



IGME

505

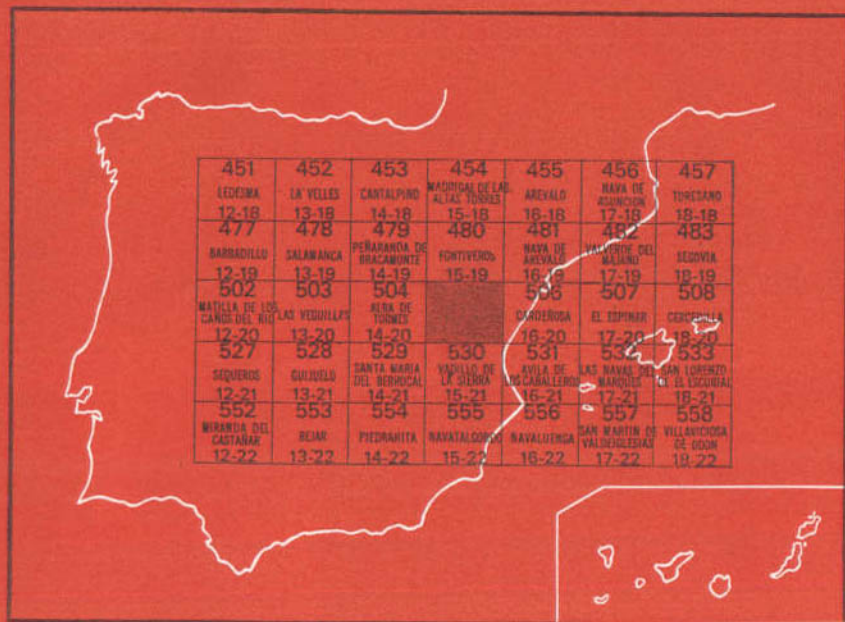
15-20

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MIRUEÑA DE LOS INFANTES

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MIRUEÑA DE LOS INFANTES

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por un equipo perteneciente a la «Agrupación Temporal de Empresas», Compañía General de Sondeos, S. A. - Ingeniería Minero Industrial, S. A. (CGS - IMINSA), bajo normas, dirección y supervisión del IGME. Han intervenido:

Geología: J. Fernández Carrasco (CGS) (Granitos, Metamórfico y Ordovícico); A. Hernández Samaniego (CGS) (Granitos); A. Olivé Davó (CGS) (Terciario); F. J. Carreras Suárez (CGS) (Terciario); R. Capote Villar (UNIVERSIDAD C. MADRID) (Metamórfico y Ordovícico). Para los «granitos» se ha tomado como base cartográfica un mapa inédito cedido por María Piedad Franco (Tesis Doctoral en curso de elaboración, en el planteamiento de problemas cartográficos e introducción al conocimiento de las «Facies graníticas» de L. C. García de Figuerola) (ambos del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca).

Geomorfología: A. Olivé Davó (CGS), J. M. Portero García (CGS), M. Gutiérrez Elorza (UNIV. ZARAGOZA).

Cuaternario y Formaciones superficiales: A. Olivé Davó (CGS), F. J. Carreras Suárez (CGS), J. M. Portero García (CGS) y E. Molina (UNIV. SALAMANCA).

Sedimentología: E. Aragonés Valls (CGS).

Petrografía: M. J. Aguilar Tomás (CGS) (R. Igneas), J. Fernández Carrasco (CGS) (R. Metamórficas).

Micromamíferos: N. López Martínez (C. S. I. C.).

Redacción Memoria: J. Fernández Carrasco, M. J. Aguilar Tomás, A. Hernández Samaniego y A. Olivé Davó, con la colaboración de M. Gutiérrez Elorza (Geomorfología), E. Molina (Cuaternario y F. superficiales) y R. Capote Villar (Metamorfismo).

Coordinación y dirección (CGS): J. M. Portero García y M. J. Aguilar Tomás (Preterciario).

Coordinación y dirección del IGME: A. Pérez González y E. Elizaga.

Supervisión: E. Elizaga y A. Pérez González.

Asesores especiales (IGME): I. Corrales (UNIV. SALAMANCA), L. Sánchez de la Torre (UNIV. OVIEDO) y C. Puigdefábregas (UNIV. AUT. BARCELONA).

Laboratorios: Compañía General de Sondeos, S. A. (Petrografía, Micropaleontología, Granulometrías, Carbonatos, Sales solubles); DPTO. ESTRATIGRAFIA UNIV. COMPLUTENSE MADRID (Balanza de sedimentación, Minerales pesados); DPTO. PETROLOGIA UNIV. COMPL. MADRID (Balanza de sedimentación); DPTO. CRISTALOGRAFIA UNIV. COMPL. MADRID (Rayos X).

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 29.899 - 1982

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

La Hoja de Mirueña de los Infanzones se sitúa aproximadamente en la zona central del borde sur de la Cuenca del Duero, que se adosa a las estribaciones septentrionales del Sistema Central. Queda totalmente comprendida en la provincia de Avila, a excepción de una pequeña parte, en el borde noroccidental, que corresponde a Salamanca.

Tanto geológica como geográficamente, pueden caracterizarse en la Hoja dos regiones claramente definidas; una, correspondiente a la mitad septentrional de la misma, constituida por un relieve relativamente suave que oscila entre los 900 y los 1.000 m., modelado exclusivamente sobre materiales terciarios y cuaternarios, y otra, que se localiza en la mitad sur de la Hoja, que posee una topografía accidentada, con cotas que rebasan en ocasiones los 1.400 m. y que corresponde a las estribaciones del Sistema Central. Es característica en esta zona la existencia de un valle, de origen indudablemente tectónico que, desde Muñico, se desarrolla con dirección NE y que, al estar relleno de materiales terciarios y cuaternarios, posee las características topográficas descritas para la región Norte.

La red hidrográfica se encuentra muy poco jerarquizada, existiendo gran cantidad de ríos y arroyos de escasa importancia y que, en su mayoría, poseen un régimen de funcionamiento de tipo estacional, llegando a secarse totalmente en época de estiaje.

Los cultivos más extendidos son, en la mitad Norte y en el valle de Muñico, los cereales, mientras que el resto de la Hoja se encuentra fundamentalmente aprovechada para pastos. En función de ello esta última zona se caracteriza por poseer una economía basada prácticamente en la ganadería, en tanto la mitad septentrional es una región eminentemente agrícola.

Los núcleos de población no son importantes, aunque sí bastante abundantes, destacando entre ellos S. Pedro del Arroyo, Mirueña, Blascomillán y Muñico.

En el estudio geológico de la Hoja de Mirueña, se plantean problemas muy diferentes según los dominios antes aludidos. Por una parte, los específicos del Sistema Central sobre plutonismo y metamorfismo, tratados regionalmente por numerosos autores en sus publicaciones, entre las que cabe destacar las de: CAPOTE y VEGAS (1968), BARD, CAPDEVILA y MATTE (1970), FUSTER y GARCIA CACHO (1970), FUSTER y MORA (1970), CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1971), CAPOTE (1973), FUSTER *et al.* (1974), GARCIA DE FIGUEROLA *et al.* (1974), APARICIO *et al.* (1975) y UBANELL (1977), y por otra parte el estudio de los materiales terciarios y cuaternarios que rellenan la Cuenca del Duero en su borde sur, así como de sus características sedimentológicas, geomorfológicas, etc. Estos materiales han sido investigados en otras áreas de la cuenca por diversos autores, destacándose las publicaciones sobre el Paleógeno de JIMENEZ FUENTES (1970-1976) y CORROCHANO (1977), y sobre el Neógeno y Cuaternario de ALCALA DEL OLMO (1972-75), CASAS *et al.* (1972), GARCIA DEL CURA (1974), ORDOÑEZ *et al.* (1976), AGUIRRE *et al.* (1976), CORRALES *et al.* (1978), PEREZ GONZALEZ (1979) y SANCHEZ DE LA TORRE (1979).

Partiendo de los datos de la bibliografía regional sobre la Cuenca del Duero, sintetizados por CGS-IMINSA (1978), los obtenidos en la ejecución de 17 Hojas MAGNA por la Agrupación citada durante el transcurso de 1978 y 1979, y las últimas aportaciones bibliográficas, se puede poner de manifiesto, de forma muy esquemática, el modelo sedimentario de relleno de la cuenca intramontana del Duero, desde el Paleógeno al Cuaternario reciente.

Los depósitos Paleógenos afloran únicamente en los bordes de la Cuenca, adosados a materiales preterciarios, con contactos tectónicos o discordantes sobre ellos. Presentan facies variadas, pero con predominio de conglomerados y arenas más o menos gruesas en secuencias fluviales, quedando los ambientes de «playa» circunscritos a pequeñas zonas muy localizadas en el área de Salamanca-Zamora (CORROCHANO, 1977).

El Neógeno alcanza gran desarrollo en la cuenca. Los depósitos ponen de manifiesto un proceso de sedimentación continental a partir de abanicos aluviales procedentes de las áreas montañosas del Norte (Cordillera Cantábrica) y Sur (Sistema Central) de la cuenca, de distintas características según su procedencia. Los del Norte evolucionan paulatinamente, hacia el centro de la cuenca, a ambientes fluviales, con canales separados por fangos de llanura de inundación («Facies Tierra de Campos», H. PACHECO, 1915) con formación por desbordamiento, de ambientes de ciénagas, lagu-

nas y playas («Facies Dueñas», CGS-IMINSA, 1978). En los «abanicos» (*) procedentes del Sur, no se reconoce la geometría típica de los del Norte, depositándose arcosas fangosas y arcosas en «mantos» con transporte «torrencial» (coladas de granos) en su parte proximal y fluviotorrencial en la distal.

En el centro de la cuenca, los ambientes anteriormente citados evolucionan a clénagas, playas, playas salinas (con o sin tránsito a zonas lacustres), cuyos depósitos en los tramos altos del Mioceno Medio (Astaraciense) y bajos del Superior (Vallesiense), constituyen la «Facies de las Cuestas» (H. PACHECO, 1915). Durante el Mioceno más alto y Plioceno Inferior?, tiene lugar una mayor expansión de los ambientes lacustres, con depósito de las «Calizas con Gasterópodos de la superficie del Páramo» (AGUIRRE *et al.*, 1976). Ambientes de playas salinas en tránsito a lacustre generalizado, tienen depósitos de margas arenosas y calizas a techo (Páramo superior), en los que se evidencia la existencia de fases tectónicas y procesos kársticos correlacionables con los ocurridos durante el Plioceno en la Submeseta meridional (PEREZ GONZALEZ, 1979).

Equivalentes a los depósitos últimamente mencionados del centro de la cuenca se sitúan, hacia el borde sur, depósitos conglomeráticos instalados en la superficie pre-raña de Labajos. Los depósitos de abanicos conglomeráticos característicos de la raña, siguientes a un rejuvenecimiento del relieve, están ampliamente extendidos hacia el tercio norte de la cuenca.

El Cuaternario constituye un recubrimiento generalizado de gran importancia, destacando los depósitos fluviales, de zonas semiendorreicas, de vertientes y paleovertientes, de superficies, eólicas y residuos de alteración kárstica.

En el estudio de la Hoja de Mirueña se destaca la diferenciación de las masas graníticas (s.l.), en dos intrusiones separadas en el tiempo. La primera, constituida por granitos «de dos micas», se emplaza, según todos los datos disponibles, en relación con la F_2 del plegamiento hercínico. La segunda (en la que se separan varias facies), corresponde a una intrusión de granodioritas emplazadas tardíamente a la F_3 . Completan el ámbito de las rocas ígneas el cortejo posthercínico de rocas filonianas emplazado en distintas etapas en relación con la fracturación de los granitos (s.l.).

Los materiales atribuibles al Precámbrico se agrupan en dos unidades diferenciadas por el grado de metamorfismo. La primera (Formación neíscomigmatítica de Gallegos) comprende aquellos que presentan un metamorfismo regional de baja presión en un estadio alto, superpuesto a otro de presiones intermedias. Esta Formación pasa gradualmente a «granitos nebulíticos» situados en la periferia de los granitos de dos micas citados,

(*) Se emplea aquí el término «abanico» en sentido generalizado, sin que se pueda especificar su encaje en ninguno de los modelos tradicionales.

evidenciando fenómenos de anatexia. La unidad de «Capas del río Almar», comprende una formación detrítica (de S. García) y otra metagrauváquica (de Mirueña-Solana), afectadas de metamorfismo regional de baja presión de grado bajo-medio a muy bajo. Localmente pueden presentar modificaciones sobreimpuestas por metamorfismo de contacto, producido por la intrusión de las granodioritas y (en menor grado) los granitos.

Sobre el Precámbrico se disponen discordantemente materiales del Ordovícico, distinguiéndose, en la sucesión estratigráfica, una serie detrítica roja con conglomerados (atribuible al Tremadociense), cuarcitas (armoricanas) y esquistos (de Valtuerto). La estratigrafía, tectónica y metamorfismo de las series prehercínicas fueron ampliamente estudiadas por CAPOTE (1973).

Los procesos de deformación, metamorfismo e intrusión, están estrechamente relacionados entre sí, y son consecuencia de la Orogenia hercínica, en la que se han podido caracterizar cuatro fases principales. La Orogenia alpina actúa sobre fracturas hercínicas, en general, y es responsable del «Cabalgamiento» de los materiales hercínicos sobre el Terciario de la Cuenca del Ebro.

Los materiales Terciarios que se estudian en la Hoja de Mirueña corresponden a depósitos de conglomerados silíceos, areniscas microconglomeráticas y ferruginosas, con niveles de arcillas lateríticas («Unidad Torneros»), seguidos de arcosas blanquecinas y ocasionalmente, con cemento calcáreo («Unidad Vallehernando») atribuidos por posición estratigráfica y correlación con series de la vecina Hoja de Alba de Tormes (504) al Mioceno Inferior y Medio. Por encima y en discordancia se presentan depósitos del Mioceno Superior.

Seguindo el esquema general sobre los depósitos de la Cuenca del Duero, expresado anteriormente, los materiales del Neógeno de la Hoja que nos ocupa corresponden a los depósitos de «abanicos», con transporte torrencial (conglomerados de matriz arcósica o arcilloso-arenosa) en zonas proximales y fluvio-torrencial (fangos arcósicos o arenoso-arcillosos con cantos dispersos), en zonas distales.

Así, se han separado en el Mioceno materiales distintos caracterizados por la procedencia de los cantos (ígneos o metamórficos) y por los tipos de depósito (de zona proximal, media o distal del abanico). Así se definen depósitos de zona media de abanico con cantos aislados de origen plutónico («Unidad de Peñalba») y con el mismo tipo de cantos e intercalaciones lenticulares cementados por carbonatos («Unidad Villaflor»), y materiales depositados en zonas distales, de procedencia plutónica («Facies S. Pedro del Arroyo», CORRALES *et al.*, 1978).

Seguindo las directrices del pliego de condiciones técnicas del proyecto, y previamente a la realización de las Hojas, se efectuó una síntesis bibliográfica de toda la Cuenca del Duero, con objeto de determinar la calidad

de los datos existentes, plantear los problemas de la Cuenca, establecer la metodología más adecuada para resolverlos y conocer las facies sedimentarias, prestando especial atención a aquellas con significado cartográfico.

Además de los métodos clásicos seguidos para la realización de las Hojas MAGNA, en el caso de la Hoja de Mirueña se han seguido estudios de geomorfología, de depósitos superficiales y sedimentológicos de detalle en el campo, complementados por la utilización de técnicas de laboratorio como: granulometrías (tamizados y balanza de sedimentación), estudio de arcillas por Rayos X, determinación de sales solubles, estudios de micro-morfología de suelos, etc.

2 ESTRATIGRAFIA

Afloran en la Hoja de Mirueña materiales del Precámbrico Superior, Ordovícico, Paleógeno, Mioceno y Cuaternario.

Dentro de los materiales del Precámbrico aparecen dos unidades diferenciadas por el grado de metamorfismo. Estas dos unidades son, la primera y más antigua, la «Formación Neísico-migmatítica de Gallegos», que aflora en una banda de unos 400 m. de ancho por unos 3 Km. de longitud en las proximidades del pueblo de Gallegos de Sobrinos; la segunda, constituida por neises y migmatitas en paso a diatexistas. La segunda, denominada «capas del río Almar» (CAPOTE, 1973) se sitúa al este de la anterior, contactando mecánicamente con ésta. Comprende a dos formaciones, de litología metapelítico-arenosa. Estas formaciones se han denominado «Formación detrítica de San García» y «Formación metagrauváquica de Mirueña».

Sobre estas formaciones precámbricas y en discordancia erosiva se sitúa el Ordovícico con características continentales o costeras en sus tramos más inferiores (probable Tremadoc), a marinas someras en el Ordovícico Inferior-Medio.

No aparecen en la Hoja materiales paleozoicos superiores al Ordovícico Medio.

Sobre estos materiales, y principalmente en la mitad norte de la Hoja y en el valle de Muñico, aparecen los sedimentos continentales del Terciario (Paleógeno y Neógeno) que se disponen bien por contacto tectónico o bien discordantemente sobre ellos. Por último, y en las mismas zonas, hay que destacar por su gran extensión los abundantes recubrimientos cuaternarios existentes.

2.1 PRECAMBRICO

2.1.1 «FORMACION NEISICO-MIGMATICA DE GALLEGOS» (PCZ)

Se encuentra escasamente representada, justo al oeste del pueblo de

Gallegos de Sobrinos, apareciendo los mejores afloramientos al oeste de la carretera de Gallegos a Viñegra. Comprende los materiales más antiguos que aparecen en la Hoja, en contacto mecánico con las formaciones precámbricas superiores.

Se trata de materiales que han sufrido un metamorfismo de baja presión en un estadio alto (andalucita-silimanita-feld. k.) superpuesto a otro de presiones intermedias (distena). Pasan de forma gradual a nebulitas y diatexitas, representadas en cartografía como granitos nebulíticos ($\gamma\gamma^2$). La litología dominante es de neises y migmatitas bandeadas con silimanita y migmatitas nebulíticas, con relictos de distena, junto con silimanita-feld. k. (cordierita) y andalucita.

La edad de esta Formación debe ser equivalente a las de las Formaciones precámbricas antiguas que aparecen en el Sistema Central (neises pelíticos, no glandulares) suponiendo válida una posible correlación en base a facies metamórficas.

La potencia máxima observada es del orden de los 200 metros.

2.1.2 «CAPAS DEL RIO ALMAR» (PC₂s; PC₂w)

Corresponde a un conjunto de materiales de edad precámbrica (Proterozoico Superior) de naturaleza pelítico-arenosa, fundamentalmente, con algunos episodios carbonatados y volcánicos intercalados.

Se han diferenciado dos unidades, una inferior, la «Formación detrítica de S. García», en donde son más abundantes los materiales metaareniscosos, y otra superior, la «Formación metagrauváquica de Mirueña», de un origen limolítico-grauváquico.

2.1.2.1 «Formación detrítica de S. García» (PC₂s; PC₂sK)

Ocupa una banda con dirección NNO-SSE, que representa los afloramientos más occidentales de los materiales precámbricos de la Hoja. Limita al Oeste con los granitoides, «granitos broncos» (γ^2) y granodioritas (${}_2\gamma\eta^2$, $\gamma\eta_h^2$) del oeste de la Hoja y con la «Formación neísico-migmatítica de Gallegos» (PC₂ζ). Se consideran como los materiales más inferiores de la serie del Precámbrico más alto.

Se caracterizan por poseer frecuentes niveles metaareniscosos (cuarcitas moscovíticas o biotíticas a metaarcosas) dentro de una sucesión de esquistos cuarzo-biotíticos. Los niveles areniscosos van desde unos pocos centímetros de potencia a 1-2 m. en casos excepcionales. Al microscopio presentan una textura granoblástica con fuerte orientación preferencial de cuarzo y feldespato potásico. La biotita o moscovita están en escasa pro-

porción. El tamaño de grano varía entre 0,1-0,2 mm., en los niveles más finos, a 1 mm. en los más groseros.

La potencia total de la Formación es difícil de establecer, debido a la intensa deformación, pudiéndose estimar en unos 500 metros como máximo.

La formación queda afectada en su mayor parte por metamorfismo regional en la zona de la biotita, y sólo en una estrecha banda, en la parte más oriental, la biotita desaparece, permaneciendo la clorita.

El metamorfismo de contacto afecta en diverso grado (PC₂sK), siendo el más elevado reconocido el de las facies de corneanas hornbléndicas, con cordierita en la zona sur (contacto con el afloramiento granodiorítico del este de la zona, $\alpha\gamma\eta_h$) y con anfíbol y granate en las proximidades de los «granitos broncos» del oeste de S. García (γ^2).

2.1.2.2 «Formación metagrauáquica de Mirueña-Solana» (PCw₂; PCw₂K)

Se sitúa por encima de la «Formación detrítica de S. García». Se trata de una monótona sucesión de esquistos grauáquicos finos, con escasas intercalaciones de niveles metaareniscosos, niveles carbonatados y un nivel de porfiroides de origen volcánico, de carácter ácido e intermedio.

Los esquistos grauáquicos (PC₂w) están compuestos en su mayor parte por cuarzo, sericita y clorita, pudiendo aparecer la biotita como mineral de metamorfismo térmico interfase 1-2. El tamaño de grano varía entre 150 micras para los niveles esquistosos más groseros a 40-50 micras que corresponden con los afloramientos más extensos y monótonos. La proporción de micáceos con respecto a cuarzo (y excepcionalmente feldespato) suele ser de un 40-50 por 100, llegando en algunos casos al 70 por 100.

Hacia la parte superior de la Formación aparecen algunas intercalaciones metaareniscosas (s y a) de espesores reducidos (20 cm. como máximo) en bandas que han podido ser cartografiadas. Las bandas pueden alcanzar los 50 metros de potencia (tectónica) en algunos casos.

También aparecen intercalaciones carbonatadas (c) de cierta importancia hacia la parte media-superior de la Formación, que en las proximidades de la aldea de Rinconada representan un nivel de unos 30 m. de potencia tectónica. Son dolomías con intercalaciones esquistoso-detríticas en los bordes. Este nivel desaparece de forma transicional hacia el NO pasando a niveles calcoesquistosos y esquistos grauáquicos con carbonatos intersticiales.

Como tramos más altos de la Formación al sur del Ordovícico, aparecen niveles esquistosos muy finos (20-40 micras) cuarzo-sericíticos, de colores verdosos y rojizos con algunas intercalaciones de esquistos negros muy finos. La potencia total de la Formación se puede estimar en, al menos, 1.000 metros.

En el extremo NE del afloramiento metamórfico, en las proximidades de

El Parral, afloran unos delgados niveles de porfiroides (v) de carácter ácido a intermedio que se sitúan en la parte superior de la Formación, posiblemente sobre los niveles pelíticos negros. La potencia de éstos puede ser del orden de 50 metros. Están intercalados en un tramo de esquistos cuarzo-sericíticos o cloríticos, finos, de colores rojizos debido a alteración de opacos ferruginosos finamente diseminados. Además son frecuentes los cubos de pirita, normalmente de tamaño inferior a 1 mm., pero que pueden llegar a 5-6 mm. de envergadura.

Los niveles porfiroides son de color grisáceo a rojizo, dependiendo de los óxidos ferruginosos diseminados en la matriz. Los niveles más ácidos se componen de cuarzo-clorita-sericita y opacos, apareciendo lechos ricos en sílice microcristalina, alternando con otros ricos en clorita que envuelven a agregados de cuarzo de 1 mm. de envergadura, provenientes de antiguos fenocristales, parcialmente triturados. También envuelven estas bandas de grano fino a opacos ferruginosos de hábito cúbico [pirita?].

Los niveles de composición intermedia presentan fenocristales de plagioclasa y trozos de matriz microcristalina envueltos por una matriz de grano fino, orientada, de plagioclasa, óxidos ferruginosos, clorita y cuarzo.

2.2 ORDOVICICO (O_{11cg} , O_{11w} , O_{11s} , O_{11-12} , O_{12-21q} , O_{22})

2.2.1 ORDOVICICO INFERIOR (O_{11cg} , O_{11w} , O_{11s} y O_{11-12})

Sobre los tramos finos antes señalados se dispone una serie detrítica de color rojizo, en neta discordancia estratigráfica.

En la base de estas formaciones afloran de forma esporádica metaconglomerados (O_{11cg}) con cantos poligénicos, redondeados, de cuarcitas, pórfidos ácidos y cuarzo filoniano, y localmente, pizarras sin rasgos de deformación anterior a su depósito, flotando en una matriz areniscosa muy esquistosada.

Estos metaconglomerados aparecen en lentejones, probablemente con notable separación entre sí (no es seguro debido al importante recubrimiento existente en las zonas donde deben aflorar).

Sobre los metaconglomerados o en cambio lateral aparecen bancos areniscosos y microconglomeráticos de color rojizo (O_{11w}). Los microconglomerados suelen tener cantos de una envergadura de 5-6 mm., son de cuarcita blanca envueltos por una matriz rojiza. Los bancos areniscosos pueden tener una coloración blanquecina a beige e incluso existen intercalaciones de cuarcita blanca, minoritarios dentro de la serie rojiza.

Muestran en lámina delgada una textura esquistosa detrítica, con granos de cuarzo de una envergadura de unos 0,5 mm. con fuerte extinción ondulante y bordes indentados, cementados en una matriz de grano fino [20-30 μ]

de cuarzo y sericita. La clasificación iría desde meta-protocuarzitas a metagrauvascas.

En esta serie areniscosa también aparecen intercalaciones más finas, de pizarras detríticas de colores rojizos. La potencia de este tramo rudítico-areniscoso se puede cifrar en unos 150 m. Sobre este tramo yacen unos niveles cuarcíticos de colores blanquecinos a rojizos (O_{11s}) en donde aparecen laminaciones paralelas y cruzadas, siendo más frecuentes las primeras. A escala del afloramiento son lenticulares en algunos puntos, aunque en cartografía representan un nivel bien definido de unos 50 m. de potencia.

Se encuentran en el tramo areniscoso numerosas huellas de tipo *scolithus*. En la bibliografía (CAPOTE, 1973) se citan cruclanas y otros tipos de huellas que apuntan a una edad Ordovícico Inferior.

Esta formación sería equivalente a lo que los autores alemanes (BISCHORFF *et al.*, 1973, SHAFFER, W., 1965) llaman en zonas más orientales del Sistema Central, «Capas de Constante»; SOERS (1972), en la misma zona llama a estas series «Capas del Bornova», considerándolas Arenig.

En los Montes de Toledo, también se encuentran series clásicas de características similares, por debajo de la cuarcita Armoricana, que contienen icnofósiles del Tremadoc (MORENO *et al.*, 1976).

En la figura 1 se expone una correlación entre estas series.

En base a esta correlación, se puede considerar al tramo clásico de color rojizo, infrayacente a la cuarcita Armoricana de edad Tremadoc-Skiddavense.

Sobre la serie areniscosa se disponen materiales más finos: pizarras y esquistos cuarzo-sericíticos de colores rojizos y verdosos (O₁₁₋₁₂) con una potencia probable de unos 200 metros.

2.2.2 CUARCITA ARMORICANA (O_{12-21q})

Sobre estos esquistos aparece un nivel de cuarcitas de color blanco, de estructura homogénea, masivas, en bancos que pueden ir de los pocos decímetros al metro, que consideramos como armoricana. Al microscopio presentan textura granoblástica con un tamaño de grano homogéneo, del orden de 0,06 mm. La composición es de cuarzo como mineral principal y clorita, opacos, circón, rutilo y sericita como accesorios. La clasificación es de ortocuarzitas.

La potencia total es variable, pudiendo oscilar entre los 15 y los 50 metros.

2.2.3 FORMACION DE ESQUISTOS DE VALTUERTO (O₂₂)

Sobre la cuarcita armoricana y en contacto bastante neto, yace una serie esquistosa fina y monótona de color oscuro de unos 300 m. de potencia [el

Parte oriental del S. Central. (SCHAPER, 1969)	Parte oriental del S. Central (SOERS, 1972)	Montes de Toledo, Navas de Estena (MORENO, VEGAS y MARCOS, 1976).	Hoja de Mirueña
<i>Cuarcita de Alto Rey</i> (Arenig)	<i>Cuarcita de Alto Rey</i> (Arenig)	Cuarcita «Armoricana». Contiene <i>Cruziana furcifera</i> , <i>C. goldfusi</i> y <i>C. rugosa</i> (Arenig)	Cuarcita «Armoricana» (Arenig)
<i>Capas de Constante</i> Pizarras, areniscas, microconglomerado (Cámbrico Superior)	<i>Formación del Bornova</i> Capas microconglomeráticas en la base y alternancia de areniscas y esquistos hacia arriba. <i>Cruziana furcifera</i> . (Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior)	<i>Capas Intermedias</i> Areniscas y conglomerados de tonos rojizos en la base. Areniscas de tonos claros y pizarras hacia arriba. Contiene: <i>C. furcifera</i> , <i>C. goldfusi</i> y <i>C. rugosa</i> . (Tremadoc)	Tramo areniscoso y microconglomerático de tonos rojizos. Bilobites inclasificables. (Tremadoc)
DISCORDANCIA SARDICA			
<i>Complejo de Hiendelaencina</i> (Preordovícico)	<i>Gneis de Hiendelaencina</i> («Ollo de Sapo») (Precámbrico Superior)	Areniscas y pizarras (Cámbrico Inferior)	<i>Capas de Río Almar</i> (Proterozoico Superior)

Figura 1

contacto superior de la Formación es de tipo cabalgante). Frecuentemente contienen material carbonoso fino, diseminado por toda la roca, además de cuarzo, sericita, clorita y a veces opacos ferruginosos, que suelen conferir un color rojizo a la roca.

El tamaño de grano es muy fino, del orden de 15-20 μ . La proporción de sericita+clorita a cuarzo es del orden del 70-80 por 100.

La potencia observable (desde el muro hasta el contacto cabalgante con los materiales del probable Tremadoc) es de, al menos, 300 metros.

2.3 PALEOGENO

Se presenta en forma de afloramientos aislados, generalmente de pequeña extensión, adosados a los marcos montuosos de la cuenca y normalmente en contacto tectónico con los materiales metamórficos y plutónicos que constituyen el borde de la misma.

Excepcionalmente, al sur de Blascomillán, existe un amplio afloramiento, asociado a un leve abombamiento anticlinal, donde aunque se encuentra generalmente muy cubierto, ha sido posible el levantamiento completo de secciones que han permitido el estudio y caracterización de estos materiales paleógenos.

Regionalmente, los afloramientos de mayor extensión e importancia se sitúan en la región Salmantino-Zamorana, en la cuenca de Ciudad Rodrigo y en el borde norte de la cuenca.

En el borde sur, aparte del ya citado de Blascomillán y varias pequeñas manchas adosadas tectónicamente al zócalo, es de destacar el afloramiento de Monsalupe, en la vecina Hoja de Cardeñosa (506).

Entre la bibliografía existente sobre el Paleógeno destacan los trabajos sobre la región Salmantino-Zamorana de JIMENEZ FUENTES, E. (1970, 1972, 1973, 1974, 1975), JIMENEZ FUENTES, E., y GARCIA MARCOS, J. M. (1977), CORROCHANO, A. (1974, 1977 y 1979) y CORROCHANO *et al.* (1974 y 1977).

2.3.1 CONGLOMERADOS Y ARENISCAS MICROCONGLOMERATICAS SILICEAS. ARENAS Y ARCILLAS «UNIDAD TORNEROS» (T_c^A)

Estratigráficamente esta unidad ocupa la posición más baja de los términos terciarios dentro del área estudiada. Aflora, como ya se ha indicado anteriormente, adosada al borde montañoso que limita la cuenca y, generalmente, el contacto con éste es mecánico.

Los afloramientos principales se sitúan al sur de Blascomillán y en distintos puntos a lo largo de las dos fallas que limitan la zona deprimida de Muñico (San Martín de las Cabezas, varios asomos al SE de Muñico, N de Cillán, Casas de Miranda y Casas de Arevaiillo).

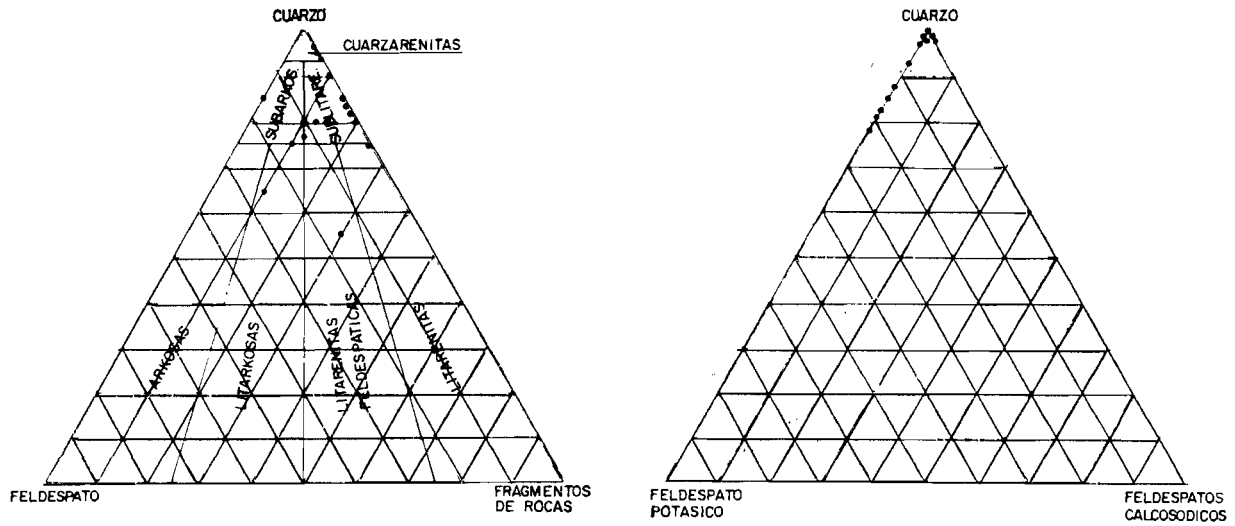


Figura 2.—Composición mineralógica de las arenas de la Unidad de Torneros.

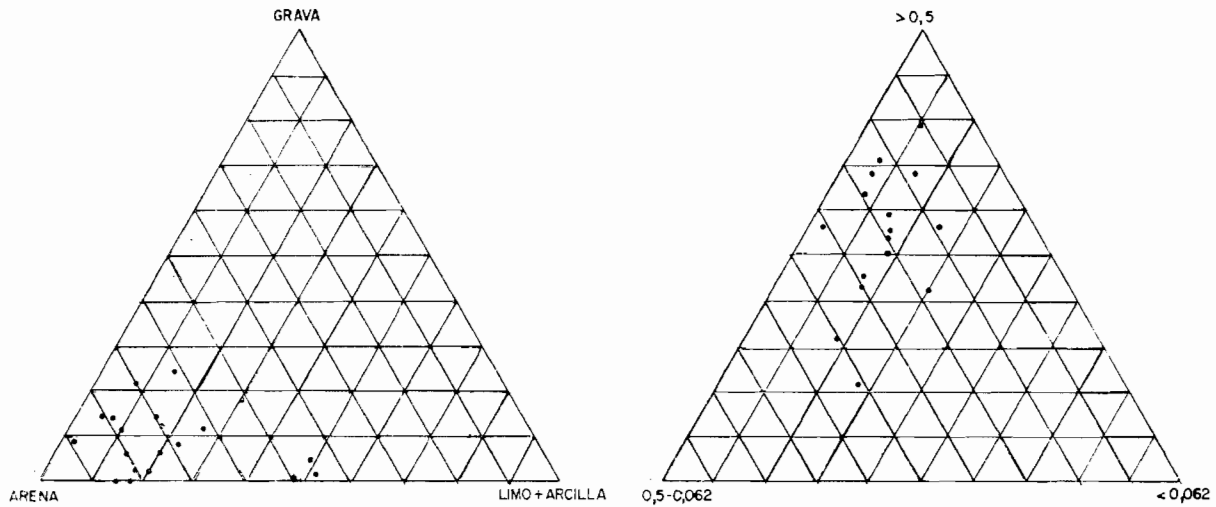


Figura 3.—Composición granulométrica de las arenas de la Unidad de Torneros.

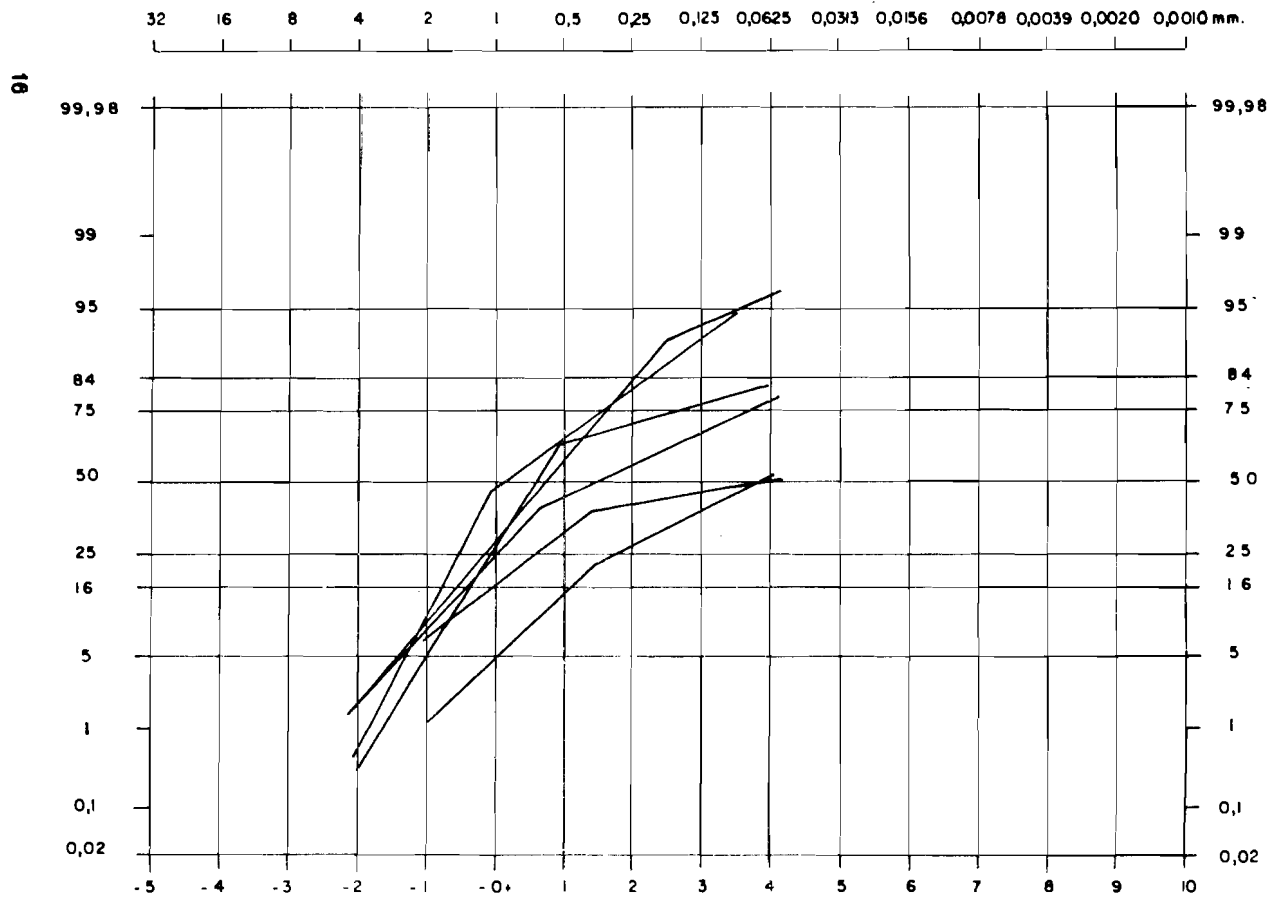


Figura 4.—Curvas granulométricas de las arenas de la Unidad de Torneros.

Tan sólo en este último de Casas de Arevalillo y, en parte, en el de Blascomillán, el contacto entre el Paleógeno y el zócalo es discordante, siendo tectónico en el resto de las zonas citadas.

El estudio de esta unidad se ha realizado a partir de las secciones de Torneros (X=483.600; Y=686.000) y Vallehernando (X=485.000; Y=685.000).

Está constituido por un tramo basal con una potencia de unos 15-20 m. de arcillas, arenas y areniscas microconglomeráticas silíceas, con cantos subredondeados de cuarzo y cuarcita, que presentan manchas provocadas por la concentración de óxidos de hierro que producen una mayor compactación en las zonas donde están presentes, apareciendo el conjunto con un aspecto tigreado y ruiforme en algunos puntos. Sobre este tramo aparecen un máximo de 70 m. de areniscas microconglomeráticas silíceas y arenas y arcillas de tonos generalmente blanquecinos en capas de unos 2 m. de potencia, correspondiendo los niveles de areniscas a depósitos de canales con gran extensión lateral y que, localmente, pueden llegar a soldarse. En todo el conjunto es constante la ausencia de carbonatos.

Se trata de sublitarenitas, cuarzarenitas y subarcosas principalmente, con un porcentaje de cuarzo entre el 50 y el 95 por 100, un contenido en feldspatos (casi exclusivamente potásico) inferior al 25 por 100 y fragmentos de rocas que no superan el 30 por 100 y corresponden a cuarcitas y areniscas (fig. 2). Es inexistente la presencia de carbonato detrítico ni secundario.

El contenido en gravas (mayores de 2 mm.) puede alcanzar el 25 por 100 y donde el tamaño máximo observado es de 10 cm. en el tramo basal y de 4-5 cm. en el resto, siendo los tamaños medios de 4 y 2 cm., respectivamente. Estos cantos pueden aparecer bien dispersos en las areniscas, o bien concentrados en hiladas que podrían estar relacionadas con cicatrices internas de canal.

La fracción arena es siempre superior al 40 por 100, alcanzando normalmente porcentajes superiores al 75 por 100 del total (figs. 3 y 4). El tamaño medio oscila entre 1 mm. y 0,25 mm., siendo la morfoscopia más frecuente la subangulosa, existiendo algún tramo con granos subredondeados.

Los finos pueden, excepcionalmente alcanzar valores del 50 por 100, siendo lo normal que se sitúen por debajo del 25 por 100 del total. La difracción de Rayos X de la fracción arcillosa revela que está compuesta por clorita y caolinita como componente mayoritario e illita abierta como minoritario, existiendo trazas de interestratificados 10-14 F.

Los minerales pesados más abundantes son la turmalina (70-78 %), circón (3-14 %) y rutilo (3-8 %), estando presentes la anatasa, broquita y titanita como trazas o sin superar el 2 por 100 entre los minerales de procedencia plutónica. Entre los metamórficos aparece andalucita (1-10 %), estaurilita (0-9 %) y silimanita y distena en proporciones inferiores al 3 por 100.

En general es destacable en esta unidad la gran abundancia de turmalina y el que el circón y rutilo, junto con la andalucita, se encuentran, en la

mayoría de los casos como casi exclusivos acompañantes de la anterior en el conjunto de la asociación presente. Igualmente resaltable es la total ausencia en las muestras estudiadas de granate.

Esto puede interpretarse como si esta unidad fuera reheredada o al menos procedentes de rocas con gran alteración en que se conservan preferentemente turmalina y algo de circón.

Los niveles arenosos en esta unidad tienen, como ya hemos indicado, geometría de canal y laminación cruzada, conteniendo zonas de preferente acumulación de cantos que, generalmente, se concentran en hiladas dentro del canal y que podrían corresponder a cicatrices internas. Es también destacable la existencia de zonas, generalmente centimétricas, a modo de bandeado donde aparece una notable silicificación.

La sedimentación de este tramo tendría lugar a partir de ríos o torrentes, probablemente poco sinuosos, con importante carga de fondo. Las condiciones climáticas existentes serían bastante agresivas, lo que favorecería la formación de concentraciones de óxido de Fe. Las medidas de dirección de paleocorrientes realizadas en estos canales nos indican un sentido general de aportes hacia el este.

Dada la carencia total de argumentos paleontológicos que lo confirmen, la atribución de edad paleógena a esta unidad se ha basado en la identidad de facies de estos materiales con los descritos por JIMENEZ (1970) en Salamanca y por CORROCHANO y QUIROGA (1974) en Zamora, así como por el hecho de ser recubiertos discordante o disconformemente por sedimentos del Mioceno.

2.4 MIOCENO

Se ha atribuido esta edad a una serie de sedimentos continentales de tipo arcósico que descansan discordante o disconformemente sobre materiales paleógenos, o bien directamente sobre el zócalo granítico o metamórfico.

Se distinguen dos grandes unidades: una, inferior, que se desarrolla fundamentalmente en la vecina Hoja de Alba de Tormes (504) y de la cual sólo aparecen en esta Hoja dos pequeños afloramientos en la zona al sur de Blascomillán, y otra, superior, que reposa discordantemente sobre la anterior y en la cual hemos distinguido una serie de unidades en función de sus características litológicas. Esta variabilidad está ligada a la posición relativa de estos tramos respecto a la zona de aporte, bien sean zonas proximales, medias o distales.

Entre la bibliografía existente sobre el Mioceno del borde sur de la cuenca citaremos los trabajos de POL, C. *et al.* (1977), CORRALES, I. *et al.* (1978) y CORRALES, I. (1979).

2.4.1 MIOCENO INFERIOR Y MEDIO

2.4.1.1 Arcosas beigeas y blanquecinas ocasionalmente cementadas por carbonatos y microconglomeráticas. «Unidad Vallehernando» (T_{C11}^{Ba-Bb})

Se localiza esta unidad, al igual que la anterior, en el borde sur de la cuenca terciaria, próxima al contacto con los materiales plutónicos y metamórficos. Su amplitud de afloramiento es muy restringida, limitándose a dos asomos existentes en la zona al sur de Blascomillán. En ambos casos su aparición se halla relacionada con la del Paleógeno de la «Unidad Torneros», sobre la que descansa en aparente concordancia, si bien dadas sus características totalmente distintas a las de aquella, así como a la falta de los tramos más altos de la serie paleógena descritos en la zona Salmantino-Zamorana, suponemos la existencia de una disconformidad en la base de este tramo.

Como en el caso de la «Unidad Torneros», la carencia absoluta de hallazgos paleontológicos nos impide una datación precisa, si bien por las consideraciones anteriormente expuestas, así como por la similitud con determinados tramos de la serie aflorante en la Hoja limitrofe de Alba de Tormes (504) podemos suponerle una edad Miocena. Por otra parte, sobre ella descansa discordantemente una serie, que describiremos más adelante, cuya edad sería Vallesiense (Mioceno Superior), por lo que quedaría supradatada, resultando por tanto para la «Unidad Vallehernando» que nos ocupa una edad Mioceno Inferior-Medio sin poder, por el momento, efectuar mayores precisiones.

El estudio de esta unidad se ha realizado a partir de la sección de Vallehernando ($X=485.000$; $Y=685.000$), donde, por otra parte, alcanza su mayor desarrollo, habiéndose medido un total de 60 m. de potencia.

Se trata de un conjunto de fangos arcóscicos con cantos dispersos con intercalaciones de areniscas microconglomeráticas con cantos, más numerosas hacia la base de la unidad, que tienen colores blanquecinos y amarillentos (beiges).

Generalmente son arcosas y litarcosas con un porcentaje de cuarzo entre el 50 y el 80 por 100, feldspatos entre el 15 y el 50 por 100 (principalmente potásicos) y fragmentos de roca inferiores al 15 por 100, correspondiendo la mayoría de ellos a fragmentos de rocas metamórficas (fig. 5). Hay que resaltar que con gran frecuencia existe una matriz caolínica en los niveles de areniscas que puede llegar al 30 por 100 y que, esporádicamente, se ha detectado la presencia de carbonatos en pequeño porcentaje.

El contenido en gravas es escaso, no superando el 25 por 100 del total, siendo el tamaño máximo observado el de 10 cm. y media unos 2-3 cm. La inmensa mayoría de estos cantos son de procedencia plutónica. Estos can-

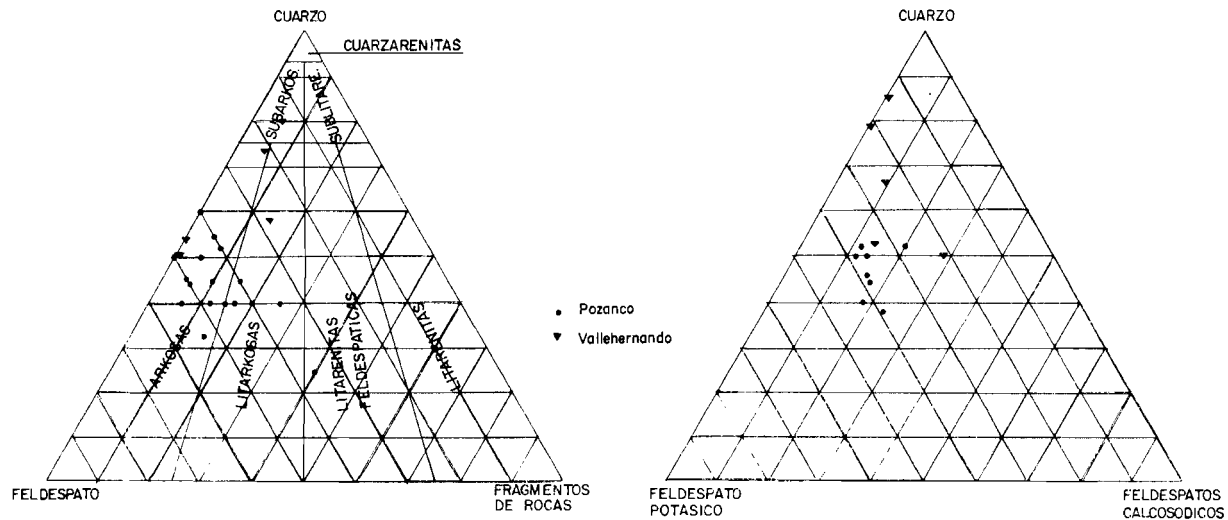


Figura 5.—Composición mineralógica de las arenas de las Unidades de Pozanco (Hoja 16-20) y Vallehernando (15-20).

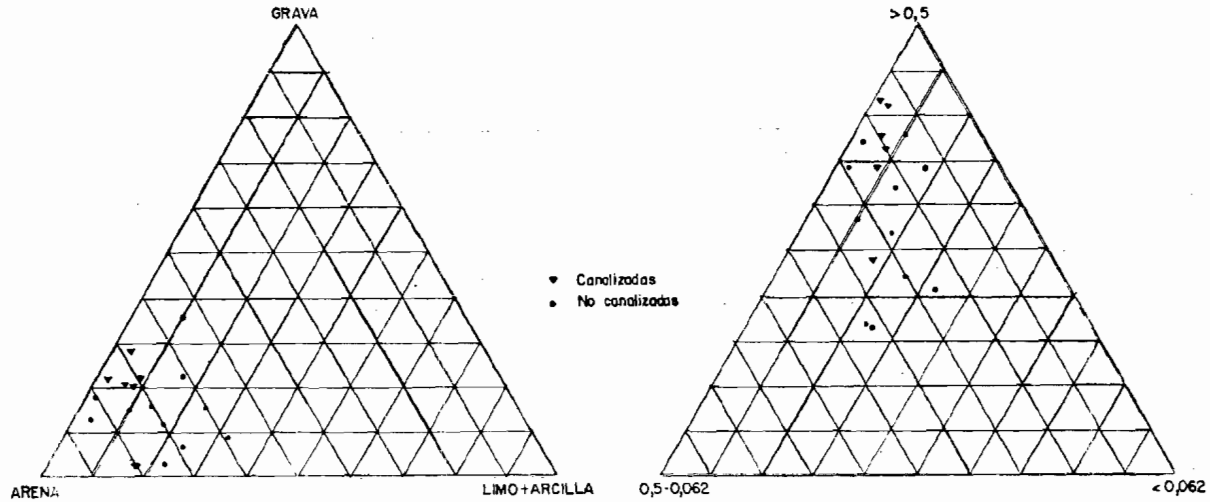


Figura 6.—Composición granulométrica de las arenas de las Unidades de Pozanco (Hoja 16-20) y Vallehernando (Hoja 15-20).

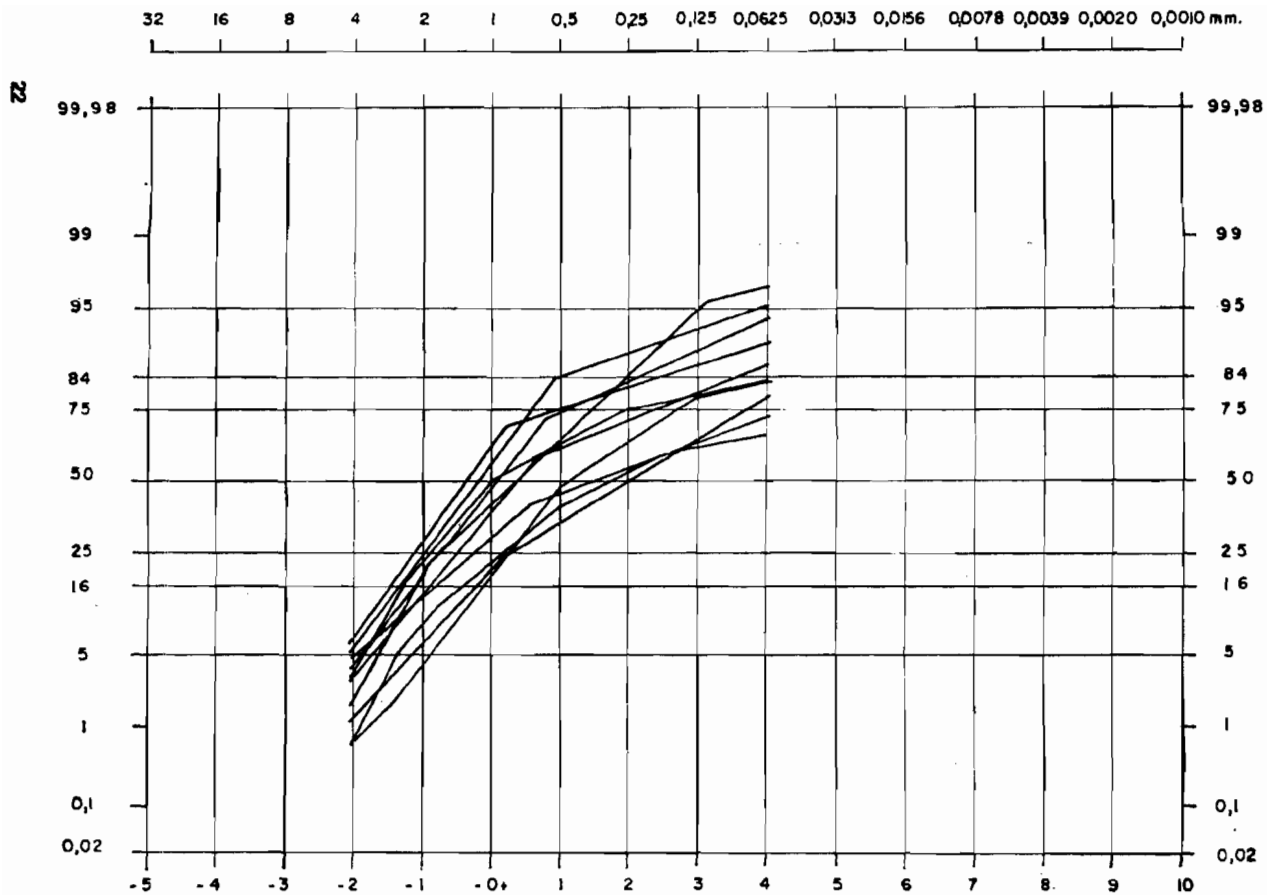


Figura 7.—Curvas granulométricas de las arenas de las Unidades de Pozanco (16-20) y Vallehernando (15-20).

tos aparecen bien concentrados en los niveles de areniscas o dispersos en los fangos arcósicos.

La fracción arena es la más abundante, con porcentajes superiores al 50 por 100 (figs. 6 y 7). El tamaño medio oscila entre 1 mm. y 0,25 mm. y se trata de granos subangulosos en su mayoría.

Los finos se mantienen siempre en valores por debajo del 30 por 100 y los minerales pesados más abundantes son el granate (42-65 %), turmalina (10-35 %) y circón (6-18 %) entre los de procedencia plutónica, y andalucita (6-15 %) entre los metamórficos. Igualmente aparecen en proporciones menores anatasa, rutilo, titanita y estauroлита, que no superan el 5 por 100.

Es de resaltar el claro contraste existente entre estos datos y los obtenidos para la serie atribuida al Paleógeno (apartado 2.3.1), lo que corrobora la idea ya expresada de la diferenciación efectuada entre ambas series.

En conjunto se trata de una unidad constituida por fangos arcósicos poco o nada organizados, donde únicamente aparecen, sobre todo hacia la base, niveles de areniscas cementadas generalmente por caolinita. Quizá debido a la escasez de afloramientos, no ha sido posible observar ningún tipo de estructuras en esta unidad, existiendo únicamente observaciones puntuales que parecen indicar una cierta base erosiva en los niveles cementados.

Por el conocimiento regional, fundado en datos de la vecina Hoja de Alba de Tormes (504), podríamos asimilar este tipo de depósitos a los correspondientes a la zona distal de unos aportes, con procedencia dominante del S y SO, que irrumpirían en la cuenca por un sistema aproximadamente similar al de un abanico aluvial.

2.4.2 MIOCENO SUPERIOR

Se han distinguido como de esta edad una serie de sedimentos relacionados con un aporte de origen generalmente Sur y que recuerdan en cierto modo a un depósito de tipo abanico aluvial en el que se diferencian zonas proximales, medias y distales. En relación con esto último se han cartografiado distintas unidades que, aunque sin límites netos, pasan lateralmente de unas a otras. En la descripción que realizamos a continuación se han ordenado de borde a centro, es decir, de zonas más proximales a más distales.

2.4.2.1 Fangos arcósicos beige con cantos principalmente plutónicos. «Unidad Peñalba» Vallesiense (Tg^{Bc}_{c11})

Aflora esta unidad en una zona al norte de Cillán, así como en el borde suroriental del contacto del Terciario con el zócalo granítico en el área de Bularros.

Esta compuesta por arcosas beige y blanquecinas que engloban cantos que pueden alcanzar gran tamaño, superior a 0,5 m., en una proporción comprendida entre el 15 y el 50 por 100 del total del sedimento, y que son, en su inmensa mayoría de origen plutónico.

El conjunto no presenta ningún tipo de estructuras, observándose, a lo sumo, un intento de organización de los granos de feldespatos que marcan en ocasiones unas ciertas alineaciones.

Esta unidad se encuentra mejor desarrollada en la vecina Hoja de Cardeñosa (506), donde se puede observar que procede del paso lateral de otra (Unidad Calzadilla) que correspondería a la zona más proximal y donde los cantos se hacen componente mayoritario. La potencia visible de esta unidad supera los 70 metros.

El depósito de esta «Unidad Peñalba» correspondería pues a una zona proximal de aporte, siendo el medio de tipo fluvio-torrencial y con posible influencia de la falla de borde en cuanto a ser generadora de escarpe, que incluiría por tanto un factor gravitacional a las condiciones del depósito. En resumen podría pensarse para estos depósitos en un sistema de corrientes tractivas, pero en régimen de flujo alto (*upper flow regime*), lo que justificaría el aspecto no organizado del sedimento. La existencia de este régimen de flujo alto pudo verse favorecida por tratarse de un mecanismo tipo *flash flood*, que traería consigo un aumento de la irregularidad del régimen así como por tratarse, posiblemente, de corrientes poco profundas que dificultan la formación de dunas, estratificación cruzada, etc., máxime tratándose de un material con tamaño de grano grueso.

2.4.2.2 Arcosas blanco rojizas con cantos dispersos y areniscas feldespáticas ocasionalmente cementadas. «Unidad Villafior». Vallesiense (Tsc^{Bc}_{c11} y Tsc^{Bc}_{c11})

Se encuentra esta unidad en paso lateral de la anterior y aflora en toda la depresión de Muñico, así como en la zona centro-oriental de la Hoja (Villafior).

Se trata de un conjunto que posiblemente supere los 30 m. y que está formado por arcosas blanco-rojizas con cantos dispersos, entre los que se intercalan niveles de areniscas duras, más o menos abundantes, de potencia métrica, lenticulares, y que raramente sobrepasan los 10 m. de anchura (Tsc^{Bc}_{c11}). Tienen base erosiva y en ocasiones se aprecia una organización de los granos de feldespato marcando alguna estratificación cruzada.

Se trata de litoarcosas con una proporción de cuarzo que se sitúa en torno al 30 por 100, mientras los feldespatos oscilan entre un 40 y un 50 por 100. Es característica la existencia de fragmentos de rocas calizas, así como que, en ocasiones, tengan cemento carbonatado. Es también constante

la presencia de proporciones importantes de mica negra. En conjunto la matriz son arenas gruesas de morfología subangulosa.

Estos depósitos corresponderían a zonas medias de aporte y los niveles duros podrían interpretarse como consecuencia de desbordamientos laterales de las zonas de aporte principal en épocas de crecida.

2.4.2.3 Fangos arcósicos beige-rojizos con cantos dispersos «Facies San Pedro del Arroyo». Vallesiense ($Tf_{S_{cii}}^{Bc}$)

Aflora en toda la zona septentrional de la Hoja y fue definida por CORRILES, I. *et al.* (1978), si bien esta facies era en el trabajo citado comprensiva de varias unidades que ahora se han diferenciado (Calzadilla, Peñalba, Villaflor) y de la misma S. Pedro del Arroyo, a la que conservamos el nombre con el fin de facilitar la interpretación bibliográfica.

El estudio de esta unidad se ha realizado a partir de las secciones de Monte Viejo ($X=484.700$; $Y=685.500$) y Herreros de Suso ($X=485.700$; $Y=687.900$) habiéndose medido en total más de 80 metros de serie.

Está constituida esta unidad por un conjunto de fangos arcósicos rojizos desorganizados con cantos dispersos.

Se trata de arcosas y litoarcosas con un contenido en cuarzo entre el 20 y el 50 por 100, feldespatos (preferentemente potásicos) entre el 30 y el 70 por 100, y fragmentos de rocas inferiores al 35 por 100, generalmente metamórficas y esporádicamente de calizas (fig. 8).

La fracción arena es siempre superior al 45 por 100 (figs. 9 y 10), el tamaño es de arenas medias y la morfología subangulosa.

El porcentaje de finos puede llegar hasta el 50 por 100, siendo lo normal que no rebasen el 40 por 100. La difracción de Rayos X de la fracción arcillosa revela que está compuesta por clorita y caolinita como componentes mayoritarios e illita abierta como minoritario, existiendo trazos de Interestratificado 10-14 F.

Los minerales pesados más abundantes son el circón (36-77 %) y la turmalina (4-11 %), rutilo (2-7 %) y granates (1-5 %) entre los de procedencia plutónica, y del resto la andalucita (5-10 %), epidota (2-11 %) y proporciones menos importantes de zoisita, apatito, distena, monacita y estaurolita.

En conjunto destaca un claro predominio del circón y la aparición en segundo lugar y en proporciones similares de turmalina y andalucita.

La sedimentación de este tramo correspondería a la zona distal de unos aportes provenientes en general del Sur y que estarían íntimamente relacionados con las unidades citadas anteriormente, correspondiendo por tanto al sistema ya descrito en el apartado 2.4.2.1.

La atribución de edad realizada tanto para esta unidad como para las anteriores al Mioceno Superior se basa en datos de correlación con series

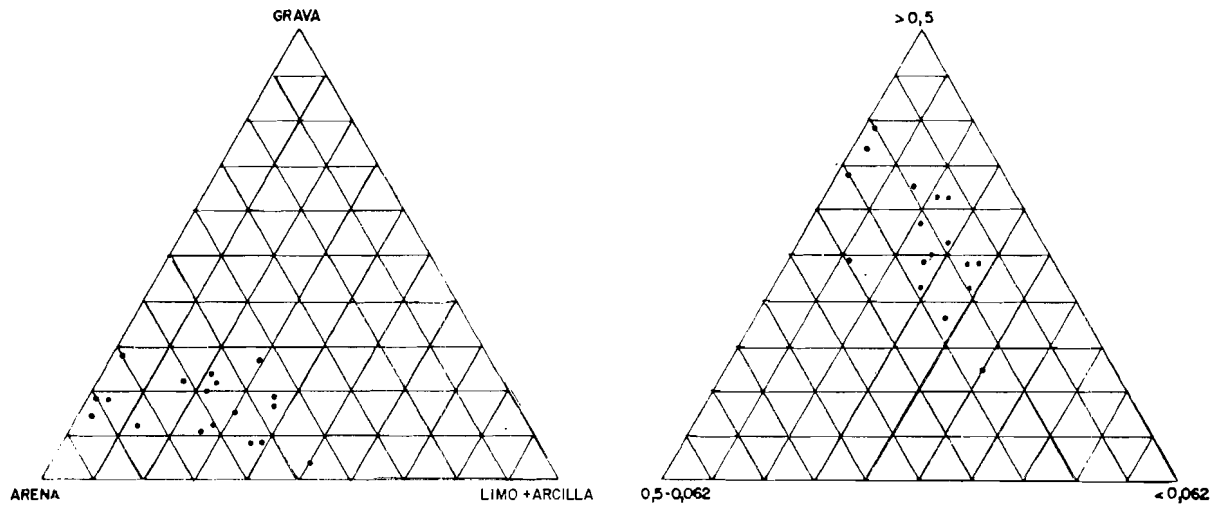


Figura 9.—Composición granulométrica de las arenas de la Facies de San Pedro del Arroyo.

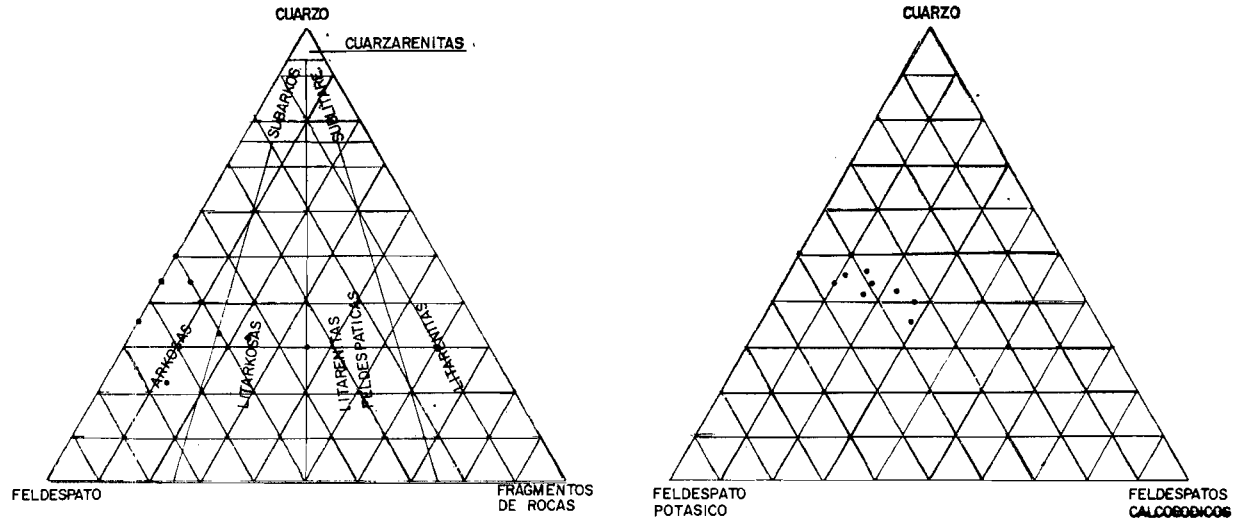


Figura 8.—Composición mineralógica de las arenas de la facies de San Pedro del Arroyo.

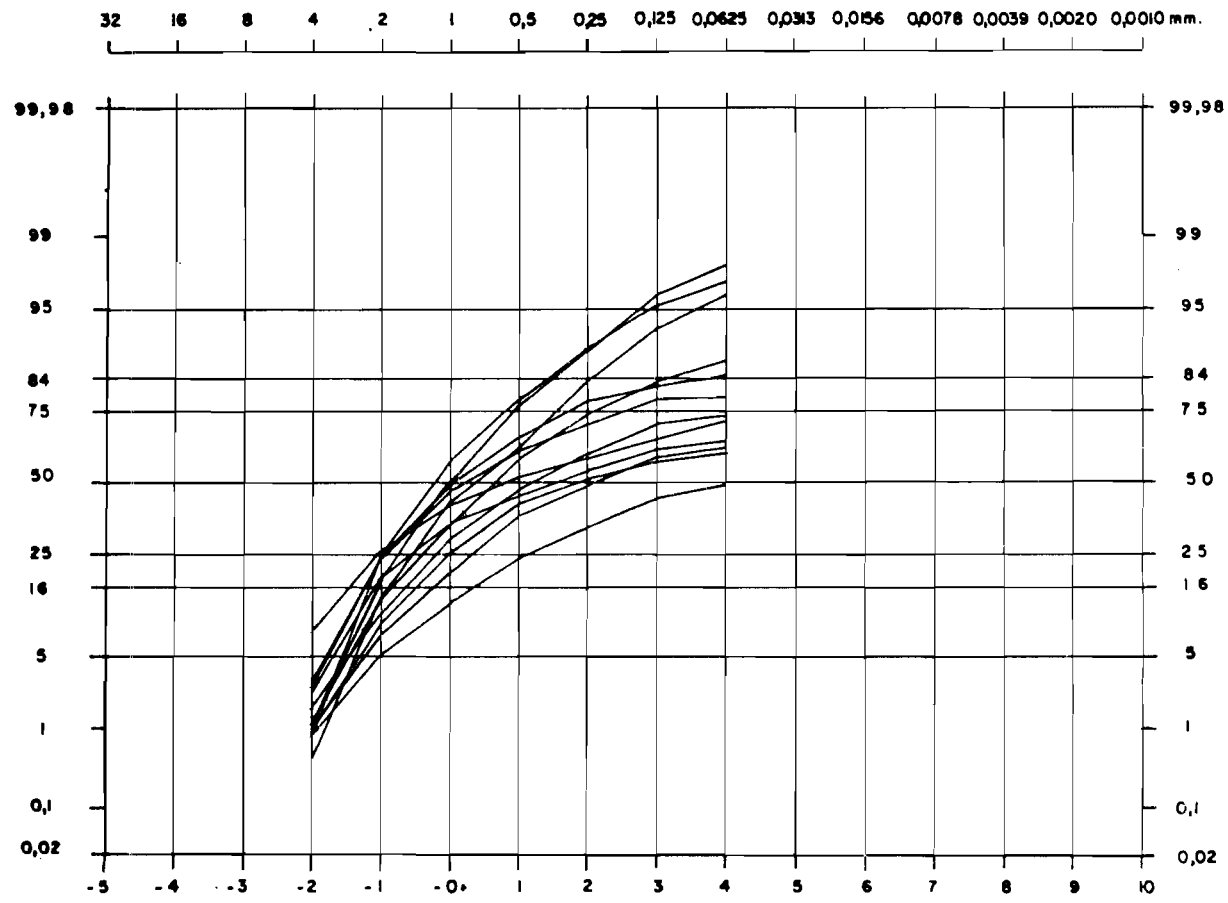


Figura 10.—Curvas granulométricas de las arenas de la Facies de San Pedro del Arroyo.

situadas más al Norte, dado que la ausencia de argumentos paleontológicos ha impedido una datación precisa.

2.5 CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES

El Cuaternario y formaciones superficiales constituyen en la Hoja un recubrimiento, localizado fundamentalmente sobre los materiales terciarios, y que adquiere gran importancia dada su extensión y características litológicas de cara a una ordenación y explotación racional del territorio.

Entendemos como formaciones superficiales el conjunto de materiales no coherentes ligados directamente con la evolución del relieve observable actualmente y que tienen, generalmente, poco espesor (de orden decimétrico o, a lo sumo, métrico).

Las formaciones superficiales distinguidas en la Hoja de Mirueña pueden asociarse a los siguientes tipos fundamentales de modelado del relieve:

- Modelado de las vertientes (V).
- Modelado fluvial (F).
- Modelado fluvial en zonas endorreicas (N).
- Modelado eólico (E).
- Asociadas a procesos complejos (C).

Tanto sobre los recubrimientos como sobre los materiales del sustrato terciario y del zócalo y en función del tiempo, condiciones físico-químicas, pendiente y climatología se desarrollan distintos tipos de suelos.

Para la clasificación de estos suelos se sigue fundamentalmente de la escuela francesa de acuerdo con los criterios de DUCHAUFOUR (1977) por ser ésta una clasificación genética basada en rasgos y caracteres de los perfiles que pueden ser identificados directamente en campo. No obstante, pueden aparecer términos que aparecen definidos en el Mapa de Suelos de España a escala 1:1.000.000 del Instituto Nacional de Edafología y Agrobiología del C. S. I. C. (1968), que corresponden a perfiles típicos y bien establecidos. Nos referimos concretamente a las «Tierras pardas meridionales», muy bien representadas en ciertas zonas del borde sur de la Cuenca. Este tipo de suelos corresponde, en términos generales, a los *sols bruns acides* de la clasificación elegida para condiciones genéticas de tipo mediterráneo (s.l.).

Los suelos más importantes existentes en el ámbito de la Hoja son:

- Suelos pardos lixiviados truncados.
- Suelos aluviales.
- Suelos salinos.
- Tierras pardas meridionales.
- Suelos *ranker*.
- Suelos rojos fersialíticos.
- Suelos de evolución particular.

2.5.1 VERTIENTES ANTIGUAS (Q₁, C) (Va)

Se trata de depósitos asociados a antiguas formas de ladera y que, en algún momento, pudieron tener morfología de glacis aun cuando en la actualidad no se preserve esta forma.

Parece ser que en la Hoja situada inmediatamente al Norte estas formas enlazan con terrazas a las que deben ser equivalentes en edad.

Se trata de unos materiales que, con acusada pendiente general NNO, están formados por cantos angulosos y subangulosos preferentemente de cuarzo y cuarcita con tamaños máximos que pueden superar los 25 cm. y medias de 10-12 cm. En conjunto se observa una cierta disminución en los tamaños conforme nos alejamos del borde del macizo plutónico-metamórfico. Este conjunto de cantos se encuentra englobado en una matriz areno limosa con proporciones importantes de arcilla.

La potencia de estos depósitos normalmente no rebasa los dos metros y tapizan siempre las vertientes más norteadas de los valles, sobre todo en la zona centro-septentrional de la Hoja.

Sobre ellos se desarrollan localmente suelos rojos fersialíticos con perfiles de tipo A-Bt-C. El horizonte Bt puede presentar un inicio de estructura poliédrica o prismática con existencia de cutanes.

La observación permite deducir que, bien durante el mismo proceso de reglaje o bien posterior a él, hay un proceso edáfico de lavado, produciéndose un horizonte de lavado y otro de acumulación de arcilla muy variable de potencia que presenta una cierta rubefacción.

La parte superior de los perfiles se encuentra normalmente decapitada por el efecto del arado que parece haber facilitado un proceso de empardecimiento en superficie por mezcla de ambos horizontes.

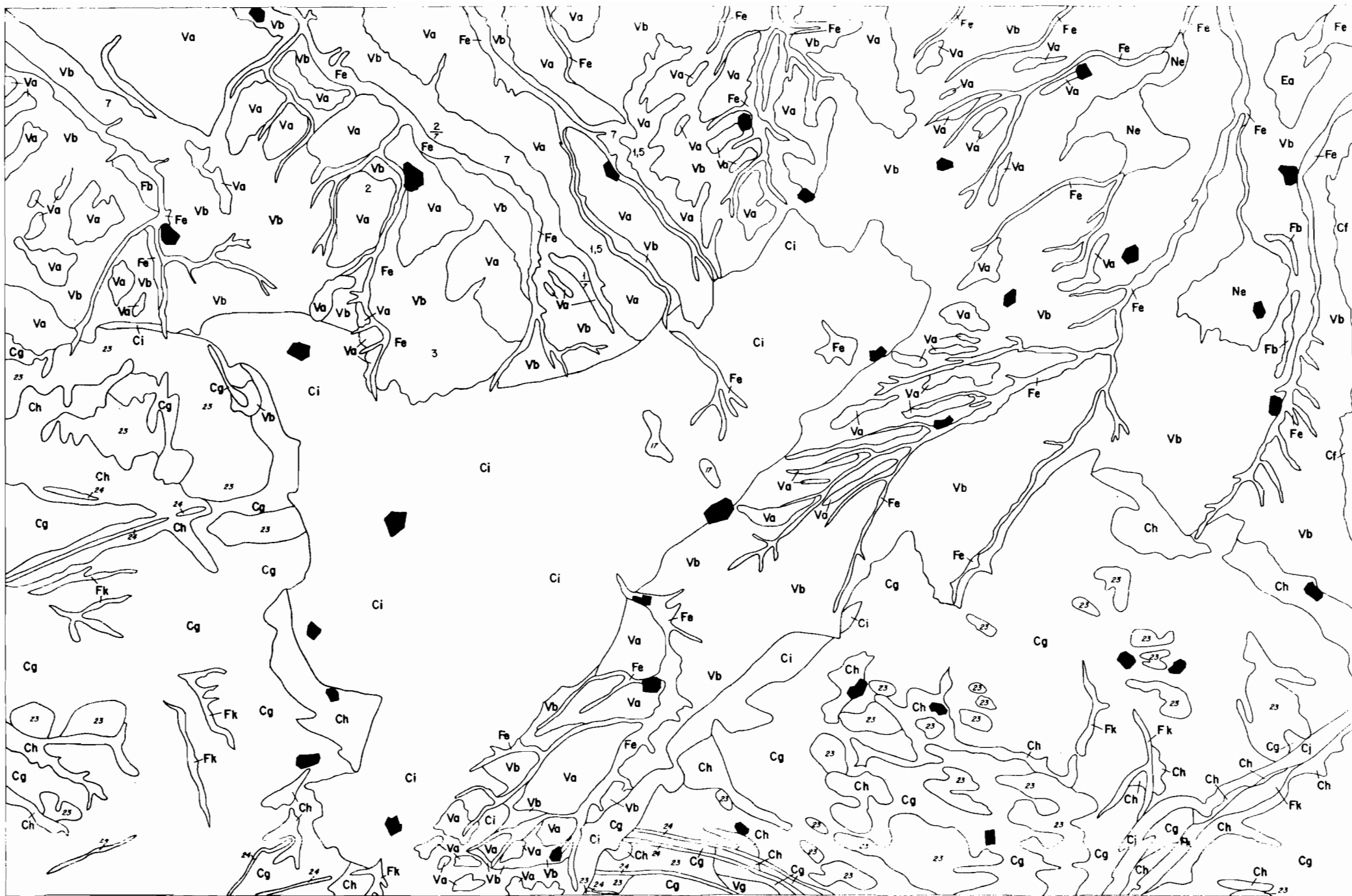
Tanto el efecto de lavado como la rubefacción se ven facilitados por la no existencia de carbonatos en el perfil.

Es posible, sin embargo, que estos niveles rojos no sean realmente autóctonos, sino que partan de depósitos de canturreal con abundante matriz arcillosa roja transportada, por lo que deberían considerarse como suelos rojos litocromos.

2.5.2 DEPOSITOS DE SUPERFICIES (Q₁S) (Cf)

De escasa importancia en el ámbito de la Hoja, donde prácticamente se reducen a un estrecho afloramiento longitudinal en el borde oriental, pero que alcanzan gran desarrollo en las Hojas próximas.

Se trata de un depósito arcósico con cantos, poco potente (no supera el metro en la Hoja), y cuya característica fundamental es su forma plana con pendiente al Norte.



ESCALA GRAFICA
 0 1 2 3 4 5 6 7 8 km



AFLORAMIENTO DE ROCAS DEL SUSTRATO Y/O SUSTRATO (TERCIARIO)

- 3 Conglomerados silíceos.
- 4 Fangos arcósicos y conglomerados de rocas plutónicas.
- 7 Fangos arcósicos y arcosas.
- 17 Cuarcitas.
- 19 Pizarras.
- 21 Esquistos, grauwas y esquistos nodulosos.
- 22 Diabasas.
- 23 R. graníticas.
- 24 R. filonianas duras.

ESPESOR

- 1.1 Espesor visto.
- $\frac{1.1}{7}$ Espesor total y sustrato.

SIGNOS CONVENCIONALES

-  Contacto entre formaciones superficiales.
-  Núcleos urbanos.

FORMACIONES SUPERFICIALES

V — ASOCIADAS AL MODELADO DE LAS VERTIENTES

Derivadas de terrazas, vertientes antiguas (Va) y fangos arcósicos (7).

Va — Gravas cuarcíticas, limos y arcillas. Horizontes rojos. Vertientes antiguas.

Vb — Fangos, limos y gravas de cuarcita y cuarzo. Proporción de cantos menor al alejarse de las formaciones superficiales de que derivan.

Derivadas de rocas graníticas (23) y r. filonianas duras (24).

Vg — Coluviones de bolos y bloques de granitos y pórfidos con matriz arcósica. Canchales.

E — ASOCIADAS AL MODELADO EOLICO

Derivadas de otras formaciones superficiales (Fb, Fb', etc.) y de fangos arcósicos y arcosas (7).

Ea — Arenas de cuarzo redondeado, bien seleccionadas.

N — ASOCIADAS AL MODELADO FLUVIAL EN ZONAS ENDORREICAS

Derivadas de otras formaciones superficiales y en parte de fangos arcósicos (7).

Ne — Arenas, limos y arcillas probablemente hinchables. Abundante materia orgánica. Sales solubles presentes. Suelos de fondo de charca.

F — ASOCIADAS AL MODELADO FLUVIAL

Derivadas de terrazas (Fb y/o Fb'). Vertientes antiguas (Va) y fangos arcósicos (7).

Fb — Arcosas pardo rojizas con gravas de cuarcita dominante. Frecuentes pavimentos de cantos en superficie. Suelos rojos ferri-líticos decapitados. Sustrato frecuentemente alterado con concentración de carbonatos pulverulentos. Terrazas.

Derivadas de otras formaciones superficiales y de fangos (4.7).

Fe — Arenas y limos arcillosos con o sin gravas. Materia orgánica. Suelos aluviales.

Derivadas de rocas graníticas (23).

Fk — Arcosas con matriz limo-arcillosa y abundante materia orgánica.

Derivadas de cuarcitas (17), pizarras (10) y esquistos (21).

Fl — Arcillas, limos y arenas con cantos de cuarcita y materia orgánica.

C — ASOCIADAS A PROCESOS COMPLEJOS (PRINCIPALMENTE DE ALTERACION «IN SITU» Y MODELADO DE VERTIENTES)

Derivadas de fangos arcósicos y conglomerados de rocas plutónicas (4) y de fangos arcósicos y arcosas (7) y asociadas al modelado fluvial, eólico, etc.

Cf — Arenas arcósicas beige-rojizas, abundantes gravillas de feldespato y cuarzo angulosas y subangulosas.

Derivadas de rocas graníticas (23) y filones de cuarzo y pórfido (24).

Cg — Arcosas de grano medio a grueso, cantos angulosos de rocas graníticas. Abundantes bolos graníticos. Gran proporción de afloramientos del sustrato.

Ch — Arcosas de grano medio a grueso, cantos angulosos de rocas graníticas. Abundantes bolos graníticos. Afloramientos del sustrato escasos. Alteración profunda. Lehm granítico. Frecuentes cantos de cuarzo en las zonas con abundancia de filones.

Derivadas de cuarcitas (17), pizarras (19) y esquistos (21).

Ci — Limos y arcillas pardo rojizas con cantos de esquistos, cuarcita y alguno de cuarzo filoniano.

Derivadas de diabasas (22).

Cj — Arcillas limolíticas con abundantes bolos de diabasas.

En Hojas próximas (Cardeñosa, Nava de Arévalo) se presentan como un sistema de superficies que se van encajando progresivamente hacia el centro de la cuenca, y que en zonas próximas al borde pueden presentar perfil de glacis.

Se trataría de formas asociadas a procesos complejos, entre los que posiblemente tengan un mayor significado el de la alteración «in situ» de los materiales y el de modelado de las vertientes, teniendo también quizá importancia el modelado eólico.

Los suelos que normalmente van asociados a estas superficies son del tipo pardo lexiviados (pardos no calizos). Por observaciones en zonas próximas podemos indicar que el perfil más corriente es del tipo Ap-Bt-CR.

El horizonte Ap o de laboreo puede presentar unos 30 cm. de potencia con textura arenosa y muy pobre en arcilla. En verano, cuando el suelo está seco, puede suceder que los granos arenosos finos sean movidos e incluso transportados por el viento. El límite inferior con el horizonte Bt es muy neto y éste suele ser de color pardo más o menos oscuro, y presenta textura poliédrico-prismática con agregados muy duros en seco. Su potencia puede llegar a los 50 cm.

El horizonte C son las arcosas, generalmente bien cementadas, suele presentar fracturas y grietas rellenas por carbonato (carbonataciones en enrejado) parte del cual procede del lavado del propio suelo, pero cuya génesis está condicionada fundamentalmente por la evolución morfológica regional. Este fenómeno de la carbonatación es frecuente, pero no siempre está presente.

2.5.3 TERRAZAS (Q₁T; Q₂T) (Fb)

La representación de los depósitos fluviales de terrazas en esta Hoja es casi inexistente, limitándose a dos pequeños depósitos, uno en la zona occidental, en que aparecen dos retazos de terrazas bajas del río Zamprón (Q₂T), y otras dos pequeñas manchas en la zona oriental, correspondientes al río Villaflor (Q₁T). El hecho de la distinta atribución cronológica en ambos casos es puramente orientativo, queriendo indicar que la terraza de Villaflor es algo más antigua que la otra, pero sin pretender matizar una edad precisa, pudiendo muy bien ambas corresponder al Holoceno.

Están constituidas por arenas, limos y gravas de cuarzo y cuarcita, más abundantes estas últimas en el caso de la terraza de Villaflor.

2.5.4 DEPOSITOS ALUVIALES. FONDOS DE VALLE (Q₂Al) (Fe, Fk, Fl)

Están constituidos generalmente por arenas y limos arcillosos con o sin gravas, siendo apreciable la presencia de materia orgánica. Su espesor varía entre 1 y 3 m.

La mayoría de los perfiles de suelos existentes son poco evolucionados, del tipo AC, pudiendo aparecer también perfiles A (B) C, con una marcada incorporación de la materia orgánica, en los de mayor evolución.

En función del sustrato en el que se instalan se han distinguido tres tipos de formaciones superficiales: Fe, correspondientes a los que transcurren sobre sustrato terciario ya descritos; Fk sobre rocas graníticas, en cuyo caso la litología dominante son arcosas con matriz limo-arcillosa y, por último, Fl instalados sobre rocas metamórficas y que están constituidos por arcillas, limos y arenas con cantos de cuarcita.

2.5.5 DEPOSITOS DE SUPERFICIES SEMIENDORREICAS (Q₂L) (Ne)

Hemos incluido en este grupo una serie de depósitos relacionados siempre con zonas planas que, sin estar en la actualidad encharcadas, han debido estarlo con anterioridad, al tiempo que son susceptibles de serlo de nuevo en caso de notable aumento de la pluviosidad, ya que aparentemente se encuentran relacionadas con zonas inundables en caso de crecida de los ríos y arroyos que las atraviesan.

La litología es de arenas, limos y arcillas, probablemente hinchables, con abundante materia orgánica y presencia de sales solubles. La potencia máxima visible es de 1,5 m.

La formación superficial asociada a estos depósitos sería del tipo de suelos salinos. El perfil es de tipo AC, estando el horizonte A más o menos degradado y el C con rasgos de hidromorfismo. En la parte superior de este perfil pueden conservarse localmente acumulaciones blanquecinas de sales correspondientes a etapas de estiaje.

2.5.6 DEPOSITOS DE VERTIENTES. COLUVIONES RECIENTES (Q₂C) (Vb, Vg)

Tapizan las vertientes actuales, extendiéndose fundamentalmente por el área de afloramientos terciarios.

Teniendo en cuenta los materiales de que derivan y, por consiguiente, su constitución litológica, podemos distinguir:

- Arenas, limos y arcillas con cantos principalmente de origen metamórfico (Q₂C), derivadas fundamentalmente de rocas metamórficas y arcosas terciarias, pudiendo proceder localmente de rocas plutónicas. Sobre ellas se dan suelos de tipo pardo no calizo, similares a los descritos en el apartado 2.6.2. Coluviones (Vb).
- Coluviones de bolos y bloques de granitos y pórfidos con matriz arcósica. Canchales. Corresponden a vertientes coluvializadas en zonas de afloramiento de rocas plutónicas (Vg).

2.5.7 DEPOSITOS EOLICOS (Q₂D) (Ea)

En el ámbito de la Hoja existe solamente un pequeño afloramiento, localizado en el borde nororiental, de materiales de origen eólico. Se trata de un depósito, que posiblemente no sobrepasa 1-2 m. de potencia, de arenas de cuarzo redondeado bien seleccionadas.

Este tipo de sedimentos alcanza gran importancia en Hojas situadas más al Norte, donde recubre grandes extensiones, siendo posible diferenciar formas asociadas al modelado eólico como dunas, cordones dunares, etc., que en el ámbito de esta Hoja no ha sido posible reconocer.

El tipo de suelo asociado a estos depósitos presenta como característica más evidente su coloración, que es claramente blanquecina. Existen diferentes estados de evolución de los perfiles, dependiendo del grado de lavado de material coloidal que presentan.

El perfil más complejo puede ser de tipo A₀A₁A₂BC, con una potencia total que puede llegar a los 80 cm.

Aunque las condiciones climáticas actuales no son precisamente de tipo húmedo (precipitación anual media de unos 500 mm., con una estación seca bien marcada, junio-septiembre), la gran permeabilidad del material y su pobreza en coloides explica la existencia de horizontes álbicos, los cuales pueden aparecer en superficie por erosión de los horizontes orgánicos.

El horizonte B se caracteriza únicamente por una mayor acumulación de arcilla, pero sin presentar estructuras muy definidas. Únicamente hay una coloración más amarillenta o rojiza por acumulación de sesquióxidos debida a una mayor dificultad local de drenaje.

Se trata, por tanto, de un tipo de suelos lexiviados cuya evolución depende de condiciones locales.

2.5.8 DEPOSITOS ASOCIADOS A PROCESOS COMPLEJOS, PRINCIPALMENTE DE ALTERACION «IN SITU» (Cg, Ch, Ci, Cj)

Incluimos aquí una serie de formaciones superficiales que no están representadas en la leyenda del mapa geológico, dado que sólo servirían para enmascarar y dificultar la lectura del mismo, pero que sin embargo se han incluido en el mapa de formaciones superficiales dada su importancia y extensión.

Prácticamente representan el recubrimiento producido por la alteración «in situ» de todos los materiales plutónicos y metamórficos existentes en la Hoja.

En función de las características litológicas del sustrato que, lógicamente, condiciona las de su formación superficial asociada, se han distinguido:

— Arcosas de grano medio a grueso, cantos angulosos de rocas graníticas.

- Abundantes bolos graníticos. Gran proporción de afloramientos del sustrato (Cg). Derivada de rocas graníticas y filones de cuarzo y pórfido.
- Arcosas de grano medio a grueso, cantos angulosos de rocas graníticas. Abundantes bolos graníticos. Afloramientos del sustrato escasos. Alteración profunda. Lehm granítico (Ch). Mismo origen que la anterior.
 - Limos y arcillas pardo rojizas con cantos de esquistos, cuarcita y algunos de cuarzo filoniano (Ci). Derivadas de cuarcitas, pizarras y esquistos.
 - Arcillas limolíticas con abundantes bolos de diabasas (Cj). Derivadas de diabasas.

El tipo de suelos desarrollado sobre las áreas metamórficas correspondería a una tierra parda en paso de meridional a húmeda. El perfil tipo sería A (B) C, en el que el horizonte orgánico tiene una potencia variable del orden de los 5 cm.; el (B), que es de color pardo rojizo con estructura poliédrica rico en arcilla procedente de la alteración, tiene del orden de 30 cm., y por último el C, es el sustrato alterado que presenta la característica de tener concentraciones de óxidos de hierro locales. No existen carbonatos en todo el perfil.

En los granitos se implantan suelos del tipo tierra parda meridional que se desarrollan sobre un lehm granítico que posiblemente rebasa los 4 m. de potencia y que presenta diferentes estados de deshidratación, según zonas, de los óxidos de hierro, lo que motiva la existencia de manchas rojizas distribuidas en el conjunto. Localmente pueden aparecer suelos *Ranker*.

El horizonte A es poco potente en general (5 cm.) de humus *moder-mull* de color pardo oscuro. El (B) presenta como ya hemos indicado diferentes grados de enrojamiento y el C es el granito más o menos alterado que, en muchos casos, es el resto de un perfil de alteración más antiguo.

Por encima de los 1.100 m. de altitud estas tierras pardas meridionales pasan a tierras pardas sub-húmedas con un horizonte orgánico bien desarrollado (5 cm.), también elaborado, en muchos casos, sobre un saprolito granítico relicto.

Se ha muestreado, localmente, algún perfil de alteración de granitos que nos da una composición de 30-45 por 100 de cuarzo, 55-60 por 100 de feldespatos y porcentajes de hasta un 15 por 100 de micas.

La granulometría indica que la fracción fina no supera el 15 por 100 del total y un análisis por Rayos X de las arcillas nos indica que el componente mayoritario es la esmectita (70-80 %) seguido de la illita (15-30 %), pudiendo aparecer también caolinita y paligorskita.

2.6 EDAD E INTERRELACIONES DE LAS UNIDADES DEL TERCIARIO

Partiendo de los datos obtenidos, no sólo en el ámbito de la presente Hoja, sino en el conjunto de las realizadas por CGS, S. A. - IMINSA durante

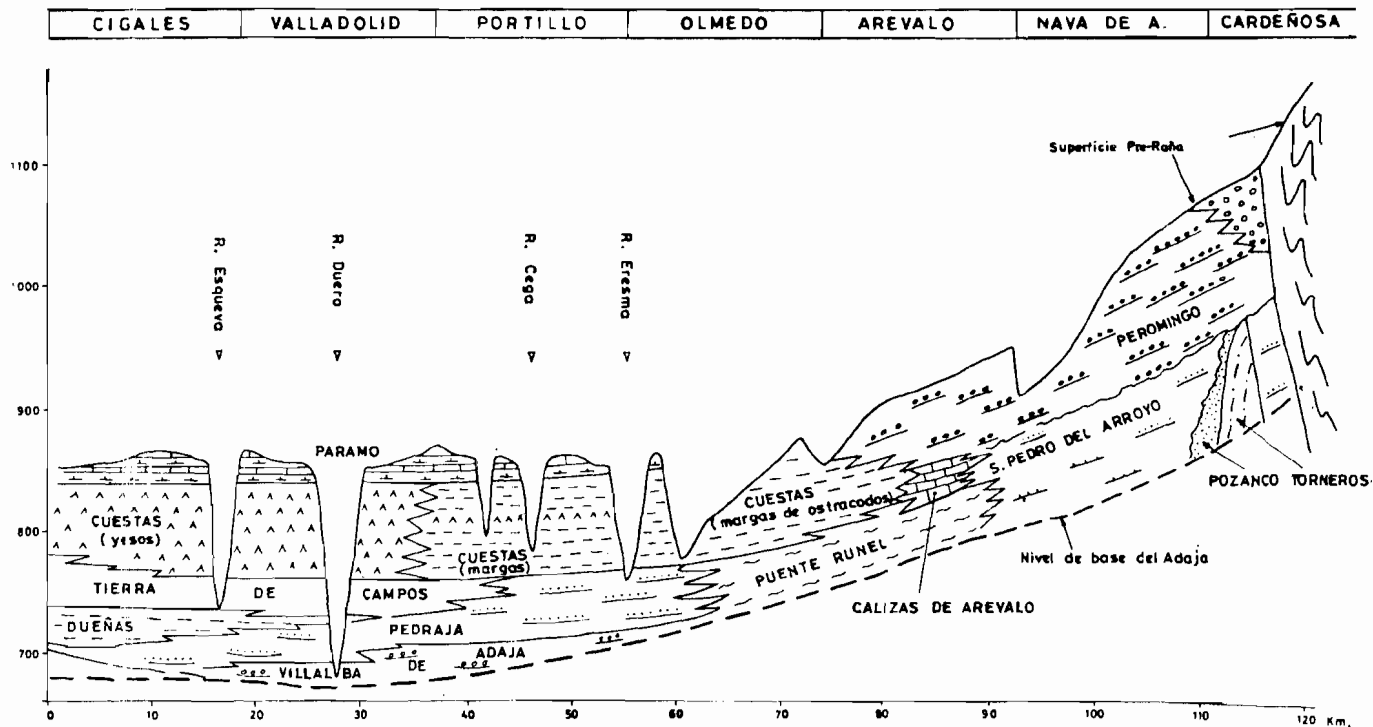


Figura 11.—Esquema estratigráfico N-S.

los años 1978 y 1979, que proporcionan un corte completo Norte-Sur de la Cuenca del Duero, así como de los obtenidos de la bibliografía regional, hemos podido llegar a diferenciar una serie de facies y unidades características (fig. 11).

En síntesis, se ha distinguido en primer lugar una serie de facies fluviales con paleocanales procedentes del O, cuya característica principal es la silicificación que presentan y que han sido atribuidas de acuerdo con la bibliografía existente, como ya se ha indicado anteriormente, al Paleógeno («Unidad Torneros»).

A continuación y disconforme o discordantemente sobre ella aparece una serie («Unidad Vallehernando») que correspondería a una zona distal de aportes fluvio-torrenciales procedentes del S y SO y que se encuentra escasamente representada en esta Hoja, alcanzando su principal desarrollo en la contigua de Alba de Tormes (504). Su datación atribuida al Mioceno Inferior y Medio se hace en base a la de las unidades infra y suprayacentes, ya que carecemos de datos que permitan una asignación precisa de edad.

Por último y, a su vez, discordante o disconformemente sobre la anterior, aparecen una serie de materiales, de coloración, en general, rojiza y con procedencia también meridional, que constituyen el principal afloramiento terciario en la Hoja.

Dentro de ellas se ha diferenciado una serie de unidades según se trate de zonas proximales («Unidad Peñalba»), medias («Unidad Villafior») o distales («Facies San Pedro del Arroyo») de estos aportes.

La asignación de edad Miocena Superior (Vallesiense) a este conjunto se basa en la correlación efectuada con Hojas más septentrionales, donde ha sido posible efectuar dataciones precisas gracias al hallazgo de fauna.

3 TECTONICA

Los materiales precámbricos y paleozoicos de la Hoja de Mirueña han quedado intensamente afectados por la orogenia hercínica, con desarrollo de metamorfismo regional de diferente grado.

Es posible que los materiales precámbricos de la «Formación neíscio-migmatítica de Gallegos» hayan sufrido deformaciones penetrativas anteriores al ciclo hercínico, como se citará en el apartado sobre metamorfismo. Debido al escaso desarrollo que presenta esta Formación y la elevada acción del metamorfismo hercínico sobre ella, las deformaciones se describirán en el apartado sobre metamorfismo.

Con posterioridad a esta actividad tectónica se detectan en esta zona movimientos relacionados con la Orogenia Alpina de elevación del Sistema Central, previos a la sedimentación del Vallesiense, el cual se ve a su vez

afectado por fallas inversas de bajo y medio ángulo que ponen en contacto los terrenos graníticos y metamórficos con los depósitos de esta edad que pueden, en ocasiones, llegar a estar cobijados.

3.1 TECTONICA HERCINICA

Se reconocen cuatro fases de deformación. De ellas, las más importantes, con desarrollo de pliegues sinésquitosos, son las dos primeras. Las estructuras generadas en la tercera y cuarta fase son de menor intensidad de plegamiento, y no se observan de forma generalizada.

3.1.1 PRIMERA FASE DE DEFORMACION

Es la responsable de la existencia de grandes pliegues (de escala kilométrica), sinésquitosos. En todo el área de afloramiento de rocas afectadas por esta fase, nos encontramos siempre sobre el flanco normal de un gran pliegue.

La esquistosidad generada (S_1) es de flujo, afectando a todos los términos de las series precámbricas y ordovícicas. La dirección más frecuente de esta esquistosidad está entre N-130 y N-140-E, buzando unos 40° al NE (ver diagrama de la fig. 12). En la mayor parte del área cartografiada buza en el sentido antes señalado y sólo en una estrecha banda, en la «Formación metagrauváquica de Mirueña» (PC_2w), en las proximidades del río Almar, buza al Suroeste, debido al efecto de las fases segunda y tercera.

Cuando la S_0 es patente se observa que forma poco ángulo con S_1 .

Los pliegues menores de esta fase son muy escasos, los pocos que se han medido llevan una dirección próxima a N-120-E y pinchan hacia el Sureste o Noroeste de 10 a 30°. Son de geometría isoclinal, con estiramiento de flancos y engrosamiento de charnelas.

Las lineaciones más patentes son las originadas por la intersección entre S_0 y S_1 y por la deformación de clastos en materiales groseros. Estas últimas son las que mejor se observan, ya que la mayoría de las lineaciones de intersección observables y medibles en campo corresponden a la fase 2.

En los niveles metaareniscosos (S) de la «Formación metagrauváquica de Mirueña», aparecen con gran frecuencia boudines de la fase 1, fuertemente plegados por *buckling* en la fase 2. Los ejes de boudines y los de *buckling* suelen formar un ángulo de unos 20-25°.

La vergencia de esta primera fase no es deducible con seguridad en esta zona. En otras zonas del Sistema Central se da una vergencia al NE para esta fase.

3.1.2 SEGUNDA FASE DE DEFORMACION

Genera grandes estructuras (pliegues y escamas) de vergencia Nor-este. Se desarrolla una esquistosidad S_2 , que presenta características diferentes según los materiales y zonas de metamorfismo que afecta. Así, en la zona de la clorita, aparece una esquistosidad del tipo *strain-slip* o fractura, dependiendo de la granulometría de los materiales, con escasa cristalización de clorita y/o sericita en sus planos.

Generalmente posee un escaso buzamiento (alrededor de los 20° al NE) y una dirección próxima al N-130-E. Es decir, lleva una dirección muy próxima a S_1 , pero, en general, buza menos.

En la zona de la biotita en el afloramiento, pasa a ser esquistosidad de flujo, siendo difícil su distinción de la S_1 , que en esta zona se dispone subparalela a aquélla. Son frecuentes en el campo las lineaciones y pliegues menores de esta fase. Las primeras suelen ser de crenulación o intersección con S_1 .

Los pliegues son del tipo *flexural-slip* a *slip* en materiales finos; del tipo *buckling* en niveles areniscosos poco potentes cuando se encuentran intercalados en materiales finos y del tipo *flexural-slip* en materiales areniscosos más potentes.

En los diagramas de las figuras 12 y 13 se representan estas lineaciones. En el primero se observa que pueden ser las responsables del buzamiento de S_1 al SO.

En el extremo NE del afloramiento metamórfico aparecen dos escamas que ocasionan una repetición en materiales de la serie. Los planos de estas escamas son subparalelos a S_2 , buzando pocos grados al NE.

3.1.3 TERCERA FASE DE DEFORMACION

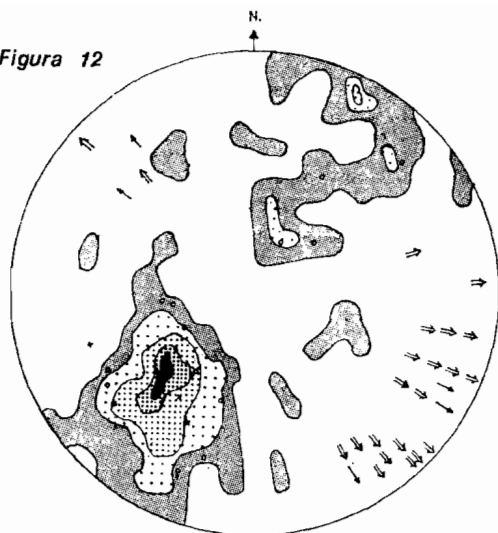
Genera pliegues poco apretados de plano axial subvertical. No aparece un desarrollo generalizado de la esquistosidad S_3 , observable sólo localmente, siendo de fractura y crenulación. La dirección de esta fase es próxima al N-110-E con ligera vergencia al NE (ver diagrama de la fig. 14).

Dentro de esta Hoja no es ostensible en cartografía el efecto de esta fase.

3.1.4 CUARTA FASE DE DEFORMACION

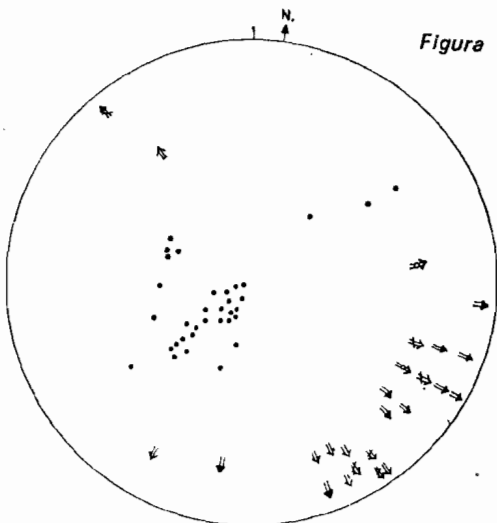
Se considera tardihercínica. Las estructuras observadas son pliegues del tipo *kink*, desarrollados preferentemente en materiales de la «Formación de Mirueña» (PC_2w) y en tramos de granulometría fina del Ordovícico (O_{11-12} ; O_{22}). Es decir, son estructuras que se desarrollan en niveles estructurales poco profundos, y según su situación, es posible que se relacionen

Figura 12



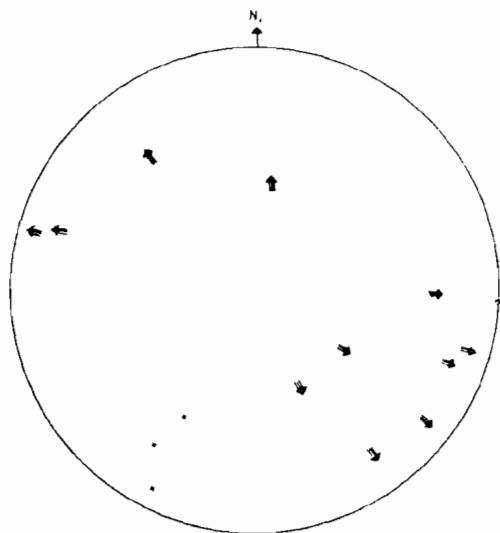
- Polos de S_2
- Polos de bandeo en Neises de la Formación neseico-migmatítica
- Eje de pliegue de F_1
- ⇒ Eje de pliegue de F_2
- ⇒ Lineación de F_1
- ⇒ Lineación de F_2

Figura 13



- ⇒ Eje de pliegue de F_2
- ⇒ Lineación de F_2 capas de Río Almar

Figura 14



- Polos a S_3
- ⇒ Eje de pliegue de F_3 capas de Río Almar

Figura 12.—Proyección de 131 polos a S_1 en las capas de río Almar y Ordovícico. Contornos de 1, 3, 5, 7 y 10 por 100.

Figura 13.—33 polos a S_2 .

Figura 14.—Polos a S_3 .

a una tectónica de fractura tardihercínica gran parte de los *kink-bands* medidos, ya que se sitúan en las proximidades de las fracturas más importantes cartografiadas.

Según la orientación de los planos de *kink-bands*, éstos se han podido originar en un estado de esfuerzos con una situación de ejes máximo y mínimo próximos a la horizontal y orientación de aquél próxima a una dirección E-O.

Esta dirección no es coherente con el acortamiento N-S, que se ha dado como responsable, del movimiento principal de los desgarres tardihercínicos (ARTAHUD y MATTE, 1975). No obstante, es compatible con un movimiento anterior en sentido contrario (dextral), que habría existido en estas mismas fracturas, como propone GONZALEZ UBANELL (1977).

3.1.5 TECTONICA DE FRACTURA

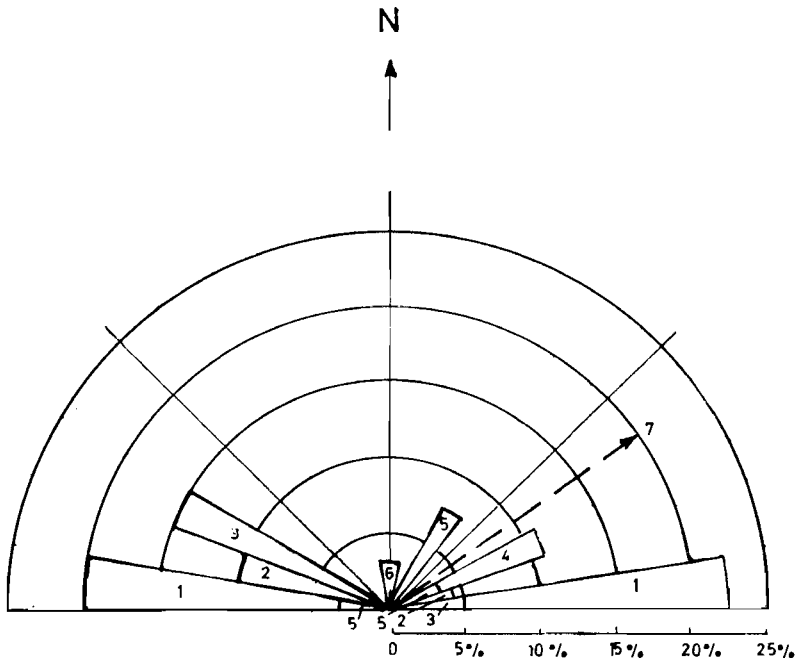
Los materiales precámbricos, paleozoicos y rocas graníticas de la Hoja, se han visto afectadas por una densa red de fracturas (diaclasas, fallas y diques) cuyo período de funcionamiento puede atribuirse a una etapa tardihercínica (anterior al Pérmico Inferior, SOERS, 1972); aunque en tiempos alpidicos fueron reactivadas, como más adelante se precisa.

En la figura siguiente se muestran dos diagramas de frecuencia de fracturas. En uno de ellos (fig. 15) sólo se consideran los diques, que han sido representados por composiciones. En el otro diagrama (fig. 16) se representan direcciones de diques y fallas.

A escala regional las fracturas más importantes son las de dirección NE-SO, que actuaron como fallas de desgarre (UBANELL, 1977). Estas fallas en época tardía, en una etapa distensiva, pudieron rellenarse con material diabásico, como ocurre con el dique de Plasencia. La etapa distensiva está situada por algunos autores (GARCIA DE FIGUEROLA *et al.*, 1974), en el Triásico Medio.

Según UBANELL, 1976, los primeros movimientos ocurridos a lo largo de estas fallas fueron dextrales, produciéndose con posterioridad a los movimientos sinestrales, que son los más patentes en la actualidad.

Dentro de la Hoja de Mirueña, las fracturas más importantes que llevan esta dirección, además del dique de Plasencia, son las que delimitan el terciario de Muñico. Son fallas inversas de medio ángulo, con una componente en dirección importante, según los últimos movimientos en ellas ocurridos. Estas fallas parecen afectar a la falla inversa de dirección E-O que limita el borde norte de este sector del Sistema Central, y por tanto, son posteriores a ella. Los movimientos más recientes de estas fallas son posteriores al Vallesense.



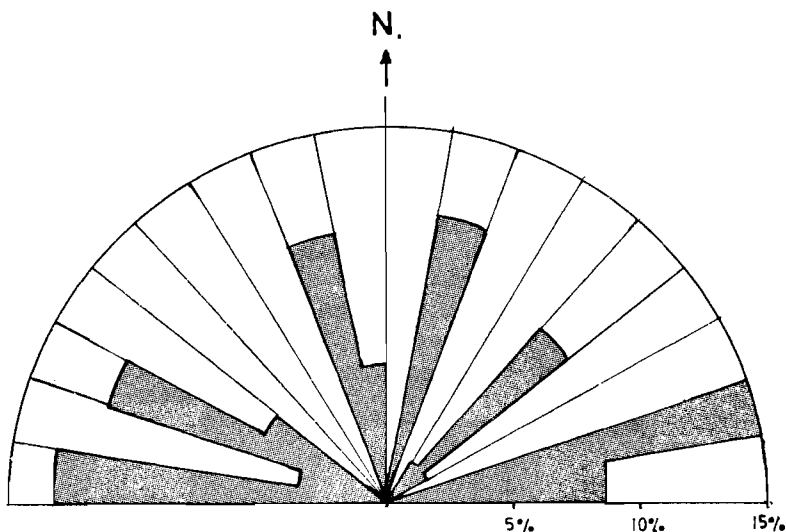
- | | |
|-----------------------|----------------------|
| 1 DIABASAS | 5 CUARZO |
| 2 PORFIDOS GRANITICOS | 6 SIENITA |
| 3 APLITAS | 7 DIQUE DE PLASENCIA |
| 4 LAMPROFIDOS | |

Figura 15.—Diagrama de representación de las orientaciones dominantes de diques.

3.2 METAMORFISMO

3.2.1 METAMORFISMO REGIONAL

Los materiales precámbricos y paleozoicos de la Hoja de Mirueña han sufrido un metamorfismo regional de baja presión en estadios de muy bajo a bajo-medio, exceptuando a la «Formación neísico-migmatítica de Gállegos»,



3.2.1.1 «Formación neísico-migmatítica de Gállegos» (PCΞ)

que se trata como una unidad totalmente separada del resto de la serie, en contacto mecánico con ésta y donde existe un salto importante en el metamorfismo de ambas unidades.

3.2.1.1 «Formación neísico-migmatítica de Gállegos» (PCζ)

El metamorfismo sufrido por esta formación es complejo, existiendo evidencias de que anteriormente a las paragénesis de baja presión (andalucita-silimanita-cordierita) [biotita-feld. k.], que son las más patentes, la roca sufrió un metamorfismo de, al menos, presiones intermedias, con distena (que queda en reliquias o totalmente transformada en andalucita).

Además hay evidencias de una esquistosidad anterior a la paragénesis de baja presión, que queda representada en inclusiones orientadas según una esquistosidad, dentro de cristales de andalucita.

Se pueden considerar dos hipótesis, fundamentalmente, para explicar esta esquistosidad. En una de ellas se invoca la existencia de deformaciones antehercínicas y en la otra se explica el fenómeno dentro del contexto hercínico, considerando la permanencia de la fase primera de deformación durante etapas metamórficas diferenciadas.

La posibilidad de que sea una esquistosidad antehercínica (probablemente precámbrica) podría demostrarse si el bandeo metamórfico que aparece en las migmatitas y neises de Gállegos corresponden a una *etapa tectónica* diferenciada de otros episodios metamórficos anteriores, que podrían ser correlacionables, al menos con S_1 hercínica, ya que:

- Estas bandas dibujan pliegues apretados, cuyo plano axial es paralelo a S_1 - S_2 de las series precámbricas próximas.
- Si estos pliegues son de la F_2 hercínica, el bandeo podría ser de F_1 y la esquistosidad albergada dentro de minerales (andalucita) dispuestos selectivamente según el bandeo, podría corresponder a una esquistosidad pre F_1 hercínica.
- Si los pliegues son de F_1 , el bandeo y la esquistosidad albergada dentro de andalucitas serían anteriores a F_1 hercínica.

La otra hipótesis, que en líneas generales es la sostenida por la mayoría de los autores que han investigado el metamorfismo del Sistema Central, explica los fenómenos tectonometamórficos de la siguiente manera:

En una etapa sincinemática tardía con respecto a F_1 hercínica aparecerían minerales correspondientes a un metamorfismo de presiones intermedias (distena en las zonas más bajas) seguido de un proceso de metamorfismo térmico postcinemático, con migmatizaciones en las zonas más profundas. Estas zonas migmatizadas (caso probable de la «Formación neisicomicmatítica de Gállegos») quedarían afectadas posteriormente por F_2 , fundamentalmente, y en menor intensidad por F_3 .

La existencia de metamorfismo térmico inter F_1 - F_2 aparece bien representado en la zona, con aparición de una banda con biotita intercinemática, en la zona de clorita sin F_1 como se expone más adelante.

3.2.1.2 Precámbrico Superior y Ordovícico

En estas formaciones el metamorfismo regional es de baja presión, de grado bajo-medio a muy bajo.

El grado bajo-medio: (cuarzo, biotita-granate), se da en la banda más occidental de la «Formación detrítica de San García» (PC₂s), aunque lo más frecuente es que sea la biotita el único mineral de neoformación en la paragénesis metamórfica. La zona de la biotita sin- S_1 se ha podido delimitar hasta las proximidades del contacto superior de la «Formación detrítica de San García». A partir de aquí, la paragénesis metamórfica sin- S_1 es de cuarzo-sericita-clorita, que se mantiene hasta los términos más altos de la serie («Formación de esquistos de Valtuerto»).

Aparece también una amplia banda dentro de la «Formación metagrau-

váquica de Mirueña» [PC₂w], con biotita, crecida en condiciones estáticas, intercinemática con respecto a F₁ y F₂ hercínicas.

Los peciloblastos de biotita contienen pequeños granos de cuarzo, alineados según una esquistosidad interna englobada antes de que apareciera F₂. La crenulación originada por F₂ en estos materiales, afecta a la esquistosidad externa al porfidoblasto de biotita y a éste, girándolo con respecto a su posición original de crecimiento. En el esquema de zonas metamórficas (fig. 17) se representa esta banda con dos intensidades de color correspondientes la más intensa a la zona en donde la biotita es visible con lupa y se puede cartografiar en campo. En la de color menos intenso sólo se ha podido observar la biotita en lámina delgada.

3.2.2 METAMORFISMO DE CONTACTO [PC₂sK; PC₂wK]

En el esquema de zonas metamórficas (fig. 17) se pueden observar las aureolas ocasionadas por las granodioritas y granitos de la Hoja. Los minerales de más alta temperatura se encuentran en las aureolas originadas por las granodioritas. Aparece una paragénesis de andalucita-cordierita en el contacto de la granodiorita del Oeste (${}_2\gamma\eta^2m$) y de cordierita-cuarzo-biotita en la del Este (${}_2\gamma\eta^2m$). En esta aureola se observa que la cordierita desaparece entre los 200 y 250 metros de distancia del borde de la granodiorita y la biotita a unos 350 metros. En la zona más externa sólo aparecen placas de moscovita.

En relación con el «granito bronco» (γ^2) la paragénesis de más alta temperatura originada es la de granate anfíbol (tschermakita)-cuarzo. Por lo general las paragénesis originadas en la aureola de estos granitos son más bajas con cuarzo-moscovita-biotita como minerales más comunes.

3.3 TECTONICA DE LA CUENCA TERCIARIA (TECTONICA ALPINA)

La mayor parte del Terciario de la Hoja se caracteriza por la disposición horizontal o subhorizontal de sus materiales. Considerando la totalidad de la cuenca podemos observar la existencia de una pendiente (deposicional?) del orden del 1 por 1.000 en los alrededores del centro de la cuenca, que aumenta progresivamente hasta llegar al 12 por 1.000 en las proximidades de los marcos montuosos.

Es en los márgenes de la cuenca donde aparecen más claramente deformados los materiales del Terciario Continental.

En el borde norte (Cordillera Cantábrica), la estructura del Paleógeno y Mioceno Inferior está íntimamente ligada a la del Cretácico y Paleoceno más inferior, sobre los que se apoya discordantemente (esta discordancia es de tipo cartográfico, y debe corresponder a las fases Larámicas). Forma en conjunto una megadiscordancia progresiva, en la que pueden situarse algunos momentos de recrudescimiento de los esfuerzos.

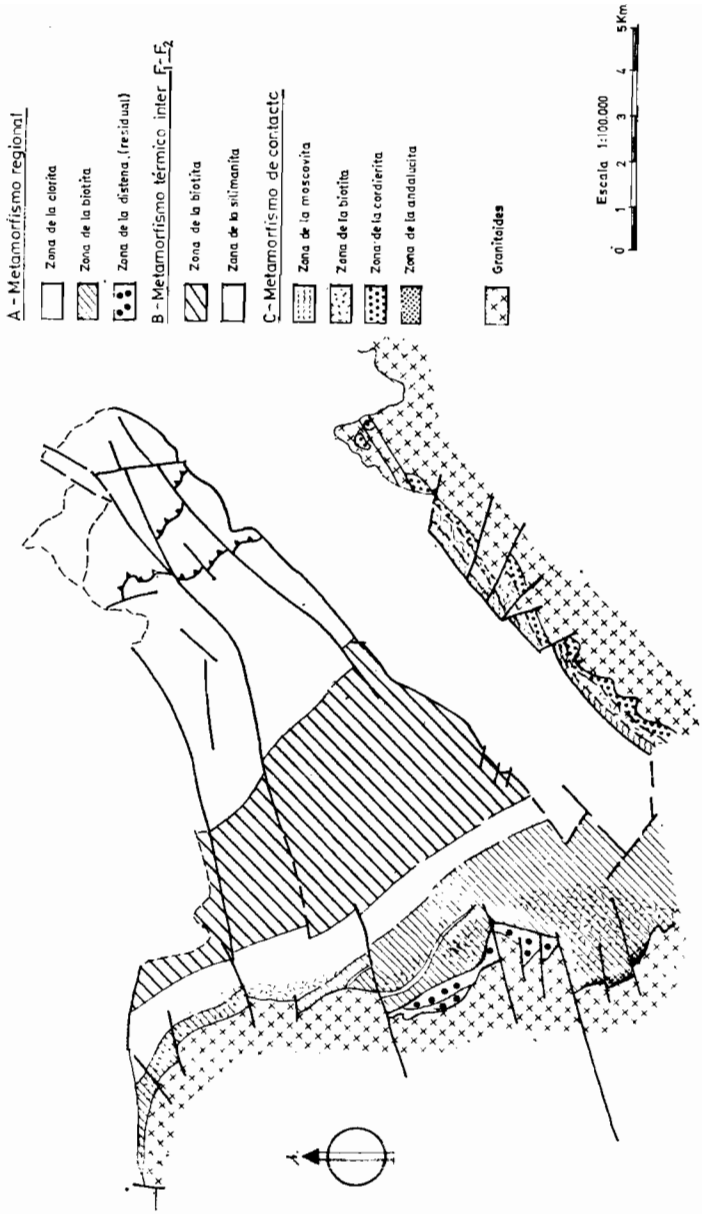


Figura 17.—Esquema de isogras de metamorfismo.

En el borde sur (Sistema Central), al no existir niveles de despegue paleozoicos y mesozoicos, el Paleógeno se adapta a las deformaciones rígidas del zócalo, mediante flexiones, que en la zona estudiada están normalmente falladas en las charnelas, quedando en contacto bien capas horizontales o poco inclinadas o bien el zócalo metamórfico con flancos verticales o subverticales.

El plegamiento del Paleógeno y Mioceno Inferior más bajo se debe a la fase Castellana y Neocastellana (1.ª Stairica) (PEREZ GONZALEZ, A. *et al.*, 1971, y AGUIRRE, E. *et al.*, 1976).

En el borde sur se detectan movimientos tectónicos de elevación del Sistema Central, previos a la sedimentación del Vallesiano. A su vez éste se ve afectado por fallas inversas de bajo y medio ángulo, con cierta componente en dirección en algunos casos, poniendo en contacto los terrenos graníticos y metamórficos del Sistema Central con los depósitos de esta edad, que en ocasiones pueden llegar a estar cobijados.

Esta actividad tectónica post-vallesiana de los bordes puede ser debida a la Fase Iberomanchega (1.ª Rodánica) (AGUIRRE *et al.*, 1976). En el centro de la cuenca (Hojas 16-14, Cigales; 16-15, Valladolid, y 16-16, Portillo) se producen amplios pliegues, visibles en las calizas de las superficies del Páramo a veces acompañados por otros de menor escala (métrica).

Excepción hecha de las deformaciones antes citadas, la mayor parte de la Cuenca del Duero, sobre todo en sus partes centrales tiene un marcado carácter atectónico. Sin embargo, algunos autores han querido ver en las alineaciones de cambios de facies y rectilinearidad de la red fluvial reflejos de fracturas del zócalo. La interpretación fotogeológica a partir de fotografías de satélite permite deducir una serie de lineamientos de significado estructural dudoso, que se pueden agrupar en varios sistemas, entre los que destaca el de N 30° E. Alineación del Pisuerga-Falla de Alba-Villoria. Esta alineación ha sido comprobada como falla, con bloque hundido al Este, por los equipos de Geofísica del IGME, quienes han detectado otro importante accidente paralelo que pasa por Cuéllar y norte de Arévalo, con bloque hundido hacia el Oeste, delimitándose así un importante *graben* en la zona de Madrigal de las Altas Torres.

Parece evidente que los movimientos tectónicos han continuado durante el Cuaternario, con suaves elevaciones y hundimientos de grandes bloques, como lo prueba el elevado número de terrazas en el sistema Adaja-Eresma-Voltoya existente a partir de la mitad de la Hoja de Arévalo hacia el Norte.

El brusco encajamiento de la red fluvial, en la superficie de Coca-Arévalo, se debe, probablemente, a un levantamiento relativamente brusco de un bloque en la zona meridional de la cuenca.

Los deslizamientos rotacionales que dan origen a fallas en las laderas de los Páramos se relacionan con fases climáticas húmedas del Holoceno.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS GRANITICAS HERCINICAS

En la cartografía se han diferenciado dos tipos de materiales graníticos (s.l.) correspondientes a intrusiones separadas en el tiempo. La primera, en relación con la fase 2 hercínica, está constituida por granitos de dos micas, con marcada orientación, y la segunda por granodioritas tardías, emplazadas posteriormente a la fase 3 hercínica. También se incluyen aquí materiales neísicos representativos de un magmatismo intrusivo sin-fase 1.

4.1.1 ORTONEIS DE GALLEGOS ($N\gamma^2$)

Aflora en una estrecha banda alargada en dirección NO-SE, que se sitúa al este del pueblo de Gallegos de Sobrinos. Tiene una longitud de unos 3,5 Km. y una anchura de unos 100 metros como máximo. Encaja en materiales de la «Formación detrítica de S. García». Tanto en afloramiento como en estructura interna es concordante con la esquistosidad principal de la roca de caja, que corresponde a S_1 hercínica.

De «visu» presenta una estructura neísica, con un tamaño de grano de medio a fino. La foliación buza al NE y se encuentra afectada de pliegues subisoclinales, cuyo plano axial es sensiblemente paralelo a la foliación y a la esquistosidad S_1 de la roca de caja.

Al microscopio presenta textura neísica-cataclástica, con una composición de cuarzo, feldespato potásico, moscovita, turmalina, plagioclasa y biotita como minerales principales. Como accesorios se encuentran opacos, circón y apatito. La turmalina se muestra pecilítica en algunos individuos y es anterior a la neisificación de la roca. La plagioclasa presenta una composición próxima a An-28 y está en proporción ligeramente inferior al feldespato potásico. En alguna lámina es posible la existencia de finos haces de fibrolita, en vías de transformación a biotita.

Debe corresponder este ortoneis a un magmatismo intrusivo sin F_1 hercínica, o prehercínica (Ordovícico?), ya que se observan deformaciones que se correlacionan con la F_1 afectadas posteriormente por F_2 .

4.1.2 ROCAS GRANITICAS DE FASE-2 ($\tau\gamma^2$; γ^2 ; γ^2)

Corresponden a los «granitos de dos micas pre-granito biotítico» de la clasificación de UBANELL (1977) y podrían ser correlacionables con ciertos tipos de adamellitas y leucoadamellitas descritos en el Sistema Central por APARICIO *et al.* (1975).

Afloran en un macizo de forma arqueada que se extiende por los cuadrantes III y IV de la Hoja, aproximadamente desde 1 Km. al sur de Gallejos de Sobrinos, curvándose hasta el paralelo de San García de Ingelmos, continuándose hacia el Oeste en la vecina Hoja de Alba de Tormes (504).

El contacto con la granodiorita es neto, sin embargo el paso a los materiales encajantes metamórficos es más difuso. Contienen enclaves del encajante así como de granitos leucocratos de grano fino.

La intrusión de este granito se considera contemporánea a la segunda fase de deformación, ya que las medidas de las orientaciones de flujo coinciden con las medidas efectuadas en los materiales metamórficos próximos, sin que exista cataclasis de los minerales.

En la cartografía se han diferenciado tres variedades de granitos, atendiendo a las características estructurales: granito de dos micas nebulítico ($\tau\gamma^2$); granito de dos micas con orientación (γ^2), y granito de dos micas no orientado (γ^2).

El contacto del primero con el segundo es neto en la mayoría de los casos, aunque, en ocasiones, se observa un paso gradual de uno a otro. Sin embargo, el paso del compacto al orientado es paulatino por un aumento progresivo en la orientación de los cristales de feldespato y micas.

4.1.2.1 Granito de dos micas nebulítico ($\tau\gamma^2$)

Se encuentra generalmente en afloramientos poco extensos y discontinuos distribuidos en los bordes del granito de dos micas orientado (γ^2), del que se considera que es una facies marginal. Macroscópicamente son granitos de dos micas de tendencia aplítica, leucocráticos, con una clara orientación tectónica. Aunque los afloramientos son escasos y deficientes para tomar medidas de la orientación allí donde se ha podido reconocer es paralela a la orientación general de la segunda fase, por lo que se han considerado contemporáneas a ella. Incluyen con frecuencia restitas de materiales metamórficos, de dimensiones muy variables.

Son rocas de textura heterogranular, hipidiomorfa de grano medio a fino, desde orientada a nebulítica. Están formadas por feld.k, cuarzo, plagioclasas, biotita y moscovita, como fundamentales, y silimanita, cordierita, andalucita, apatito, rutilo, circón, como accesorios. En alguna muestra, también distena.

El feld.k forma grandes cristales alotriomorfos de ortosa peritítica, a ve-

ces microclina, englobando peciloblásticamente a granos de cuarzo y plagioclasa. La plagioclasa raramente aparece zonada y son términos albiticos con contenidos en anortita inferior al 6 por 100 y otros de 14-18 por 100 An. La biotita se presenta en agregados parcialmente transformados en clorita y rutilo acicular. La moscovita aparece en agregados intersticiales y como aureolas alrededor de relictos de andalucita (y/o distena) que aparece englobando gránulos de cuarzo y está incluida poiquiliticamente en plagioclasa y ortosa. La silimanita, que puede estar en proporciones superiores a accesorio, es sincinemática y está en paso a biotita. La cordierita, cuando se presenta, está totalmente alterada y sustituida por un agregado de pin-nita, sericita y moscovita.

Algunas muestras presentan señales de cataclasis, y suelen ser ricas en turmalina verde-azulada. Normalmente las zonas más ricas en biotita, silimanita (andalucita) y moscovita presentan una orientación fluidal, formando agregados de grano más fino que los de feld.k-plagioclasa-cuarzo, de tendencia porfidoblástica. Son características las interpretaciones irregulares de ortosa-plagioclasa.

4.1.2.2 Granito de dos micas (γ^2 y $1\gamma^2$)

Constituyen los afloramientos de mayor extensión dentro de la intrusión granítica. Se observan desde Hurtumpascual, por el Sur, hasta el paralelo de San García de Ingelmos, al Norte, extendiéndose hacia el Oeste en la Hoja vecina 504.

Macroscópicamente son granitos leucocráticos de grano medio a grueso de dos micas, conocidos en la región con el nombre de «bronco» por la dificultad que presentan al trabajo de cantera, debido tanto al tamaño del grano como a su elevada tectonización.

Desde el punto de vista cartográfico se han separado dos facies: una de granitoides compactos (γ^2), restringida a un núcleo, y otra en que se aprecia una orientación fluidal de los megacristales ($1\gamma^2$). Las diferencias mineralógicas y texturales a escala de lámina delgada son apenas significativas.

Se caracterizan por la textura heterogranular, hipidiomorfa, de grano medio a grueso, a veces cataclástica. Están formados por feld.k, cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios, apatito, circón y turmalina (silimanita) y (andalucita).

El feld.k se presenta como microclina y ortosa en grandes cristales intersticiales, a veces pertítica y en crecimientos irregulares con plagioclasa. Esta es subidiomórfica, con un contenido en An variable entre 6-18 por 100 con alteración incipiente (a veces media) a sericita. Presenta relictos de una posible zonación anterior, que se pone de manifiesto mediante unas coronas de alteración, pero generalmente constituyen maclas polisintéticas

superpuestas. Parece haber dos generaciones de plagioclasa, una primera de fenocristales subidiomorfos, y otra en mosaico de pequeños cristales asociados a moscovita con cierta orientación de flujo.

La biotita aparece como asociación de láminas parcialmente cloritizadas, con rutilo acicular. Hay una biotita temprana parda, y otra tardía con inclusiones de feld.k. verdosa, asociada a moscovita con orientación de flujo. La moscovita tiene carácter acicular y palmeado, posiblemente por derivar de silimanita y/o andalucita, que, cuando están presentes, aparecen como relictos. Los agregados de moscovita (con silimanita), refleja una cierta orientación fluidal. Son raros los agregados de pinnita-moscovita interpretables como productos de alteración de cordierita. En ocasiones se presenta, además de circón y apatito muy frecuentes, turmalina verdosa-azulada en zonas intersticiales asociadas a cuarzo-moscovita, englobando gráficamente a ortosa y plagioclasa con carácter pegmatítico, identificándose entonces la presencia de topacio accesorio.

La facies orientada (γ^2) es, en general, de grano medio a grueso con orientación muy marcada de los minerales y con los cristales de feldespatos alargados de varios centímetros de longitud. En ocasiones se forman bandas paralelas de feldespato y cuarzo con textura micro-pegmatítica y con frecuencia el granito está cortado por inyecciones pegmatíticas de trazado irregular no cartografiables. La orientación varía desde E-O en los afloramientos más occidentales de la Hoja hasta N-14-O al SO de Gallegos de Sobrinos.

Al SO de San García de Ingelmos y en la zona próxima al borde occidental de la Hoja se encuentra este granito generalmente cubierto, siendo difícil la observación directa de la roca. Con cierta frecuencia, en esta misma zona, afloran materiales metamórficos, englobados en el granito, de dimensiones a veces no cartografiables.

El granito compacto (γ^2) se caracteriza por aparecer no orientado. Guarda estrecha relación con el descrito anteriormente (γ^2), siendo el paso de uno a otro transicional por aumento progresivo de la orientación de los minerales fundamentales. Su afloramiento ocupa una zona más o menos central en la banda de granito orientado, que ha sido menos afectado por los esfuerzos tectónicos regionales.

4.1.3 ROCAS GRANITICAS POST FASE 3

4.1.3.1 Granodioritas

Las características estructurales de estas rocas las hacen correlacionables con el «granito biotítico» de la clasificación de UBANELL (1977). Podrían corresponder a los tipos de adamellititas y granodioritas más básicas

(con esfena, allanita y anfíbol] del Sistema Central Español, descritos por APARICIO *et al.* (1975).

Desde el punto de vista mineralógico puede diferenciarse una facies común de granodioritas biotíticas con megacristales (${}_2\gamma\eta^2$), que presentan variedades mineralógicas por la adición en su composición de anfíbol (${}_2\gamma\eta^2_h$) o moscovita (${}_2\gamma\eta^2_m$). También, desde el punto de vista estructural, dentro de estas variaciones mineralógicas la ausencia de megacristales de feldespato se suma como criterio para establecer diferencias de facies entre ellas ($\gamma\eta^2_h$).

Los distintos tipos de granodioritas, separados por criterios mineralógicos y estructurales, se agrupan en afloramientos diferenciables cartográficamente con una distinción que está ordenada espacialmente. A excepción de la granodiorita con moscovita, que ocupa el afloramiento suroccidental y dentro de la Hoja no entra en contacto con las restantes, las demás se encuentran asociadas en el afloramiento suroriental, existiendo una transición de unas a otras, consistente en que la granodiorita anfibólica ocupa la parte oriental del batolito aflorante en la Hoja, y, hacia el Oeste, pasa a la granodiorita en sentido estricto. Desde el punto de vista textural la granodiorita (s.l.) es de grano medio, apareciendo, hacia los bordes del batolito, megacristales de feldespato, tanto más numerosos y de mayor tamaño cuanto más próximos a él.

La descripción petrográfica de las facies separadas es muy próxima. Por ello, a continuación se describe la facies común, señalándose para las demás únicamente las peculiaridades diferenciadoras.

Las granodioritas con megacristales (${}_2\gamma\eta^2$) son rocas de textura heterogranular, hipidiomorfa, de grano medio. Están formadas por plagioclasa, cuarzo, feldespato k. y biotita como minerales fundamentales, y circón y apatito como accesorios constantes, y otros accesorios como esfena, clinozoisita, rutilo, clorita, sericita, saussurita, de carácter secundario.

La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos, normalmente zonales, con ligera a media alteración a sericita formando aureolas internas paralelas a la zonación. En las muestras estudiadas la composición media de la plagioclasa varía entre 30 y 36 por 100 An. A veces presentan deformación de los planos de macla por ligera cataclasis. El feldespato potásico es ortosa, pertítica, alotriomorfa e intersticial, incluyendo plagioclasa, biotita. Corroe los bordes de la biotita y forma mirmequitas en el contacto con las plagioclasas. Normalmente no presenta alteración apreciable.

El cuarzo es intersticial, a veces en agregados de varios cristales, con extinción ondulante en algunas muestras. La biotita se presenta en agregados laminares con inclusión de circón y apatito. Generalmente está parcialmente cloritizada (pennina) en líneas de exfoliación y bordes, con formación asociada de agujas de rutilo y acumulación de pigmentos hacia los bordes.

Los accesorios secundarios están en relación con la alteración de las plagioclasas (sericita, saussurita, a veces epidota), de la biotita (clorita y rutilo). También se señala la presencia de una clorita intersticial petaliforme (vermiculita) a veces asociada a esfena y/o allanita. En ciertos tipos alterados (que se describen más adelante), se produce una asociación, en zonas cataclásticas, de epidota-clinozoisita-clorita-opacos.

Estas rocas ocupan una banda arqueada de dirección SO-NE por la zona de Cillán. Se caracteriza por la presencia de fenocristales de feldespato que alcanzan, en ocasiones, una longitud de 7 cm. El tamaño y abundancia de estos megacristales varía en sentido radial, siendo mayores y más abundantes en general hacia las zonas de borde. Por tanto se considera esta facies como marginal dentro del batolito de composición granodiorítica. Contienen con frecuencia gabarros, que oscilan entre pocos centímetros y varios decímetros, de diferenciaciones melanocráticas, generalmente, de composición tonalítica o cúmulos de biotitas.

Los fenocristales dentro de la masa granodiorítica no presentan orientación, a excepción de las zonas próximas al borde, donde en ocasiones se observa una cierta orientación de los ejes mayores de los cristales de feldespatos, así como de la disposición de los enclaves paralelos al borde del batolito. Sin duda, es un fenómeno fluidal y no está en relación con fenómenos tectónicos.

Las granodioritas con anfíbol (${}_2\gamma\eta_h^2$ y $\gamma\eta_h^2$) presentan análogas características de textura y composición que las anteriores. Se diferencian únicamente en la presencia como fundamental o accesorio de un anfíbol verde (hornblenda) que aparece asociado a agregados de biotita y en pequeñas inclusiones en ortosa y plagioclasa. Algunas muestras de este tipo contienen escasa proporción de feld.k., y gran abundancia de biotita, marcando una tendencia tonalítica. Dentro del contenido del 30-36 por 100 de An, caracterizado en las granodioritas, las anfibólicas se caracterizan porque la plagioclasa es de composición de 35-36 por 100 de An.

La facies con megacristales (${}_2\gamma\eta_h^2$) está en contacto con la granodiorita con megacristales (${}_2\gamma\eta^2$) descrita anteriormente. En el campo no se observa ninguna distinción entre ambas. El contacto se ha trazado teniendo en cuenta los resultados del estudio microscópico de las muestras.

Con la disminución gradual del tamaño de los megacristales, así como por la menor abundancia de los mismos, se pasa a la facies sin megacristales ($\gamma\eta_h^2$). En la zona próxima al dique de Plasencia, que corta a la Hoja por el borde SE, la granodiorita se hace ligeramente más oscura con un aumento progresivo de la biotita. Esta diferenciación se observa hasta los alrededores de Bularros.

Las granodioritas con moscovita (${}_2\gamma\eta_m^2$) conservan análogos rasgos de

composición y texturales que las de las facies común y se caracterizan por la presencia como fundamental o accesorio de moscovita, en láminas ligadas espacialmente a biotita. Se observan algunas moscovitas peciloblásticas, y más raramente, y en muestras tomadas cerca del borde con el granito (γ^2), asociada a silimanita.

Un carácter distintivo de estas granodioritas es el relativo alto grado de alteración de las plagioclasas a sericita con recristalización moscovítica. La plagioclasa tiene un contenido del 28-30 por 100 de An, pero en muestras tomadas en zonas con elevado contenido en enclaves melanocráticos, se observan plagioclasas ¿asimiladas? con 40-45 por 100 de An.

Este tipo de granodiorita aflora únicamente en el borde SO de la Hoja, al oeste de la fosa de Muñico, sin relación directa con los demás tipos separados, por lo que se desconocen las posibles relaciones espaciales entre ellas. La presencia de moscovita podría explicarse por asimilación del granito (γ^2) en que se encaja.

4.1.3.2 Granito aplítico (γ^2)

Las rocas aquí incluidas corresponden a los «granitos postgranito biotítico» de UBANELL (1977).

Bajo esta denominación se incluyen granitos de grano fino leucocráticos, a veces moscovíticos y aplíticos que aparecen asociados a las granodioritas del borde SO, y continúan hacia el Este por la vecina Hoja 506 (Cardeñosa) con mayor extensión que en ésta. Los afloramientos presentan contactos netos con las rocas de caja y, generalmente, alineados según la dirección preferente NO-SE, con inflexiones muy localizadas que no borran la dirección general.

En ocasiones intruyen en las granodioritas a modo de inyecciones posteriores a la intrusión, pero otras veces, como en el caso de las masas aplíticas al oeste de Bularros, los afloramientos al sur y este de Muñico y las de la zona sur de Cardeñosa (Hoja 506), los granitos aplíticos parecen estar relacionados más a zonas marginales del batolito, sin que pueda afirmarse que sean contemporáneos de las granodioritas. Por otra parte, son claramente anteriores a la inyección básica que constituye el *dique de Plasencia*, ya que éste los corta claramente en la zona de Bularros-Marlín.

Son rocas de textura heterogranular, hipidiomorfa de grano fino, a veces parcialmente pegmatítica. Están compuestas por feld.k., cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita como minerales fundamentales, apatito, circón, como accesorios y otros minerales secundarios (clorita, rutilo, sericita, epidota, etcétera).

Normalmente el feldespato potásico es ortosa perítica (en cristales mayores) y microclina intersticial. La plagioclasa forma cristales subidiomorfos, maclados, bastante alterados a sericita, más raramente zonales.

El cuarzo es intersticial y se presenta en agrupación de cristales de bordes poligonales. También en crecimientos gráficos en ortosa y plagioclasa. Las micas (biotita y moscovita) aparecen asociadas espacialmente, e incluidas en el feld.k. A veces una de ellas es accesoria. Cuando la moscovita abunda más que la biotita tiene carácter peciloblástico y es abundante en zonas de la muestra con cierta textura pegmatítica.

4.1.3.3 Granitos (s.l.) alterados ($(\gamma-\gamma\eta)^2$)

Los distintos tipos de granitos y granodioritas descritas anteriormente, se presentan localmente con colores rosados de alteración, en zonas de fracturas, con o sin diques de cuarzo con óxidos de hierro asociados. Son solamente cartografiables en la zona de los Rondales, al oeste de Mirueña.

Las rocas tienen modificada su textura original por cataclasis más o menos acusada, con formación de cuarzo y feld.k. en mortero, opaquización, etc. Mineralógicamente la alteración consiste en intensa cloritización de la biotita, con aparición de epidota (clinozoisita) asociada a rutilo y esfena. También ligera formación de epidota (clinozoisita) en plagioclasa, y movilización de agregados finos de clorita-epidota (clinozoisita) en las zonas más cataclásticas. Paralelamente, los feldespatos sufren una pigmentación rosada por inclusión de pequeñas partículas de hematites.

El proceso es análogo al de cataclasis-sienitización, descrito por SAN MIGUEL ARRIBAS y FERNANDEZ POLO (1959) en pórfidos graníticos.

4.2 ROCAS FILONIANAS POSTHERCINICAS

Son muy abundantes las rocas inyectadas en diques dentro de las granodioritas, de composición mineralógica variable e intruidas en distintas etapas. La edad de las primeras intrusiones corresponde a la fase general de reajuste tardihercínico, y están representados en la Hoja por el dique de sienita denominado de Las Fuentes. Los diques más modernos son los de cuarzo.

El orden de descripción en la Memoria se hace teniendo en cuenta el cronológico de intrusión, deducido por las interrelaciones de unos sobre otros en y fuera de la zona estudiada. En el caso de los lamprófidos, pórfidos, aplitas y diabasas en que no se encuentran asociados se supone que su intrusión no debe estar muy distante en el tiempo.

4.2.1 PORFIDOS SIENITICOS (P_X^3)

A un kilómetro al este de Ortigosa del Rioalmar aflora un dique de sienita con un contacto muy neto con la granodiorita encajante. Tiene una

potencia media de unos 5 m. y, aunque su longitud en la Hoja es de 1 kilómetro aproximadamente, hacia el Sur continúa unos 20 Km. más, interrumpido por la fosa del Valle de Amblés.

La dirección en el tramo que interesa a la Hoja es claramente N-S, aunque en el conjunto de su recorrido es la NNE-SSO, aprovechando las fracturas de esta serie de la fase tardihercínica. Posiblemente continúe por debajo del metamórfico por la zona de Ortigosa del Rioalmar, ya que existe un pequeño resalte alineado con la dirección del dique, aunque no se ha podido encontrar en superficie.

Ha sido estudiado por ARENILLAS, SAAVEDRA y ARRIBAS (1975), los cuales señalan que este dique es desplazado por el dique de Plasencia, y queda interrumpido su trazado por los diques de pórfido de orientación E-O, en las proximidades de Ortigosa del Rioalmar. Por tanto, es claramente anterior a ellos.

La roca tiene textura porfídica de grano fino, con fenocristales escasos de feldespatos y biotita muy alterados, con plagioclasa. Como accesorios topacio, circón y cuarzo. Se aprecian señales de potasificación.

4.2.2 PORFIDOS GRANITICOS (P γ^3)

Intruyen en las granodioritas (${}_2\gamma\eta^2$) y en las granodioritas con moscovita (${}_2\gamma\eta_m^3$), en el borde meridional de la Hoja, aunque es de suponer que más al Sur intruyen en las granodioritas con anfíbol.

El dique más occidental al SO de Gamonal discurre en dirección N-80°-E. Los situados más al Este, entre Ortigosa y Sanchorreja (esta última localidad fuera de la Hoja), cambian a la dirección N-110°-E, pasando por direcciones intermedias E-O.

El carácter porfídico se manifiesta claramente en el centro del dique, mientras que en el borde se desdibuja pasando a textura aplítica. La potencia media de los diques oscila entre 5 y 10 m. con buzamiento hacia el Norte.

Son rocas con textura porfídica holocristalina gráfica y esferolítica, aunque son muy frecuentes las modificaciones cataclásticas. Fenocristales corroídos de cuarzo, de ortosa, plagioclasa y biotita, en pasta fina de microilitos de feldespato con albita y moscovita accesoria. Los pórfidos con textura cataclástica contienen accesorios (clorita, epidota, carbonatos, opacos) movilizados en zonas de microbrechificación. Cuando se desarrolla, la textura gráfica está en cristales de tamaño medio y no sobre fenocristales.

4.2.3 DIQUES DE LAMPROFIDO (F $_L^3$)

Afloran un par de diques de este tipo en el borde SE de la Hoja junto a la casa de Valserrado, con dirección aproximada N-55°-E, sensiblemente

paralelos al dique de Plasencia en esta zona, y también al sur de Pajarilla. Son de escasa potencia, del orden de 3 m.

Su textura es porfídica, holocristalina a hipocristalina, fluidal a diabásica. En general responde a dos tipos mineralógicos principales:

El tipo Vogesita, caracterizado por predominio de feld.k. sobre plagioclasa, y el tipo Sperssartita, en que el feld.k. aparece como accesorio. En los primeros, la plagioclasa forma fenocristales mayores, junto a otros menores anfíbol (hornblenda) y clinopiroxeno, muy cloritizados, con láminas de biotita y reliquias de olivino serpentizado. La pasta finamente cristalina es de feld.k. Además de la intensa cloritización de máficos, la plagioclasa aparece parcialmente epidotizada. En los segundos, la textura es más cristalina, frecuentemente diabásica, con algunos fenocristales de plagioclasa (An-50) entre microlitos entrecruzados de plagioclasa-hornblenda-biotita (ocasionalmente clinopiroxeno), con cuarzo intersticial.

4.2.4 DIQUES DE APLITA (F_A³)

Se encuentran únicamente inyectados en las granodioritas y granodioritas con anfíbol del bloque SE, donde intruyen, con bordes netos, a favor de fracturas N-115°-E y más raramente con dirección N-180°-E, con longitudes que pasan de los 5 Km.

Tienen textura heterogranular, hipidiomorfa, de grano fino. Mineralógicamente están compuestas por ortosa perfitica intersticial, plagioclasa subidiomorfa (Anq₁₂) con tendencia a formar fenocristales y desigualmente sericitizada según muestras; cuarzo y moscovita incluida en ortosa, más raramente en plagioclasa. La biotita, de pleocroismo pardo, suele ser accesorio, ligeramente cloritizada (pennina), conteniendo circón. A veces opacos accesorios.

4.2.5 DIQUES DE DIABASA (ε³)

Se encuentran asociados a la granodiorita con moscovita (₂γ_m²) relleno de fracturas de dirección comprendida entre N-75°-E y E-O.

Suelen ser de escasa potencia, aunque su longitud supera, dentro de la Hoja, los 7 Km., y generalmente están alterados presentando la típica disyunción en bolas.

Se caracterizan por la textura diabásica de grano fino y composición de plagioclasa y anfíbol, con cuarzo y piroxeno accesorios. El anfíbol es un término próximo a barkevicitita, y está parcialmente alterado a clorita. El piroxeno se presenta en pequeños núcleos dentro del anfíbol y el cuarzo rellena vacuolas tardías.

4.2.6 DIQUE DE PLASENCIA ((ϵ - Θ)³)

Se localiza en la esquina suroriental de la Hoja con una dirección aproximada de N-55°-E. Constituye un accidente tectónico de primera magnitud, ya que puede ser reconocido desde el Sur de Portugal, en la zona del Alentejo, hasta la depresión terciaria de la Hoja de Cardeñosa (506), con un recorrido del orden de los 500 Km., no descartándose la posibilidad de que continúe más hacia el Norte bajo los materiales terciarios de dicha depresión.

Es de resaltar la escasa potencia del dique comparada con su longitud. En esta zona las potencias oscilan entre 200 y 300 m.

Se observa una zonación desde los bordes al núcleo. La mayor parte del dique corresponde a una diabasa generalmente alterada y con disyunción en bolas que, hacia el centro, se enriquece en elementos lucocráticos, donde forma un núcleo gabroide, que se ha diferenciado en la cartografía siguiendo el mayor relieve que da este tipo de roca.

Los desplazamientos laterales más importantes son debidos a fallas de direcciones comprendidas entre E-O y N-110°-E; otros de menor importancia son producidos por fallas de dirección N-115°-E.

Desde el punto de vista mineralógico y textural, en el dique de Plasencia se aprecian dos variedades fundamentales entre el centro y los bordes. Las rocas del centro son gabros (Θ ³) que tienen textura heterogranular, de grano medio, diabásica y gráfica. Están compuestas por plagioclasas, clinopiroxenos, cuarzo y feld.k, como fundamentales, y ortopiroxeno, anfíbol, biotita, apatito y opacos como accesorios.

La plagioclasa (aproximadamente An—55) se presenta en cristales subidiomorfos entrecruzados, con ligera alteración sericítica. El clinopiroxeno es augita y pigeonita, presentándose en maclas, exoluciones de uno en otro, desde subidioformos a xenomorfos, en agregados intersticiales, aunque a veces desarrolla grandes cristales con plagioclasa poiquilítica, originando zonas de textura ofítica. Conserva su carácter en el centro de los cristales, pues el resto está sustituido por un agregado de grano fino de actinolita-biotita, con zonas de borde de hornblenda. Los clinopiroxenos presentan exoluciones finas de ortopiroxenos, que también forman granos aislados de enstatita-broncita, con exoluciones de clinopiroxenos.

El feld. k, y el cuarzo son intersticiales, formando crecimientos gráficos. También se observa una asociación intersticial de biotita petaliforme con clorita.

Las variedades de borde (diabasas gabroides (ϵ - Θ)³, presentan textura porfídica holocristalina, ofítica y la asociación mineralógica es similar a la observada en las facies del centro. Se aprecia una disminución de la plagioclasa (con An-55-60), la ausencia de feld. k, y mayor proporción de ortopiroxeno (broncita) que es aquí un mineral fundamental, mientras que en

el cuarzo suele ser accesorio. Las alteraciones observadas son análogas a las de las facies de grano grueso, anotándose la presencia de antofilitas sobre broncita.

Los caracteres texturales y de composición observados están de acuerdo con los descritos para este dique en Extremadura (GARCIA DE FIGUEROLA, CORRETGE y BEA, 1974).

4.2.7 DIQUES DE CUARZO (q³)

Están constituidos por cuarzo de la variedad lechosa con frecuentes concentraciones de minerales de hierro que, en ocasiones, han sido reconocidos mediante calicatas.

El más importante intruye en las granodioritas con moscovita a favor de una fractura de dirección preferente N-70°-E, y con una longitud, dentro de la Hoja, que supera los 4 Km. a pesar de su escasa potencia. Otros, de menor importancia, han ascendido a favor de fracturas de dirección N-35°-E.

4.3 ANALISIS QUIMICOS

En la tabla 1 se dan análisis químicos de seis muestras. De ellas, tres corresponden a rocas plutónicas, y otras tres a rocas filonianas. En la tabla 2 se dan las normas C.I.P.W. correspondientes a las cinco primeras.

La roca número 1 pertenece a las granodioritas con moscovita (${}_2\gamma\eta_m^2$) del afloramiento occidental de la Hoja, tomada en la localidad de Hurtumpascual, junto a la iglesia. La número 2 corresponde al granito (${}_1\gamma^2$) orientado, y su localización es también en la parte oeste de la Hoja, en el camino a la Dehesa de la Pajarilla. La muestra numerada con el 3 es de un granito alítico (${}_4\gamma^2$), de la parte oriental de la Hoja, junto a la casa de Iván Grande. La roca número 4 corresponde a un dique de diabasa (ϵ^3), en la parte oeste de la Hoja, en el camino de la Pajarilla a San García de Ingelmos. La número 5 es de un pórfido granítico (P γ^3) en el borde sur de la Hoja, al SE de Pajarilla del Rebollar. La roca número 6 corresponde a una facies gabroide (Θ^3) del dique de Plasencia ($\epsilon-\Theta$)³ recogida en la Dehesa del Cid, cerca del borde este de la Hoja.

Los análisis de las cinco primeras han sido facilitados por M. P. FRANCO (Tesis doctoral en curso), y el análisis de la número 6 figura en el trabajo de GARCIA DE FIGUEROLA *et al.* (1974). Todos ellos han sido realizados por F. BEA (UNIVERSIDAD DE SALAMANCA).

TABLA 1

MUESTRA	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	67,49	73,84	75,36	55,77	70,01	49,77
TiO ₂	1,09	0,44	0,07	0,3	0,77	1,15
Al ₂ O ₃	15,66	13,96	13,60	17,84	14,45	15,44
Fe ₂ O ₃	1,56	1,08	1,29	3,61	1,25	1,76
FeO	1,79	0,03	—	3,73	1,13	8,90
MgO	1,32	0,31	0,11	5,20	0,95	7,50
MnO	0,03	0,02	0,006	0,137	0,03	—
CaO	2,63	0,71	0,50	6,89	1,68	12,26
Na ₂ O	3,19	3,57	3,86	2,88	3,29	2,02
K ₂ O	3,68	4,43	5,02	1,41	4,45	0,46
P ₂ O ₅	0,28	0,08	0,06	0,24	0,19	0,29
MV	1,71	1,29	0,26	1,55	1,57	0,72
F	0,05	—	0,14	0,04	0,03	—
TOTAL	100,43	99,76	100,37	99,62	99,82	—

TABLA 2

MUESTRA	1	2	3	4	5
Cuarzo	27,97	34,41	32,69	10,44	29,42
Corindón	2,32	2,19	1,05	0,00	1,62
Ortosa	21,73	26,16	29,64	8,33	26,27
Albita	26,97	30,18	32,63	24,35	27,81
Anortita	11,21	3,00	2,08	31,57	7,09
Diópsido	0,00	0,00	0,00	0,82	0,00
Hiperst.	3,54	0,77	0,27	16,12	2,36
Olivino	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Magnetita	2,26	0,00	0,00	5,23	1,51
Hematita	0,00	1,08	1,29	0,00	0,21
Ilmenita	2,07	0,11	0,01	0,63	1,46
Titanita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rutilo	0,00	0,38	0,06	0,00	0,00
Apatlto	0,65	0,19	0,14	0,56	0,44
% An Pla	29,36	9,03	6,01	56,45	20,31
Mg/MgFe	0,94	1,00	1,00	0,83	1,00

5 GEOMORFOLOGIA

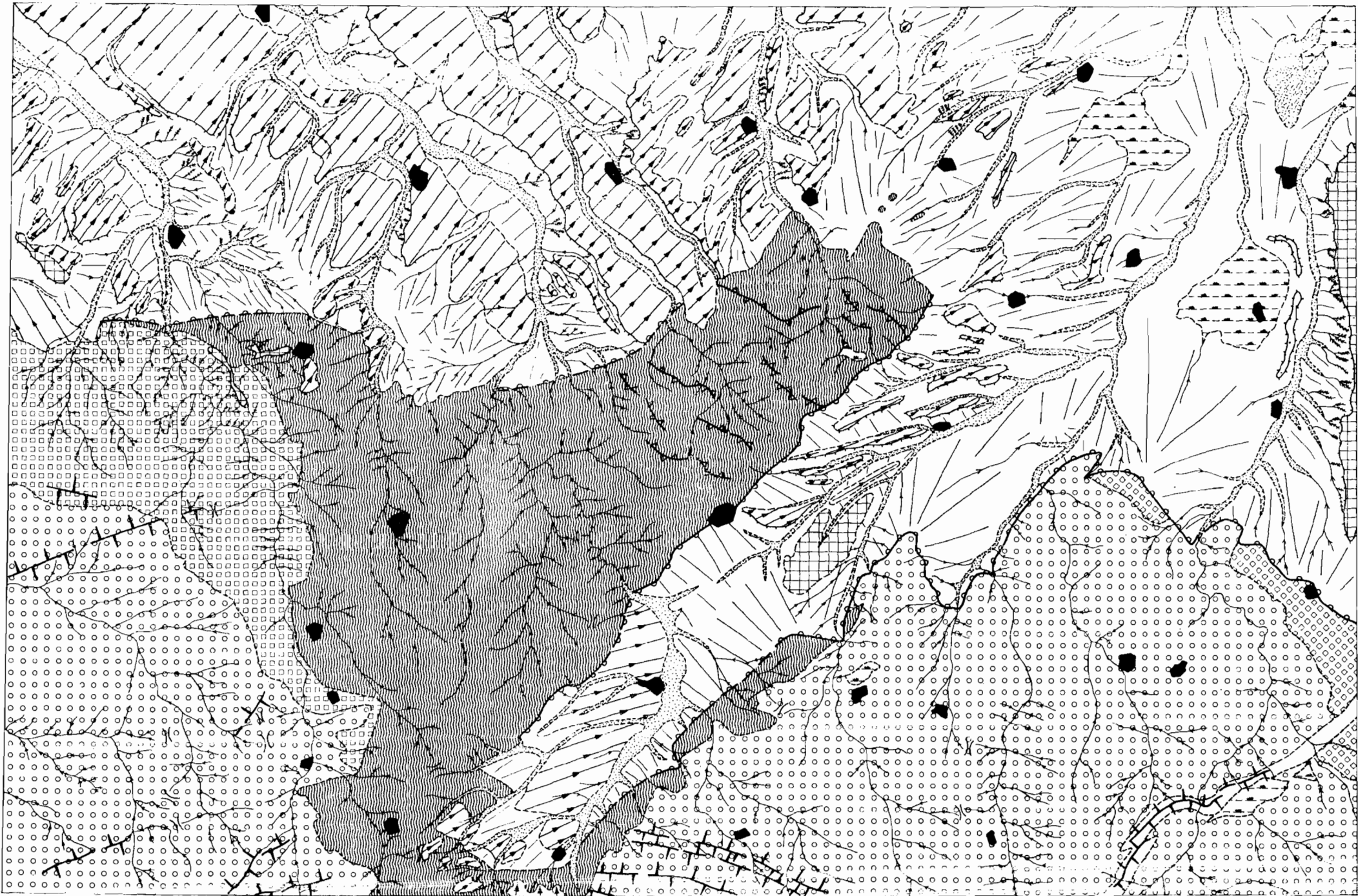
La presencia de materiales de constitución litológica muy dispar, en el área ocupada por la Hoja, permite diferenciar dos grandes conjuntos de morfología diferente.

Uno de los dominios está constituido por materiales plutónicos y metamórficos que afloran fundamentalmente en la parte meridional de la zona. La región septentrional está constituida por depósitos terciarios y cuaternarios poco cementados, en los que se desarrolla un modelado peculiar. Existe un área constituida por una depresión tectónica en la que penetran a modo de un gran golfo estos materiales detríticos, teniendo por consiguiente características morfológicas similares a las de la zona Norte.

De acuerdo con el pliego de condiciones se ha elaborado un mapa geomorfológico a escala 1:50.000 en base a datos de campo y levantamientos fotogeológicos. Le acompaña al mismo una reducción de escala aproximada 1:100.000. Los términos utilizados en la leyenda del mapa quedan subrayados en la Memoria.

El análisis morfológico lo comenzamos por el dominio meridional, que queda independizado de los depósitos detríticos terciarios por contactos, generalmente netos, debidos a accidentes tectónicos de tipo variado. Los afloramientos de rocas plutónicas y metamórficas se ponen en contacto con los materiales terciarios por una falla inversa en la zona oriental de la Hoja, que ha sido estudiada en la Hoja limítrofe al este de Cardeñosa por BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954), a la que denominan falla inversa de Monsalpe. En el dominio plutónico y metamórfico SCHWENZNER, J. E. (1936) pone de manifiesto un conjunto de superficies escalonadas en el mapa que acompaña al trabajo. Las observaciones realizadas en el transcurso del trabajo no han permitido efectuar estas diferenciaciones; únicamente en los alrededores de la zona de Mirueña de los Infanzones parece insinuarse un aplanamiento, de escasa extensión, que no penetra en los materiales terciarios. La cartografía del mismo resulta muy problemática debido a estar muy degradado y a la compartimentación producida por el encajamiento de la red fluvial. De cualquier modo es difícil de valorar la importancia regional del mismo y su correlación con otras superficies resulta prácticamente imposible.

Los diferentes tipos de litologías existentes en este dominio responden de forma muy desigual a la acción de los agentes erosivos. Esto trae como consecuencia la generación de diferentes tipos de modelados litológicos. Una parte importante está dominada por materiales metamórficos de composición esquistosa, entre los que se intercalan niveles de *capas duras*, fundamentalmente cuarcíticas. Estos horizontes resistentes a la erosión pro-





ESCALA GRAFICA
0 1 2 3 4 5 6 7 8 km






AUTORE A. OLIVE DAVID
DIP. PORTERO GARCIA
M. GUTIERREZ FLORSA

LEYENDA



MODELADOS ESTRUCTURALES

-  Crestones debidos a diques de rocas duras
-  Capas resistentes, duras (Paleozoica)





MODELADOS DEPOSICIONALES

-  Superficies con o sin depósito
-  Terrazas fluviales
-  Valles de fonda plano
-  Areas endorreicas o semiendorreicas (encharcables)
-  Zonas de acumulación de arenas eólicas




VERTIENTES

-  Vertientes regularizadas
-  Paleoverrientes de regularización

MODELADO EN TERRENOS GRANITICOS Y METAMORFICOS

-  Morfología granítica con Inselbergs de bloques esféricos
-  Morfología granítica con Inselbergs de bloques paralelepédicos
-  Morfología granítica con Inselbergs de bloques subesféricos
-  Relieves alamados con vertientes normalmente regularizadas




RED FLUVIAL

-  Barrancas de incisión lineal
-  Cárcavas
-  Collados de divergencia fluvial

MODELADO ANTROPICO

-  Nucleos urbanos

ESCARPES

-  Escarpe de falla
-  Escarpe de falla suavizada
-  Escarpe neto (terrazas, vertientes, superficies...)

ducen zonas elevadas que se desarrollan en la zona Norte y NE de Solana de Rioalmar. La inclinación de estas capas duras oscila en torno a los 50° N, por lo que la morfología debería corresponder a *hog backs*; pero esta morfología presenta una clara degradación debida a la presencia de una regularización generalizada, lo que produce un conjunto de cerros más o menos cónicos alomados. El resto del área metamórfica, formada por materiales esquistosos, está modelada en una *morfología* típicamente *de lomas* en la que las vertientes aparecen tapizadas de una capa muy continua de detritus resultantes del fenómeno de regularización anteriormente citado.

El resto de este dominio está constituido por materiales plutónicos de naturaleza granítica entre los que se emplaza una red de diques de composición diversa. Únicamente se han representado en el mapa geomorfológico aquellos diques que tienen clara expresión morfológica. La dirección de los mismos es muy variable. El contraste morfológico viene manifestado por una diferencia de resistencia a los agentes erosivos. Este relieve diferencial se manifiesta por un conjunto de *crestones* que destacan claramente en el paisaje y cuyas dimensiones son, por lo general, de escala kilométrica. Entre estos diques merece destacarse la presencia en el borde sur-oriental del dique de Plasencia-Alentejo, que discurre con dirección NE-SO y que presenta una neta expresión morfológica.

La cartografía geológica de los materiales graníticos ha permitido diferenciar tres tipos de granitos, que a su vez han producido modelados diferentes. Las formas inherentes a las granodioritas, que ocupan la mayor extensión de este dominio, se caracterizan por la presencia de *tors* aislados que, en algunos casos, se presentan agrupados formando *inselbergs de bloques esféricos*. Estimamos que una gran parte de estas formas deben su origen a la decapitación de perfiles de meteorización hasta el nivel de bloques redondeados que genera las formas anteriormente descritas. Sobre superficies horizontales de granodiorita desnuda es relativamente frecuente la presencia de pequeñas depresiones cerradas de escala decimétrica y métrica, correspondientes a *gnammias*. El origen de las mismas es muy discutido en la literatura científica y parece se deben a procesos de hidrólisis con evacuación posterior de los productos de meteorización por desbordamiento de las aguas de las mismas.

Otro tipo de modelado que se ha diferenciado va unido a los afloramientos de granitos orientados, de dos micas, presentes en la parte occidental de la Hoja. Los *inselbergs* que aparecen en este área son de bloques algo más angulosos que los de la granodiorita. Los hemos denominado *inselbergs de bloques subesféricos*. En las áreas de afloramiento de granito aplítico la alteración es menor que la existente en los dos tipos precedentes. Se diferencian algunos *inselbergs de bloques paralelepípedicos*, que son formas acastilladas y que nos hacen recordar al *castle kopje*.

La red fluvial que discurre por este conjunto de materiales granítico-

metamórficos se presenta claramente encajada en los mismos. Se trata de barrancos de incisión lineal, no observándose un control estructural muy definido en el desarrollo de la red. Coincidiendo con los afloramientos de granito orientados de dos micas cambia el carácter de la red, aumentando notablemente la densidad del drenaje. Localmente aparecen áreas de mal drenaje, correspondientes a zonas aplanadas, a las que se ha denominado *áreas endorreicas o semiendorreicas*.

Ya hemos indicado con anterioridad que el límite entre el conjunto que acabamos de describir y el dominio constituido por los materiales terciarios y cuaternarios viene manifestado, por lo general, por accidentes mecánicos. Estos accidentes producen una expresión morfológica variable; en algunos puntos, destaca un neto *escarpe de falla* mientras que, en otros casos, el escarpe se presenta degradado por la acción de los agentes erosivos. Esta situación la denominamos como de *escarpe de falla suavizado*. Finalmente, otro tipo de contacto es cuando los depósitos terciarios descansan en neta discordancia sobre los materiales del zócalo.

Por lo que se refiere al otro gran dominio existente en la Hoja conviene señalar que se limita, como ya hemos indicado anteriormente, al área septentrional, además de un amplio engolfamiento con dirección SO limitado a ambos lados por dos escarpes de falla que generan una depresión tectónica correspondiente al área de Muñico.

Diseminados en este dominio e incluso en algunos puntos, sobre el dominio anterior, se desarrollan aplanamientos, fundamentalmente de carácter local, excepto el existente en el borde oriental de la Hoja, que alcanza un mayor desarrollo en la Hoja limítrofe de Cardeñosa. Dada la desconexión existente entre estas *superficies con depósito* es difícil precisar la posible relación entre las mismas e incluso su edad relativa. Sabemos, por otra parte, que uno de los modelados dominantes en las áreas situadas más al Norte y fuera de la Hoja lo constituyen extensas superficies escalonadas que resultan de un encajamiento de unas sobre otras, muy posiblemente debidas a variaciones del nivel de base.

Las vertientes existentes sobre los materiales terciarios presentan todas ellas un constante tapizado de detritus que regularizan su morfología. Los procesos de regularización han tenido lugar al menos en dos épocas y esto nos ha permitido diferenciar *paleovertientes de regularización y vertientes regularizadas*.

Es de destacar que sobre estos depósitos de regularización se encaja la red de menor orden constituida por *barrancos de incisión lineal* que, en algunos casos, penetran en el substrato terciario produciendo en muchos casos un modelado en *cárcavas*. Los valles de mayor entidad son de tipo de *valles de fondo plano* de escasa funcionalidad actual y con prolongados estiajes. Llama poderosamente la atención la fuerte asimetría que presentan la mayoría de estos valles de fondo plano, estando las vertientes más

tendidas con orientación hacia el NE. Quizá esta asimetría pudiera interpretarse con diferencias de orientación con respecto a la insolación. Dada la disposición paralela de estos valles de fondo plano en la zona centro-occidental, la morfología resultante da un aspecto característico de dientes de sierra al paisaje.

Por otra parte y suspendidas sobre los cauces actuales de algunos valles aparecen pequeños cerros correspondientes a terrazas fluviales que ya han sido descritas en el apartado de Cuaternario. Una simple observación del mapa pone de manifiesto el escaso desarrollo de las mismas.

Ligadas a la red fluvial existen zonas de escaso drenaje, desarrolladas sobre superficies horizontales que se manifiestan por zonas de una mayor humedad.

En el extremo nororiental aparece un pequeño afloramiento constituido por una delgada cobertera de arenas eólicas en el que no se reconoce ningún aparato dunar. Esta formación alcanza desarrollos muy importantes en áreas situadas más al Norte.

En cuanto a la planificación territorial, cabe resaltar la poca importancia de problemas geotécnicos, así como las dificultades típicas de captación de aguas subterráneas en la mitad meridional, que prácticamente se limitan al aprovechamiento de fallas colectoras y contactos en los diques. Por otra parte, es importante destacar la existencia de materias primas para la construcción, particularmente por la existencia de diques de rocas susceptibles de explotación existentes en la zona.

6 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos que aparecen en la Hoja de Mirueña pueden ser atribuidos al Precámbrico Superior.

Probablemente fueron sedimentos de características pelíticas, sin poder precisar más sobre el medio, debido al intenso metamorfismo que en la actualidad presentan estos materiales.

Durante el Proterozoico Superior más alto (Vendense?) hubo sedimentación de materiales detríticos finos, con frecuentes intercalaciones algo más groseras (areniscas feldespáticas) en la parte inferior, y una sedimentación monótona y potente de materiales limolítico-grauváquicos con algunos episodios carbonatados en la parte superior. También existen pequeñas intercalaciones detríticas algo más groseras y, al final del ciclo, un episodio volcánico-clástico, de características ácidas a Intermedias de escasa entidad. No aparecen en estos materiales rasgos sedimentológicos de tipo turbidítico. El medio pudo ser marino, de aguas someras, fuera de la zona de in-

fluencia del oleaje, y a escasa distancia de la costa, que puede explicar los niveles areniscosos; como del tipo *storm sands layers*.

No aparecen materiales atribuibles al Cámbrico dentro de la Hoja. En la región, aparece en la provincia de Salamanca (sinclinal de Tamames), constituido por materiales correspondientes a sedimentación en plataforma somera (areniscas, pizarras y calizas con Arqueociátidos).

Puede suponerse que hubo depósito de materiales cámbricos (al menos del Cámbrico Inferior), dentro de la Hoja. Su no existencia, es debida a la erosión que siguió a la fase Sárdica.

Esta fase Sárdica originó movimientos relativamente intensos, aunque sin provocar una tectónica de plegamiento, sino movimientos epirogénicos, con ausencia de una componente horizontal importante.

Los primeros sedimentos paleozoicos que aparecen en la Hoja, pertenecen muy probablemente al Tremadociense.

En este tiempo hubo una importante transgresión con sedimentación de materiales clásticos, de características que van desde continentales a costeras en la parte más baja (posibles depósitos del tipo *debris-flow* y sedimentación en canales) y van adquiriendo caracteres marinos someros en la parte más alta, aunque siempre en las proximidades de la costa. Al final del Tremadoc debió de existir una transgresión poco importante que permitió el depósito de materiales detríticos finos, para al principio del Arenig dar lugar a otra regresión que originó el depósito de areniscas. En el Ordovícico Inferior-Medio la sedimentación es más monótona y seleccionada, con presencia de materiales detríticos muy finos en donde abunda la materia orgánica.

No aparecen dentro de la Hoja materiales paleozoicos superiores al Ordovícico Medio.

Los movimientos hercínicos no pueden datarse dentro de la Hoja. Tampoco en áreas próximas del Sistema Central quedan bien situadas en el tiempo y sólo se puede precisar que se desarrollaron entre el Devónico Inferior y el Estefaniense.

En la «Historia Geológica» de los materiales que aparecen en el ámbito de la Hoja pertenecientes al borde Septentrional del Sistema Central, tiene capital importancia la Orogenia Hercínica en cuanto condiciona el desarrollo de los procesos metamórficos en las series sedimentarias prehercínicas, y los fenómenos de emplazamiento de los granitoides así como de la de sobreimposición de efectos de metamorfismo de contacto.

El estudio de los materiales metamórficos e ígneos de las Hojas de Mirueña (15-20) y Cardeñosa (16-20), conduce a un esquema de metamorfismo-plutonismo, coincidente con el propuesto por FUSTER *et al.* (1974), en que los primeros estadios de fusión (anatexia) de las rocas sería tardía, con respecto a la primera etapa metamórfica en relación con la F_1 de la orogenia. Una segunda fase metamórfica se desarrollaría en íntima conexión

con la F_2 , condicionando la «intrusión» de los primeros granitoides (granito de dos micas), con el consiguiente desarrollo de aureolas de metamorfismo de contacto. Como consecuencia de la F_3 y tardíamente se produciría una nueva e importante etapa de intrusión de granodioritas («Tardías») produciendo efectos de metamorfismo de contacto en los materiales encajantes. Así, las sucesivas intrusiones mencionadas serían debidas al emplazamiento selectivo de granitoides procedentes de diferenciaciones sucesivas de los magmas anatéxicos.

Fases tardías de deformación (F_4 y posteriores) producirían la fracturación de los macizos graníticos y la «inyección» sucesiva del cortejo filoniano.

Las fases de fracturación tardihercínicas se pueden situar antes del Pérmico inferior, ya que condicionan su aparición en la parte oriental del Sistema Central (SOERS, 1972). Estas fracturas han vuelto a reactivarse durante los movimientos alpinos.

La Cuenca del Duero comienza a formarse a fines del Cretácico y comienzos del Paleoceno como consecuencia de la removilización alpina de fracturas tardihercínicas (Fases Larámicas). Es muy posible que existieran numerosas subcuencas independientes separadas por umbrales, que evolucionaron de forma algo diferente, como la de Ciudad Rodrigo. Durante estos tiempos se desarrollan, al menos en el borde oeste y noroeste, potentes suelos tropicales de alteración ferralítica. Los relieves recién creados por las fases larámicas comienzan a destruirse rellenándose la Cuenca (o subcuencas) mediante un mecanismo de abanicos aluviales durante el Paleoceno y Eoceno Inferior en un clima intertropical húmedo.

Existen dos ciclos sedimentarios durante el Paleógeno y Mioceno Inferior (CORROCHANO, A., 1977, C. G. S., S. A.-IMINSA, 1978), reconocibles sobre todo en el borde oeste de la Cuenca. Al final del primero, el medio va perdiendo energía y se instalan localmente en la cuenca ambientes restringidos de *playa-lake* (lagunas efímeras) en las que se depositan margas y calizas. El clima es subtropical o intertropical húmedo con períodos de aridez (JIMENEZ FUENTES, E., 1974).

El segundo ciclo sedimentario se inicia con una nueva reactivación del relieve, que fue gradual, no sincrónica, en todos los marcos montañosos. Esta reactivación puede atribuirse con reservas a las fases pirenaicas. Se desarrollan ampliamente los abanicos aluviales con facies muy proximales de gran extensión en el norte y este de la Cuenca. Este ciclo sedimentario termina probablemente en el Mioceno Inferior, con desarrollo de ambientes restringidos (lagunas efímeras) y facies de transición a ambientes fluviales en la zona de Zamora-Salamanca. El clima es semejante al del resto del Paleógeno, pero con períodos de aridez muy frecuentes.

No disponemos de dataciones precisas de las series del Paleógeno del borde sur de la Cuenca o Unidad de Torneros (Hojas 15-20, Mirueña, y 10-20,

Cardeñosa), aunque la mayoría de los autores tienden a situarlas en el ciclo inferior antes citado, con una edad Paleoceno-Eoceno Inferior (CORROCHA-NO, A., 1979, y JIMENEZ, E., 1972 y 1973).

Durante estos tiempos del Paleógeno se depositan areniscas conglomeráticas silíceas y arcillas arenosas en un medio claramente fluvial, con depósitos de canal e inundación. Los cauces debieron ser poco sinuosos y probablemente anastomosados, con un elevado régimen de flujo. Los aportes provendrían fundamentalmente del oeste. Las condiciones climáticas fueron cálidas y húmedas como lo prueban la escasez de feldespatos, presencia de niveles ferruginosos y suelos lateríticos transportados.

A finales del Mioceno Inferior se produce el plegamiento de los bordes de la meseta, ya iniciado durante la fase Sálica. El Paleógeno y Mioceno Inferior se adaptan a las deformaciones del zócalo mediante flexiones (zona occidental y meridional), pliegues (borde este) o monoclinalmente (borde norte), pudiendo llegar a estar invertido. Se produce un levantamiento general de los relieves circundantes, apareciendo el Sistema Central, con lo que quedan perfectamente individualizadas las dos Mesetas. La Cuenca del Duero tiene ya una configuración muy parecida a la actual.

Esta actividad tectónica es atribuible a las Fases Castellana y Neocastellana, de AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M., y PEREZ GONZALEZ, A., *op. cit.*, como consecuencia de la cual se inicia un nuevo gran ciclo sedimentario que termina con la sedimentación de las calizas de la superficie del páramo, en el centro de la Cuenca (fig. 18).

El nuevo ciclo sedimentario se inicia en condiciones de mayor aridez, quizá en un clima semiárido

Durante el Mioceno Inferior alto y parte del Mioceno Medio se depositan en el borde sur (Mirueña y Cardeñosa) arcosas fangosas de escaso grado de organización, con cantos dispersos de granitos, cuarzo y cuarcita depositadas por avenidas de corrientes turbias, con alta relación sedimento/agua (unidades de Pozanco y Vallehernando). Corresponderían a zonas distales de «abanicos»*, con zonas proximales más al sur. Localmente, en la superficie de los mismos, se producen ligeros retoques fluviales con inclusión de pequeños canales y sedimentación de arenas con escasa matriz susceptibles de ser cementadas posteriormente. Los aportes provienen del S y SO, con áreas madres algo diferentes, como lo prueba la presencia de fragmentos calizos en la Unidad de Pozanco (Desmantelamiento de Mesozoico residual?).

No se ha podido establecer una correlación precisa de las unidades antes citadas con las del centro de la Cuenca. Sin embargo, se puede indicar que en épocas no muy separadas en el tiempo, durante el Orleaniense Superior y Astaraciense Inferior, en la Hoja de Portillo [16-16] se depositan arenas

* Se emplea aquí el término «abanico» en sentido generalizado, sin que se pueda especificar su encaje en ninguno de los modelos tradicionales.

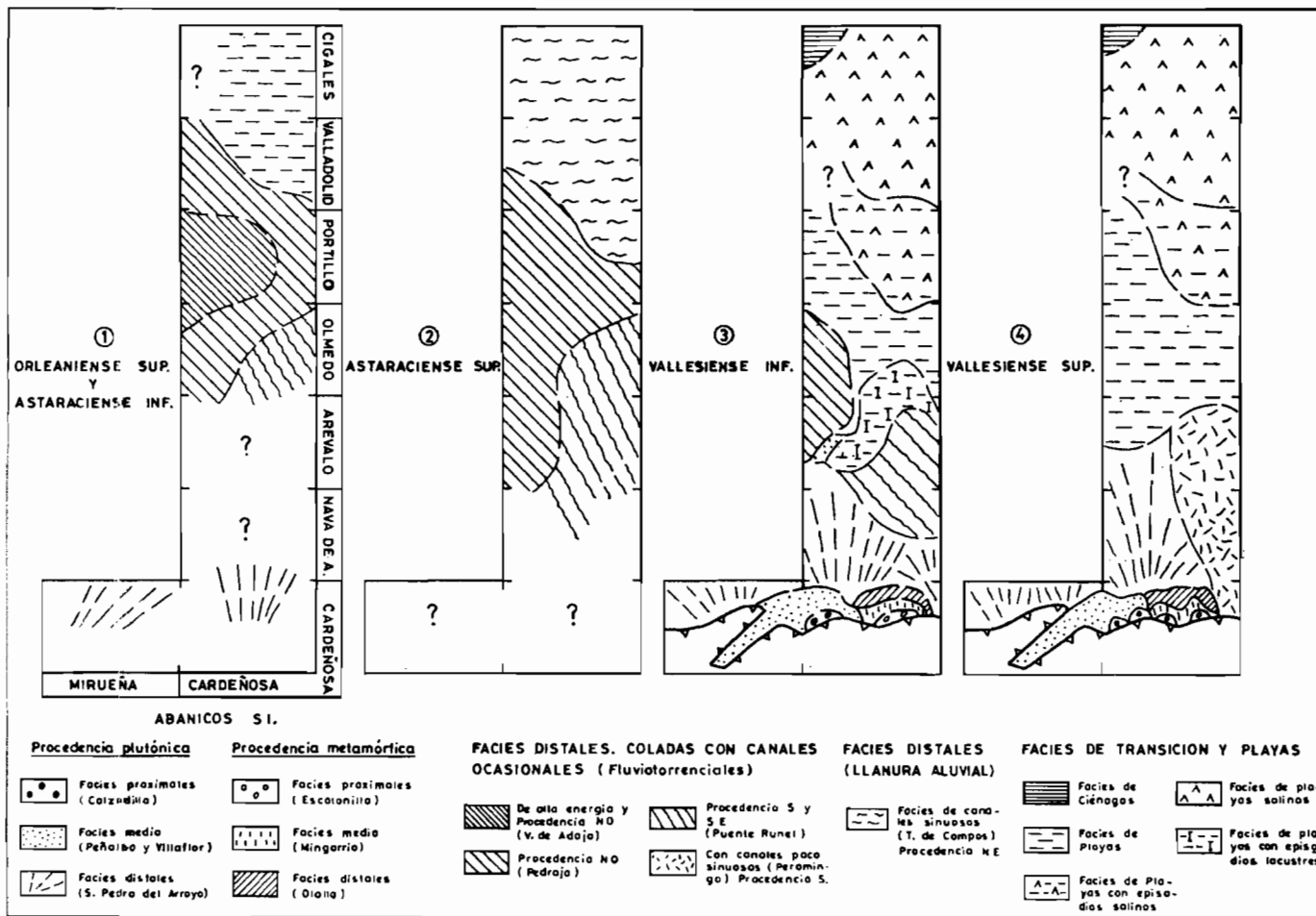


Figura 18.—Esquema paleogeográfico evolutivo.

arcósicas fangosas a veces con cantos de cuarcita y desarrollo de paleosuelos carbonatados (Facies Villalba de Adaja) en un ambiente fluvio-torrencial de alta energía, en el que las coladas de fango arenoso juegan un importante papel en la sedimentación sobre las que se instalan aportes torrenciales intermitentes asimilables a las actuales «ramblas». Las facies más distales se desarrollan en las Hojas de Cigales (16-14), Valladolid (16-15), zona este de la de Portillo y norte de Olmedo (16-17) (Unidad Pedraja de Portillo) con sedimentación de arcosas, fangos arcósicos y calizas palustres en coladas de fango con retoque fluvial intermitente. Los aportes en ambos casos provienen probablemente del oeste y noroeste. Hacia el norte y este en las Hojas de Cigales y Valladolid se pasa a ambientes de «playas» con sedimentación margosa predominantemente (Facies Dueñas). Esta unidad es sincrónica con sedimentos de llanura aluvial y canales sinuosos instalados en zonas distales de abanicos aluviales (Facies Tierra de Campos) situados al Norte (Hojas de Dueñas (16-13) y Palencia (16-12)).

En el borde norte y zona oriental de la Hoja de Olmedo (16-17) y al menos a partir del Astaraciense Inferior hay sedimentación de arenas arcósicas, frecuentemente cementadas por carbonatos, y fangos ocreos y leiges con calizas palustres depositados mediante corrientes de fango y esporádicamente corrientes fluviales en zonas distales de abanicos en paso a la llanura aluvial. Los aportes provienen probablemente del sur y sureste (Facies Puente Runel).

Durante el Astaraciense Inferior más alto y parte del Superior existen en las Hojas de Cigales, Valladolid y zona noreste de Portillo aportes de procedencia noreste, de facies arenosas (litarenitas) con gravillas de cortezas y fangos ocreos de llanura de inundación que corresponden a depósitos de llanura aluvial, con canales sinuosos en zonas distales de abanicos aluviales. Las facies canalizadas se concentran en las Hojas de Cigales y parte norte de Valladolid (Unidad Cabezón). Sin embargo, en el oeste de la Hoja de Portillo y Hojas de Olmedo, Arévalo (16-18) y Nava de Arévalo (16-19) continúan los aportes de procedencia Oeste (Unidad Pedraja) y Sur (Facies Puente Runel) que incluso llegan hasta los primeros tiempos del Vallesiense Inferior, siendo equivalentes de las playas salinas de la «Facies de las Cuestas».

Al comienzo del Astaraciense Superior debió producirse una importante interrupción en la sedimentación del Centro de la Cuenca, con zonas encharcadas extensas que dieron origen a la formación de suelos marmorizados.

En el Astaraciense Superior y sobre todo en el Vallesiense del borde sur de la Cuenca (Hoja de Mirueña, Cardeñosa y Nava de Arévalo) se depositan arcosas fangosas desorganizadas con cantos dispersos, cuya proporción aumenta hacia los marcos montañosos.

En estos materiales resulta difícil identificar la geometría de abanicos aluviales típicos. La geometría y características del depósito viene influida por la existencia de un escarpe activo de falla durante estos tiempos, lo que imprime un carácter gravitacional a los depósitos proximales.

Los materiales con área fuente metamórfica se depositan mediante coladas de fango con gran proporción de cantos en las zonas proximales (Unidades de Escalonilla y Mingorría, en la Hoja de Cardeñosa) y escasa en las distales (Unidad de Olalla). Los de procedencia plutónica se sedimentan por mecanismos torrenciales (coladas de granos) pasándose rápidamente de las zonas proximales y medias (Calzadilla, Peñalba) a las distales (San Pedro del Arroyo). Lateralmente, pueden instalarse esporádicos canales «fluviales» como consecuencia de desbordamientos laterales de las zonas de aporte principal, en épocas de grandes avenidas (Unidad de Villafior).

Hacia el interior de la Cuenca (Hoja de Nava de Arévalo) pueden aparecer intercalaciones carbonatadas en las zonas distales (Unidad de Hernansancho) que representan el paso a llanuras aluviales, equivalentes laterales de las facies de «playas» de las Cuestas.

En el borde oriental de la Hoja de Arévalo y durante los tiempos correspondientes al paso Astaraciense Superior-Vallesiense Inferior, hay depósito de coladas fangosas con abundantes cantos metamórficos, que representan zonas muy proximales de aportes del sureste provenientes del umbral de Santa María de Nieva.

En la zona oriental de las Hojas de Cardeñosa, Nava de Arévalo y Arévalo, y durante el Vallesiense Superior, hay sedimentación de arcosas fangosas entre las que se intercalan paleocanales de arenas, existiendo también niveles arcillosos. Predominan los depósitos de coladas instalándose ocasionalmente cursos fluviales poco sinuosos, provenientes del Sur (Unidad de Peromingo).

En el Astaraciense Superior y sobre todo durante el Vallesiense, en el centro de la Cuenca y zonas próximas (norte de la Hoja de Arévalo y Hojas de Olmedo, Portillo, Valladolid y Cigales) se desarrollan de forma general los ambientes de playas, con carácter salino generalizado del río Duero hacia el Norte. Localmente (Hoja de Arévalo) se instalan facies lacustres y de playas en tránsito a lacustre, en zonas más marginales que deben corresponder a «interlúbulos» en zonas distales de abanicos.

En estas épocas el clima tiende a semiárido, con fuertes períodos de aridez (algo más benigno con precipitaciones ocasionales en los bordes).

Durante los últimos tiempos del Vallesiense, en las áreas antes mencionadas, se dan medios de transición de playas hacia medios lacustres más generalizados, haciéndose el clima más húmedo.

Las «Calizas con gasterópodos» de la superficie del Páramo, que representan el techo del Vallesiense y la base del Plioceno (Rusciniense) se depositan en ambientes lacustres más estables y generalizados.

La superficie de colmatación de este ciclo se ve rota y deformada por una fase tectónica generalizada (Fase Rodánica o Iberomanchega) (AGUIRRE *et al.*, 1976). Da origen a amplios pliegues que en ocasiones se acompañan de estructuras menores.

En el interior de la Cuenca y en relación con todos estos fenómenos, aparecen como consecuencia de procesos erosivos «costras clásticas rojas» (PEREZ GONZALEZ, A., 1979) fosilizando las depresiones sinclinales de las calizas con gasterópodos. A continuación sobreviene un importante proceso kárstico, que perfora costra y caliza con formación de «Terra rossa».

Se inicia un nuevo ciclo sedimentario de edad Rusciniense Superior a Villanyense Inferior a base de depósitos fluviales de arenas y subfacies de llanura de inundación con suelos calcimorfos, que incorporan potentes depósitos de «Terra rossa» transportada. A continuación se instalan facies margosas de playas, seguidas de una nueva expansión de los ambientes lacustres generalizados (Calizas del segundo Páramo).

Una nueva fase tectónica (Iberomanchega 2), más suave que la anterior, da origen a una nueva superficie de erosión acumulación, que bisela a la anterior, llegando a situarse incluso sobre las «Calizas de gasterópodos» del Vallesiense-Rusciniense. Esta superficie está fosilizada por depósitos de «costras laminares bandeadas y multiacintadas con arenas limosas rojizas» (PEREZ GONZALEZ, A., 1979), que están presentes en las Hojas de Cigales y Valladolid.

Depósitos pliocenos correlativos a este ciclo se sitúan en las Hojas de Cardeñosa y Nava de Arévalo, en relación con la superficie prerraña, correspondiendo a facies medias de abanicos en las que se instalan localmente canales conglomeráticos.

Nuevas elevaciones de los marcos montuosos de los bordes preceden a la instalación de las «Rañas», muy extendidas en el norte de la Cuenca del Duero. Estos materiales corresponden al Plioceno más Superior y probablemente a los niveles inferiores del Pleistoceno.

Posteriormente se instala la red fluvial cuaternaria. De modo generalizado para toda la cuenca podemos indicar que las llanuras de inundación han ido disminuyendo de extensión desde el Pleistoceno Inferior a la actualidad, lo que unido a los rasgos de hidromorfismo tanto más intensos cuanto más antiguas son las terrazas, nos habla de una progresiva jerarquización de la red.

La asimetría de los valles, con depósito de terrazas en las márgenes izquierdas de los ríos al sur del Duero y en las márgenes derechas al norte del mismo, nos indica un proceso de basculamiento generalizado hacia el noreste continuo durante gran parte del Pleistoceno, pero de pequeña intensidad e incapaz de contrarrestar las variaciones de nivel de base.

Las fases de incisión de la red están separadas en el borde sur por fases de planación del relieve, que dan lugar a extensas superficies (Carpio, Alaejos, Medina, Coca-Arévalo, PEREZ GONZALEZ, A., 1979).

Durante el Pleistoceno se detectan en la Cuenca dos procesos de re-

glaje de vertientes en condiciones posiblemente periglaciares. Los procesos de regularización más recientes (Holoceno), son asimilables a fases húmedas.

El desarrollo de suelos rojos fersialíticos en las terrazas (y suelos pardos mediterráneos con tendencia a suelos rojos) indica un clima mediterráneo, más frío y húmedo en los bordes de la Cuenca (suelos pardos lexiviados y tierras pardas meridionales en paso a húmedas).

La actividad eólica ha sido muy intensa, al menos desde el Pleistoceno Superior, sin que para justificarla se precisen condiciones áridas, pudiendo darse en un clima semejante al actual. Los vientos predominantes son los del cuadrante suroccidental.

Movimientos tectónicos de grandes bloques de la Cuenca durante el Pleistoceno, incluso Superior, pueden deducirse del elevado número de terrazas existentes y del profundo encajamiento de los ríos Eresma, Adaja, Cega y Voltoya, en la mitad sur de la Cuenca.

7 GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 MINERIA Y CANTERAS

Fundamentalmente debido a las características de la región, escasamente poblada, el aprovechamiento de los recursos naturales en el ámbito de la Hoja es prácticamente inexistente.

No han sido reconocidas en toda la Hoja ninguna actividad minera y las canteras se limitan a un par de explotaciones situadas en el borde SE. Una de ellas está abierta en el dique de Plasencia, en la zona de la Peditilla, de donde se han extraído en varios puntos algunos metros cúbicos de gabro, que forma el núcleo de dicho dique. La otra cantera existente está abierta en granodiorita, emplazada a escasos metros de la carretera a Benitos. El uso es exclusivamente para la construcción y la actividad intermitente.

Por otra parte, existen también pequeñas sacas tanto en el dominio plutónico y metamórfico como en el Terciario que cubren las necesidades locales y solamente son aprovechadas esporádicamente.

7.2 HIDROGEOLOGIA

En el ámbito de la Hoja no existen problemas de escasez de agua, dado que la escasa población y el tipo de cultivos se bastan para su abastecimiento con los manantiales existentes o bien a base de abrir pequeños pozos de escasa profundidad.

De cualquier modo la posibilidad de recursos acuíferos subterráneos es muy limitada, reduciéndose a la posibilidad de captación en fallas colectoras

en los dominios plutónico y metamórfico, resultando en el Terciario muy problemática dada al monotonía litológica observada y que no facilita la existencia de grandes caudales subterráneos dada su naturaleza.

8 PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO

No ha sido observada en esta Hoja ninguna característica que proceda al inventariado, con vistas a su preservación y gestión dentro de un sistema ordenado de conservación del patrimonio natural.

9 BIBLIOGRAFIA

- AERO SERVICE LTD. (1967).—«Mapa Geológico de la Cuenca del Duero. Escala 1:250.000». *Inst. Nacional de Colonización e Inst. Geológico y Minero de España*, Madrid.
- AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, E., y PEREZ GONZALEZ, A. (1976).—«Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española», *Trab. Neógeno-Cuaternario*, 5, pp. 1-29.
- ALCALA DEL OLMO, L. (1972).—«Estudio sedimentológico de los arenales de Cuéllar (Segovia)». *Estudios Geológicos*, vol. 28 (4-5), pp. 345-359.
- (1975).—«Estudio edáfico-sedimentológico de los arenales de la Cuenca del Duero». *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense, Madrid.
- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Presencia de una nueva fase de deformación, probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica». *Studia Geologica*, vol. VI, pp. 29-48.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M., y TINAO, J. M. (1975).—«Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español». *Memorias IGME*, 88, 145 pp.
- ARENILLAS, M.; SAAVEDRA, J. A., y ARRIBAS, A. (1975).—«Un dique de tendencia sericítica en la provincia de Avila». *Bol. Geol. y Min.*, 86, pp. 233-243.
- ARRIBAS, A., y JIMENEZ, E. (1970).—«Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Hoja 29, Valladolid». *Inst. Geol. Min. Esp.*
- (1972).—«Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Hoja núm. 37, Salamanca». *Inst. Geol. Min. Esp.*
- ARTHAUD, F., y MATTE, Ph. (1975).—«Les décrochements tardihercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation». *Tectonophysics*, vol. 25, pp. 139-171. Amsterdam.

- BABIN VICH (1976).—«Principales rasgos estructurales de la región de Piedrahíta. Barco de Avila-Béjar». *Estudios Geológicos*, vol. 32, pp. 189-198.
- (1977).—«Evolución tectónica y posición dentro del Macizo Hespérico del sector occidental de la Sierra de Gredos». *Estudios Geológicos*, vol. 33, pp. 251-254.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1970).—«Le grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Central)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, tomo. 279, pp. 2630-2633.
- (1971).—«Sobre el tipo de metamorfismo regional progresivo hercínico en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español)». *Acta Geológica Hispánica*, 6, pp. 46-48.
- BIROT y SOLE (1954).—«Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española». *C. S. I. C. Inst. J. S. Elcano*, 87 pp.
- BISCHOFF, L.; SCHAFFER, G.; SCHMIDT, K., y WALTER, R. (1973).—«Zür Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien)». *Münster Forsch. Geol. Palaönt.*, 28, 27 pp.
- BUSTILLO, A.; MARFIL, R.; UBANELL, A., y DE LA PEÑA, J. A. (1979).—«Presencia y origen de alunita en el borde meridional de la Cuenca del Duero (Avila)». *Primera Reunión Reg. Geol. C. Duero. in litt.*
- CAPOTE, R. (1971).—«Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila». *Tesis Facultad de Ciencias. Univ. Complutense Madrid*, 289, p. 110, fig., 3 mapas.
- (1973).—«Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila». *Bol. Geol. y Minero*, pp. 426-437.
- CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1968).—«El paleozoico de los alrededores de Avila». *Estudios Geológicos*, vol. 24, pp. 181-189.
- CAPOTE, R.; FERNANDEZ CASALS, M. J. (1971).—«Esquistosidad y tectónica superpuesta en el Paleozoico Inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (Prov. de Avila)». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69, pp. 175-185.
- CAPOTE, R.; FERNANDEZ CASALS, M. J. (1971).—«Rasgos tectónicos de las formaciones metamórficas de Ojos Albos La Cañada». *I Cent. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*
- CASAS, J.; LEGUEY, S., y RODRIGUEZ, J. (1972).—«Mineralogía y sedimentología de los arenales que recubren el Terciario entre los ríos Pirón y Voltoya (Segovia)». *Estudios Geológicos*, vol. 28 [4-5], pp. 287-297.
- CASQUET, C. (1975).—«Metamorfismo plurifacial Hercínico intermedio de baja presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español)». *Estudios Geológicos*, vol. 31, p. 217-239.
- C. G. S. - ADARO (1978).—*Síntesis geológica previa para la prospección de Uranio en la Cuenca del Duero*. J. E. N. (Inédito).
- C. G. S. - IMINSA (1978).—*Síntesis geológica previa de la Cuenca del Duero*. (Proyecto Magna). (Inédito.) IGME.

- CORRALES, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; POL, C., y ARMENTEROS, I. (1978).—«Las facies Miocenas del Sector Sur de la Cuenca del Duero». *Publ. Dep. Estr. Univ. Salamanca*, núm. 9.
- CORRALES, I. (1979).—«El Mioceno al sur del Río Duero (Sector Occidental)». *Primera Reunión Reg. Geol. C. Duero*. Libro Guía de excursiones.
- CORROCHANO, A. (1974).—«Características de la sedimentación del Paleógeno en los alrededores de Salamanca». *Studia Geologica*, t. VII, pp. 7-39.
- (1977).—«Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora (Resumen de la tesis doctoral)». *Acta Salmanticensis*.
- (1977).—«Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora». *Tesis doctoral*. Departamento de Estratigrafía de Salamanca.
- (1979).—«El Paleógeno del borde Occidental de la Cuenca del Duero (Zamora)». *Primera Reunión Reg. Geol. C. Duero*. Libro guía de excursiones.
- CORROCHANO, A., y QUIROGA, J. L. (1974).—«La discordancia Paleozoico-Terciaria al SO de Zamora». *Studia Geologica*, t. VII, pp. 123-130.
- CORROCHANO, A.; ALONSO, G., y CORRALES, I. (1977).—«La distribución de minerales pesados en el Paleógeno de Zamora». *VIII Congreso Nacional de Sedimentología*, Oviedo-León, julio 1977.
- DIEZ BALDA, M. A.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; GONZALEZ LODEIRO, F., e IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1977).—«La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al Sur de Salamanca». *Studia Geologica*, t. XII, pp. 91-108.
- DUCHAUFOUR, P. (1977).—«Précis de Pédologie». III Ed. Masson et Cie., París.
- FERNANDEZ CASALS, M. J., y CAPOTE, R. (1971).—«Los gneises glandulares del Guadarrama Oriental». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, t. 69, núm. 1, pp. 69-70.
- FUSTER, J. M., y GARCIA CACHO, L. (1970).—«Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español)». *Estudios Geológicos*, vol. XXVI, núm. 3, pp. 327-329.
- FUSTER, J. M., y MORA, A. (1970).—«El carácter del metamorfismo en el Macizo de La Cañada (Sistema Central Español)». *Estudios Geológicos*, vol. XXVI, núm. 3, pp. 317-321.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M. (1974).—«Interacciones entre los metamorfismos pluvifaciales y polifásicos del Sistema Central Español». *Bol. Geol. y Min.*, 5, pp. 595-600.
- GARCIA DEL CURA, M. A. (1974).—«Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero)». *Estudios Geológicos*, vol. 30 (4-5 y 6), pp. 579-597.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G., y BEA, F. (1974).—«El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura (Estudio comparativo)». *Bol. Geol. y Min.*, 5, pp. 30-337.

- HEIM, R. C. (1952).—«Metamorphism in the Guadarrama». *Tesis Univ. Utrecht*, 69 pp.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1915).—«Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia». *Junta Ampl. Est. e Inv. Cient. Comunicación*.
- JIMENEZ FUENTES, E. (1970).—«Estratigrafía y Paleontología del borde suroccidental de la cuenca del Duero». *Tesis Doctoral*. Univ. de Salamanca. Departamento Mineralogía. Resumen publicado en *Tesis Ciencias*, 1969-1970, pp. 41-52, Salamanca.
- (1970).—«Estratigrafía y Paleontología del borde suroccidental de la Cuenca del Duero». *Tesis Doctoral, Salamanca*, 323 pp.
- (1972).—«El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero: I. Los escarpes del Tormes». *Studia Geologica*, vol. III, pp. 67-110.
- (1973).—«El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas». *Studia Geologica* (Salamanca), vol. V, pp. 107-136.
- (1974).—«Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica». *Boletín Geol. y Minero (IGME)*, t. 85, fasc. 5, pp. 6-12.
- (1975).—«Presencia de una fase de fracturación y de una discordancia preluteciense en el Paleógeno de Salamanca». *Estudios Geológicos*, volumen XXXI (5-6), pp. 615-624.
- JIMENEZ FUENTES, E., y GARCIA MARCOS, J. M. (1977).—«Mapa Geológico de España, 1:50.000, segunda Serie (MAGNA). Hoja y Memoria núm. 426 (14-17) (Fuentesaúco) (no publicada)». *Inst. Geol. Min. Esp.*
- LOPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCIA CACHO, L. (1975).—«El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español». *Memorias IGME*, tomo 86, 127 pp.
- MARTIN DONAYRE, F. (1879).—«Bosquejo geológico de la provincia de Avila a escala 1:400.000». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*.
- MARTINEZ GARCIA, E., y NICOLAU, J. (1973).—«Los terrenos infraordovícicos de la antiformal de Martínamor (Salamanca)». *Bol. Geol. y Min.*, 84, pp. 407-418.
- MORENO, F. (1974).—«Las formaciones anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa». *Bol. Geol. y Min.*, 85, pp. 396-400.
- MORENO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976).—«La edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia sárdica en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviora Geol. Astúrica*, 20, pp. 8-16.
- ORDOÑEZ, S.; LOPEZ AGUAYO, F., y GARCIA DEL CURA, A. (1976).—«Estudio Geológico de las "facies rojas" plio-cuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia)». *Estudios Geológicos*, vol. 32 (2), páginas 215-220.
- PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1971).—«Problems and discussion on Precambrian

- series of the Hesperic Massif (Western Iberian Massif)». *Geol. Rundschau*, 61, pp. 44-69.
- PEINADO, M. (1970).—«Carácter del metamorfismo en el macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)». *Estudios Geológicos*, 26, pp. 323-326.
- PEREJON, A. (1972).—«Primer descubrimiento y descripción de Arqueociátidos en la provincia de Salamanca». *Studia Geológica*, vol. 4, pp. 143-149.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979).—«El límite Plioceno-Pleistoceno en la Submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. Reunión del grupo español del límite Neógeno-Cuaternario». *Trab. Neóg. Cuat.*, núm. 9.
- (1979).—«El Cuaternario de la región central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos». *Primera Reunión Reg. Geol. C. Duero*. Libro guía de excursiones.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A.; VILAS, L.; BRELL, J. M., y BERTOLIN, M. (1971).—«Las series continentales al Este de la Sierra de Altomira». *Cong. Hisp. Lus. Am. Geol. Econ.*, t. 1, secc. 1, pp. 357-376.
- POL, C.; CORRALES, I.; CORROCHANO, A., y CARBALLEIRA, J. (1977).—«Las facies detríticas del Mioceno del sector Sur de la Cuenca del Duero». *VIII Congr. Nacional de Sedimentología*. Oviedo-León.
- PORTERO, J. M.; DEL OLMO, P.; R. DEL POZO, J., y VARGAS, I. (1979).—«Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. *Primera Reunión Reg. Geol. C. Duero*. In litt.
- SAN JOSE LANCHÁ, M. A.; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; VILAS MINONDO, L., y HERRANZ ARAUJO, P. (1974).—«Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo». *Bol. Geol. y Min.*, 85, pp. 21-35.
- SAN MIGUEL ARRIBAS, A., y FERNÁNDEZ POLO, J. A. (1959).—«Observaciones sobre la génesis de los pórfidos graníticos». *Estudios Geológicos*, vol. XV, pp. 335-341.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., y GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1960).—«Explicación de la Hoja núm. 532. Las Navas del Marqués (Ávila, Segovia, Madrid)». *IGME*.
- SANCHA DE LA TORRE, L. (1978).—«Planteamiento provisional de distribución de facies de la Cuenca del Duero (Inédito). (Proyecto MAGNA.) *IGME*.
- SCHAFFER, W. (1969).—«Geologic und Petrographic in ostlichen kastilischen hauptscheidegebrige (Sierra de Guadarrama, Spanien). Münster». *Fonch-Geol. Palaönt.*, 10, 207 pp.
- SCHWENZNER, J. (1937).—«Zur morphologie das Zentral Spanischen Hochlandes». *Geogr. Abhandl.*, 3.ª Ser., t. X, 128 pp. (Trad. esp. Vidal Box, *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, núm. 41, pp. 121-147, en 1943).
- SOERS, E. (1972).—«Stratigraphie et Geologie structurale de la partie

- orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale)». *Stvdia Geológica*, vol. 4, pp. 7-94.
- SOMMER, W. (1965).—«Stratigraphie und tektonik in östlichen Guadarrama-Gebirge (Spanien)». *Munst Forsch. Geolog. Palaönt*, H. 1, 159 pp.
- UBANELL, A. G. (1977).—«Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español». *Bol. Geol. y Min.*, 88, pp. 365-370.
- [1977].—«Tectónica tardihercínica de bloques en la región central de la Meseta Ibérica». *Bol. Geol. y Min.*, 88, pp. 508-512.
- [1977].—«Modelo de fracturación de la región central española basado en las imágenes obtenidas por satélite». *Stvdia Geológica*, vol. XII.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MORENO, F. (1977).—«Significado del complejo esquistograuváquico en relación con otras series "pre-arening" de España Central». *Stvdia Geológica*, vol. XII, pp. 207-215.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas stratigráficas de detalle, con estudios sedimentológicos
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA