El material en ellos extraído se utiliza en la reparación de carreteras.

Las tres rocas (T 12), (T 27) y (T 57), cuya composición modal hemos determinado, se proyectan en las áreas de las familias 227 P (granodiorita), 226 P (granito) y 126" P (leucomadamellita) de la clasificación de Johannsen, y hemos de señalar que el punto representativo de la T 27 (granito) se sitúa cerca de la línea de separación de granitos y adamellitas, y tiene una composición poco diferente de la de estas últimas (fig. 14).

Las rocas son de color claro, tienen estructura granitoidea, y sus principales componentes son reconocibles sin ayuda de lente. Como en otros casos, la escasez de biotita justifica la anteposición del prefijo leuco al nombre de la roca. Las rocas más ácidas, para las que la denominación de granitos es adecuada, suelen tener textura más fina que la de adamellitas y granodioritas, análogo color y los mismos componentes, además de cierta proporción de muscovita, muy escasa o ausente en las restantes rocas.

Son rocas calcio-alcalinicas, de textura hipidiomórfica, con plagioclase y biotita idiomorfas y microclino u ortosa y cuarzo xenomorfos. Estos minerales son los componentes principales, y a éstos debe añadirse la muscovita en los granitos que suelen formar áreas de reducidas dimensiones en las mayores extensiones de adamellitas y granodioritas. La textura es gruesa en estas últimas rocas, muy a menudo porfídica, y más fina en los granitos. Los componentes accesorios y secundarios son los ya estudiados en los granitos de Colmenar.

Merece especial mención la presencia de muscovita en granitos, ya que no observada en adamellitas y granodioritas. En algunos casos forma crecimientos paralelos con la biotita, y en otros está asociada a secciones de ortosa, ya en forma laminar o constituyendo sinuosas interpenetraciones que sustituyen, sin duda, al feldespato potásico. La sustitución puede seguir la dirección de los planos de crucero de este último.

Es difícil dudar del origen secundario de esta muscovita, segu-

ramente pneumatolítica. Siempre aparece fresca, pues es muy estable, y no aparece afectada por los agentes atmosféricos.

De distinta génesis es la fina sericitita formada a expensas del plagioclasa, que es muy posterior a la muscovita secundaria del feldespato potásico.

La biotita es parda y está parcialmente cloritizada, así como el plagioclasa sericitizado, principalmente en el núcleo, más básico que la periferia y la ortosa y el microclino caolinizados. Quizá sean debidas a agentes atmosféricos todas estas acciones secundarias.

Son las macras de la albina las más frecuentes del plagioclasa, que suele tener estructura zonada.

Ortosa y microclino siempre muestran estructuras micropertíticas y, con frecuencia, mirmecíticas, con formación de un plagioclasa lobular en el borde de las secciones del feldespato potásico.

El cuarzo si está recristalizado forma agregados granoblásticos y cuando no lo está aparece en secciones de buen tamaño, generalmente ondulados.

Área granítica de Navalafuente.

Del área granítica de Navalafuente ya hemos indicado anteriormente sus límites con el gneis y formaciones sedimentarias, cretácicas y terciarias.

Sus límites meridionales y laterales son contactos tectónicos claramente meridionales y laterales, tanto del granito como del gneis y anormales respecto del cretácico vertical o invertido, en el límite Norte de la cubeta de Guadalix.

En cambio, desde el cruce del río de Miraflores hasta Navalafuente, entre el gneis migmatítico y glandular y el granito se establece una facies de transición, formada por rocas de grano fino, aplíticas, en los que flotan dispersas manchas difusas de estructura neísica.

El granito del interior del macizo es muy homogéneo en su aspecto externo y se caracteriza por la ausencia, casi absoluta, de diques u otras rocas filonianas.

En su borde Norte, especialmente en las proximidades de Navalafuente, es de la variedad porfiroide, mientras que en el resto del macizo domina el tipo ordinario de grano medio a grueso, con escasos fenocristales.

Las dos rocas medidas (T 20) y (T 21), de esta área granítica,

vienen representadas, en la clasificación de Johannsen, por las familias 127" P (leucoadamellitas) y 227 P (granodioritas), respectivamente.

Vemos que pertenecen al mismo orden (segundo) y prácticamente a la misma familia (7 y 7"), pues la 7" es una familia auxiliar. El pertenecer a distinta clase se debe a que la proporción de biotita en la primera es inferior al 5 por 100 del volumen de la roca, y en la segunda ligeramente superior. Las analogías mineralógicas de ambas rocas quedan con esto establecidas.

Las muestras tienen estructura granitoidea gruesa, son de color claro y los principales componentes son reconocibles a simple vista. Los afloramientos son de color gris claro, incluso cuando están meteorizados, pues la proporción de Fe_2O_3 que dejan libre es insuficiente para determinar la tonalidad rojiza que presentan los crestones de diques porfídicos que contienen una proporción de ferromagnesianos muy superior a la de estas rocas.

Son rocas calcio-alcalinas, cuyos principales componentes son cuarzo, plagioclasa, microclino y biotita. Son acciones secundarias la cloritización de la biotita, sericitación de la plagioclasa (es menos frecuente la alteración de la plagioclasa en zoisita) y caolinización del microclino. Son componentes accesorios el apatito y las inclusiones de circón en la biotita, siempre rodeadas de halo pleocroico.

Tienen textura hipidiomórfica, con biotita y plagioclasa idiomorfos o, al menos, parcialmente idiomorfos y microclino y cuarzo alocromorfos, y es general que la proporción de plagioclasa sea superior a la de ortosa, así como la carencia o gran escasez de muscovita. También es corriente que la proporción de biotita sea bastante reducida, y de aquí el prefijo leuco con que se las clasifica en algunos casos.

La biotita pertenece a la variedad parda de carácter pseudouniáxico, tiene inclusiones de circón y suele mostrar ligera cloritización, con separación de titanita y clinozoisita, en algunos casos.

El plagioclasa es zonado, con núcleo básico y periferia ácida, y tiene una composición intermedia de oligoclasa.

Es general que el núcleo aparezca más turbio y sericitizado que la periferia, que se conserva transparente. Siempre está maclado, corrientemente por una única ley, que en los plagioclasas medidos es la ley normal de la albina, que determina formaciones gemelas de individuos estrechos, como corresponde al carácter bastante ácido del

plagioclasa. Inclusiones idiomorfas de plagioclasa suelen aparecer en las secciones de microclino y una estructura ligeramente cataclástica también es frecuente en otros casos.

El feldespato potásico se presenta en forma de microclina y microclina micropertita, estando cruzado por numerosas vetitas de una albita segregada. Presenta inclusiones idiomorfas de biotita y plagioclasa, está menos alterado que esta última y sus secciones pueden tener el buen tamaño de las secciones del plagioclasa.

El cuarzo es granoblástico y transparente.

ROCAS METAMÓRFICAS

Los gneis glandulares y embrechíticos.

Las distintas variedades estructurales de rocas metamórficas cuarzo-feldespáticas, que pueden denominarse genéricamente como gneis son las dominantes en todas las zonas metamórficas de la Hoja de Torrelaguna. Solamente en el macizo de San Pedro aparecen, en zonas de extensión relativamente reducida, rocas pobres en feldespatos, con foliación muy marcada, que sobre el terreno pueden ser denominadas micacitas; en algunos casos están en contactos con los gneis mediante accidentes tectónicos como el E. de El Vellón (E-1,2) o al N. E. de Colmenar (B-1; no representadas en el plano por sus reducidas dimensiones). Por último, en la zona de bifurcación de las carreteras de Colmenar a Miraflores y de Colmenar a Guadalix aparecen rocas en las que abundan los carbonatos y silicatos cálcicos en manchas relativamente extensas que hasta ahora no se habían estudiado.

El desarrollo extenso de los gneis y rocas asociadas a ellos indican unas condiciones de metamorfismo regional profundo. La abundancia en todos ellos de minerales muy aluminosos (especialmente biotita, muscovita, sillimanita, granates) y la presencia de las rocas de carbonatos y silicatos cálcicos indican que las rocas antecesoras fueron sedimentarias; los primeros deben ser el resultado del metamorfismo de antiguos sedimentos arcillosos; las rocas cálcicas procederían de intercalaciones calcáreas en las series fundamentalmente detríticas.

La formación de feldespatos alcalinos y calcoalcalinos en gran-

des cantidades, concentrados en los nódulos de las variedades glandulares y en las venas de los tipos migmatíticos, así como el desarrollo regional de las aplitas y pegmatitas, que en las zonas más profundas están íntimamente mezcladas con el gneis en forma de capas, diques divagantes o en zonas difusas, indican, además, que durante el metamorfismo han existido un cambio químico considerable, que en síntesis podría denominarse una feldespatización regional metasomática.

Dentro del área ocupada por el plano no puede hacerse una distinción de distintos tipos de rocas, basándose en la intensidad del metamorfismo, pues por una parte las diferencias son relativamente reducidas si se exceptúan las pequeñas zonas ocupadas por rocas micacíticas.

Tampoco hemos señalado en el plano las distintas variedades en la mayor parte estructuradas, de las rocas metamórficas, pues éstas no forman zonas bien definidas; en cualquier caso para ello se requerirían realizar estudios mucho más detallados y a escala considerablemente mayor; éstos están en curso de realización.

Los tipos de gneis más frecuentes son las variedades glandulares; en una matriz rica en minerales micáceos, destacan grandes fenoblastos feldespáticos que alcanzan a veces dimensiones cercanas al decímetro como en las zonas que contornean el embalse de Santillana y las que hay entre El Vellón y Pedrezuela. Los fenoblastos son de un sólo cristal, casi siempre maclado, según la ley de Carlsbad; unas veces tiene forma lenticular u ovoidal con alargamiento o aplanamiento bien manifiesto; otras, con subidiomorfos, con caras bien desarrolladas, pero con los vértices y aristas redondeados. En cualquier caso contienen numerosas inclusiones macroscópicas de la roca en la que estos cristales han crecido (cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita). Los grandes fenoblastos son siempre de feldespato potásico, una microclina bien maclada polisintéticamente, además de la asociación Carlsbad, aunque a veces la reticulación típica no es muy manifiesta. La microclina está pertitizada por albita; ésta, forma en sección delgada, venillas que corresponden a capas irregulares no muy bien relacionadas con las direcciones cristalográficas. Medidas cuantitativas realizadas en los fenoblastos de los gneis de Chozas, cerca de la bifurcación de la carretera de Colmenar Viejo a

Manzanares (A-3) nos han dado la siguiente composición en volumen (Método de contejo puntual; 1,200 puntos):

	%
Microclina.....	78,3
Albita pertítica.....	7,2
Cuarzo.....	6,3
Plagioclasa (An ₂₀).....	2,1
Biotita.....	2,6
Muscovita.....	2,0
Otros.....	1,5

La matriz en la que han crecido los fenoblastos feldespáticos tiene unas veces foliación perceptible, pero muy frecuentemente carece de ella, al menos en una forma perceptible para ser medida; con alguna frecuencia la orientación de la roca se debe al aplanamiento y disposición alineada de los mismos fenoblastos feldespáticos. En ella se concentran de preferencia los minerales micáceos, el cuarzo, la plagioclasa, más feldespato alcalino y los otros minerales que a ellos los acompañan.

Biotita y muscovita suelen existir casi siempre simultáneamente, con un dominio de la primera en la mayor parte de los casos; se observa además una íntima asociación entre los dos minerales y no pocas veces la transformación de una en otra.

La biotita es una variedad rica en hierro, muy pleocroica y se transforma, parcial o totalmente en cloritas verdes poco pleocroicas de birrefringencia relativamente alta; esta cloritización no parece debida a una simple alteración superficial, sino a procesos del tipo de los del metamorfismo regresivo en zonas más superficiales que las que condicionaron la formación del gneis.

En los gneis bien estructurados, la biotita y muscovita forman haces paralelos, cada uno de los cuales se resuelve en una serie de husos formados por la acumulación de láminas de orientación parecida.

La plagioclasa existe en proporciones también muy variables;

hay gneis muy ricos en este componente que podrían ser clasificados como granodioríticos y otros en los que es muy escasa. Como el resto de los minerales de la masa, este mineral es xenoblástico, poco o nada zonal; con frecuencia está parcialmente sausurizado. Las determinaciones de su contenido en anortita, realizadas con la platina universal en numerosos ejemplares de diversas partes de la Hoja dan resultados que oscilan entre el 20-22 por 100 en las variedades ricas en muscovita y pobres en feldespato-calco-alcalino y el 25-27 por 100 en las variedades bióticas y más ricas en plagioclasa.

También aparece microlina, y en algunos casos ortosa, entre los minerales de la masa fundamental de los gneis; presenta, aunque en menor grado que en los grandes fenoblastos, pertitas venadas o irregulares formadas por albita.

El cuarzo aparece en todas estas rocas, unas veces en bandas alargadas o lenticulares que siguen la foliación y además incluído perlitíicamente en el resto de los minerales.

Entre los accesorios más frecuentes en los gneis hemos encontrado rutilo, apatito, magnetita, zircón, grafito, turmalina, estauroilita y algunas veces sulfuros de hierro. Cuando han experimentado procesos de alteración, aparecen con frecuencia, además de la clorita, sericita, clinozoisita, esfena y minerales arcillosos.

Esta composición mineralógica, es la que pudiéramos llamar general y más frecuente en las rocas metamórficas de toda la Hoja, pero en numerosos puntos a estos minerales se añaden otros en cantidades considerables.

Así, la silimanita fibrosa es muy frecuente, sobre todo en variedades ricas en mica; los haces de silimanita, a veces algo contorsionados, se sitúan en general en íntima asociación con la muscovita y biotita, de cuya transformación procede por un aumento local del gradiente metamórfico (véase Explicación de la Hoja de Buitrago, donde estos procesos se han descrito ya con más detalle). Los gneis silimaníticos aparecen dispersos esporádicamente por todas las zonas metamórficas, indicando, su desarrollo regional, que la intensidad del metamorfismo es más o menos análoga en toda la Hoja y que apenas se han alcanzado las condiciones de metamorfismo profundo en que este mineral comienza a desarrollarse; las variedades silimaníticas representarían zonas de rocas más aluminosas, cuyas condi-

ciones serían más favorables para establecerse la reacción transformativa de muscovita a silicato-alumínico.

También aparecen gneis granatíferos con alguna frecuencia; las zonas en que estas variedades son más abundantes se han localizado en la mitad oriental del macizo de San Pedro, especialmente en su banda meridional. El granete es una variedad roja no muy oscura y está plagado de inclusiones de cuarzo.

Los gneis turmaliníferos son también muy frecuentes; aparecen en relación con las zonas de mayor tectonización y en donde las vetas o planos aplítico-pegmatíticos son abundantes.

Además de los gneis glandulares y muchas veces entremezclados con ellos, aparecen variedades migmatíticas. Entre unos y otros no pueden establecerse distinciones tajantes, ya que en la mayor parte de las rocas con estructuras migmatíticas siguen existiendo fenoblastos feldespáticos en buena proporción.

Las migmatitas tienen la misma composición mineralógica que los gneis glandulares y son de tipo embrechítico, con alternancias de capas ricas en material cuarzo-feldespático y otras ricas en material micáceo. Los embrechitas pueden observarse más o menos en toda la Hoja dispersos en forma difusa en los gneis glandulares. Muchas veces están replegadas y con frecuentes pliegues ptigmáticos.

Facies gneisicas en contacto con el granito.

Gran parte de los contactos entre el granito y gneis son de tipo tectónico por lo que no se observa ninguna modificación gradual entre una y otra roca; existe naturalmente una intensa cataclasis que afecta, tanto al granito como al gneis, con desarrollo en gran cantidad de minerales de origen secundario. Lo mismo ocurre en las zonas gneisicas afectadas por fracturación intensa, como en el extremo meridional del macizo de San Pedro.

En gran parte del borde septentrional del granito de Navalafuente (B-1, C-1) y en los pequeños entrantes del macizo granítico de La Cabrera que asoman en el borde septentrional de la Hoja, aparece en cambio una facies de transición entre el granito y el gneis que establece un tránsito insensible entre ambas formaciones. La banda de rocas de transición tiene un espesor reducido, por término medio de unos doscientos metros y se caracteriza por la presencia de gneis poco estructurados, muy feldespáticos, con bastante tur-

malina, ricos en muscovita; entre ellos, aparecen manchas difusas de rocas que en ejemplares aislados deberían clasificarse como aplitas o granitos de dos micas, pero que en el terreno aún conservan alguna estructuración metamórfica.

Más cerca del granito se pierden en grandes zonas las estructuras residuales y las rocas dominantes son los mismos granitos o aplitas cada vez más biotíticos, entre los que quedan islotes difusos de las rocas metamórficas.

Esta banda de transición puede considerarse como una migmatita de tipo nebulítico o anatesítico.

En el macizo granítico de La Pedriza de Manzanares (A-1, A-2), aparece también una zona de transición entre el granito y el gneis, pero aquí de distinta naturaleza; los gneis cercanos al granito, que son de tipo glandular pasan poco a poco a granito porfiroide con una proporción extraordinaria de fenocristales de feldespato alcalino, de tamaño a veces superiores a los 10 cm. alargados, según en eje C; dentro del granito porfiroide se observa cerca del contacto una cierta orientación de los fenocristales, pero después deja de ser perceptible.

Micacitas.—Las rocas de este tipo aparecen, como se ha indicado anteriormente en algunas partes del macizo de San Pedro, en contacto anormal con los gneis más profundos. Se caracterizan por su foliación muy manifiesta y la gran riqueza en minerales micáceos.

En las micacitas aparecen granates almandinos y estaurolita con alguna frecuencia; en conjunto indican un metamorfismo menos intenso que el de los gneis. Están asociadas a rocas cuarcíticas con muscovita.

En algunos casos, en las secciones delgadas, aparecen proporciones apreciables de feldespatos, no residuales, por lo que mineralógicamente corresponden intensidades metamórficas cercanas a las correspondientes a los gneis; existen variedades ricas en sillimanita.

ROCAS DE SILICATOS CÁLCICOS

Los principales afloramientos se encuentran al Norte de Colmenar Viejo, en el ángulo formado por las carreteras de Colmenar a Guadalix y de Colmenar a Miraflores de la Sierra. Ocupan el cerro

Eugenio, otro afloramiento situado al Norte de ese cerro y de la cañada de las Cabezas y otros tres pequeños afloramientos situados al Oeste del referido cerro, dos al Este de la carretera a Miraflores y el tercero al Oeste.

Todos los afloramientos se hallan en inmediato contacto con el granito del Suroeste de la Hoja y su carácter discontinuo y su orientación, sensiblemente paralela a la del gneis glandular vecino, indican que forman bolsadas o lentejones en este último.

Su modo de yacer prueba, sin dejar lugar a dudas, el origen sedimentario de estos lechos calcáreos con abundantes intercalaciones arcillosas que originaron, por metamorfismo regional, las rocas de silicatos cárnicos de que ahora nos ocupamos.

Son rocas resistentes a la acción de agentes atmosféricos y sus afloramientos mucho más frecuentes que los del gneis vecino. Han sufrido importantes acciones tectónicas y los afloramientos del cerro Eugenio aparecen intensamente plegados y diaclasados, siendo a veces posible confundir diaclasas con primitiva estratificación que, probablemente, coincide con un fajeado marcado por estrechas bandas con distinta composición. La orientación de estas capas subverticales es variable, aunque domina la dirección Norte-Sur, a menudo girada hacia el Este algunos grados.

El cerro Eugenio y los afloramientos vecinos están en una zona de trastorno tectónico considerable, donde las rocas de silicatos cárnicos se presentan asociadas a gneises glandulares, migmatíticos, micaicitas, adamellitas, diques adamellíticos y vetas aplíticas y pegmatíticas.

No hemos podido reconocer el contacto del gneis glandular o migmatítico con estos lechos calcáreos, por haber visto si, como existe en otros lugares del Guadarrama (Las calizas cristalinas del Guadarrama por JUAN CARANELL), una zona de tránsito donde el gneis comienza a cambiar de aspecto, textura y composición. Ante las acciones orogénicas debieron actuar como formaciones plásticas y de ahí la agudeza de los pliegues observados.

Es impropia la denominación de calizas cristalinas, con que también se designa a rocas análogas en otros muchos puntos de la Sierra, porque la proporción de silicatos cárnicos es muy superior a la de carbonatos que, por otra parte, siempre coexisten con aquéllas y forman una matriz de color débilmente verdoso o azulado, donde

destacan las bandas pardas, formadas principalmente por granates cárnicos, con fibras blancas de wollastonita y secciones verdosas de diópsido, mucho más duras que el carbonato. También es incorrecta la denominación de corneanas o de skarn, porque en el primer caso se supone la existencia de un metamorfismo típico de contacto y en el segundo de un metamorfismo del mismo tipo seguido de metasomatismo, con introducción de FeO , SiO_2 y otros elementos, mientras que en nuestro caso, la asociación mineral encontrada se debe a una acción puramente regional. La denominación de rocas de silicatos cárnicos parece ser la más adecuada.

Son rocas de textura granoblástica, con grosularia, wollastonita, diópsido, idocrasa y, en ocasiones, calcita, de principales componentes y cuarzo y feldespato (ortosa y plagioclasa), de accesorios.

La grosularia (granate cárneo) es incolora, porfidoblástica y poiquilitica. Contiene numerosas inclusiones, no orientadas y de tamaño reducido, de diópsido. No tiene buen crucero, es atravesada por grietas irregulares y es totalmente isótropa. Algunas secciones de grosularia, que tienen el mismo aspecto externo de las restantes, aparecen formadas, al cruzar los nícales, por un fino agregado cristalino débilmente anisotropo (muestra tonos de polarización de color gris oscuro). Creemos se trata de una alteración retrógrada de grosularia en idocrasa.

Grosularia e idocrasa aparecen, a menudo, interpenetradas en asociaciones diablásticas y pueden reemplazarse mutuamente, pues es general que si la grosularia es abundante, la idocrasa sea escasa y a la inversa. La primera relación es la más frecuente y la grosularia, aunque no se han hecho análisis modales de estas rocas, suele ser el más frecuente de los silicatos cárnicos.

La serie grosularia-andradita tiene índice de refracción variable, de 1,73 a 1,89. El índice de refracción del granate de estas rocas, determinado por el procedimiento de inmersión, tiene el valor 1,735 (granate cárneo puro). Es, con la idocrasa, el mineral de más relieve.

La idocrasa es incolora o de color amarillo pálido, porfidoblástica y poiquilitica, siendo sus inclusiones no orientadas análogas a las de la grosularia. Cuando es amarillenta tiene un débil pleocroismo de incoloro a amarillo pálido, presenta fuerte relieve, crucero muy imperfecto paralelo a su longitud, extinción recta respecto al crucero y tonos de polarización grises apagados, en láminas delgadas.

das de grosor normal. Muestra figura conoscópica uniáxica y signo óptico negativo. Su birrefringencia tiene el valor 0,006. Generalmente mucho más escasa que la grosularia y también el silicato cárlico más escaso.

El diópsido pertenece a una variedad incolora (con nula o escasa proporción de molécula de hedenbergita), presenta secciones prismáticas achatadas, buen crucero prismático y separación según (100). Es hipidioblástico, tiene carácter óptico positivo y un ángulo axial de $2V = 60^\circ \pm 2^\circ$. Tiene vivos tonos de polarización de segundo orden y es tan frecuente como wollastonita. Las secciones dispersas en matriz de carbonatos muestran borde de corrosión en contacto con este último mineral. Su relieve es muy inferior al del granate.

La wollastonita es incolora, columnar o fibrosa, tiene un buen crucero paralelo a su longitud y otros transversos peores, extinción generalmente recta, birrefringencia débil, con colores de polarización grises o amarillos, plano de ejes ópticos normal a su longitud y ángulo de ejes de $2V = -37^\circ \pm 2^\circ$, que hemos medido directamente en varias secciones prismáticas. Agregados radiados de wollastonita aparecen incluidos en algunos porfidoblastos de idocrasa.

La calcita suele encontrarse como mineral principal o accesorio en las rocas de silicatos cárlicos. Cuando es abundante forma agregados xenoblásticos incoloros, aparece maclada según (0112), es frecuente ver curvaturas en los planos de separación de las maclas, y suele mostrar cataclasis y extinción ondulosa. Existen vetas de la asociación calcita-cuarzo que cruzan a los restantes silicatos cárlicos.

El cuarzo es casi siempre mineral accesorio (rocas de silicatos cárlicos con SiO_2 en exceso), y el plagioclasa es una albita con poco contenido de amortita. Quizá se trate de un plagioclasa retrógrado, de formación muy posterior a la de la asociación grosularia-wollastonita-diópsido, pues sus condiciones de estabilidad son bien distintas a las de la asociación mencionada.

Las proporciones grosularias o idocrasa: diópsido: wollastonita, están en directa relación con las proporciones Al_2O_3 : OMg : OCa , que primitivamente existían en el sedimento.

Una muestra tomada en el pequeño crestón, situado al O. de la carretera a Miraflores de la Sierra, presenta una textura y asociación mineral distinta de las descritas. La lámina delgada más presenta el aspecto de una roca granítica contaminada por asimilación

de material calizo, que el de las rocas de silicatos cárlicos, que hemos descrito. Tiene cuarzo, plagioclasa, ortosa y diópsido, como minerales principales, titanita, por accesorio frecuente y apatito, de accesorio accidental. Cuarzo, plagioclasa y ortosa son los minerales esenciales del granito adyacente, y diópsido y titanita seguramente serán minerales de contaminación. Difiere de las rocas de silicatos cárlicos en su textura, pues tiene la textura hipautomórfica granular de los granitos y no la granoblástica de las rocas de silicatos cárlicos, y en la composición mineral, pues contiene minerales que, como titanita y apatito, jamás hemos hallado en las rocas de silicatos cárlicos, mientras que otros, cuarzo, plagioclasa y ortosa, son principales aquí y apenas si existen en las rocas metamórficas cárnicas.

La acción retrógrada principal de esta roca consiste en la epidotización y zoisitización de la plagioclasa, que está alterada. Las secciones de estos silicatos son de dimensiones más reducidas que las de los restantes minerales primarios, y aparecen incluidas en la plagioclasa o forman vetillas que atraviesan a aquéllas y pasan, sin ser desplazadas ni rotas, a través de microfallas.

Esto parece fijar al proceso de zoisitización como posterior a la acción dinámica que dislocó la zona granítica-neísica del N. de Colmenar.

Esta roca fué tomada en un lugar donde la carencia de afloramientos hace que sea difícil decidir si el crestón a que pertenece forma un enclave en el granito o una bo'sa o lentejón en el gneis glandular.

El cerro Eugenio se halla enclavado en la zona fracturada, situada al N. de Colmenar Viejo. Es una zona de transporte tectónico interno considerable, y es lógico que las rocas presenten en su textura señales del metamorfismo dinámico sufrido. Por eso, la textura granoblástica de las rocas de silicatos cárlicos aparece modificada por cataclisis de los principales minerales componentes.

Es la calcita el mineral que exhibe caracteres cataclásticos más netos. Presenta fuerte extinción ondulosa y maclas secundarias, originadas por presión. Es frecuente ver en las secciones más de una serie de maclas (0112) y la curvatura de los planos indica rotación y transporte tectónico con posterioridad a la aparición de las maclas. Hay ocasiones en que las secciones muestran bordes netos, pero en otros casos son imprecisos y la cataclasis es más intensa. Tam-

bien aparece maclada la calcita de las vetas cuarzo-calcita. El estudio estructural de la calcita y la preparación de diagramas estadísticos con sus elementos ópticos y morfológicos (ejes ópticos, láminas de macla, ejes de tensión y compresión y direcciones de deslizamiento) prueba que existe una orientación muy preferente de los ejes de tensión y compresión, cuyo cuadro ha de facilitar a establecer el campo dinámico que los deformó. Dada la abundancia de singlets, escasez de doublets y carencia de triplets, parece lógico suponer que la estructura fuese originada por compresión y no por tensión.

Debemos de señalar que aproximadamente el 30 % de las secciones de calcita aparecen macladas y que casi todos los granos muestran planos de resbalamiento, aunque no estén maclados. Su distinción permite separar dos tipos de deformación, por traslación y maclado respectivamente.

También la grosularia e idocrasa son cataclásicas y sus secciones aparecen, a menudo, retorcidas y rotas, y respecto a la grosularia hemos de decir que su isotropismo impide reconocer caracteres que, como el de la extinción ondulosa, expresan el grado de deformación plástica del mineral. Ya dijimos que el granate cárlico está muy fracturado.

Otras veces las rocas son cruzadas por microfallas que muestran estrechas bandas de atrición donde los componentes minerales están sumamente triturados. Fuera de esas bandas, aunque no tan intensamente, los minerales aparecen deformados y presentan extinción ondulosa.

La asociación wollastonita, diópsido y grosularia, que es característica de estas rocas, parece encontrarse en equilibrio químico y satisfacer la regla de las fases (en sistemas con dos libertades, presión y temperatura, el número de fases es igual al número de componentes).

La presencia de los tres componentes OCa , $O(Fe,Mg)$ y Al_2O_3 justifica la existencia de la asociación antes mencionada, Na_2O entra en la plagioclasa, SiO_2 en el cuarzo y K_2O en la ortosa, cuando existen estos minerales, y la presencia de H_2O justifica la aparición de idocrasa y la de CO_2 de calcita.

La asociación grosularia-wollastonita-diópsido aparece en la facies de las corneanas piroxénicas (Pyroxene hornfels facies) o en la subfacies de la cordierita-antofilita, dentro de la facies de las an-

fibolitas, y no es crítica, pues es estable en las dos facies mencionadas. ROSENQUIST (1952) señala como temperatura de separación de ambas facies la de la expulsión del H_2O de los anfíboles y la del paso de estos últimos a piroxenos (The metamorphic facies and the feldspar minerals, Univ i Bergen Arbok 1952). En todas estas rocas existe idocrasa (mineral hidratado), acompañando u ocupando el lugar de la grosularia. Es, a nuestro juicio, situarse en posición muy extrema considerar que la constante presencia de idocrasa suponga

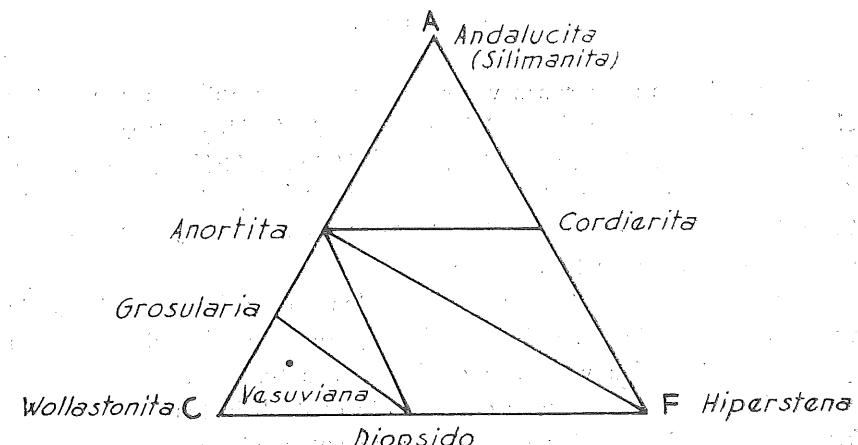


Fig. 15.

condiciones de presión-temperatura de la facies de las anfibolitas, y es más cauto decir que la asociación expresada ha debido de pasar por las condiciones de P-T que rigen las sub-facies superiores de la facies de las anfibolitas o incluso de la facies de las corneanas piroxénicas, siendo lógico situarse en las condiciones que rigen el tránsito de una u otra facies (unos $750^\circ C$ a la presión atmosférica). HARKER Y TUTTLE también han demostrado que el cuarzo de calizas o dolomías silíceas reacciona con calcita para producir wollastonita, si la temperatura excede de 600° a la presión hidrostática de 4000 libras por pulgada cuadrada y que el diópsido puede formarse a menores temperaturas y presiones. Debería continuarse, en trabajos ulteriores, la investigación de cuestión tan importante, y señalamos que la presencia de minerales metálicos y de fenómenos de desmezcla, si en ellos existieren, podrían ser utilizados para determinar las

condiciones de P-T que han regido el metamorfismo de las rocas que los incluyen.

Si proyectamos los análisis modales de estas rocas en el diagrama triangular ACF de Eskola, sus proyecciones se situarán próximas al vértice C del triángulo, dentro del triángulo parcial de vértices grossularia-diópsido-wollastonita (La idocrasa se halla situada en el interior del referido triángulo).

D I Q U E S

A parte de las numerosas vetas pegmatíticas y aplíticas que cortan el complejo granito neísico del territorio de la Hoja, tres distintas asociaciones han sido estudiadas: lamprófidos anfibólicos de La Pedriza de Manzanares y de Guadalix de la Sierra, pórfidos adamellíticos de la zona de fractura del N. de Colmenar Viejo y dique granofídico del cerro de San Pedro.

En la tabla adjunta vienen indicados los análisis modales de varias muestras de los referidos diques, con expresión del lugar en que fueron tomadas y de sus clasificaciones respectivas. Las rocas analizadas han sido tomadas en la parte central de los diques, pues las felsitas de las bandas marginales no son medibles.

	T 41 Granofido San Pedro centro del dique	T 42 Granofido San Pedro centro del dique	T 34 Pórfido adamellítico Cañada de la Dehesa centro del diique
	%	%	%
Ortosa.....	0,64-36,60	35,21	23,66
Micropegmatita..	49,59		
Plagioclasa.....	17,15	20,96	28,12
Cuarzo.....	16,35-29,99	30,51	41,39
Biotita.....		0,08	2,09
Clorita.....	8,32	10,43	0,94
Sericita.....	0,75		3,48
Titanita.....	0,75	0,08	
Zoisita.....	2,42	2,7	
Apatito.....	0,18		0,10
M. opacos.....			0,06

Los segundos valores de las filas del cuarzo y la ortosa en la roca T 41 representan los resultados de sumar a los primeros las pro-

porciones de cuarzo y ortosa de la micropegmatita, atribuyéndole a ésta una composición eutéctica ideal de un 72,5 % ortosa y 27,5 % de cuarzo. La proximidad de los puntos representativos de las rocas T 41 y T 42, del mismo dique, en el triángulo de Johannsen, indica que la composición atribuida a la asociación micropegmatítica debe aproximarse a la real.

	T 59 Pórfido adamellítico Vado de las Carretas	T 55 Lámprofido Pe- driza de Manzanares
	%	%
Plagioclasa.....	30,89	48,84
Ortosa.....	32,91	
Cuarzo.....	31,43	4,18
Biotita.....	4,68	31,63
Hornoblenda.....		
Clorita.....	0,05	15,07
Titanita.....	0,06	
Zoisita.....		
Muscovita.....		
Sericita.....	0,34	
Apatito.....	0,01	
Opacos.....		
Carbonatos.....	0,16	0,29

Las rocas T 41 y T 42 tienen más del 10 % de cuarzo modal y proporciones de feldespato potásico superiores al 60 % del feldespato total. Son, por tanto, correspondientes hipoabisales de la familia de los granitos calci-alcalinos en la clasificación de Nockolds. Las rocas T 34 y T 59 también tienen más del 10 % de cuarzo total y la proporción de feldespato potásico está comprendida entre el 40 % y el 60 % del feldespato total y son correspondientes hipoabisales de la familia de las adamellitas, en la misma clasificación. La roca T 55 tiene una proporción de cuarzo inferior al 10 %, no tiene ortosa, y como el plagioclasa es una labradorita, es correspondiente hipoabisa de la familia de los gabros (diabasa).

En el diagrama adjunto, que es el triángulo de 2.º orden de la clase 2 de la clasificación de Johannsen, vienen indicados los puntos representativos de las referidas rocas. Las familias representativas de estas rocas son las 226 H, para las T 41 y T 42, la 226" H para las T 34 y T 59 y la 2312 H para la T 55; son las correspondientes hipoabisales de granitos calci-alcalinos (226 P) de adamellitas (226" P)

y de gabros (2312 P), respectivamente. Los primeros, por su especial textura y composición mineral, deben ser clasificados como granófidos, representados por la familia 226 H en esta clasificación y la T 34 y T 59 como pórfitos adamellíticos. La clasificación de pórfito cuarcífero no es adecuada, pues estas rocas son las corres-

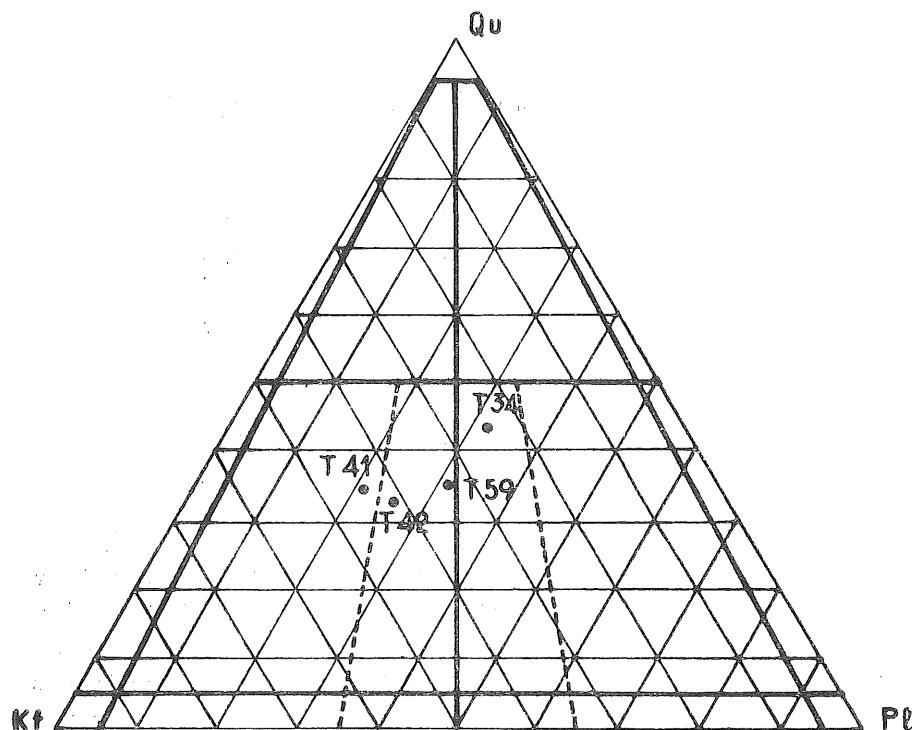


Fig. 16.

podientes extrusivas o hipoabisales de granito pero no de adamellitas. La especial textura y composición de la T 55 justifica su denominación de lamprófido.

Lamprófidos anfibólicos de La Pedriza de Manzanares y de Guadarrama de la Sierra.

El plutón granítico de La Pedriza de Manzanares es cortado por diques lamprófidos mesocráticos.

Los tres más importantes se hallan enclavados, de N. a S., junto al camino de la peña del Madroño en granito grueso porfídico, al E. del arroyo Mediano, en granito ligeramente porfídico y en las canteras de la finca Prado Herrero, al N. de la carretera de Chozas a Manzanares el Real.

Su orientación es E.-O., son sensiblemente verticales y tienen potencias comprendidas entre los 5 y los 15 mts., esta última en los trabajos del dique próximo al arroyo Mediano. Las rocas son de color verde oscuro y su textura media o gruesa en el centro del dique y felsítica o incluso vítrea junto a las paredes.

El reconocimiento de campo de la pared granito-dique y el estudio de láminas delgadas que contienen material granítico y del dique, indican que no han ejercido una apreciable acción de contacto en el granito. Los fenocristales de plagioclasa del lamprófido, junto a la pared del dique, tienen una marcada orientación dimensional y se disponen paralelamente al plano de contacto.

Todos han sido explotados para su empleo como material de recebo de carreteras y son importantes los antiguos trabajos de explotación del segundo de los diques mencionados. Existe una carretera particular para la salida del material extraído y aún existen varias casas abandonadas donde se guardaban herramientas para su explotación. Las canteras tienen un longitud de unos 300 mts., pero los trabajos no abarcan la totalidad del dique que se prolonga hacia el O., más allá de las actuales canteras. Presentan meteorización esferoidal.

Muestras del centro de los diques presentan textura hipautomórfica granular, no orientada, con plagioclasa zonado y hornabenda parda pleocroica, por principales componentes. Estos minerales muestran una neta tendencia al idiomorfismo, aunque en el caso de la plagioclasa pueda adquirirse una falsa impresión de idiomorfismo por estar limitada por planos de macla rectilíneos. Tiene amplia variación de composición de núcleo o periferia, siendo el primero labrador básico de carácter óptico positivo o bitownita negativa, que llega a contener un 78 % de anortita, y la segunda oligoclásica, con contenidos de anortita comprendidos entre el 10 % y el 27 %.

La plagioclasa está parcialmente sericitizada, alteración más intensa en el núcleo que en la periferia de los cristales zonados, y el anfibol también se decolora y pasa insensiblemente a clorita, siendo frecuente que aparezcan un arfíbol actinolítico y una biotita parda

como productos intermedios de alteración. Esta biotita secundaria suele formar finos agregados granoblásticos de un acentuado pleocroísmo.

Son minerales subordinados un apatito de finas agujas incoloras, secciones xenomorfas de un cuarzo intersticial, cristales opacos de magnetita e ilmenita y pequeñas secciones de titanita.

A medida que nos aproximamos a las paredes del dique la textura se hace más fina, pero se conserva hipautomórfica granular y no adquiere apariencia porfídica, y las acciones secundarias se intensifican; la sericitización del plagioclasa es mayor y la proporción de clorita más elevada. El plagioclasa conserva su estructura zonada, aparecen los mismos minerales accesorios y las muestras mantienen, aproximadamente, la proporción de félscicos a máficos.

Las rocas tomadas junto a la pared del dique tienen textura fluidal, con fenocristales de plagioclasa orientados dimensionalmente en una matriz vítreo o criptocristalina. Las acciones secundarias alcanzan el máximo de intensidad, la plagioclasa está casi totalmente sericitizada y el anfíbol decolorado. Aparece una estrechísima banda con textura cataclásica a lo largo de la pared de contacto, donde los componentes del granito aparecen cizallados y rotos. Plagioclasa y cuarzo, minerales frágiles, están fracturados y la biotita, que se deforma plásticamente con más facilidad, está curvada y muestra extinción ondulosa. No se observan alteraciones químicas.

En todo análogo a los estudiados es un lamprófido del término de Guadalix de la Sierra, situado junto a la mina Verdadera, al comienzo del arroyo de Valdemoro, en gneis granular. Contiene enclaves de gneis que no presentan el más mínimo metamorfismo de contacto, los trabajos de explotación tienen una longitud de unos 400 mts. y su potencia es de 5 mts.

Ya hemos dicho que pueden ser clasificadas como espesartitas hornbléndicas o, mejor, como lamprófidos mesocratos anfibólicos, pues siempre preferimos evitar nombres locales.

Granófido del cerro de San Pedro.

Se encuentra al N. del vértice geodésico de San Pedro y al E. de la carretera de Colmenar a Guadalix. Está orientado unos 70° al E. del N. y es el más extensamente explotado para la obtención de recebo de carretera.

Este dique es discordante con el gneis de caja, tiene una potencia de unos 8 ó 9 mts. en los afloramientos de los niveles inferiores, los más próximos a la carretera citada, y de 20 mts. en los más alejados, presenta un borde neto con la roca de caja y las partes marginales aparecen muy trituradas. Tiene un neto diaclasado longitudinal, paralelo al contacto, es sensiblemente vertical y se observa una graduación en el tamaño de grano, al avanzar de la periferia al centro del dique. Las bandas marginales de textura fina tienen potencia de 2 a 3 metros en los afloramientos de los niveles superiores. Pequeñas segregaciones de color verde oscuro y grano fino, más básicas que la matriz general del dique, aparecen esporádicamente distribuidas a lo largo del dique, que contiene buenas secciones de un plagioclasa automórfico en sus zonas centrales. Existe una pequeña carretera para la salida del material extraído en las canteras de los diversos niveles.

En sentido transverso se observa una variación sistemática en la textura y composición mineralógica de las rocas estudiadas.

Las muestras de la zona central del dique presentan textura granofídica, según el sentido que a este término dió ROSENBUSCH «Porfidos cuya pasta se compone de un agregado criptocristalino, sin base vítreo, a menudo formado por cuarzo y feldespato íntimamente interpenetrados en forma micropegmatítica, semiesferulítica, radiada y plumosa». Todas estas formas aparecen en la textura del dique estudiado.

Fenocristales de plagioclasa, ortosa pertítica, cuarzo y biotita cloritizada están diseminados y los tres primeros íntimamente soldados con la matriz granofídica, principalmente formada por ortosa y cuarzo asociados en forma micropegmatítica. También existen pequeños cristales de plagioclasa en la pasta del pórfito y, como los fenocristales de mayor tamaño, suelen mostrar una corona de micropegmatita. El plagioclasa medido es una andesina con una composición variable de $A_{68} An_{32}^a Ab_{60} An_{40}$ y no presenta estructura zonada.

La biotita se ha cloritizado y al mismo tiempo se han formado clinzoisita y titanita, que están diseminadas en las secciones de clorita pseudomórficas de biotita.

Algunos xenocristales de cuarzo, corroídos y redondeados, aparecen en la matriz granofídica.

Hay ocasiones, en rocas con textura gruesa de la parte central del dique, en que la sociación micropegmatítica pasa a una textura alotriomórfica granular de ortosa y cuarzo, que en algunas zonas presenta tránsitos hacia la última de las texturas descritas. La proporción de ortosa es siempre superior a la de cuarzo.

Las bandas marginales del dique pueden mostrar la misma textura granofídica del centro o una textura porfídica, con matriz microlítica generalmente orientada, formada por agujitas de plagioclasa. Existen fenocristales de plagioclasa y de una clorita pseudomórfica de biotita y de otro ferromagnesiano, (anfibol o piroxeno). La primera clorita muestra colores de polarización pardo azulados y la segunda violáceos y mientras que la primera aparece oscura al situar las secciones del mineral primario desaparecido paralelas a los hilos del retículo, la segunda aparece coloreada. Las acciones secundarias son intensas en estas bandas marginales y, aparte de los ferromagnesianos, la plagioclasa está casi totalmente sericitizada.

Estas facies marginales son más básicas que el centro del dique. Tienen dos ferromagnesianos y apenas sí aparecen secciones de ortosa.

Diques de la zona de fractura de Colmenar Viejo.

Son muy frecuentes en la zona de fractura del Norte de Colmenar Viejo. Los más importantes están orientados E., ESE.-O, O.-NO. y pueden ser seguidos en varios kilómetros. El más importante, situado al N. del contacto granito-gneis y paralelo a este último, tiene un recorrido de más de 4 kilómetros. Las alineaciones de los crestones de los diques destacan en esta zona de fractura, ligeramente ondulada, de pocos afloramientos.

Son generalmente verticales, llegan a tener potencias de 15 metros, aunque incluso los que las presentan las tengan mucho más reducidas en otros puntos de su recorrido, muestran un contacto neto con el gneis de la caja, al que no parecen metamorfizar, y tienen una variación de textura y de composición mineral de periferia a centro. La periferia es ligeramente más básica que el centro, pues tiene, menos ortosa y más plagioclasa y biotita. Varios de estos diques han sido explotados y el material extraído utilizado para el adoquinado y empedrado de carreteras.

En la primera parte de este apartado vimos que son los correspondientes hipoabisales de las adamellitas, que podemos designar con los nombres de microadamellitas o pórvidos adamellíticos y las objeciones presentadas en contra de la denominación de pórvidos cuarcíferos, rocas de análoga textura, pero de distinta composición modal.

El distinto tamaño de grano observado en las rocas, según se trate de muestras del centro o de la margen de los diques, se traduce, microscópicamente, en la presencia de diversas texturas. En las rocas del centro los fenocristales están estrechamente agrupados y la matriz queda reducida a un mínimo, mientras que las rocas marginales presentan típica textura porfídica, con matriz formada por los mismos minerales de los fenocristales, aunque en distinta proporción.

En el análisis modal quedan indicados los principales componentes, así como sus proporciones relativas, pero existen características estructurales y químicas que merecen ser señaladas.

Como en las rocas plutónicas del granito de Colmenar, la biotita es el único ferromagnesiano reconocido. Es parda y está parcialmente cloritizada. Hay secciones de clorita pseudomórfica de biotita y el contenido de TiO_2 de la biotita se separa en forma de finas agujitas de rutilo; la cloritización es más fuerte en estos diques que en el granito que atravesan.

La plagioclasa es automórfica y la ortosa hipautomórfica, en los fenocristales de ortosa de muestras tomadas en el centro de los diques, pues la ortosa de la pasta es xenomórfica. La ortosa es pertítica y la plagioclasa zonada, con un núcleo ($Ab_{64} An_{36}$) $Ab_{66} An_{34}$ más básico que la periferia. La ortosa apenas aparece en los fenocristales de las rocas porfídicas marginales, pero es frecuente en la matriz granular de las mismas y, en cambio, en las rocas del centro forma buenas secciones, tan grandes como las de la plagioclasa.

La matriz de las rocas porfídicas está formada por los mismos minerales de los fenocristales, cuarzo, ortosa, plagioclasa y biotita, y en las rocas del centro de los diques una fina sericitita ocupa los escasos espacios intergranulares.

Las muestras próximas a la pared del dique presentan una textura paralela bastante neta, que ha sido originada por la orientación dimensional de las láminas de biotita y, en grado inferior, por la de los fenocristales de plagioclasa. Parece una orientación primaria, no debida al metamorfismo sufrido por estas rocas.

La acción metamórfica observada es esencialmente dinámica. El cuarzo es cataclástico y ondulado, la biotita curvada y tiene extinción ondulosa y la plagioclasa también está fracturada. Debemos señalar que la acción metamórfica ha sido más intensa en las rocas tomadas junto a las paredes de los diques.

Pegmatitas y aplíticas: Forman diques, vetas, apófisis y lentejones y sus estructuras y texturas sugieren, en los distintos casos, diferentes procesos de formación.

Los diques pegmatíticos son frecuentes en zonas de fractura. El arroyo de Valdeladehesa, al sur de El Vellón, sigue una zona de fractura de dirección Norte-Sur, que también es señalada por numerosos crestones de una pegmatita turmalinífera, con la misma orientación. El gneis de esta zona presenta estructura esquistosa y micropliegues dirigidos 40º ó 50º al Oeste del Norte, con una buena alineación B a ellos referida. El plegado es de tipo isoclinal y los pliegues aparecen muy comprimidos; muestran crestas dilatadas y límbos adelgazados.

Al descender por el arroyo de Valdeladehesa podemos observar cómo horizontes de cuarcitas interestratificadas en el gneis están interrumpidos en el arroyo. Es zona de pocos afloramientos, derrubiaida, con los frecuentes diques pegmatíticos mencionados.

Estos diques pegmatíticos también son muy frecuentes al Oeste de la carretera general Madrid-Burgos, en las proximidades de Pedrezuela y al Norte de Colmenar Viejo, siguiendo el contacto granito-gneis, que a juzgar por todos los datos tomados en el campo debe ser un contacto de fractura. Numerosas vetas aplíticas y pegmatíticas cortan al granito y al gneis a lo largo de las obras de explotación del ferrocarril Madrid-Burgos, de Colmenar a la estación de Chozas de la Sierra, y al granito roto y cizallado del Sur de la presa de Manzanares el Real. Hay ocasiones en que los filones y vetas pegmatítico aplíticas muestran paredes netas con el gneis o el granito de caja, pero en otros casos el tránsito es gradual. Son frecuentes las vetas prácticamente verticales, más raras las inclinadas y contados los casos de vetas casi horizontales (en la zona de fractura del Norte de Colmenar han sido observadas algunas). Cuando cuarzo y feldespato presentan textura gráfica, que es frecuente, la proporción de ortosa es, a simple vista, muy superior a la de cuarzo. Se observan toda clase de tránsitos de filones y vetas pegmatíticas a filones y vetas cuarzosas.

Algunos diques de esta naturaleza han sido explotados para el recebo de carreteras, como sucede a uno de los diques aplíticos de El Vellón, cuyo material ha sido utilizado en la carretera de El Vellón a la general Madrid-Burgos.

Al Suroeste de Miraflores de la Sierra y no lejos del contacto granito-gneis de esta zona, abundan las apófisis pegmatítico-aplíticas en el gneis migmatítico glandular. Son de reducidas dimensiones, pues apenas si tienen 1 metro de diámetro, sus bordes no son netos y parecen sustituir al gneis inmediato, porque su estructura e incluso su foliación se conservan en esta facies difusa pegmatítica-aplítica. Quizá hayan sido originados en la época de metamorfismo regional y sean, según opinión de BARTH, más debidos a procesos de reacción que de diferenciación, ya que no muestran estrecha asociación con rocas de análoga composición. Opinamos que es en la parte occidental de la Hoja y especialmente al Oeste de la carretera de Colmenar a Miraflores donde esa facies está más desarrollada.

HISTORIA GEOLÓGICA DE LA REGIÓN

Como ya hemos indicado en otras ocasiones, la Sierra de Guadarrama es el resultado de dos fases genéticas fundamentales. En la primera, las potentes series sedimentarias depositadas en las regiones centrales de España durante el Paleozóico inferior experimentaron un plegamiento intenso, y sufrieron en sus zonas más profundas los efectos de un metamorfismo y granitización regional. Estas antiguas series, fundamentalmente arcillosas, fueron transformadas en pizarras, micacitas y gneis e invadidas por granitos en sus zonas más profundas. Esta fase fundamentalmente petrogenética tuvo lugar durante la orogenia hercínica, durante el final del Paleozóico, sin que pueda precisarse su edad de forma más concreta por la carencia de sedimentos inmediatamente posteriores a la emersión de esta cordillera hercínica.

A consecuencia de un período de emersión que se prolongó durante la mayor parte del mesozoico los antiguos relieves fueron desmontados y en amplias zonas desaparecieron incluso todas las formaciones metamórficas más superficiales, dejando al descubierto las raíces de la antigua cordillera formadas por las rocas metamórficas más profundas y los granitos con ellas relacionados. Se completó prácticamente una superficie erosiva que fué quizá totalmente recu-

bierta por la transgresión supracentácea. Los sedimentos de esa edad con una identidad de facies asombrosa se encuentran hoy recubriendo indistintamente las rocas graníticas y metamórficas en manifiesta discordancia erosiva; comienzan siempre por una serie arenosa continental de facies albense y prosiguen por un conjunto de calizas marinas del Cretáceo superior. A este breve episodio marino siguió durante el Paleógeno una nueva fase de deposición continental en la que la cobertura cretácea proporcionó las primeras materias para los nuevos sedimentos; se forman así potentes series lacustres y continentales de margas, arcillas, yesos y conglomerados de cantes cretáceos siempre apoyadas en concordancia angular sobre las mismas calizas. La erosión no llegó a descubrir el antiguo substrato cristalino, pues entonces aparecerían entre los elementos detriticos materiales de este tipo, mucho más resistentes a la erosión que los cretáceos (P. BIROT y L. SOLÉ SABARIS 1954, p. 7) y deberían encontrarse en algún punto los materiales paleógenos superpuestos al granito o gneis.

Al final de este período de deposición continental tiene lugar la segunda fase formativa del Guadarrama. Las oleadas alpino-pirenaicas se estrellaron con el rígido bloque hispánico incapaz de nuevos plegamientos; los empujes y tensiones se resolvieron en esta parte en una gigantesca fracturación con fragmentación en grandes bloques y desplazamientos diferenciales de ellos, tanto en sentido vertical como en el horizontal; el conjunto del Sistema Central no es otra cosa que un gigantesco macizo tectónico levantado entre las dos fosas hundidas de las Mesetas castellanas, dentro del cual puede hacerse una subdivisión de bloques hundidos, levantados o desplazados lateralmente que a su vez han sido fragmentados en menor escala.

Comienza una nueva fase de intensa acción erosiva que atacó la cobertura cretácea de los macizos cristalinos y a las mismas rocas cristalinas, proporcionando materiales variados para una nueva serie sedimentaria apoyada en la mayor parte de los casos en discordancia clara sobre la formación paleógena en las zonas diferencialmente hundidas. En la base y en las cercanías de las zonas de erosión, los sedimentos detriticos son muy groseros, a veces de gran tamaño; alejándose de la nueva cordillera de fracturación van siendo progresivamente menores y más seleccionados. La cobertura cretácea-paleógena se adaptó a los movimientos diferenciales entre los

bloques; en el centro de ellos su inclinación indica el sentido de los basculamientos; en el borde se fracturaron junto con ellos o al menos se adelgazaron por la tracción intensa a que estuvieron sometidos, plegándose a veces violentamente, si los desplazamientos laterales fueron intensos. Naturalmente el cretáceo-paleógeno desapareció prontamente en las zonas levantadas donde la erosión fué muy intensa y solamente quedó preservado en las zonas más hundidas donde el depósito de los sedimentos del Terciario Superior les preservó de la erosión subsiguiente; en las zonas de borde estos últimos recubrieron indistintamente con carácter transgresivo las formaciones más antiguas.

En la región representada por la Hoja de Torrelaguna los movimientos post-paleógenos de fracturación, con el consiguiente desplazamiento relativo de los bloques resultantes fueron muy intensos, a juzgar por las posiciones violentas de la cobertura cretáceo-paleógena.

Entre los bloques más elevados de la Sierra (representados aquí por la Najarra y los flancos meridionales de Perdiguera) y la depresión del Tajo se elevó al macizo de San Pedro, flanqueado al N. por una profunda fosa tectónica en la que aún se han preservado en buena parte los sedimentos de la cobertura. La forma en que se disponen éstos en torno al macizo nos hacen sospechar que debió existir un importante desplazamiento horizontal hacia el N.E., provocando una acumulación considerable de los estratos cretáceo-paleógenos en las zonas situadas entre Redueña y Torrelaguna al tiempo que el estiramiento perceptible en los flancos paralelos al sentido del movimiento.

El bloque hundido entre el macizo de San Pedro y el situado al N. de la Hoja se fragmentó a su vez en dos pequeñas dovelas: una, la oriental, que quedó a gran profundidad, fué después recubierta por la sedimentación detritica del Terciario Superior (fosa Guadalix-Redueña), y otra, la occidental (macizo de Los Hormigales), que pudo quedar emergida; las dovelas hundidas experimentaron al tiempo un movimiento basculante, con mayor hundimiento de su flanco Norte, donde el cretáceo y el paleógeno están en posición vertical o incluso invertida o desaparecieron ocultados por fracturas cabalgantes que sitúan en contacto tectónico anormal los granitos o gneis del bloque septentrional con las formaciones menos profun-

das de esta fosa tectónica, que debe ser considerada como una de las más importantes del interior de la Sierra.

A esta fase de fracturación principal post-paleógena que originó toda la serie de fracturas y estructuras con una orientación E.N.E.-O.S.O., que podemos considerar longitudinal, siguió otra de menor importancia que originó una serie numerosas de fallas transversales de desplazamiento reducido, aunque violento, en sentido horizontal. Estas son, sobre todo, perceptibles en toda la periferia del macizo de San Pedro y en el borde del granito de Navalafuente y en la zona de Cabanillas de la Sierra (D-I). Son, sin duda, posteriores a las anteriores e incluso alguna puede haber actuado durante el Terciario Superior, pues en la Cabeza de Guadaluix (C-1) el desplazamiento de una de estas fracturas parece haber afectado no sólo al Cretáceo-paleógeno sino también al Mioceno detrítico de grandes bloques.

También existen diferencias considerables en la persistencia de los movimientos de desplazamiento en las fracturas fundamentales. Nos parece muy posible que el conjunto del macizo de San Pedro haya seguido levantándose, de una forma lenta y gradual (especialmente en su flanco Norte), durante todo el Terciario Superior, pues así se explicaría la concordancia que se observa entre los sedimentos detríticos de esta edad y los conglomerados paleógenos más antiguos, perceptible en todo el flanco Sur de la Cubeta de Guadaluix. En cambio, la fractura entre la fosa intermedia y el macizo de Navalafuente debió actuar durante muy poco tiempo no obstante su excepcional importancia, pues, entre el Terciario Superior más o menos horizontal y el Terciario Inferior casi vertical existe una discordancia manifiesta; el primero, incluso avanza transgresivo sobre el borde elevado del macizo, fosilizando la fractura allí donde entra en contacto directo con los granitos y los gneis.

La intensa fase erosiva consecuente con los grandes desniveles creados entre los bloques, fase que aún prosigue, no ha podido aún desarrollar las amplias plataformas marginales que se observan en otras zonas del borde de la Sierra; el macizo de San Pedro aún sigue siendo un relieve residual que desciende hasta el mismo borde del país terciario de una forma gradual; sólo en las zonas orientales, al E. del río Guadaluix y en las del S. O. al Norte de Colmenar, puede hablarse de un zócalo montañoso arrasado que forma un escalón intermedio entre la llanura estructural terciaria y los relieves de la Sierra.

MINERIA Y CANTERAS

Cabe considerar a las metalizaciones de la Hoja en dos apartados: a) metalizaciones catatermales e incluso de transición del período hidrotermal al pegmatítico, y b) metalizaciones puramente hidrotermales.

Formaciones catatermales o de transición de lo hidrotermal a lo pegmatítico-pneumatolítico.

Metalizaciones de mispique: Son las más numerosas en el territorio de la Hoja. Las más importantes son las del término de Guadaluix de la Sierra, situadas al Este de la carretera de Colmenar a Guadaluix, entre este último y el arroyo del Horcajo, y las de la mina Verdadera, en el arroyo Valdemoro, asociadas a una metalización de galena de que nos ocuparemos en su oportuno lugar. Las del término de Miraflorres carecen de interés.

Son, como siempre, rellenos de zonas de fractura, que muestran un control estructural. Su ganga es exclusivamente cuarzosa, a diferencia de metalizaciones de más baja temperatura que pueden llevar barita y fluorita asociadas al cuarzo, y su textura cataclástica.

La zona situada al Oeste del arroyo del Horcajo está atravesada por numerosas vetas aplíticas y pegmatíticas, de potencia inferior a 1 metro, orientadas 60º al Este del Norte, subverticales o buzando al Sureste unos 70º. Existen numerosas labores a cielo abierto según esa dirección.

Un relleno de cuarzo con arsenopirita, el mineral principal, wolfram, casiterita, pirita y calcopirita, los tres últimos muy escasos, ocupa la parte central de las vetas o filoncillos aplítico-pegmatíticos y parece de formación posterior a estos últimos.

El cuarzo, en áreas no recristalizadas, es cataclástico y ondulado. El situado junto a las paredes de los rellenos tiene su estructura regida por esos planos y alargamiento normal a ellos, con su eje óp-

tico paralelo a la dirección de alargamiento, y si ocupa la parte central de las vetas, donde su crecimiento no ha sido controlado por planos de contacto, es granoblástico, cuando está recristalizado.

La arsenopirita siempre presenta textura cataclástica, lógica en uno de los primeros minerales formados. Cuando está diseminada en cuarzo es idiomorfa, pero los agregados carecen de idiomorfismo, exclusivamente debido a la interferencia de unas secciones con otras. Sus fracturas están ocupadas por rellenos posteriores de calcopirita, covelita y escorodita.

Es esencialmente posterior a cuarzo, casiterita y, quizás, wolfram, y anterior a los restantes sulfuros. Está parcialmente sustituida por el arseniato verdoso escorodita, cuya fina textura de origen coloidal contrasta con el buen tamaño de la sección de arsenopirita.

Escorodita y covelita son dos secundarios frecuentes en las metalizaciones de arsenopirita. Han sido precipitadas de disoluciones descendentes y mientras que la covelita es escasísima, porque la calcopirita primaria también lo es, la escorodita es muy frecuente y los afloramientos aparecen teñidos con el color verdoso del arseniato. Los bordes del arseniuro están sustituidos y corroídos por el arseniato, cuyas vetillas cruzan y se ensanchan a expensas del mineral primario. La sustitución sigue, preferentemente, las fracturas del arseniuro.

Como ya citamos en la Memoria de la Hoja de Buitrago, parece haber existido un período de fracturación con posterioridad a la formación de wolfram, casiterita y arsenopirita, los minerales más antiguos de los rellenos filonianos, que aparecen muy rotos, y posterior formación de sulfuros de la serie B.P.G.C. (blendita, pirita, galena, calcopirita).

Consideramos a estas metalizaciones como formaciones de tránsito del período pegmatítico pneumatoítico al hidrotermal. Quizá pertenezcan a las últimas fases del primero y a las primeras del último, período principal de la precipitación del mispique. RAMDOHR considera pegmatíticas las metalizaciones de mispique de Bustarviejo.

De análogo génesis es la metalización de arsenopirita de la mina Verdadera, situada en el arroyo de Valdemoro. Aquí el mispique no va asociado a otros minerales metálicos y la ganga es cuarzosa.

Las relaciones paragenéticas aproximadas de los principales minerales de estos rellenos vienen expresadas en el diagrama adjunto.

Metalizaciones de wolfram y estaño: Las únicas visitadas han si-

do las del arroyo del Horcajo, del término de Guadalix, donde estos minerales están asociados a la arsenopirita.

Aunque la arsenopirita es el mineral más frecuente, la presencia de estaño y wolfram es lo que creemos que moviera a efectuar los trabajos de investigación.

El wolfram es idiomorfo, como corresponde a ser uno de los minerales más antiguos de los rellenos, y sus secciones son de mayor tamaño que las de arsenopirita. También tiene de común con arsenopirita y casiterita la textura cataclástica, y sus secciones están muy

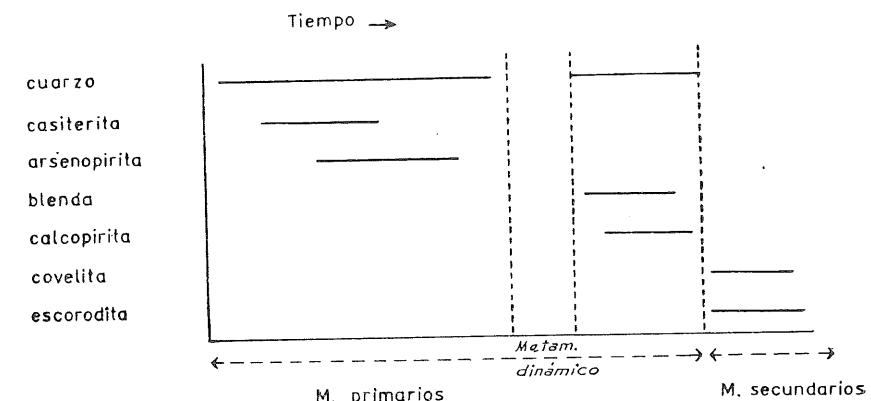


Fig. 17.

fracturadas y las quebradas suelen presentar un posterior relleno de calcopirita.

Dos distintas metalizaciones wolframineras hemos encontrado: a) vetas de cuarzo-wolfram; b) vetas de cuarzo-wolfram-casiterita-arsenopirita-calcopirita. El cuarzo forma, exclusivamente, la ganga de las metalizaciones de wolfram.

La casiterita va asociada a wolfram y arsenopirita en estas metalizaciones de Guadalix de la Sierra.

En lámina transparente muestra estructura zonada, marcada por bandas rectilíneas de color pardo, está maclada según (101) y aparece distribuida en agregados de cuarzo cataclástico o granoblástico, si está recristalizado. Tiene, como wolfram y arsenopirita, textura cataclástica.

Aunque nos ocupamos de la naturaleza y génesis de estas vetas al tratar de las metalizaciones de arsenopirita, que es el mineral más

frecuente de estos rellenos, debemos citar que RAMDOHR considera de génesis pegmatítica a la casiterita de Bustarviejo, que tiene el mismo origen que la ahora estudiada.

Metalizaciones de cobre: En las minas y trabajos de investigación del territorio de la Hoja, es la calcopirita un mineral frecuente, pero nunca el principal. Así, acompaña a arsenopirita, wolfram y casiterita, en los filoncillos del arroyo del Horcado de Guadalix de la Sierra y a galena, en las muestras de la escombrera de la mina Verdadera, del mismo término municipal. En el primer caso puede o no ir acompañada por blenda, mientras que la asociación blenda-calcopirita es el adjunto.

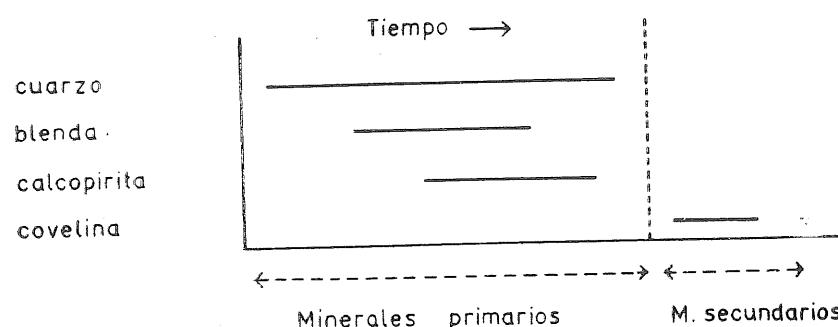


Fig. 18.

copirita es general en el segundo caso; por eso en el cuadro genético que al final establecemos, la incluimos en los dos períodos.

Ya hemos establecido su posición respecto a los minerales del período pegmatítico-hidrotermal y al hablar de la galena diremos que es anterior a este sulfuro, pero ahora nos interesa establecer su relación de antigüedad con la blenda.

La blenda contiene, a menudo, numerosas y diminutas inclusiones de calcopirita, que parecen originadas por desmezcla de una primitiva disolución sólida, aunque no siguen direcciones cristalográficas (blenda y calcopirita tienen redes cristalinas de análoga forma o dimensión). Del mismo origen considera BUERGER estas inclusiones no orientadas de calcopirita en blenda. Al calentar la blenda a temperaturas superiores a los 400° desaparecen, disueltas en la blenda, y por lento enfriamiento posterior vuelven a aparecer a unos 350° ; $400^{\circ} - 350^{\circ}$ es, por tanto, la temperatura de desmezcla y esto

indica que esta blenda y calcopirita han debido formarse a más alta temperatura.

Otras veces la blenda está incluida en calcopirita o este sulfuro sustituye a la blenda siguiendo direcciones de crucero. Todo hace suponer que la calcopirita es en parte simultánea y en parte posterior a la blenda.

Blenda y calcopirita también son cataclásicas, y esto confirma nuestro criterio de haber existido varias épocas de actividad dinámica.

El diagrama paragenético deducido de la asociación blenda-calcopirita es el adjunto.

No se observan zonas de enriquecimiento secundario y el único mineral formado a expensas de calcopirita es covelita, cuyas vetas cruzan y sustituyen al sulfuro primario, sin seguir ningún control estructural.

METALIZACIONES HIDROTERMALES

Metalizaciones de plomo.

Las visitadas carecen de interés económico y son, como las restantes metalizaciones de la Hoja, rellenos en zonas de fractura.

Es general, como ya indicamos en la Memoria de la Hoja de Buitrago, una disposición zonada de las metalizaciones en torno a las áreas graníticas y las mineralizaciones hidrotermales suelen situarse a mayores distancias de aquéllas que lo hacen las metalizaciones de arsenopirita.

Las metalizaciones de la mina Verdadera, en el arroyo de Valdemoro, del término de Guadalix de la Sierra, y otro pequeño trabajo situado en la falla NE.-SW., que separa el estrato cristalino neísmico del oligoceno yesífero de Redueña y Torrelaguna, al E. de Cabanillas de la Sierra, caen en este apartado.

Da idea de su pobreza la reducida extensión de sus labores, pues no existe más que un pozo de dimensiones 3 mts. \times 3 mts., en la actualidad cubierto de derrubios, en el primero de los lugares mencionados, y un pozo de unos 4 ó 5 mts. de profundidad en la mina de Cabanillas de la Sierra.

La metalización de Guadalix de la Sierra sigue una dirección de fractura orientada 30° al E. del N., y debe existir allí una metaliza-

ción de plomo asociada con vetas de cuarzo-mispique, de longitudes superiores a los 100 mts., pues las muestras de la escombrera tienen galena, que debió ser el mineral investigado. No se han podido estudiar las relaciones paragenéticas de mispique y galena, pues no hemos podido hallar muestras que los contengan simultáneamente y, por otra parte, el estado actual de los trabajos impide efectuar un reconocimiento más minucioso.

Las muestras estudiadas presentan una metalización de blenda-calcopirita y, sobre todo, galena, con ganga de cuarzo α y barita. Son brechas filonianas que incluyen numerosas secciones rotas de barita, el primer mineral formado.

La barita presenta cataclasis y deformación, mientras que el cuarzo ha debido sufrir acciones dinámicas poco intensas, en el caso de que las haya soportado, porque no aparece deformado. El cuarzo presenta tamaño de grano muy variable y sus vetas cruzan y sustituyen a la barita. El cuarzo de mayor tamaño tiene estructura zonada, señalada por bandas de color pardo y contornos rectilíneos, y frecuentemente muestra pequeñas inclusiones de una muscovita laminar, irregularmente distribuidas. Existen geodas, con secciones idiomorfas de cuarzo α .

De los minerales metálicos, galena parece esencialmente posterior a blenda y calcopirita, reducidas a pequeñas islas en las secciones del primero, o atravesadas y sustituidas por vetillas de galena.

La calcopirita parece simultánea y posterior a la blenda. Hay inclusiones de calcopirita en blenda y también es frecuente que la calcopirita forme una ceneta en torno a las secciones de blenda o que la sustituya, según planos de crucero.

Existe un metálico anterior a todos los demás (arsenopirita?), que tiene mal pulido y es más duro que los restantes opacos. Es residual y generalmente siempre ligado a secciones de calcopirita.

Existe covelita como mineral secundario de calcopirita y, sobre todo, de galena. Presenta su típico pleocroísmo de reflexión y anisotropismo y pone de manifiesto, al sustituir a la galena, una primitiva estructura zonada del sulfuro primario, cuyas zonas presentan distinta susceptibilidad para su sustitución por covelita. Es formación de la montera del criadero.

Evitamos la repetición de los caracteres ópticos de la galena, ya mencionados al hablar de otras metalizaciones de la Sierra, pero

hemos de señalar que el que conserve intacta su estructura zonada y no presente deformación, no obstante su facilidad para deformarse, ruptura o recristalización, indica que, con el cuarzo, debió de formarse con posterioridad al metamorfismo dinámico sufrido por la región, o al menos a sus fases más intensas. Podemos dar por válido el diagrama paragenético adjunto.

Carácter bien distinto tienen las vetas cuarzo-arsenopirita de este mismo lugar, tratadas con más detalle en las metalizaciones del primer grupo, que muestran textura cataclástica, con un cuarzo roto y deformado y una arsenopirita muy fracturada. Son sin duda, muy anteriores.

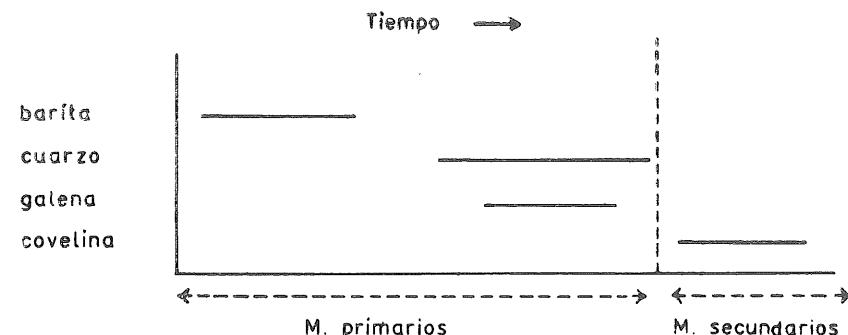


Fig. 19.

Análoga metalización a la estudiada, es la del término de Cabanillas de la Sierra. Una galena, casi totalmente sustituida por cerusita, viene acompañada por barita, fluorita y cuarzo.

El orden de formación de los minerales de la ganga es el establecido. Cada uno efectúa una sustitución selectiva de los anteriores, y la fluorita penetra y sustituye a barita y cuarzo a fluorita y barita, pero mientras que el cuarzo α que sustituye a barita desarrolla, en muchos casos, su propia forma cristalina (sustitución autónoma), el que penetra a fluorita es xenomorfo.

El cuarzo muestra gran diversidad de texturas y de tamaño de grano. Existe un cuarzo alotriomorfo granular, grueso, no deformado; otro cuarzo radiado, con alargamiento positivo y extinción en abanico y una calcedonia muy fina.

La galena está casi totalmente sustituida por cerusita y covelina, que son los dos únicos minerales secundarios de galena que hemos

reconocido, no sólo en este lugar sino también en las restantes metalizaciones plumbíferas de las Hojas de Buitrago y Torrelaguna.

La presencia de covelina supone la existencia de calcopirita en la zona primaria del criadero, lo cual es lógico, pues por experiencia sabemos que calcopirita y galena van estrechamente asociadas en estas metalizaciones y, aunque puede sustituir a galena en las zonas de la montera y de enriquecimiento secundario, su asociación con el carbonato de plomo, en este caso, sugiere una formación del primero de los lugares citados.

La covelita forma estrechas coronas en torno a las secciones de

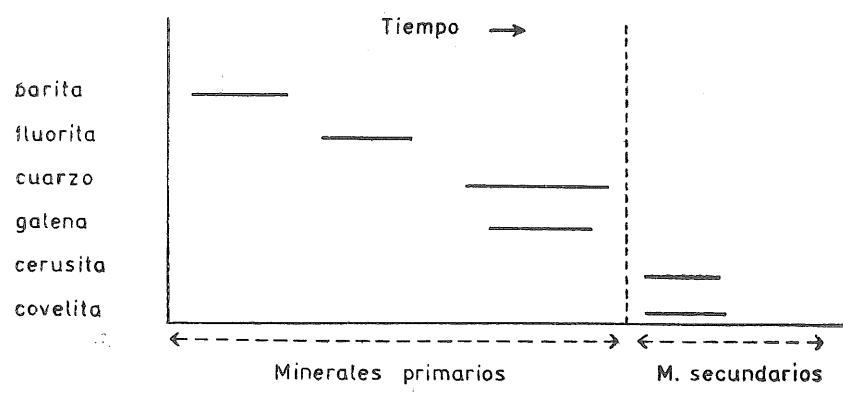


Fig. 20.

galena, lo mismo que la cesurita, que también puede sustituir al mineral primario paralelamente a (100), haciendo visible un crucero que era invisible en el sulfuro inalterado.

Las relaciones paragenéticas observadas, vienen expresadas en el diagrama adjunto.

Su analogía, con el último de los diagramas establecidos, es indudable. Se trata, sin duda alguna, de metalizaciones de la misma época.

Resumen metalogénico.

Hemos considerado como formaciones de tránsito del período pegmatítico al hidrotermal, quizá comprendiendo fases de ambos períodos, a las vetas de cuarzo-wolfram-casiterita-arsenopirita y como

formaciones hidrotermales las de las vetas pirita-blenda-calcopirita-galena, con gangas de cuarzo z, fluorita y barita.

Es general que los minerales metálicos del primer grupo estén fracturados y parcialmente sustituidos por los del segundo grupo, en particular por calcopirita. Esto nos permite considerar dos distintas metalizaciones o, al menos, dos períodos de deposición separados por un lapsus de actividad dinámica.

No hemos observado zonas de enriquecimiento dignas de ser señaladas y todos los minerales secundarios reconocidos parecen ser formaciones de la montera, originados por disoluciones descendentes.

El estudio de las metalizaciones y el resumen anterior nos permite establecer el siguiente cuadro genético:

Minerales	Neis	Pegmatitas y aplitas	Primer período metalogénico	Segundo período metalogénico	Alteración de la montera
Cuarzo.....	xxxx	xxxx	xxxx	xxxx	
Microclino y ortosa.....	xxxx	xxx			
Plagioclasa.....	xxxx				
Muscovita.....	xx	xxxx		x	
Biotita.....	xxxx	xx			
Apatito.....	xx	x			
Zircon.....	xx	x			
Magnetita.....	xx	x			
Turmalina.....	x	xxx			
Casiterita.....				x	
Wolfram.....			x		
Arsenopirita.....			xxxx	x	
Pirita.....	x	x	xx	x	
Barita.....					xxx
Fluorita.....				x	
Blenda.....			x	xxx	
Calcopirita.....			xx	xxx	
Galena.....				xxx	
Calcosina.....					x
Covelina.....					xxx
Escorodita.....					xxx
Kaolin.....				x	
Limonita.....				x	
Cerusita.....				x	

Mineral esencial xxxx; M. frecuente xxx; M. accesorio xx; M. accidental x.

CANTERAS

Son diversos los materiales explotados en el territorio de la Hoja y existen muchas canterillas, que en ningún caso revisten la importancia de las canteras graníticas de los términos de La Cabrera, Valdemanco, el Berrueco, etc., de la Hoja de Buitrago. Son los materiales de los diques adamellíticos, granofídicos y lamprofídicos los más solicitados para el recebo de carreteras y, por tanto, los más extensamente explotados.

Existen canteras en yesos oligocenos del término de Torrelaguna, areneros en las areniscas del Cretácico inferior en todos los lugares en que aflora, canteras en la caliza del Cenomanense de los términos de El Molar, El Vellón, Venturada y Guadalix, canteras en diques de los términos de Colmenar, Manzanares y Guadalix y canterillas graníticas en las áreas graníticas de la Hoja.

Al S. de Torrelaguna y al N. del aluvial del arroyo de San Vicente existen varias canteras de yeso en explotación. Es extraído un yeso algo margoso de color rojizo, que se ve cruzado por numerosas vetillas de un yeso puro de color blanco, que forman un fino reticulado en la masa principal. Es posible distinguir en esa zona tres niveles yesíferos, el explotado, que es el inferior, un nivel medio de yesos claros y verdosos que alternan con margas yesíferas y un nivel superior, con margas yesíferas rojizas cruzadas por vetas de un yeso puro de color blanco y capas de un yeso verdoso masivo.

También existen algunas canterillas de yesos, siempre poco importantes, al N. de El Espartal, donde se explota un yeso margoso de color verdoso, que es atravesado por vetas blancas de yeso puro.

De los areneros del Cretácico inferior puede decirse que constituyen la principal señal para saber dónde aflora, porque una hilera de aquéllos marca los sucesivos afloramientos de la estrecha faja del Cretácico inferior. Las principales canteras se encuentran en los términos de Guadalix, El Vellón y, sobre todo, en Venturada, al E. de la carretera general Madrid-Burgos, donde el escaso buzamiento del Cretácico (unos 10º ó 15º al N.) determina la mayor extensión de sus afloramientos. Más al E. el Cretácico inferior acuña y desaparece, para reaparecer en el término de El Vellón, al E. de la carretera de El Molar a Torrelaguna, y con él vuelven a desaparecer

los areneros. Al O. de la carretera general Madrid-Burgos, comienza a observarse una mayor perturbación tectónica, que determina que el Cretácico se empine y se falle; el Cretácico inferior sólo aflora esporádicamente, pero siempre que lo hace aparecen los areneros, por poco importantes que sean. La arena en ellos extraída se utiliza para la obtención de asperón.

Son también numerosas las canterillas en el Cenomanense, que prácticamente existen en cuantos términos aflora el Cretácico, donde se explota una caliza a menudo cuarzosa. Los hornos de cal son también frecuentes.

Podemos citar entre los diques porfídicos más explotados, un dique lamprofídico situado en La Pedriza de Manzanares, al O. del arroyo del Mediano, el dique granofídico del cerro de San Pedro, varios diques adamellíticos del N. de Colmenar, con canteras al E. de la carretera de Colmenar a Guadalix o entre las carreteras de Colmenar a Guadalix y Miraflores, y los diques lamprofídicos del arroyo de Valdemoro, en el término de Guadalix.

En casi todos ellos existen pistas hasta las mismas canteras o a los distintos niveles de los trabajos de explotación (granofídico del cerro de San Pedro), para el transporte del material obtenido. En algunos casos (lamprofídico de La Pedriza) el dique ha sido extraído en toda su potencia y las paredes actuales permiten conocer la anchura y buzamiento, que en casi todos ellos es vertical. Ya hemos dicho que este material se utiliza para el recebo y reparación de carreteras.

Las canterillas en el granito son numerosas, pero mucho menos importantes que las de la Hoja de Buitrago. Existen en las cuatro áreas graníticas de la Hoja y son las más importantes las de los términos de Colmenar y Manzanares. El granito es extraído en bloques rectangulares siguiendo las direcciones paralelipédicas de fácil corte, que por los canteros son conocidas con los nombres de tronco, mano buena y mano mala.

BIBLIOGRAFIA

- BERNALDO DE QUIRÓS, C. y CARANDELL, J. (1915): *Guadarrama*.—Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Ser. Geol., núm. 11, 47 págs.
- BIROT, P. (1937): *Sur la morphologie de la Sierra de Guadarrama Occidental*.—Annales de Géogr., año 46, págs. 25-42 (Trad. en Est. Geográficos, v. 6, número 18, págs. 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, núms. 218-219, págs. 94-99 (Trad. en Est. Geogr., v. 12, núm. 45, páginas 807-813), por F. TROYANO.
- — (1951 b): *Sur le style des deformations du socle dans la Cordillère Centrale Ibérique*.—C. R. somm. Soc. Géol. France, núms. 15-16, págs. 274-276.
- — (1954): *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española*.—C. S. I. C. Instituto Juan Sebastián Elcano. Madrid, 87 págs.
- CARANDELL, J. (1914): *Las calizas cristalinas del Guadarrama*.—Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Ser. Geol., núm. 8, 69 págs.
- CARANDELL, J. (1928): *Influencia de las diaclasas en la morfología de la Sierra de Guadarrama*.—Conf. y Reseñ. Cient. R. Soc. Esp. Hist. Nat., vol. 3, páginas 125-131.
- CRUSAFONT PAIRO, M. y VILLALTA COMELIA, J. F. (1954).—*Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta Castellana*.—Vol. Extr. homenaje a E. Hernández Pacheco, R. Soc. Esp. Hist. Nat., págs. 215-227.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1903 a): *Excursión de La Cabrera a Villalba por Miraflores*.—Bol. Inst. Libre Enseñanza, vol. 2, págs. 55-60.
- — (1903 b): *Presencia del Eoceno en El Molar (Madrid)*.—Bol. R. Soc. Esp. His. Nat., vol. 3, 126 págs.
- — (1903 c): *Notas geológicas y mineralógicas I. Mioceno de El Molar (Madrid)*.—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., vol. 3, pág. 253.
- — (1915): *Monografía geológica del valle de Lozoya*.—Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Ser. Geol., núm. 12, 100 págs.
- — (1916): *Historia geológica de la Península Ibérica*.—Manuales Corona. Madrid.
- — (1921): *La Peñitra de Manzanares. Topología de una región granítica bien típica*.—Asoc. Esp. Prog. Ciencias. Congr. Oporto, vol. 2, págs. 129-135.
- FEBREL, T. y FÚSTER, J. M. (19): *Explicación de la Hoja núm. 484, Buitrago de Lozoya*.—Instituto Geológico y Minero de España.
- FÚSTER, J. M. (1955): *Transformaciones metasomáticas en los diques diabásicos*

- y lamprofídicos de la Sierra de Guadarrama.*—Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., volumen 53, págs. 99-128.
- (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 plagioclásas.*—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, núm. 6, páginas 107-114.
- GARCÍA SIÑERIZ, J. (1933): *La interpretación geológica de las mediciones geofísicas aplicadas a la prospección.*—Tomo I.
- (1933): *La investigación gravimétrica en la Meseta terciaria de Madrid-Alcalá de Henares-Torrelaguna.*—Mem. Inst. Geol. y Min. de España, páginas 407-443.
- GONZÁLEZ REGUERAL, J. R. (1916): *Excursión geológica entre La Cabrera y Miraflores (Sierra de Guadarrama).*—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., vol. 16, páginas 311-314.
- HEIM, R. C. (1952): *Metamorphism in the Guadarrama.*—Tesis Univ. Utrecht., 66 páginas.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1922): *Rasgos fundamentales de la constitución e historia geológica del solar ibérico.*—Disc. R. Ac. Cienc. Madrid.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1923): *Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica.*—Asoc. Esp. Progr. Cienc. Congreso de Salamanca, vol. 2, páginas 119-134.
- *Los cinco ríos principales de España y sus terrazas.*—Trab. Mus. Niac. Cienc. Nat., Ser. Geol., núm. 36.
- *Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo.*—Mem. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 15, págs. 188-202, 6 figs., 2 láms.
- (1930): *Fisiografía e historia geológica de la altiplanicie de Castilla la Vieja.*—Publ. Univ. Valladolid, 6 págs.
- (1934): *Síntesis fisiográfica y geológica de España.*—Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Ser. Geol., núm. 38.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1930): *Modificación de la red fluvial en España. Fenómenos de captura durante el Plioceno al N. de la provincia de Madrid.*—Bol. R. Soc. Geogr. Nac., vol. 70, págs. 213-214.
- (1932): *Tres ciclos de erosión geológica en las sierras orientales de la Cordillera Central.*—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., vol. 32, págs. 455-460.
- (1954): *Los materiales pétreos empleados en el adoquinado de Madrid.*—Las Ciencias, vol. 19, págs. 1.037-1.067.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. y ARANEGUI, P. (1927): *Las terrazas cuaternarias en las inmediaciones de San Fernando de Jarama y de Torrelaguna.*—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., vol. 27, págs. 310-316.
- (1929): *Nuevos datos sobre las terrazas cuaternarias de los ríos Jarama y Henares.*—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., vol. 29, págs. 403-404.
- KINDELÁN, V. y GARCÍA SIÑERIZ, J. (1928): *Estudios geofísicos en las provincias*

- de Madrid y Guadalajara.*—Inst. Geol. y Min. Esp.—*Datos para el Estudio de la Geología de la provincia de Madrid. Cuenca terciaria del Alto Tajo.*—págs. 225-296.
- KINDELÁN, 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 Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien).*—Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl., N. Ser., vol. 14. Traducido en Publ. Extr. Geol. España, vol. 8, 313 págs. (1936), por SAN MIGUEL.
- MACPHERSON, J. (1879): *Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica.*—Anal. R. Soc. Esp. Hist. Nat., vol. 8, págs. 5-26.
- (1883-1884): *Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España.*—Anal. R. Soc. Esp. Hist. Nat., vol. 12, págs. 341-378 y vol. 13, págs. 365-418.
- (1901): *Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica.*—Anal. R. Soc. Esp. Hist. Nat., vol. 30, págs. 123-165.
- MALLADA, L. (1895): *Explicación del mapa geológico de España.*—Tomo I, *Rocas hipogénicas y sistema estrato-cristalino.*—Mem. Com. Mapa Geol. España, 558 págs.
- NOCKOLDS, S. R. (1954): *Average chemical composition of some igneous rocks.*—Bull. Geol. Soc. America, vol. 65, págs. 1.007-1.032.
- FÉREZ MATEOS, J. (1955): *Etude minéralogique comparée des formations sédimentaires du Tertiaire continental du bassin du Tajo et du plateau de la Guadiana.*—Géol. Rund., vol. 43, págs. 357-363.
- PRADO, C. (1851-1853): *Note sur la géologie de la province de Madrid.*—Bull. Soc. Géol. France, s. 2, vol. 10, págs. 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 págs.
- PEDRO, F. DF., y SÁNCHEZ VEGA, I. (1956): *Relación entre la hidrografía y las fracturas de la Sierra de Guadarrama (España Central).*—XXIII Congreso Luso-Español Progr. Ciencias. Coimbra, 1956.
- QUIROGA, F. (1893): *Sienita de San Blas en el camino de Miraflores de la Sierra a Manzanares del Real (Madrid).*—Act. R. Soc. Esp. Hist. Nat., vol. 22, páginas 147-152.
- RIBA, O. (1957): *Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid.*—Inqua, V Cong. Inter., Livret guide de l'excursion C-2, 55 págs.
- ROYO y GÓMEZ, J. (1922): *El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica.*—Com. Invest. Paleont. Prehist., Mem. núm. 30, 230 págs.
- (1926): *Tectónica del Terciario continental ibérico.*—Bol. Inst. Geol. Min. España, vol. 7 (2), págs. 129-168.
- (1927): *Geología y paleontología del terciario situado al N. de Guadalajara.*—Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat., vol. 27, págs. 120-133.
- (1928): *El terciario continental de la cuenca alta del Tajo.*—(En datos para el estudio de la geología de la provincia de Madrid). Hoja núm. 560 (Alcalá de Henares). Inst. Geol. y Min. de España, págs. 15-89.
- (1929): *Los límites del terciario y del cuaternario en la cuenca alta del*

- Tajo. (Datos para el estudio de la geología de la provincia de Madrid). Mem., Hoja 559. Madrid, Inst. Geol. Min. Esp.
- ROYO Y GÓMEZ, J. y MENÉNDEZ PUGET, L. (1928): *Explicación de la Hoja de Alcalá de Henares (Madrid)*.—Inst. Geol. y Min. de España.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1910): *Yacimiento de pirolusita en el Cerro de «Las Cancheras»*, El Molar.—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., vol. 10, páginas 174-175.
- (1936): *Estudio de las rocas eruptivas de España*.—Mem. Acad. Cienc. Exac., Fis. y Nat., 660 págs.
- SAN MIGUEL, M., FÚSTER, J. M. y PEDRO, F. DE (1938): *Explicación de la Hoja número 533, San Lorenzo*.—Instituto Geológico y Minero de España.
- SCHRODER, E. (1930): *Das Genzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentralspanien)*.—Abhandl. Gesellsh. Wissensch. Göttingen, Math-Phys Kl. N. Folge, vol. 16, núm. 3, págs. 698-748. (Traducido por M. SAN MIGUEL, en Publ. Extranj. Geol. España, vol. 4, págs. 234-295 (1948).
- SCHWENZNER, J. E. (1936): *Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes*.—Geogr. Abhandl., S. 3, vol. 10, 128 págs. (Resumido al español por C. VIDAL BOX, en Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., vol. 41, págs. 121-147 (1943).
- SOLE SABARÍS, L. y LLOPÍS LLANDO, N. (1952): *Geografía de España y Portugal*, tomo I «El relieve».—Geogr. Univ. Montaner y Simón. Barcelona.
- VIDAL BOX, C. (1930): *Morfología del valle del río Manzanares*.—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., vol. 30, págs. 303-311.
- (1942): *La línea morfotectónica meridional de la Sierra de Guadarrama*.—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., vol. 40, págs. 117-132.

FOTOGRAFIAS

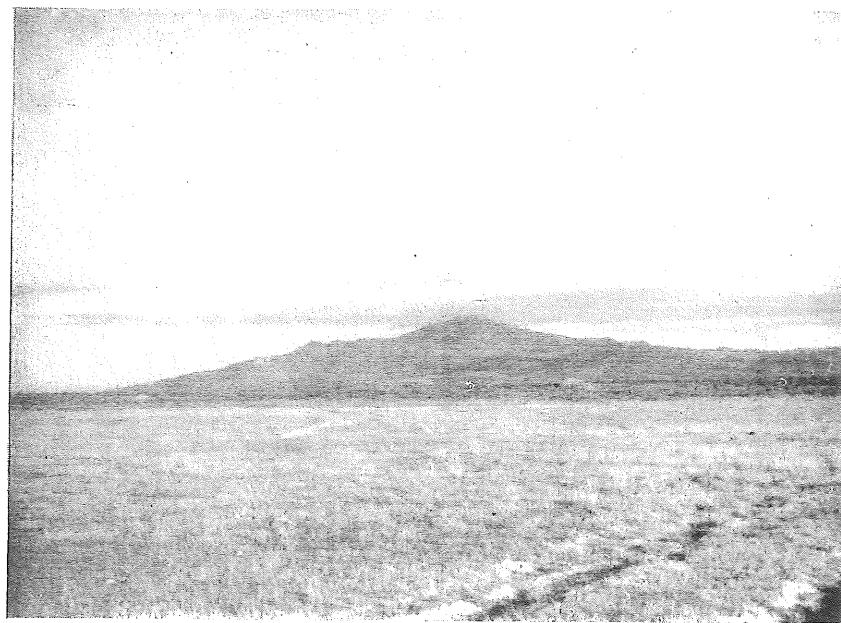


Foto 1.—El Cerro de San Pedro desde la carretera al embalse a Santillana.



Foto 2.—La Najarra y la Pedriza (a la izquierda), desde la zona granítica de Navalafuente.



Foto 3.—Presa de Manzanares el Real.

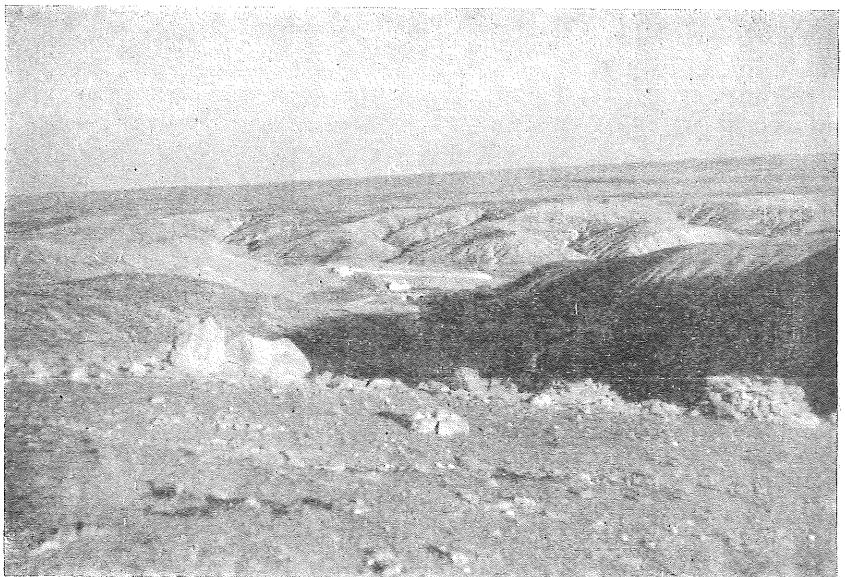


Foto 4.—Torreneras de erosión en el Neógeno de El Molar.



Foto 5.—Facies marginales porfiroide del granito de la Pedriza de Manzanares; junto a la Casilla de Gadea, entre Chozas y Miraflores.



Foto 6.—Dique discordante de granito de grano medio encajado según diversas direcciones de fractura en los gneis pizarrosos de El Molar. Carretera de Madrid a Burgos, en el borde con la zona cretácea.

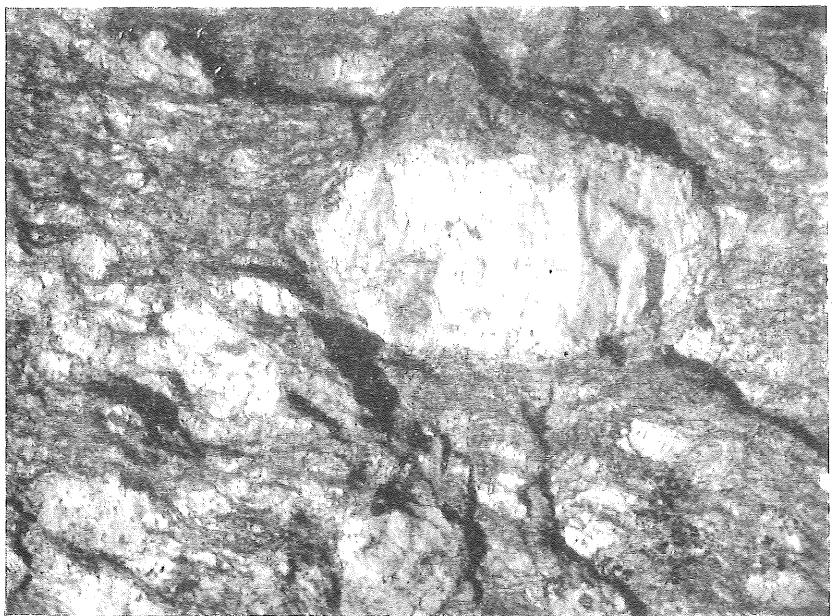


Foto 7.—Gneis glandular con grandes fenoblastos feidespáticos incluidos en una matriz poco orientada. Chozas de la Sierra.

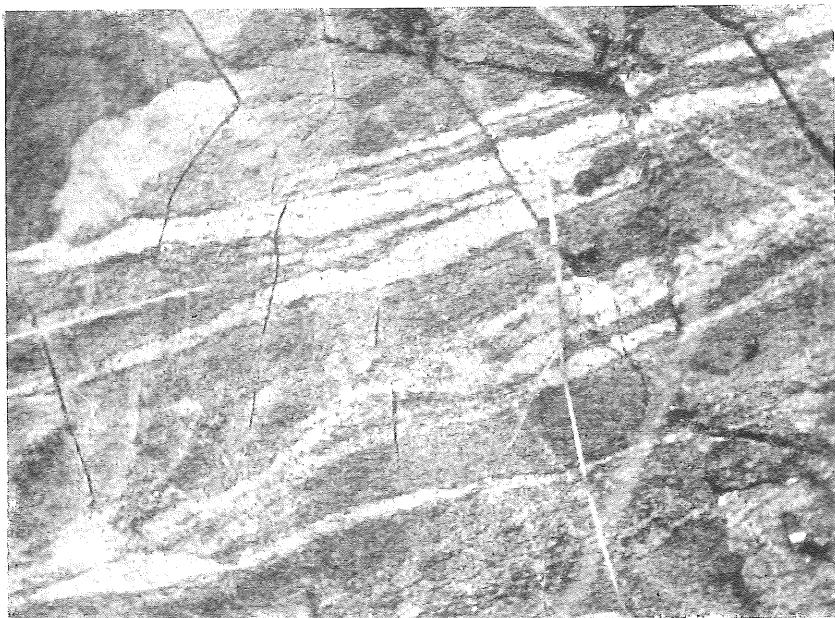


Foto 8.—Gneis embrechítico con venas aplítico-pegmaíticas concordantes y discordantes. Venturada; cerca del túnel de la carretera Madrid a Burgos.



Foto 9.—Pliegues acostados del gneis del arroyo de Valdalisa (El Vellón).



Foto 10.—Plegado isoclinal en el gneis del arroyo de Valdalisa (El Vellón).

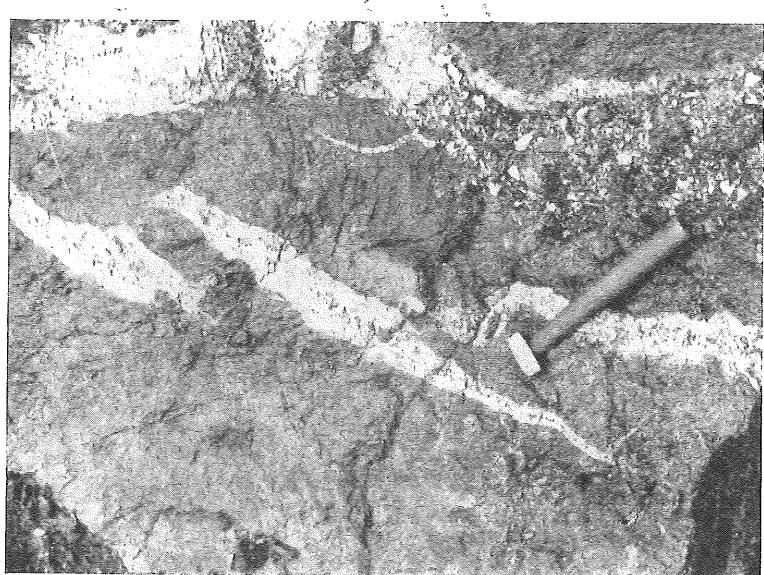


Foto 11.—Vénnulas pegmatíticas discordantes en un gneis de tipo embrechítico. Cercanías de Pedreza.

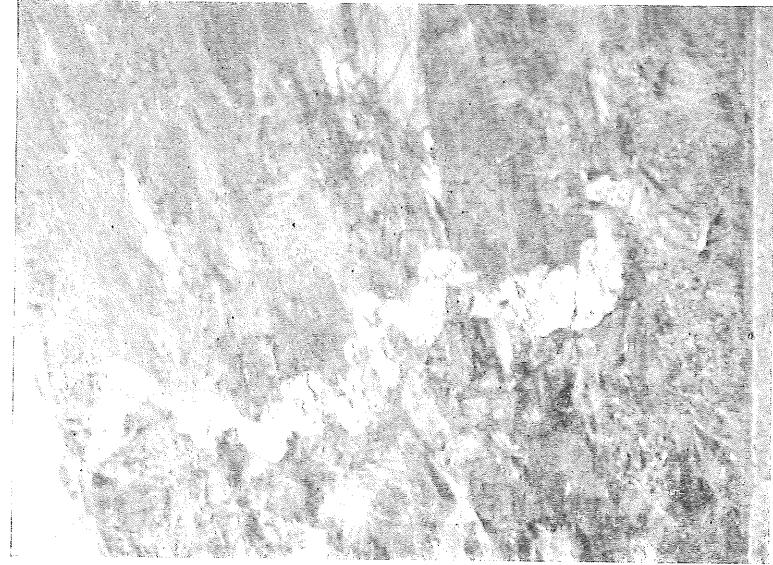


Foto 12.—Dique irregular y divagante, de un metro de espesor, en los gneis embrechíticos del túnel de Venturada. El dique es una pegmatita con zonas aplíticas.



Foto 13.—Contacto discordante entre una pegmatita y un gneis embrechítico en las proximidades del túnel de la carretera de Madrid a Burgos en Venturada. La masa pegmatítica, que queda a la derecha de la fotografía incluye un enclave orientado del gneis; las direcciones estructurales del gneis, aunque algo distorsionadas, se conservan en la pegmatita.



Foto 14.—Aplitas atravesando el gneis glandular del N. de Colmenar (Trinchera del ferrocarril Madrid-Burgos).



Foto 15.—Pliegues verticales en las rocas de siliciclicos del Cerro Eugenio (Cólmenero)



Foto 16.—Dique vertical de lamprólito cortando a los gneiss y pegmatitas asociadas a ellos. Trinchera del ferrocarril Madrid-Burgos, entre los arroyos de Bustarviejo y de Navacerrada.



Foto 17.—Borde N. del Macizo de San Pedro, visto hacia el E. La zona de la derecha, cubierta de monte, es á formada por gneis migmatíticos. A la izquierda calizas del Cretáceo superior: en el límite blanquean las arenas albenses.

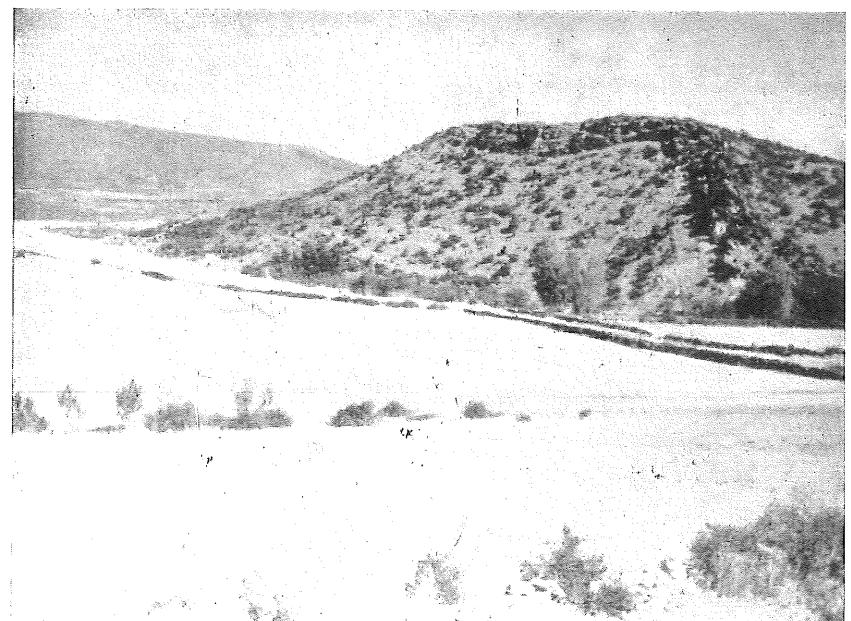


Foto 18.—Pliegue en rodilla del Cretáceo del borde N. de la cubeta de Guadalix; desde la bifurcación de las carreteras de Guadalix a Chozas y Miraflores; al fondo el macizo granítico de Navalafuente.

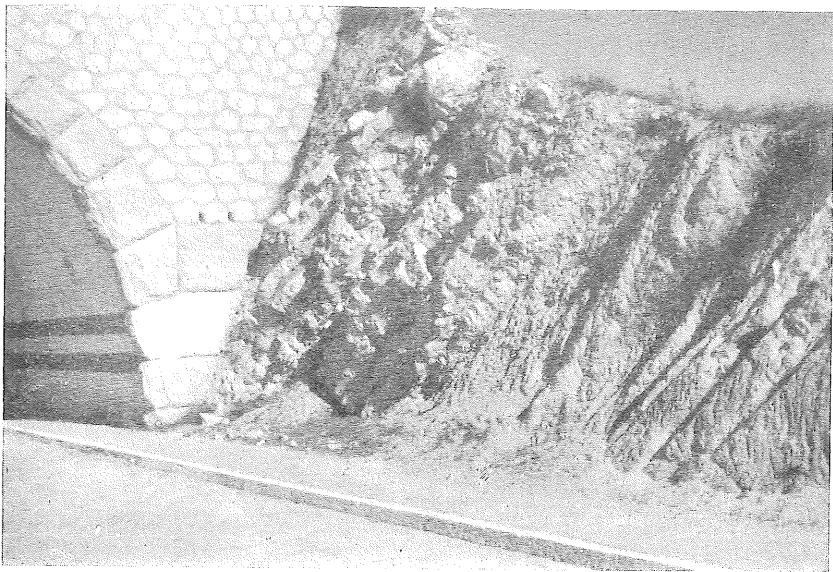


Foto 19.—Areniscas Albenses y calizas del Cretáceo Superior en el túnel de Venturada (carretera general Madrid-Burgos).

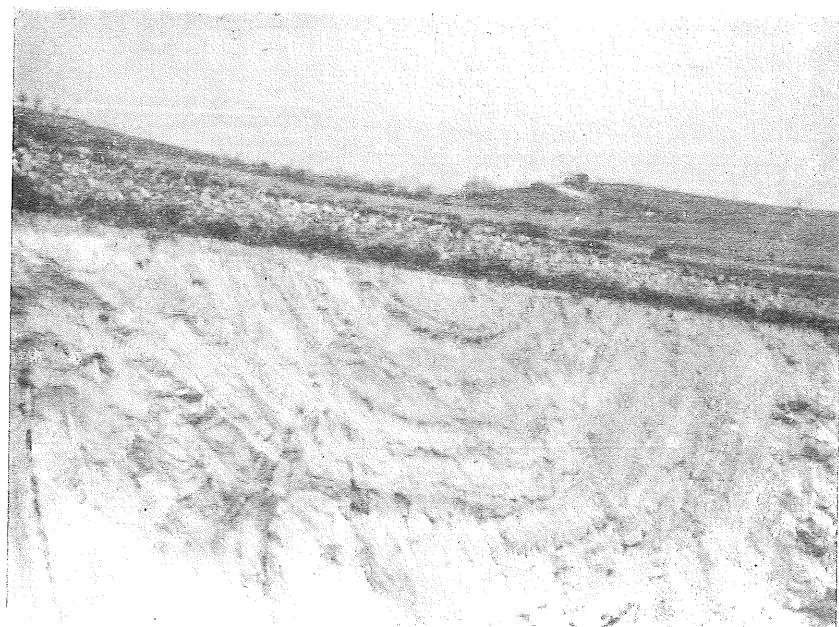


Foto 20.—Pequeño sinclinal cretáceo en el cerro del Feo, cortado por la explanación del ferrocarril Madrid-Burgos, al E. de Chozas.

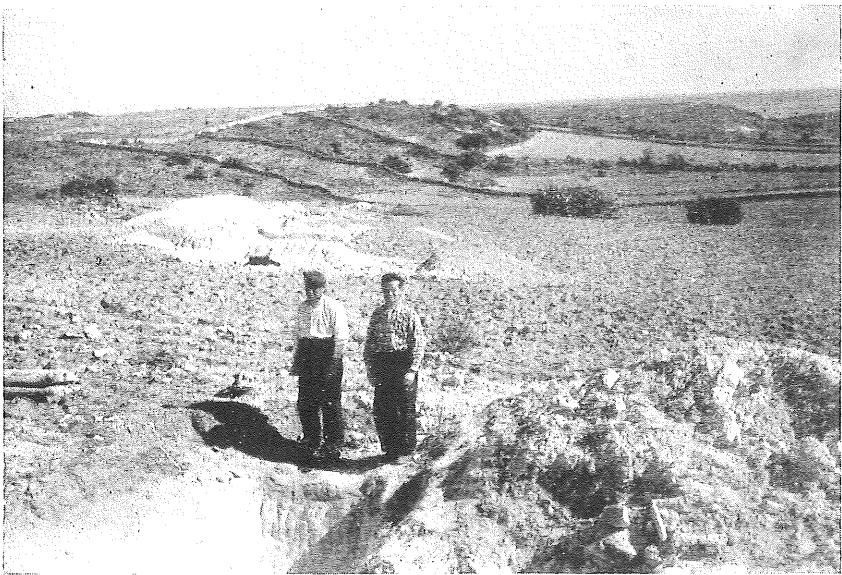


Foto 21.—Explotación de los areneros del Cretáceo Inferior en el término de Venturada.



Foto 22.—Canteras en el Cretáceo Superior del término de Venturada. Al fondo la alineación granítica de La Cabrera.

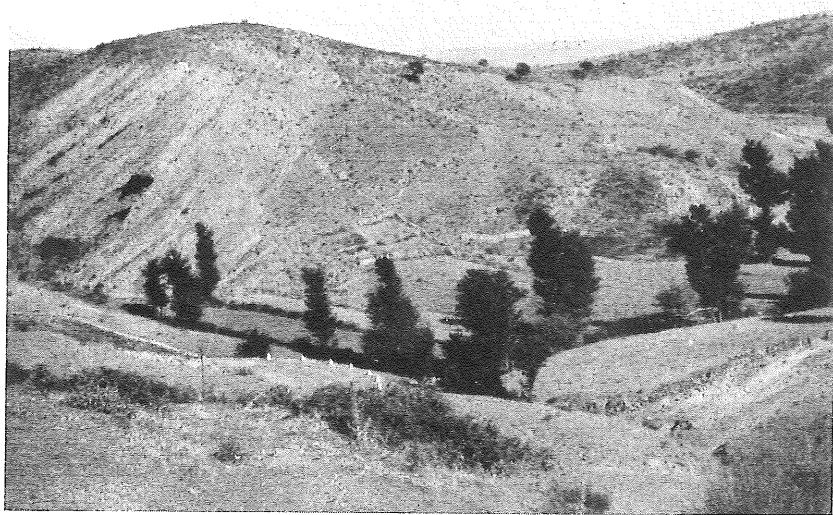


Foto 23.—Vista del flanco S. de la cubeta Guadalix-Redueña. Al fondo y a la derecha, cubierto de monte bajo, el Cretáceo calizo; en la zona central, con escasos afloramientos, margas paleógenas; a la izquierda inclinados hacia el N., conglomerados superiores. Corte del A.^o del Sacedón, junto a Venturada.

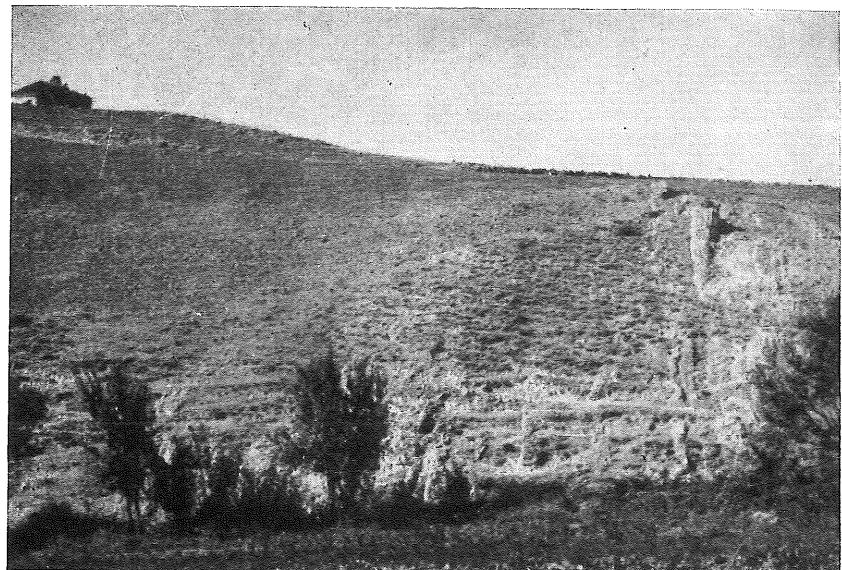


Foto 24.—Conglomerados paleógenos casi verticales en el flanco N. de la cubeta de Guadalix-Redueña, junto a Cabanillas de la Sierra. Corte del río Sacedón, hacia el Oeste.

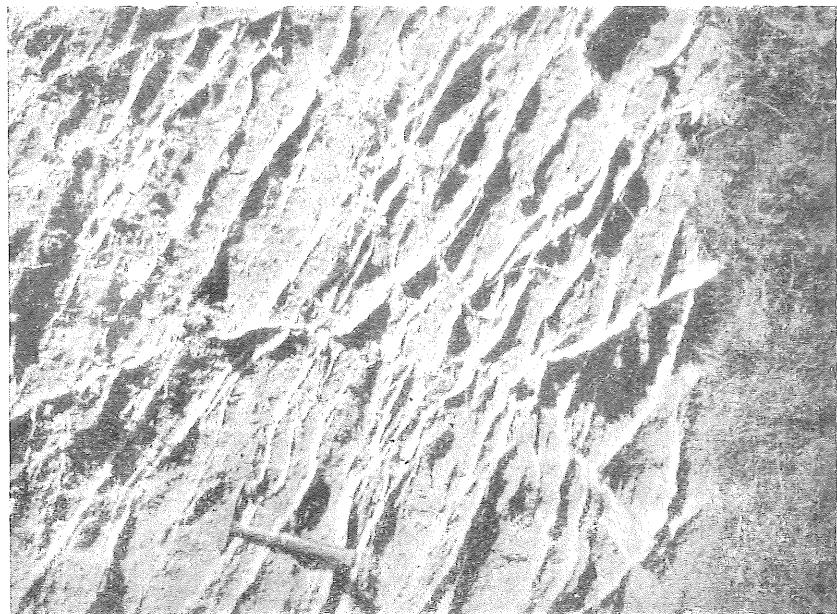


Foto 25.—Marcas yesiferas paleogenas con venillas anastomosadas de yesos fibrosos blancos. Explotaciones al S. de Torrelaguna.



Foto 26.—Detalle de los materiales paleogenos inclinados de la base del Cerro de la Cabeza de Guadalix: los cantos son exclusivamente de caliza cretacea.

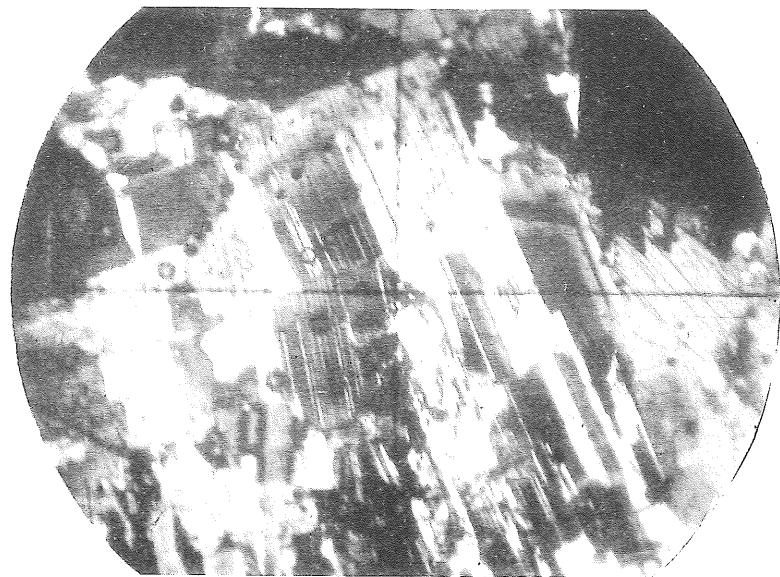


Foto 27.—Conglomerados poligénicos del Terciario Superior en la Garganta del A.º del Sacedón, entre Cabanillas y Venturada.

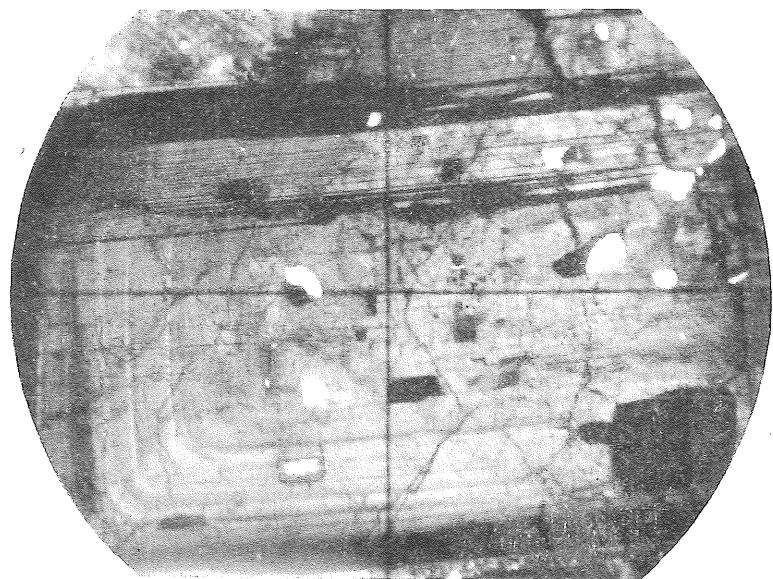


Foto 28.—Facies detritica arenoso-arcillosa del Terciario Superior en las proximidades de San Agustín. La zona más clara de la zona superior forma la base de la segunda terraza del río Guadarram.

MICROFOTOGRAFIAS



Microfotografía 1.—Plagioclasa cataclástica en una granodiorita del plutón de Colmenar. Plagioclasa, biotita y cuarzo. Corral de las Cercas de la Paloma (Colmenar Viejo). ($\times 30$, N. +).

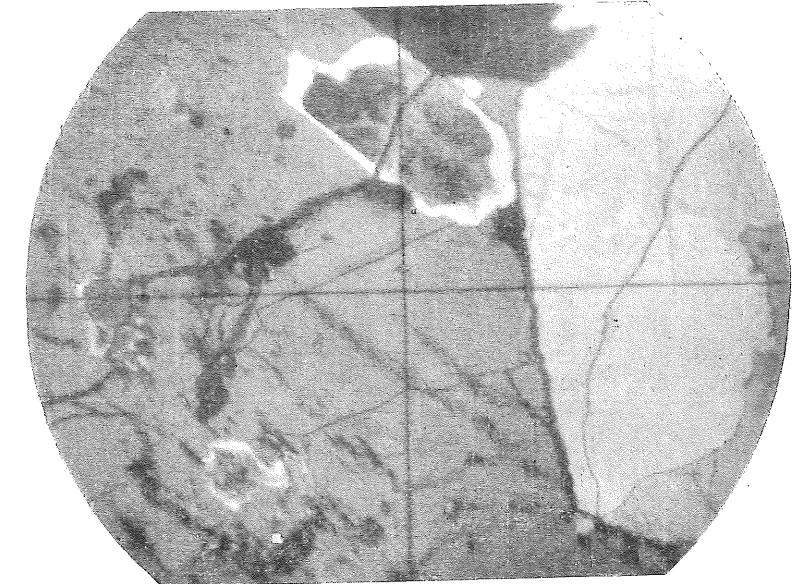


Microfotografía 2.—Plagioclasa zonada en una granodiorita del área granítica de la Pedriza. Plagioclasa, ortosa y cuarzo. Camino de la Peña del Madroño. ($\times 30$, N. +).

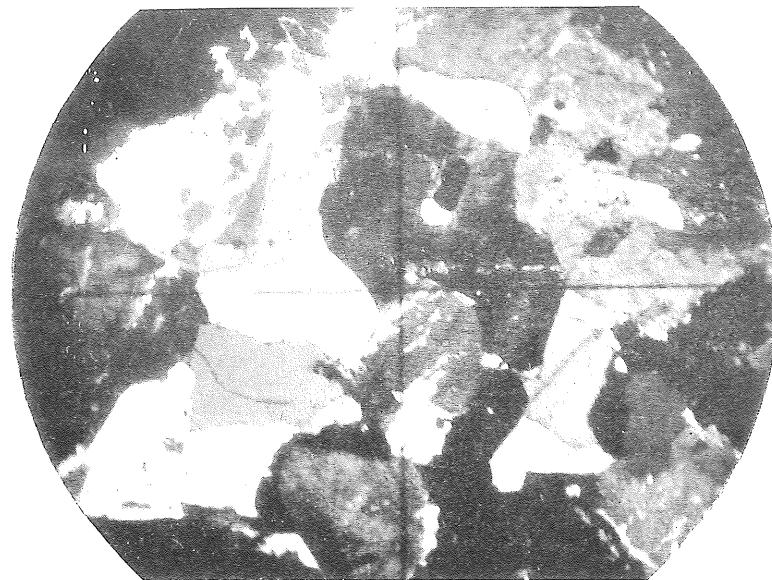


Microfotografía 3.—Leucomallite del área granítica de Navalafuente. Cuarzo ortosa pertítica y plagioclasa, de núcleo alterado y borde transparente, incluida en la ortosa. Contacto del N. de Guadalix.

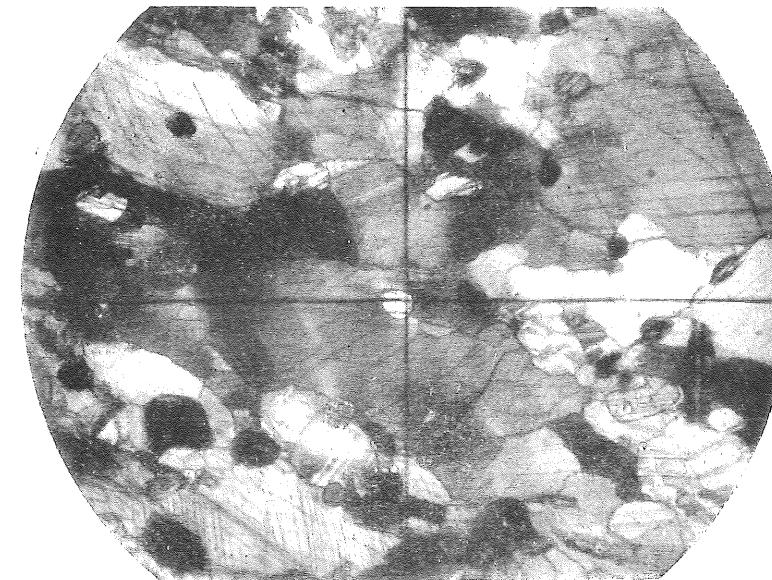
($\times 30$, N. +).



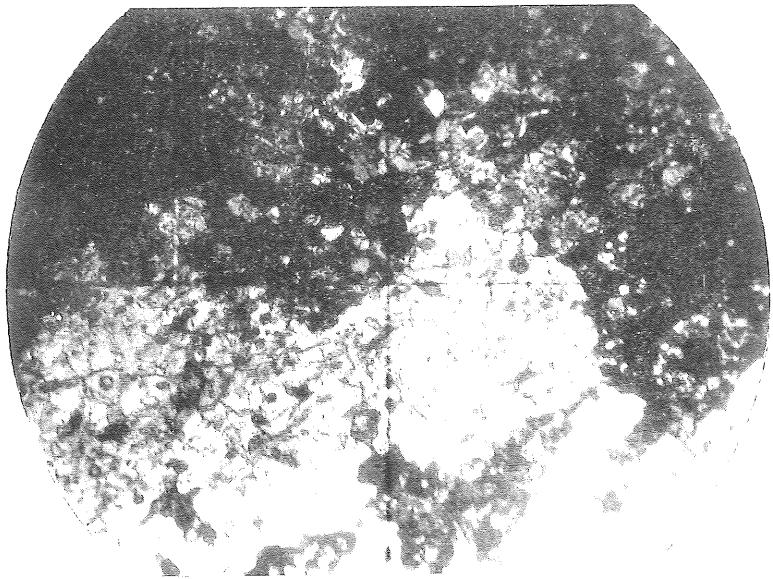
Microfotografía 4.—Ortosa y plagioclasa, con textura hipidiomórfica granular, en una leucomallite de la Pedriza de Manzanares. Pedriza de Manzanares. ($\times 30$, N. +).



Microfotografía 5.—Textura hipidiomórfica fina de un granito de la Pedriza de Manzanares. Cuarzo, ortosa, plagioclasa, biotita y muscovita. Norte de la Peña del Madroño. ($\times 30$, N. +).



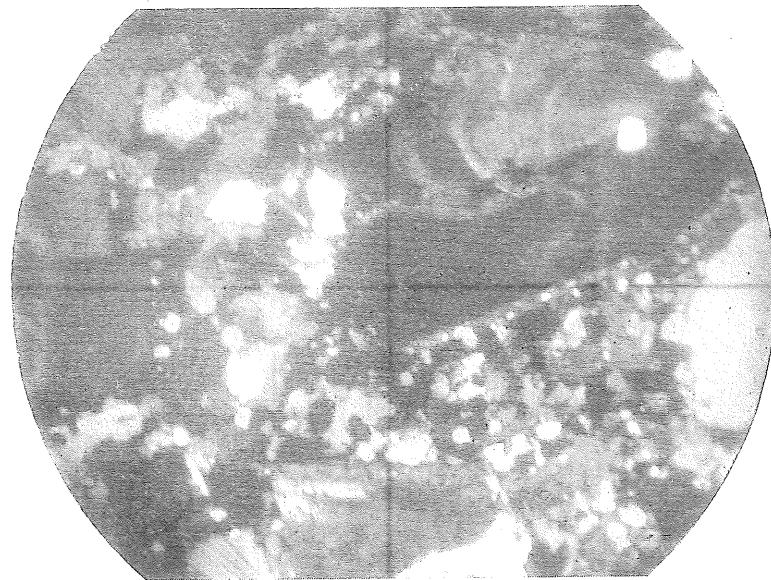
Microfotografía 6.—Secciones de diópsido y wollastonita y de una calcita deformada, con extinción ondulosa, planos de deslizamiento y maclas. Roca de silicatos cárnicos. Colmenar Viejo. ($\times 30$, N. +).



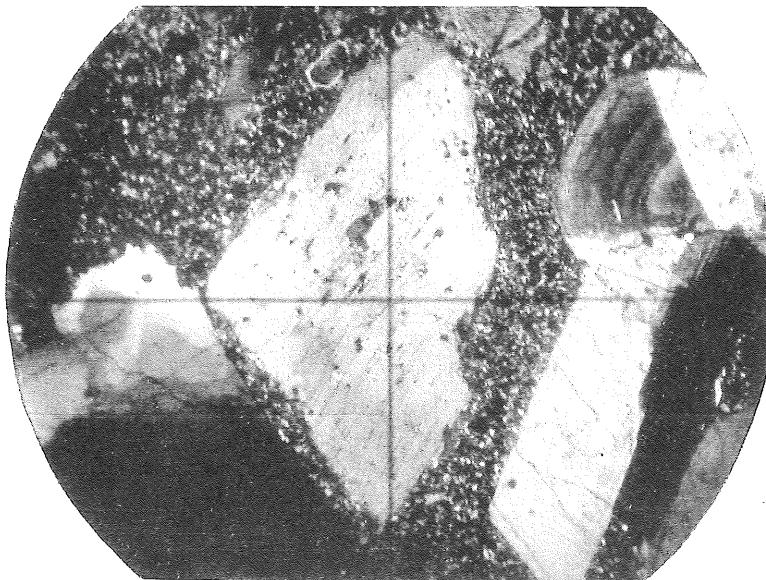
Microfotografía 7.—Asociación diablástica de gresularia e idocrasa poiquiliticas, con numerosas inclusiones de diópsido, en una roca de silicatos cárnicos. Collmenar Viejo. ($\times 30$, N. +)



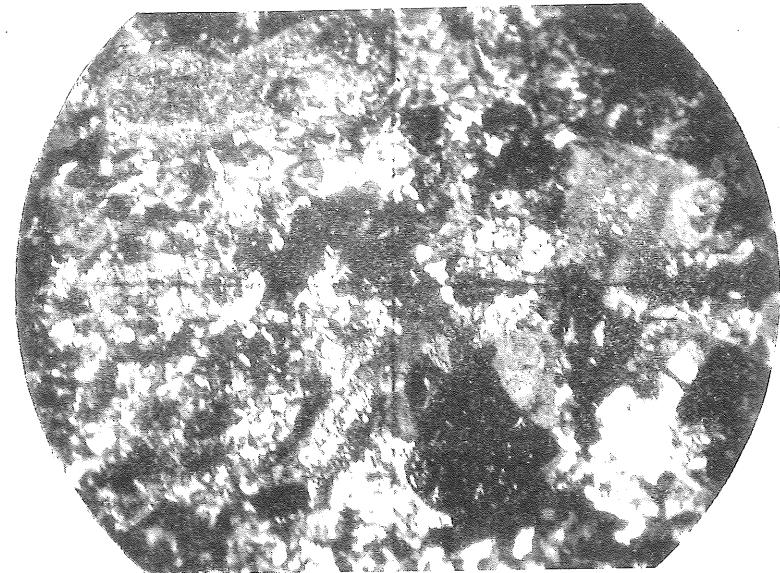
Microfotografía 8.—Pared de contacto de un dique lamprofídico con el granito. El granito, con cuarzo (transparente) feldespatos (turbio) y biotita cloritzada, no aparece metamorfizado por el dique. Textura fluidal en el lamprofídico, con orientación paralela de microlitos feldespáticos. Pedriza de Manzanares. ($\times 30$, N. =).



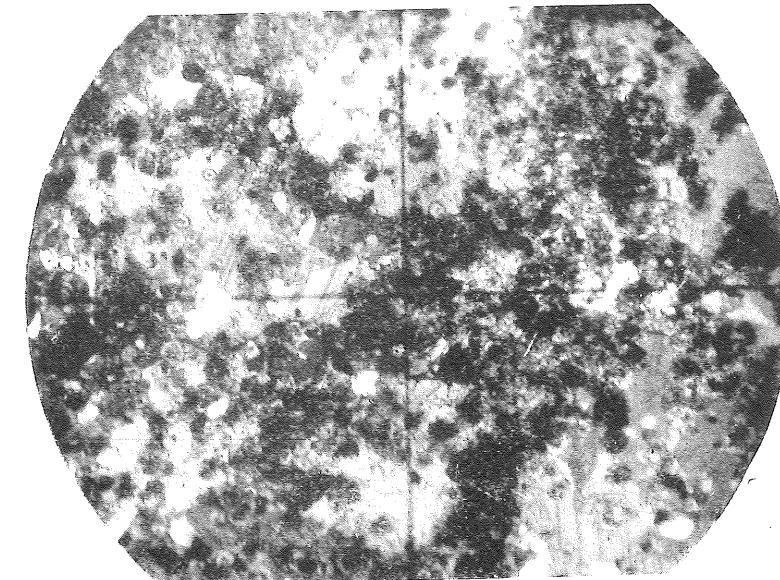
Microfotografía 9.—Fenocristales de biotita, plagioclasa zonada y cuarzo en matriz microcristalina de plagioclasa y cuarzo, de un pórfito adamellítico. Muestra próxima a la pared del dique. Obsérvese la deformación del cuarzo y la mica.
Colmenar Viejo. ($\times 30$, N. +).



Microfotografía 10.—Textura de las rocas del centro del dique. Fenocristales de cuarzo, ortosa, plagioclasa y biotita. Roca del mismo dique de la última foto, Colmenar Viejo. ($\times 30$, N. +).



Microfotografia 11.—Dique granofídico del Cerro de San Pedro. Fenocristales de plagioclasa y biotita cloritizada en pasta micropigmatítica de cuarzo y ortosa Cerro de San Pedro. ($\times 30$, N. +).



Microfotografia 12.—Caliza cretácica del Cenomanense, parcialmente recristalizada. Numerosas secciones de cuarzo en la caliza. Cretácico del N. de Torrelaguna. ($\times 30$, N. +).

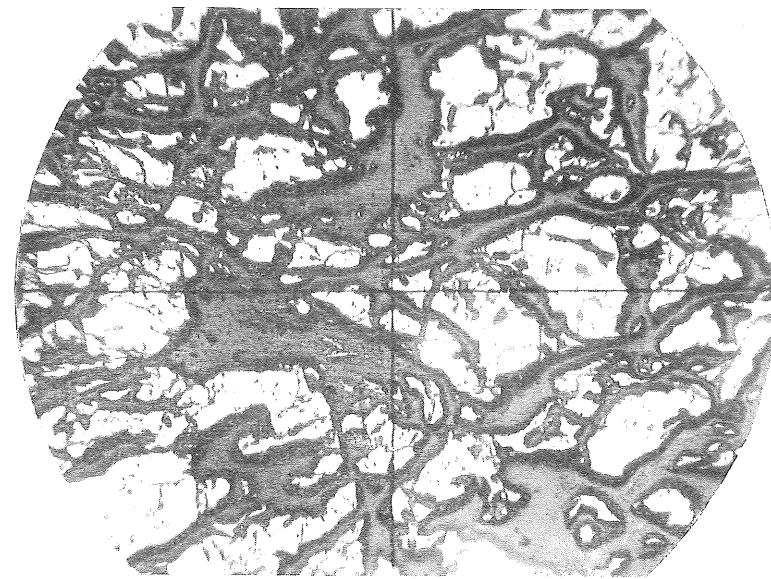
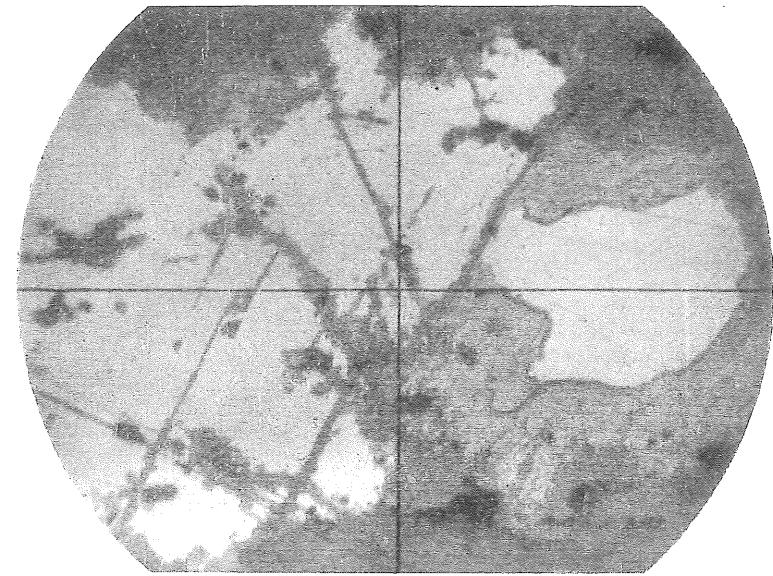


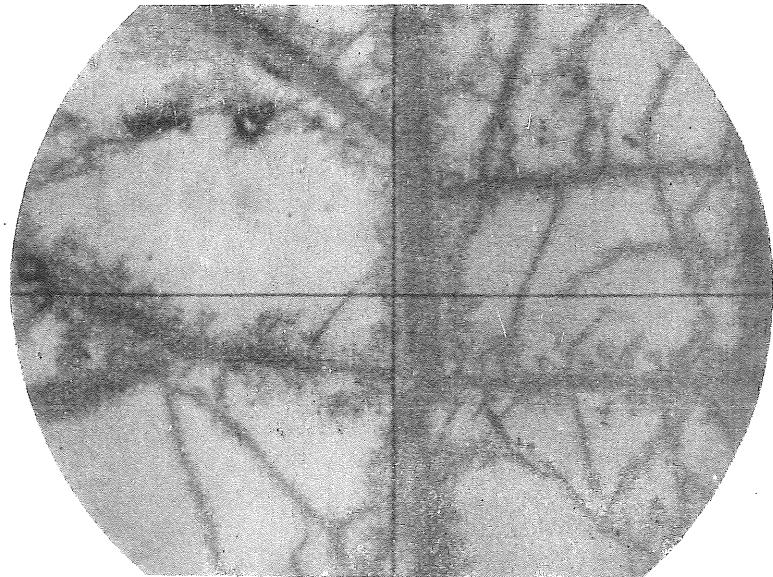
Foto 13.—Secciones de Wolfram (W) penetradas por una calcopirita (C) posterior. Ganga de cuarzo (Q). Arroyo del Horcajo (Guadalix).
($\times 46$, N. =).



Foto 14.—Arsenopirita cataclástica cruzada y sustituída por escorodita. Arroyo del Horcajo (Guadalix). ($\times 46$, N. =).



Microfotografía 15.—Galena sustituida por covelina y cerusita en la montera. La sustitución hace visible al crucero de la galena. Cabanillas de la Sierra.
($\times 130$, N. +).



Microfotografía 16.—Red de vetillas de covelina sustituyendo a calcopirita. Ob sérvese el elevado pleocroísmo de la covelina. Arroyo del Horcajo (Guadalix).
($\times 130$, N. =).