



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



VILLAMOR DE LOS ESCUDEROS

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

VILLAMOR DE LOS ESCUDEROS

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 33.567-2000

ISBN: 84-7840-400-7

NIPO: 320-00-007-6

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel

Los Mapas Geológico y Geomorfológico y la Memoria explicativa de la presente Hoja han sido realizados por el Area de Cartografía Geológica del Instituto Tecnológico y Geominero de España habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Mapa Geológico:

Basamento Hercínico: A. Díez Montes
Terciario: R. Mediavilla
Cuaternario: M.A. Sanz Santos

Mapa Geomorfológico:

M.A. Sanz Santos
F.J. Rubio Pascual

Memoria explicativa:

Introducción, Estratigrafía y Sedimentología, Terciario, Tectónica Alpina e Historia Geológica: R. Mediavilla.
Cuaternario y Geomorfología: M.A. Sanz Santos
Rocas Igneas: A. Díez Montes
Hidrogeología: J.A. Luque Espinar y J.C. Rubio Campos

Dirección y coordinación: L.R. Rodríguez Fernández y A. Martín-Serrano

INDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCIÓN	7
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	7
1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ANTECEDENTES	8
2. ESTRATIGRAFÍA	10
2.1. TERCIARIO	10
2.1.1. Paleógeno	10
2.1.1.1. UTS MC (3 y 4)	10
2.1.1.2. UTS P1 (Arcósica Basal) (5, 6 y 7)	16
2.1.1.3. UTS P2 (Detrítico Intermedia) (7b, 8, 9 y 10)	20
2.2. CUATERNARIO	27
2.2.1. Coluviones (13)	27
2.2.2. Terrazas (11, 12, 14, 16)	28
2.2.3. Conos de deyección (15)	28
2.2.4. Aluvial (18)	29
2.2.5. Aluvial-coluvial (17)	29
3. PETROLOGÍA	29
3.1. ROCAS ÍGNEAS	29
3.1.1. Granito de Sayago (1)	29
3.1.2. Granito de grano medio, dos micas. (Granito de Figueruela de Sa- yago) (2)	32
4. TECTÓNICA	36
4.1. TECTÓNICA ALPINA	36
4.1.1. Accidentes post-UTS MC y pre-UTS P1	36
4.1.2. Accidentes post-UTS P1	36
4.1.3. Accidentes post-UTS P2	37

	<u>Páginas</u>
5. GEOMORFOLOGÍA	37
5.1. ANTECEDENTES	37
5.2. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA	38
5.3. ANALISIS GEOMORFOLÓGICO	38
5.3.1. Estudio Morfoestructural	38
5.3.2. Estudio del modelado	39
5.3.2.1. Formas de Ladera	39
5.3.2.2. Formas fluviales	40
5.3.2.3. Formas poligénicas	41
5.3.2.4. Formas endorreicas: Navas	44
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS	44
5.4.1. Alteraciones	44
5.4.2. Depósitos fluviales	44
5.4.2.1. Conglomerados y areniscas cementadas por sílice	44
5.4.2.2. Areniscas, conglomerados y lutitas	45
5.4.2.3. Depósitos aluviales plio-cuaternarios	45
5.4.3. Depósitos de ladera	45
5.4.3.1. Coluviones	45
5.4.4. Depósitos endorreicos: navas	46
5.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA	46
5.6. PROCESOS ACTUALES	47
6. HISTORIA GEOLÓGICA	47
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	49
7.1. HIDROGEOLOGÍA	49
7.1.1. Climatología	49
7.1.2. Hidrología Superficial	49
7.1.3. Características Hidrogeológicas	49
8. BIBLIOGRAFÍA	55

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja 425 (Villamor de los Escuderos) del MTN a E. 1:50.000 se sitúa en el límite entre las provincias de Salamanca y Zamora entre los 5°51'10.7" y 5°31'10.7" longitud O y los 41°20'04.7" y 41°10'04.7" latitud N. Limita al N con la Hoja 397 (Zamora), al S con la 452 (La Vellés), al E con la 426 (Fuentesauco) y al O con la 424 (Almeida).

El relieve está caracterizado por la presencia de una altiplanicie con cotas alrededor de los 900 m (cota máxima de 943 m, Bandeleras al SO de la Hoja). La actuación de la erosión fluvial sobre esta altiplanicie la ha degradado de tal modo que en la actualidad está representada por cerros testigo aislados y un crestón, de dirección aproximada ONO-ESE, a partir del cual el relieve disminuye hacia el N (cuenca hidrográfica del Duero) y el S (cuenca hidrográfica del Tormes). Las cotas más bajas (inferiores a 760 m en las cercanías de San Miguel de la Ribera y de Fuentespreadas) se pueden encontrar en el límite N mientras que al S las cotas más bajas están en torno a 820 m. A partir de este crestón los arroyos presentes en esta Hoja drenan hacia uno u otro río con la única excepción del Arroyo del Valle de la Corta que partiendo del N de la Hoja corta este relieve, se une al Arroyo de San Cristóbal y drena hacia el Tormes (al S).

Los cursos de agua dentro de la Hoja pertenecen a las cuencas de los ríos Tormes (Arroyos del Valle de la Corta, San Cristóbal, Izcala) y Duero (Arroyos de Talanda, Montoya, de la Guancha, del Valle de Atrás, Río del Soto). Estos presentan un cierto control estructural que se evidencia mediante valles de eje rectilíneo paralelos entre sí y codos y confluencias en ángulos anómalos.

El paisaje humano está formado por 23 municipios (8 en la provincia de Salamanca y 15 en la de Zamora) representados por núcleos irregularmente distribuidos, entre núcleos estables (casos urbanos y caseríos) y núcleos de ocupación temporal. Entre los núcleos habitados cabe señalar a Villamor de los Escuderos, El Cubo de la Tierra del Vino, San Miguel de la Ribera, Fuentespreadas, Argujillo y Mayalde, todos por encima de los 500 habitantes (según datos del censo de 1970).

Castroño, Fuentesauco) así como los trabajos de JIMÉNEZ (1970), CORROCHANO (1977) y ALONSO GAVILÁN (1981).

En la datación cronológica nuestra única fuente de información ha sido la aportación bibliográfica. Nos hemos basado en los datos de JIMÉNEZ (1974, 1977 y 1982), MAZO y JIMÉNEZ (1982), GARZÓN y LÓPEZ (1978) y POLO *et al.*, (1987).

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales de edad Terciario y Cuaternario son los mejor representados en el ámbito de esta Hoja y reposan inconformes sobre los granitoides del basamento. Estos emergen paulatinamente hacia el O, llegando a ser los materiales más importantes en la Hoja de Almeida de Sayago.

2.1. TERCIARIO

Durante la realización de los proyectos "Confección de las Hojas del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) nos. 422, 423, 424, 448 bis, 449, 450, 451, 452, 474, 475, 476 y 500" y "Confección del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) nos. 477, 478, 501, 502, 503, 528, 728, 729, 734 y 735" se ha obtenido un conjunto de nuevos datos que nos ha permitido ampliar y concretar los conocimientos sobre la estratigrafía y evolución tectosedimentaria de los sedimentos terciarios que conforman el borde O de la Cuenca del Duero y del sector centro-occidental de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Como resultado de todo ello se han diferenciado cuatro UTS (*sensu* MEGÍAS, 1982) dentro del Paleógeno y dos correspondientes al Neógeno de estas zonas. Estas unidades presentan como rasgos comunes su extensión regional, polaridad sedimentaria y límites definidos por discordancias tectónicas de rango regional.

De estas UTS, en la Hoja de Villamor de los Escuderos, sólo están representadas las tres UTS paleógenas inferiores. Todas ellas están integradas por sedimentos siliciclásticos de carácter continental y correspondientes a ambientes aluviales.

2.1.1. Paleógeno

2.1.1.1. UTS MC (3 y 4)

Un rasgo frecuente en los metasedimentos y rocas ígneas del zócalo hercínico que afloran en el borde occidental de la Cuenca del Duero es la presencia de un importante manto de alteración de carácter laterítico que puede alcanzar hasta 80 m de espesor. JIMÉNEZ (1974), BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO (1980) consideran que este perfil laterítico se desarrolló durante el Mesozoico bajo unas condiciones climáticas tropicales.

En el ámbito de la Hoja de Villamor de los Escuderos este manto laterítico se desarrolla sobre las rocas ígneas aflorantes en el borde oeste. Su espesor varía entre 2 y 20 m. La parte alta

de este perfil puede encontrarse silicificada (proximidades de Peñausende) y suele estar fosilizada por los materiales de la UTS MC.

Los materiales siliciclásticos que integran esta UTS forman una megasecuencia positiva y muestran una disposición en solapamiento expansivo (*onlap*) sobre los materiales del zócalo. Está integrada por dos unidades litoestratigráficas concordantes que, de muro a techo, se han denominado Unidad Siderolítica y Unidad Silícea.

Unidad Siderolítica (3)

Se restringe a los afloramientos septentrionales de esta UTS (p. ej. en las proximidades de la Laguna de Sesmil). Se dispone inconforme sobre las rocas ígneas, disconforme sobre los metasedimentos que constituyen el zócalo o bien en contacto mecánico con éstos. Presenta una base muy irregular debido a la configuración en *horsts* y *grabens* que presenta el zócalo. Así mismo, la base del perfil de alteración que desmantela es una superficie grabada (MARTÍN-SERRANO, 1988) lo que contribuye a la irregularidad de la base de la unidad. Su espesor no supera los 7 m y muestra una estructuración en bloques delimitados por fracturas de direcciones N-S, NE-SO, E-O y, excepcionalmente, NO-SE.

Es equivalente a la Capa Peña de Hierro y el Miembro Areniscas de Terradillos de ALONSO GAVILÁN (1981) y al Conglomerado Basal y Capas de Santibáñez de JIMÉNEZ (1970) en la zona de Salamanca y en la de Zamora corresponde a la Costra Ferralítica y Facies Montamarta de CORROCHANO (1977) (Tabla I).

Está compuesta por conglomerados y areniscas con un alto contenido en caolinita y localmente cementados por óxidos de hierro (hematites y goethita). En ocasiones, este cemento ferruginoso puede estar acompañado por cantidades variables de sílice (ópalo C-T, BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, 1980). La coloración de esta unidad es blanca (debido al alto contenido en caolinita), si bien son muy frecuentes las manchas de colores violáceos debidas a los óxidos de hierro.

Los conglomerados son la facies predominante. Contienen un 50-80 % de grava, entre el 10 y el 30 % de arena y entre el 20 y el 40 % de arcilla. La fracción grava, con centiles entre 0,5 y 3 cm y modas de 0,2 a 1 cm, está constituida por cantos subredondeados de cuarzo (principal), cuarcita y lidita (accesorios). Las fracciones arena y limo están formadas por granos de cuarzo (principal) y feldespato muy alterado (accesorio hacia techo). La fracción arcilla está compuesta por caolinita (principal) e illita (trazas) acompañadas en ocasiones por trazas de esmectitas. Los óxidos de hierro son la principal fase cementante de estos sedimentos y se disponen en parches o concentrados en niveles formando costras de espesor centimétrico. La sílice es escasa y suele aparecer como impregnaciones interparticulares o dando pequeñas concentraciones más frecuentes hacia techo de la unidad.

Las areniscas (de grano grueso y con un contenido en matriz limo-arcillosa en torno al 10-40 %) presentan una composición muy similar a la de los conglomerados: cuarzo como componente principal de las fracciones arena y limo, y caolinita (heredada) como principal mineral de la frac-

ción arcillosa. Las micas (moscovita), illita (heredada) y esmectitas son componentes accesorios y la primera está muy alterada. La proporción de esmectitas es siempre superior a la de los conglomerados; su origen puede ser tanto detrítico (procedente de la desmantelación de los tramos medios del manto laterítico) como de neoformación (existe una estrecha relación entre la presencia de rasgos postsedimentarios de carácter edáfico y el contenido en esmectitas en la roca; BLANCO, 1991). Los óxidos de hierro son la fase cementante principal de las areniscas. Esta cementación sugiere condiciones cálidas. Hacia la base de la sucesión se pueden observar cementaciones carbonatadas afectando a estos materiales y coexistiendo con las ferruginosas.

La sucesión presenta un carácter muy monótono. Está constituida por la superposición de bancos granodecrecientes de conglomerados y areniscas (Fig. 1).

Estos bancos están formados por la superposición de canales delimitados por lags de cantos y relleno por conglomerados y areniscas masivas (centil 5 mm). Estos cuerpos presentan bases cóncavas relativamente suaves. Se interpretan como canales trenzados sin estiajes claros cuyo relleno registra avenidas con alta descarga de sedimento. Estos canales, por las paleocorrientes deducidas de las estructuras primarias, fluían hacia el E.

La homogeneidad de facies, granulometría y características de relleno a lo largo de todo el área de estudio nos llevan a considerar que estos sistemas fluían a lo largo de angostos valles excavados en el zócalo a favor de la alteración desarrollada sobre éste o de las fracturas que lo afectan.

Unidad Silíceo (4)

Aflora de forma más o menos continua a lo largo del borde O de la Hoja y se dispone inconforme sobre rocas ígneas, discordante sobre metasedimentos, en contacto mecánico con cualquiera de estos dos conjuntos o concordante sobre los sedimentos de la Unidad Siderolítica. Su espesor oscila entre 1 y 15 m y muestra una estructuración en bloques delimitados por fracturas de direcciones N-S, NE-SO, E-O y, excepcionalmente, NO-SE.

Equivale al Miembro Areniscas de la Peña Celestina y Miembro Conglomerado Silíceo de Los Arapiles de ALONSO GAVILÁN (1981), las Areniscas de Amatos, Areniscas de Salamanca y Areniscas del Río Almar de JIMÉNEZ (1970) y la Facies Zamora de CORROCHANO (1977) (Tabla I).

Está constituida por conglomerados, areniscas y limolitas que se caracterizan por una fuerte cementación por ópalo C y C-T (BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, 1980; BLANCO y CANTANO, 1983) y, raramente, calcedonita y cuarzo. En ocasiones, este cemento silíceo puede estar acompañado por otro de naturaleza ferruginosa (goethita y hematites). Esto hace que la unidad presente colores blancos y violáceos o pardos, según la relación entre los cementos silíceo y ferruginoso.

Los conglomerados, de tonos blancos con algunas manchas pardas o violáceas, presentan un contenido medio del 75 % en gravas, 0-15 % en arenas y 0-10 % en arcilla. La frac-

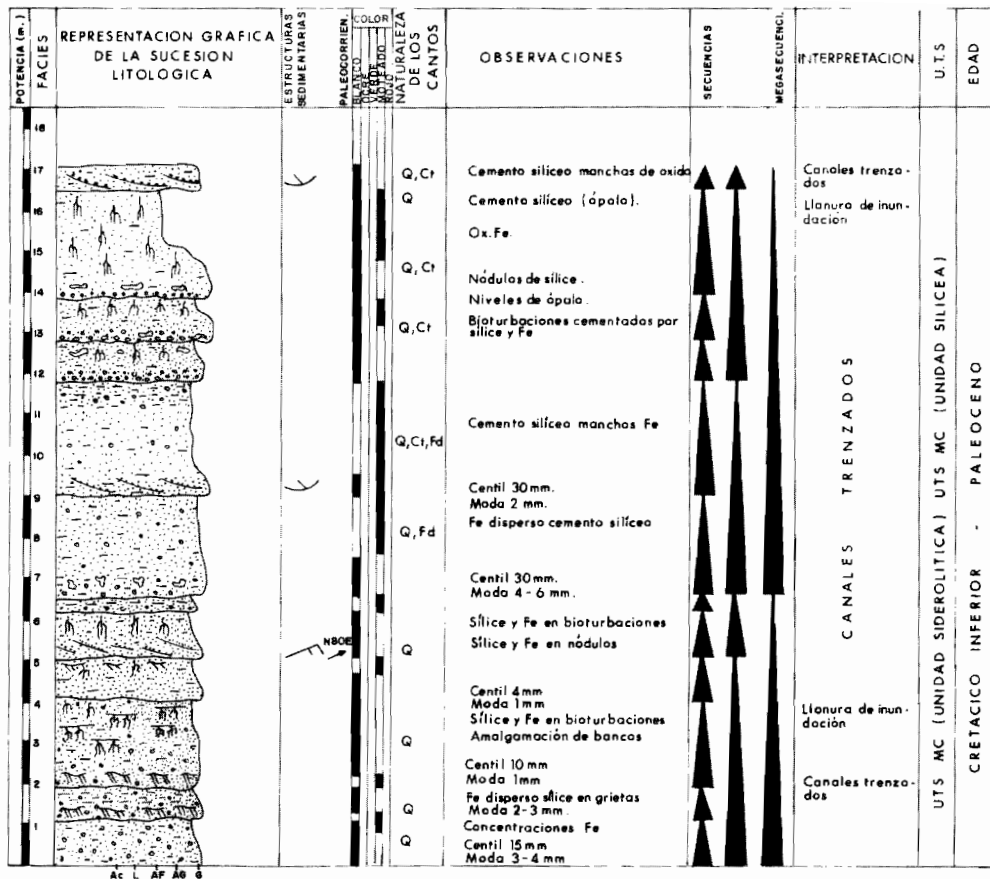


Fig. 1. Representación gráfica de la sucesión litológica de la UTS MC (Unidades Siderolítica y Silicea)

ción grava, con centiles entre 1 y 3 cm y modas de 0,3 a 0,5 cm, está constituida por cantos subredondeados de cuarzo (principal), cuarcita y lidita (accesorios). Las fracciones arena y limo están formadas por granos de cuarzo (principal) y feldespato muy alterado (accesorio). La fracción arcilla está compuesta por caolinita (principal) e illita (trazas) acompañadas en ocasiones por trazas de esmectitas. La sílice es la principal fase cementante de estos sedimentos y se dispone en parches o afectando al conjunto de la roca. Los oxihidróxidos de hierro son escasos y suelen aparecer dispersos hacia el techo de cada banco conglomerático.

Las areniscas (de grano medio a grueso y con un contenido en matriz limo-arcillosa en torno al 10-20 %) y limolitas (mezcla de limo y arcilla) presentan una composición muy similar a la de los conglomerados. Cuarzo como componente principal de las fracciones arena y limo, y caolinita (heredada) como principal mineral de la fracción arcillosa. Los feldespatos, micas (moscovita) e illita (heredada) son componentes accesorios y los dos primeros están muy alterados. La proporción de esmectitas es siempre superior a la de los conglomerados y suelen ser más abundantes en las limolitas; su origen puede ser tanto detrítico (procedente de la desmantelación de los tramos medios del manto laterítico) como de neoformación (existe una estrecha relación entre la presencia de rasgos postsedimentarios de carácter edáfico y el contenido en esmectitas en la roca; BLANCO, 1991). La sílice es la fase cementante principal de areniscas y limolitas. Sin embargo, el grado de cementación de las primeras suele ser inferior al que muestran los conglomerados. En las limolitas es frecuente observar, además, procesos de reemplazamiento de grandes zonas de la matriz original por una mezcla de ópalo y esmectitas. En cuanto a los oxihidróxidos de hierro cabe señalar que su contenido es superior al de los conglomerados (alcanzando valores entre 10 y 15 %) y este rasgo coincide con un predominio de los colores violáceos en el sedimento.

La sucesión presenta un carácter muy monótono. Está constituida por una alternancia de bancos tabulares de naturaleza conglomerático-arenosa con otros, también tabulares, compuestos por areniscas y limolitas. (Fig. 1)

Los bancos de conglomerados y areniscas (2-4 m de espesor) están formados por la amalgamación de cuerpos de geometría canalizada y con relaciones profundidad/anchura alrededor de 1/5. Su estructura interna consiste en estratificación cruzada en surco de gran y mediana escala. Se interpretan como depósitos de canales trenzados con formas del lecho que migraban paralelas al eje del canal, lo que implica una baja sinuosidad. Estos canales, por las paleocorrientes deducidas de las estructuras primarias, fluían hacia el NE.

El contacto de los bancos conglomerático-arenosos con los de areniscas y limolitas suele ser bastante neto. Estos bancos de grano fino muestran abundantes rasgos de carácter edáfico (intensa alteración de feldespatos y micas, nodulización del sedimento, reemplazamiento de la matriz por sílice y esmectitas y concentraciones de oxihidróxidos de hierro alrededor de clastos, en relación a pedotúbulos o en forma de nódulos) y se interpretan como depósitos de llanura de inundación sometidos a una intensa actividad edáfica.

Uno de los aspectos más discutidos de estos materiales es la procedencia y los procesos que favorecieron la precipitación de la sílice. Actualmente existen dos opiniones, si bien

ambas coinciden en que la precipitación de sílice se produce en un momento inmediatamente posterior a la acumulación del sedimento siliciclástico. Para BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO (1980) la sílice llega desde el exterior de la cuenca y precipita a favor de los niveles más porosos (conglomerados) que actúan como trampa; en este sentido puede considerarse como un proceso asociado a niveles freáticos. Por otra parte, señalan que en la silicificación de los materiales más finos (lutitas) debe jugar un papel decisivo la acción de las raíces, dado que el tipo de sílice que precipita es una fase desordenada (ópalo C-T). BLANCO y CANTANO (1983) y BLANCO (1991) proponen que el origen y la precipitación de la sílice debe relacionarse únicamente con el desarrollo de paleosuelos intrasedimentarios.

Desde nuestro punto de vista, los procesos propuestos en estas dos hipótesis no son excluyentes sino que se complementan. En los niveles de limolitas el origen de la sílice probablemente este relacionado con las transformaciones diagenéticas que sufren los materiales siliciclásticos durante el desarrollo de un suelo (cuarzo+caolinita → esmectita aluminica+sílice; BLANCO, 1991) y en este sentido el proceso de silicificación puede considerarse como edáfico. Sin embargo, (1) la presencia de niveles conglomeráticos superpuestos, y en ocasiones alternando, con niveles arenosos muy poco cementados por sílice y (2) la buena preservación de los rasgos sedimentarios primarios de los conglomerados y arenas (estratificaciones cruzadas) son aspectos que caracterizan a las silicificaciones asociadas a capas freáticas (THIRY y MILNES, 1991). En este sentido consideramos que la silicificación que afecta al tramo superior del manto laterítico debe estar también ligado a procesos desarrollados en relación a niveles freáticos.

El conjunto de la UTS MC registra la fosilización progresiva de una paleotopografía (solapamiento expansivo). Se interpreta como la evolución de sistemas trenzados que progresivamente fosilizan una paleotopografía por lo que los paisajes cada vez eran más abiertos. Esto provocó que hacia techo de la UTS los valles fluviales presentaran cauces cada vez mayores con franjas de llanura de inundación. La avulsión del cauce en un momento concreto provocaba la rápida sustitución de sus depósitos por los de la llanura de inundación. La disminución de la energía hacia techo de la UTS junto con un incremento en la estabilidad de los canales, relacionado con unas menores tasas de avulsión, provocó una disminución en el tamaño de grano transportado (tendencia granodecreciente) así como un incremento en la cantidad de sedimento acumulado entre avulsiones (tendencia estratocreciente). Las condiciones climáticas bajo las que se desarrollaron estos sistemas fluviales debieron ser cálidas, húmedas y con estaciones secas marcadas, ya que para que se produzca la precipitación de sílice son necesarias unas condiciones de cierta estacionalidad (BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, *op cit.*; BLANCO, *op cit.*). Así, el clima reinante durante el lapso de tiempo que abarca la sedimentación de esta unidad debió ser ligeramente más árido que el reinante durante el desarrollo del manto de alteración de tipo laterítico.

BLANCO *et al.*, (1982) dataron un cemento alunitico situado a techo de la UTS MC mediante K/Ar obteniendo una edad de 58 Ma. (Tanatiense). Con todo, diversos autores opinan que la edad del conjunto abarcado por esta UTS puede incluir parte del ciclo finimesozoico (MOLINA *et al.*, 1989) al apreciarse grandes similitudes entre materiales y procesos de alteración.

2.1.1.2. UTS P1 (Arcósica Basal) (5, 6 y 7)

Esta UTS se ha denominado en la literatura geológica como "Luteciense zamorano" (JIMÉNEZ, 1973) y se corresponde con la Unidad Media definida por CORROCHANO (1977) para el área de Zamora. En la provincia de Salamanca es equivalente a parte de los materiales de la Formación Areniscas de Cabrerizos (Litofacies de Torresmenudas y base de la Litofacies de Almenara de Tormes) de ALONSO GAVILÁN (1981) y a la base de la Unidad Arcósica de CORDERO *et al.* (1982) (Tabla I).

Se pueden diferenciar dos unidades litoestratigráficas en función de las asociaciones litológicas y de facies: Unidad Conglomerático-Arenosa y Unidad Arenoso-Lutítica. Estas unidades se relacionan mediante cambio lateral de facies llegando la primera a fosilizar a la segunda.

Unidad Conglomerático-Arenosa. (5)

Se dispone a lo largo del borde O de la Hoja con un buzamiento general de 1° a 5° hacia el E y se apoya en discordancia (a menudo visible sólo como disconformidad) sobre los materiales del zócalo hercínico o sobre los materiales de la UTS precedente. El conjunto de los depósitos que la integran fosilizan una paleotopografía constituida por sistemas de *horst-graben*, limitados por fracturas N-S y NE-SO, y muestran, a grandes rasgos, una geometría cuneiforme que aumenta de espesor hacia el E o NE (potencia máxima visible de 40 m). Presenta una disposición en solapamiento expansivo (*onlap*) sobre los materiales previos.

Está constituida por gravas, arenas y lutitas de naturaleza arcósica o subarcósica con un grado de cementación muy bajo. Este rasgo es el que en campo la diferencia de las UTS MC y P2.

Las gravas son de carácter arcósico y presentan un contenido medio del 70 % en fracción grava, 0-15 % en arena y 15-25 % en limo-arcilla. La fracción grava suele ser bimodal, con tamaños que oscilan entre 2-4 mm y 10-20 mm en la base de la unidad y 4-8 mm y 40-60 mm hacia el techo. Está constituida por cantos angulosos-subangulosos de cuarzo (10-30 %), feldespato (10-35 %) (fundamentalmente potásico y en menor proporción calcosódico) y fragmentos de rocas ígneas (20-40 %); ocasionalmente aparecen, además, cantos de cuarcita y lidita. Las fracciones arena (gruesa-media) y limo están compuestas por cuarzo, feldespato y moscovita. En la fracción arcilla el componente mayoritario es la esmectita, aunque pueden aparecer trazas de caolinita y paligorskita; esta última suele encontrarse hacia el techo de la unidad y, generalmente, cuando la roca está parcialmente reemplazada por carbonato. En relación a la distribución de la fracción arcillosa cabe señalar que cuando su contenido es alto (en torno al 25 %) se dispone, junto con las micas, alrededor de las gravas formando puentes; esta distribución se interpreta como debida a la iluviación del material fino desde horizontes superiores, lo que permite adscribir las a una traslocación mecánica por flujos verticales durante las primeras etapas de enterramiento del sedimento.

El carbonato y la sílice son dos componentes que sólo aparecen hacia el techo de la sucesión y en proporciones bajas. El carbonato (dolomita y trazas de calcita), como ya se ha señalado, reemplaza al sedimento siliciclástico y se concentra a favor de bioturbaciones (raíces);

en este caso muestra colores violáceos o rojos debido a la presencia de oxi-hidróxidos de hierro. La sílice aparece en forma de nódulos y rellenando porosidades secundarias por lo que suponemos que se trata de una cementación muy tardía.

Las arenas son arcosas o subarcosas de submaduras a inmaduras y con un tamaño de grano grueso o medio. Las de grano grueso muestran un contenido medio del 10-20 % en grava, 70-50 % en arena (moda 0,8 mm y tamaños desde 1,5 mm hasta 0,125 mm) y 20-30 % en limo-arcilla. En las arenas de grano medio (moda 0,25 mm) la fracción arenosa representa el 60-75 % y la limo-arcillosa el 25-40 %. En ambos casos, están constituidas por cuarzo, feldespato (potásico y calcosódico), fragmentos de rocas ígneas y de cuarcita, moscovita, esmectita y caolinita (trazas). Al igual que en las gravas, contienen paligorskita y carbonato hacia el techo de la unidad.

Las lutitas son de tonos verdes, verde-ocre o verde-rojo y están constituidas por una mezcla de limo y arcilla con proporciones muy variables de arenas de grano grueso o medio. Las fracciones arena y limo están formadas por cuarzo, feldespato alterado (bordes corroídos o incluso casi transformados en sus productos de alteración) y moscovita en proporciones bajas. La asociación esmectita (heredada y neoformada)-caolinita (heredada y muy escasa) caracteriza a la fracción arcillosa. En estos depósitos son muy frecuentes los rasgos postsedimentarios ligados a procesos edáficos (pedotúbulos, iluviación de arcillas a favor de fisuras irregulares, rubefacción y argilización de los componentes más inestables) por lo que asumimos que gran parte de las esmectitas son neoformadas y su génesis está ligada al desarrollo de la actividad edáfica (paleosuelos). El carbonato (dolomita y calcita en trazas) únicamente aparece hacia el techo de la unidad, reemplaza al sedimento siliciclástico y llega incluso a formar niveles centimétricos de costras; en este caso la asociación arcillosa es esmectita-paligorskita.

Estos sedimentos se organizan en bancos de gravas-arenas, de geometría tabular y 5 a 10 m de espesor, intercalados entre depósitos de finos de llanura de inundación (Fig. 2).

Los bancos tabulares presentan una estructura interna compleja, con frecuentes superficies de erosión planas que delimitan cuerpos tabulares constituidos por gravas con estratificación cruzada planar de gran escala que interpretamos como el resultado de la migración de barras con caras de avalancha (*sensu* MIALL, 1981). En otras ocasiones las superficies erosivas delimitan secuencias del tipo Gp / Sp (de gran escala) → Sp (de mediana escala). Hacia el techo del banco el espesor de cada uno de los cuerpos tabulares disminuye y, finalmente, se observan arenas masivas localmente muy bioturbadas y con gran cantidad de matriz arcillosa. Los datos de paleocorrientes deducidas de las estructuras muestran un bajo grado de dispersión (N10° O, N50° E). Estos depósitos registran el relleno, por acreción vertical, de canales individuales de baja sinuosidad en los que las formas migraban libremente debido al patrón homogéneo del flujo.

A techo de la unidad los cuerpos de base canalizada presentan secuencias del tipo [Gt / St (gran escala) → St (mediana escala) → Sm]. La superposición de estos cuerpos da lugar a bancos tabulares de 7 a 12 m de espesor y una relación profundidad/anchura 1/5. Con todo, los rasgos más característicos son la frecuencia con la que los distintos cuerpos se cortan y

la amplia dispersión de paleocorrientes deducidas de las estructuras sedimentarias primarias. Se interpretan como depósitos de canales trenzados de baja sinuosidad.

Los sedimentos finos pueden alcanzar hasta 7 m de espesor y constan de lutitas y lutitas arenosas verdes u ocreverdes, con frecuentes rasgos edáficos, que se interpretan como depósitos de llanura de inundación. En las lutitas se intercalan capas de arenas poco potentes con secuencias [Sm / Sr → Fm] que interpretamos como depósitos de desbordamiento o *crevasse-splay*, cuando su geometría es tabular, y como canales de desbordamiento, cuando forman cuerpos de geometría canalizados (0,7 m de espesor y una anchura de 1 a 3 m).

Unidad Arenoso-Lutítica (6)

Se encuentra muy mal representada en el ámbito de la Hoja y sólo aflora en el área N con un espesor inferior a 15 m. Sin embargo, en las Hojas de Zamora y Coreses posee una entidad cartográfica muy evidente, por lo que hemos diferenciado los depósitos que la integran. No se observa su base, si bien se le encuentra en tránsito lateral con los materiales de la unidad anterior.

Está constituida por facies de arenas y limos-arcillas que se diferencian de las de la unidad anterior por el mejor grado de selección y redondeamiento de las arenas (casi sin matriz) y por la práctica ausencia de facies de gravas.

Está caracterizada por una alternancia de bancos tabulares de arenas y arcillas de colores blanco-crema (arenas) y verdes (arcillas). Las arenas son de grano fino y presentan una estructura interna masiva o compuesta por laminación horizontal acompañada de laminación cruzada debida a *ripples* de oscilación y corriente. Los niveles arcillosos son masivos o presentan una fina laminación horizontal. Estos sedimentos se encuentran mejor representados en las Hojas situadas al N (Zamora y Coreses) en donde se han encontrado, dentro de estas facies, restos de peces y quelonios que permiten interpretarlos como sedimentos lacustres. (CORROCHANO 1977; 1982; MARTÍN-SERRANO, 1985).

Costra carbonatada (7a)

Sobre los últimos depósitos de esta UTS se desarrolla un encostramiento dolomítico-arcilloso (paligorskita) de espesor métrico (1 a 5 m) (Fig. 2). Esta costra aflora a lo largo de todo el contacto de esta unidad con la suprayacente, si bien, debido a las malas condiciones de afloramiento que presenta, únicamente ha sido posible cartografiarla en el cuadrante NO de la Hoja.

El conjunto de los materiales descritos para esta UTS P1 se ha interpretado en trabajos anteriores como depósitos de sistemas fluviales trenzados dentro de un contexto de abanico aluvial (CORROCHANO, 1977; ALONSO GAVILÁN, 1981; CORDERO *et al.*, 1982); los depósitos lacustres dentro de ese modelo se podrían asimilar a lagos de tipo "playa lake" situados en las zonas de interlóbulo de abanico (CORROCHANO, 1977; 1982). Nosotros no hemos

zando al sedimento siliciclástico. En este caso puede llegar a representar el 35-45% del total de la roca y formar verdaderos niveles de costras (7b en cartografía) donde la asociación arcillosa es esmectita-paligorskita.

Las areniscas con tamaños de grano grueso-medio o medio-fino, son de tonos ocre o moteados (blanco-ocre o verde-ocre) y de aspecto compacto. Las arenas de grano grueso-medio muestran un contenido de 10-30% en grava, 50-70% en arena (moda 1 mm y tamaños de 0,125 a 1,5 mm) y 15-30% en limo-arcilla. En las arenas de grano medio-fino (modas de 0,2 o 0,125 mm) la fracción arena representa entre 90-65% y la fracción limo-arcilla es tanto más abundante cuanto menor es el tamaño de las arenas.

En ambos casos muestran una composición muy similar a la de los conglomerados. Cuarzo, como componente mayoritario de las fracciones grava, arena y limo y en la fracción arcillosa esmectitas (de origen detrítico y neoformado. ALONSO GAVILÁN *et al.*, 1989). Los feldspatos (con distintos grados de argilización y fundamentalmente potásicos) esquistos y pizarras son menos frecuentes que en los conglomerados, sin embargo la proporción de micas (moscovita y biotita mucho más escasa) illita (heredada) y paligorskita (neoformación) suele ser superior.

Tanto las arenas de grano grueso como las de grano fino suelen mostrar rasgos de hidromorfismo, rasgos postsedimentarios de carácter edáfico (reorientación de la matriz arcillosa, pedotúbulos) y reemplazamientos del sedimento siliciclástico por dolomita (ocasionalmente transformada a calcita). Estos dos últimos rasgos son más frecuentes en las arenas de grano fino donde llegan a desarrollarse niveles centimétricos de costras masivas (dolomítico-paligorskíticas) de origen edáfico.

Las limolitas de colores ocre o verde ocres están constituidas por una mezcla de limo y arcilla, con proporciones muy variables de arenas de grano medio-fino. La composición es equivalente al de las areniscas y se diferencian de ellas porque el grado de alteración de los distintos componentes es siempre mucho mayor. El cuarzo muestra los bordes corroídos, feldspatos y esquistos aparecen muy argilizados y las micas (moscovita) suelen presentar los bordes desflecados. La matriz arcillosa suele aparecer muy reorientada, teñida por óxidos de hierro y parcialmente reemplazada por dolomita. Así, los rasgos postsedimentarios de carácter edáfico y los procesos de encostramiento son rasgos que suelen ir asociados a estos depósitos. En ocasiones los reemplazamientos carbonatados son importantes y llegan a desarrollarse niveles centimétricos de costras masivas (dolomítico-paligorskítica).

Estos materiales se ordenan en una alternancia de bancos tabulares de gravas con otros de igual geometría de arenas-limos y, más raramente, arcillas formando una megasecuencia granocreciente y estratocreciente.

Estas alternancias pueden estar dominadas por los términos conglomeráticos o por los arenosos pudiéndose separar estos dos tipos de cartografía. Estos tipos de alternancias se sitúan en tránsito lateral y vertical; las alternancias de grano más fino se catalizan hacia la base y hacia el N y las de granulometría más gruesa ocupan la mayor parte de la Hoja y son exclusivas del techo.

A) *Alternancias de Conglomerados, areniscas y lutitas (8).*

La sucesión muestra un carácter muy monótono. Está constituida por una alternancia de bancos lenticulares de naturaleza conglomerático-arenosa (depósito de canal), con otras tabulares e integradas por areniscas y limolitas.

Los bancos de conglomerados presentan una organización interna caracterizada por cuerpos de base canalizada que se cortan entre sí y con secuencias del tipo: $Gm \rightarrow Gp/Gt \rightarrow Sm$; $Gt \rightarrow St \rightarrow Sr \rightarrow Sh/Fm$ ó $Gm \rightarrow Gt \rightarrow St$ que registran un relleno por acreción vertical y descenso de la energía. Corresponden a canales trenzados con desarrollo de formas (barras y megaripples) que migran libremente sobre el techo.

Las arenas, masivas (Sm) o con laminación cruzada (Sr), y lutitas, masivas (Fm), se ordenan en secuencias granodecrecientes ($Sr/Sm \rightarrow Fm$) y forman bancos de 2 a 4 m de espesor. Los rasgos edáficos y nódulos carbonatados en niveles de 2-6 cm de costras masivas son muy frecuentes en estos sedimentos que se interpretan como depósitos de una llanura de inundación muy vegetada.

Estos bancos se agrupan según dos patrones diferentes en función de la posición paleogeográfica que ocupen. En el primer caso, encontramos un apilamiento de secuencias del tipo $Gm \rightarrow Gp/Gt$, $Gm \rightarrow Gt \rightarrow St$ dando bancos de espesores entre 3 y 8 m con escasas y delgadas intercalaciones de los bancos más finos. En el segundo, lateralmente al primero, se observa el apilamiento de secuencias del tipo $[Gt \rightarrow (St) \rightarrow Sr \rightarrow Sn/Fm]$ o $St \rightarrow Sm$ en bancos de hasta 2 m, que alternan con bancos de arenas-limos (Sm/Fm) con potencias entre 0,7 y 1,5 m. Estas diferencias se interpretan como la sedimentación en un sistema con canales principales relativamente estables (primer caso) con zonas de llanura de inundación por las que fluían canales secundarios (segundo caso) de comportamiento más episódico (Fig. 3).

Las direcciones de paleocorrientes deducidas de las estructuras sedimentarias indican que los sistemas fluviales fluían desde el SO hacia el NE. Hacia el techo de la unidad se observan además direcciones hacia el E y SE. (Fig. 4).

B) *Alternancias de areniscas y lutitas (9).*

La sucesión puede llegar a alcanzar 15 m de potencia y está constituida por sedimentos arenosos y lutíticos entre los que puede aparecer alguna intercalación conglomerática.

Las arenas y lutitas bien aparecen en bancos tabulares, que interpretamos como depósitos de llanura de inundación (poseen rasgos similares a los descritos en los párrafos anteriores) o bien forman cuerpos de base canalizada (lenticulares). Estos cuerpos, presentan un espesor de 1-4 m y relaciones profundidad anchura alrededor de 1/4. Las secuencias de relleno de canal son: (1) $Gp/St \rightarrow St \rightarrow Sr \rightarrow Sm$ que registra la migración de megaripples sobre el fondo del canal y su posterior abandono y (2) $St \rightarrow Sm$ que se interpreta como un relleno por acreción vertical y descenso de la energía. En este último caso puede aparecer en la base del banco un conglomerado de 2-10 m constituido casi exclusivamente por cantos intraformacionales. Un rasgo característico de este depósito de canal es la abundancia de

bioturbación de origen animal a lo largo de todo el banco y en relación a las facies arenosas. ALONSO GAVILÁN, (1981) identifica esas bioturbaciones con la ichnofacies *Beaconitas* y su presencia aboga por condiciones de baja energía en el medio.

El conjunto de los materiales descritos para esta unidad se interpretan como depósitos de sistemas fluviales trenzados. Estos sistemas fluviales presentaban cauces amplios con franjas de llanura de inundación vegetadas por los que discurrían canales secundarios (con carga arenosa, en la base de la unidad, y de gravas-arenas hacia el techo) que probablemente sólo eran activos durante los periodos de máximas avenidas. Con todo, el comportamiento de los sistemas fluviales fue distinto a lo largo del tiempo. Hacia la base de la unidad existían unas áreas principales de canalización de dirección NE, SO que se extendían a lo largo del cuadrante SE y NE de la Hoja, y unas áreas de sombra (Alternancias de arenas y lutitas (9)) donde los depósitos de llanura de inundación adquirirían gran desarrollo y los canales, probablemente secundarios, eran de carga arenosa.

A medida que la cuenca se fue rellenando (tramo superior de la unidad) los paisajes eran más abiertos y esto determinó que las áreas de canalización dejaran de estar confinadas. Por otra parte, los sistemas fluviales procedentes del E y NO, que en la base de la unidad estaban muy mal representadas, adquieren gran desarrollo y drenan, al igual que las de procedencia SO hacia el E-NE.

En relación a las transformaciones diagenéticas tempranas, que han sufrido estos sedimentos, el proceso más significativo es su carbonatación. ALONSO GAVILÁN *et al.*, (1989) consideran que los encostramientos incipientes y las costras relacionadas con depósitos finos de llanura de inundación deben su génesis al desarrollo de paleosuelos en un ambiente rico en magnesio. Los encostramientos relacionados con depósitos de canal (conglomerados o arenas) debieron producirse en relación a niveles freáticos dado que (1) existen niveles de costras conglomeráticas superpuestas y alternando con arenas gruesas sin carbonato o en forma de trazas; (2) los rasgos sedimentarios primarios se conservan; (3) dentro de los cuerpos conglomeráticos son siempre los tramos de grano más grueso (más porosos) los que muestran mejor desarrollo de reemplazamientos carbonatados.

Transformaciones diagenéticas.

Las *transformaciones diagenéticas tardías* que han sufrido todos estos sedimentos son importantes y se describen a continuación.

La modificación más espectacular y de mayor importancia areal y volumétrica la constituye el desarrollo de un perfil de alteración que confiere al sedimento tonos rojos intensos (alteración roja) mediante la rubefacción y argilización del sedimento original. Este perfil se evidencia en el tránsito existente desde la roca fresca hasta materiales fuertemente rubefactados y argilizados. La alteración, como ya se ha mencionado en párrafos anteriores, se desarrolla en relación a superficies morfológicas y presenta como características a nivel de modificaciones del sedimento una importante transformación, que llega a ser casi completa, de los fragmentos

lábiles (feldespatos, micas, fragmentos de pizarras, esquistos, etc.); esta transformación produce, por una parte, la argilización (fundamentalmente a partir de los feldespatos) y por otra la liberación de hierro (a partir de minerales férricos como la biotita) produciéndose ambos procesos simultáneamente. Este proceso es conocido en la literatura como fersialitización y se desarrolla preferentemente bajo climas con una estacionalidad marcada.

En algunos puntos como en el cerro Losiles (proximidades de El Cubo de la Tierra del Vino) el proceso de argilización está acompañado de una pérdida de carbonato. Esta pérdida de carbonato se puede encontrar hasta bastantes metros por debajo del techo aflorante y se presenta (allí donde no afecta a todo el volumen) como cavidades de disolución a favor de grietas o zonas de mayor porosidad por lo que se asimila a un proceso kársticos. El color rojo de las arcillas relacionadas con este proceso (karstificación y argilización) y su similitud con otros afloramientos estudiados en Hojas vecinas permiten relacionarlo con el proceso de alteración "rojo" que se desarrolló durante el Mioceno inferior (MARTÍN-SERRANO, 1988; BLANCO *et al.*, 1989).

Un rasgo común en estos perfiles de alteración rojos es que muestran un enriquecimiento en caolinita; este hecho ha sido atribuido a la superposición de otro proceso de alteración posterior (alteración ocre) (BLANCO *et al.*, 1989; BLANCO, 1991).

Niveles silicificados (10).

Se trata de niveles de conglomerados, arenas y lutitas arenosas ordenadas en secuencias positivas y con una organización interna igual a la descrita para los tramos superiores de las Unidades. Sin embargo, el aspecto general del sedimento es claramente distinto debido a su cementación por minerales de la sílice (ópalo y cuarzo fibroso o en mosaicos microcristalinos). La distribución de este cemento dentro de la roca está estrechamente ligada a la granulometría original del sedimento. Así, son los niveles conglomeráticos y los niveles arenoso-lutíticos sobre los que se asientan los que muestran una cementación generalizada que confiere gran capacidad al sedimento, mientras que en los niveles arenosos y arenoso-lutíticos intermedios el cemento silíceo suele aparecer rellenando total o parcialmente grietas o bien recubriendo a los granos.

En cuanto a la distribución de estos niveles silicificados cabe señalar que: 1) cada nivel incluye dos o más secuencias sedimentarias (3-10 m), 2) no es un nivel único, sino que existe una superposición de distintos niveles silicificados, 3) al analizar la distribución de los niveles de esta Hoja junto con los que afloran en las Hojas vecinas de Zamora y La Vellés se observa que éstos van apareciendo en posiciones topográficas cada vez más bajas hacia la Cuenca del Duero por una parte y hacia la del Tormes por otra.

Todas las características esbozadas en los párrafos anteriores son, de acuerdo con las ideas de THIRY y MILNES (1991) y THIRY *et al.*, (1991), indicativos de un proceso de silicificación asociado a capas freáticas. La edad de este proceso en el estado actual no podemos precisarlo y únicamente se puede afirmar que está ligado al encajamiento de la red fluvial.

El conjunto de esta UTS forma una megasecuencia negativa, con respecto al tamaño de grano, que se interpreta como el resultado de una sedimentación en condiciones de diastrofismo acelerado.

En relación al área madre únicamente podemos decir que las direcciones de aporte del techo de la UTS P1 y de la base de la UTS P2 coinciden; sin embargo hay una clara disminución del tamaño de los feldespatos y un considerable incremento en fragmentos metamórficos. Esto podría interpretarse como debido a una reorganización de las áreas fuente contenida en el límite entre ambas UTS.

Los restos de quelonios y cocodrilos hallados en esta UTS, en las proximidades de Salamanca y en la provincia de Zamora, indican clima subtropical (temperaturas medias por encima de 10°-15°) con variaciones oscilantes de humedad (períodos de aridez) (JIMÉNEZ, 1974). Esta UTS muestra un mayor desarrollo de costras carbonatadas, de espesor centimétrico, que la UTS anterior. Además, en los depósitos canalizados son más abundantes los rasgos que indican variaciones en el caudal. Así pues, parece que el clima de esta U.T.S. debió mostrar temperaturas cálidas y una estacionalidad cada vez más marcada hacia el techo, aunque sin llegar a presentar una estación árida contrastada.

Para la UTS P2 se dispone de diversas dataciones, basadas en micro y macromamíferos y quelonios y cocodrilos, que abarcan el lapso comprendido entre la base del Rhenaniense (Eoceno medio) y, de forma algo imprecisa, el límite Eoceno-Oligoceno (JIMÉNEZ, 1977, 1982; PELÁEZ-CAMPOMANES *et al.*, 1989).

2.2. CUATERNARIO

Los materiales más recientes de la Hoja de Villamor de los Escuderos están representados principalmente por los depósitos fluviales, y en menor proporción por coluviales y depósitos mixtos de gravedad-fluvial. Corresponden los primeros al arroyo de San Cristóbal, arroyo de Izcala, arroyo de las Preñas y arroyo del Valle de la Corta; los segundos se sitúan principalmente a los pies de las zonas de ladera y los últimos en las zonas de encajamiento de arroyos.

2.2.1. Coluviones (13)

Los depósitos coluviales presentan una litología constituida por arenas, limos y cantos, estos últimos de cuarzo principalmente y de fragmentos de rocas ígneas y metamórficas en menor proporción, procedentes de los materiales terciarios que actúan como zona de aporte. La forma de los cantos son redondeadas, debido a que el área madre tiene los materiales ya trabajados; la coloración de los cantos depende fundamentalmente de la coloración en el área madre, pudiendo encontrar cantos de tonos ocreos y cantos con tonos rojizos, en general coloraciones adquiridas por procesos de alteración de los materiales terciarios.

La matriz de los depósitos es areno-limosa y es mayor en proporción a los cantos, los cuales se encuentran generalmente flotando en ella. La edad que consideramos para estos depósitos comprende desde el Plioceno terminal al Holoceno.

2.2.2. Terrazas (11, 12, 14, 16)

Dentro de la Hoja de Villamor de los Escuderos hemos diferenciado cuatro niveles de terrazas, siendo el tercer nivel el mejor representado y con su mejor desarrollo en el arroyo de San Cristóbal.

El primero de los depósitos (11) presenta una altura sobre el cauce de veinticinco metros y queda reducido a tres replanos muy degradados situados al sur de la población de San Cristóbal del Monte. Está constituido por una matriz de arenas cuarzofeldespáticas, con escasa porción limo-arcillosa, y cantos de litología variada (cuarzo, rocas ígneas y metamórficas) con tamaños medio de 10 cm, los cantos de mayor tamaño no son superiores a los 20 cm y en todo el conjunto predomina una fracción que oscila entre los 3 y 6 cm. Las formas de la fracción gruesa son redondeadas, si bien existen cantos, sobre todo los de mayor tamaño, que tienen formas subangulosas y angulosas, siendo estas últimas debidas a la acción humana de laboreo de tierras. Este nivel de terrazas lo hemos considerado como Mio-Plioceno.

El segundo nivel (12), situado entre 10 y 8 metros respecto a los cauces, se localiza en las márgenes derechas de los arroyos de Izcona, arroyo de San Cristóbal y arroyo del Valle de la Corta. Como en el caso anterior los depósitos se ven reducidos a pequeños replanos muy degradados, con unas tonalidades ocre y muy retrabajados por el hombre.

El conjunto de materiales que forman este segundo nivel, está constituido por una matriz arenosa cuarzofeldespática en la que la fracción limo es más importante que en las terrazas del primer nivel, si bien no llega a superar a la fracción arena. La fracción gruesa queda conformada por cantos de litología variada, entre los que predominan los de cuarzo, con formas redondeadas y tamaños medios de 8-10 cm; entre estos tamaños medios sobresalen otros que llegan a alcanzar los 30 cm. La edad de depósito de estos materiales la establecemos como Plio-Pleistoceno.

El tercer nivel de terraza (14), que es el de mayor representación en la Hoja, presenta una cota sobre los diferentes cauces de 3 a 2,5 metros, desarrollándose ampliamente a lo largo de los arroyos de San Cristóbal, Valle de la Corta, Preñas, de Izcala y en menor proporción en los arroyos de Casamala y Carralafuente. La matriz de los depósitos es areno-limosa y contiene una fracción gruesa formada por cantos de litología variada, formas redondeadas y tonos grisáceos; los tamaños de los cantos oscilan entre los 4 a 10 cm y por lo general se mantiene homogéneamente entre estos tamaños. La edad estimada para este nivel de terrazas es de Pleistoceno-Holoceno.

El último nivel de terrazas (16), se localiza a lo largo del arroyo de San Cristóbal, su altura sobre el cauce es de 1,5 metros y está constituido por limos y arenas principalmente, que engloban cantos redondeados de cuarzo con tamaños homogéneos que oscilan entre los 4 y 6 cm. La edad de los depósitos correspondientes a este nivel la estimamos como Holoceno medio-superior.

2.2.3. Conos de deyección (15)

La litología queda constituida por arenas cuarzofeldespáticas y cantos de litología variada con formas redondeadas; estos depósitos provienen de los materiales terciarios que sirven

de área madre. Presentan formas bien definidas y una estructura interna bien delimitada, localizándose a la salida de regatos de escaso recorrido con una importante incisión lineal. La edad que consideramos para ellos es Holoceno.

2.2.4. **Aluvial (18)**

Los materiales que conforman estos depósitos proceden en su mayor parte de los aportes de arroyos secundarios que transcurren casi en su totalidad por materiales terciarios, por lo que la fracción arena está formada por arenas cuarzofeldespáticas, los cantos son de litologías variadas (rocas metamórficas, granitoides y cuarzo) y presentan además, una alta abundancia de limos.

La fracción gruesa presenta una media de tamaños que varía entre los 4 y 6 centímetros, bastante homogénea y con formas redondeadas.

2.2.5. **Aluvial-coluvial (17)**

Corresponden a zonas en las que existe una mezcla entre los depósitos coluviales y los fluviales de fondo de valle. Los depósitos presentan en su litología un importante control del sustrato, ya que el transporte sufrido es escaso, y quedan formados por arenas, y cantos de dimensiones variables y una morfología amplia. En general la potencia de estos depósitos es escasa y se encuentran muy ligados a la dinámica actual, por lo que los consideramos claramente holocenos.

3. **PETROLOGÍA**

3.1. **ROCAS ÍGNEAS**

3.1.1. **Granito de Sayago (1)**

Aflora en una pequeña extensión en la esquina NO de la Hoja, se continúa hacia el O por la Hoja de Almeida (424). Presenta un contacto con dirección E-O, el cual está retocado por fracturas con dirección NE. Al S está intruido por el granito de grano medio, dos micras (granito de Figueruela de Sayago).

Las características a escala de afloramiento son: se trata de un granito de grano medio a grueso-medio, biotítico que de forma puntual puede tener pequeñas placas de moscovita, porfídico. El cuarzo presenta un tamaño más frecuente de 2-4 mm. La biotita es de 1-3 mm, de hábito xenomorfo-subidiomorfo, y se encuentra marcando la foliación con finas bandas a modo de schlieren. La moscovita es accesoria, presentando un tamaño de 1-4 mm. El porfídismo está marcado por la gran abundancia de fenocristales de feldespato potásico de tamaño variable, siendo frecuente observar tamaños de 7 cm ("dientes de caballo"). El hábito que presentan es rectangular o exagonal, mostrando estos últimos zonados paralelos a

los bordes del cristal que, a veces, se encuentran marcados por la inclusión de pequeñas biotitas.

Los enclaves que se pueden observar son principalmente de rocas intermedias. Otros tipos de enclaves pertenecen a rocas de carácter más básico con forma redondeada, color gris oscuro y grano fino. Pueden tener o no feldespato potásico. En general el tamaño que llegan a alcanzar estos enclaves es de hasta medio metro de diámetro.

En los afloramientos situados más al N, presenta una foliación N 100° E/ 40° S, marcada principalmente por la biotita, aunque también puede estar marcada por los fenocristales de feldespato potásico. Las fracturas que presenta el granito son las características de esta Hoja y tienen direcciones NE, produciendo pequeños desplazamientos en los contactos.

Petrográficamente este granito presenta una textura holocristalina, heterogranular de grano medio, porfídica y deformativa-recristalizada.

La textura porfídica está marcada por la presencia de fenocristales de feldespato potásico, con tamaños entre 0,7 y 2 cm.

La textura deformativa-recristalizada está marcada principalmente por el cuarzo y con una distribución muy dispersa. La deformación se refleja en la extinción ondulante y reducción del tamaño de grano con bordes suturados. En zonas donde la deformación es más intensa, esta actúa preferentemente sobre el cuarzo, rodeando al resto de los cristales de plagioclasa y feldespato potásico. En determinadas zonas, donde el tamaño de grano es menor se pueden observar texturas de recristalización sobre el cuarzo con formas poligonales, bordes rectos y puntos triples de unión.

La asociación mineral está constituida principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios se encuentran, opacos, apatito, circón y turmalina, y los de carácter secundario y/o cristalización tardía son, sericita, moscovita, clinozoisita, clorita, pennina, feldespato potásico secundario, rutilo sagenítico y opacos.

Dentro del cuarzo se pueden diferenciar varios tipos según su tamaño, forma y posición textural. El esquema seguido es el propuesto por SCHERMERHORN (1956):

- Q I.** Cuarzo precoz o de alta temperatura, es muy escaso y se presenta como inclusiones en el feldespato potásico. Tiene formas pseudo hexagonales y extinción normal.
- Q II.** Al igual que el anterior, tampoco es frecuente, se encuentra como inclusiones en el feldespato potásico, principalmente en los planos de macla de Carlsbad, presenta bordes rectos y formas irregulares cóncavo-convexas.
- Q III.** Es el cuarzo principal de la roca. Tiene hábito anhedral, extinción ondulante con formación de subgranos, aparece en cristales aislados o en agregados de hasta 2-3 mm. Las inclusiones que tiene son de biotita, feldespato potásico, circón y a veces se observan apatitos aciculares. La deformación que presenta es muy heterogénea, habiendo así zonas donde ésta es muy intensa, y produciendo una disminución del tamaño de grano y texturas de recristalización.

- Q IV.** Cuarzo "drop like". Se presenta como inclusiones en los fenocristales de feldespato potásico, en forma de grupos de varios cristales, con formas redondeadas y extinción simultánea normal.
- Q V.** Cuarzo de intercrecimiento. Dentro de este grupo podemos diferenciar dos grupos:
 - A.** Cuarzo mirmequítico, generado en los procesos de reacción entre feldespato potásico en contacto con plagioclasa, con formación de albita blástica.
 - B.** Cuarzo simplectítico formado en los bordes de moscovita histerógena desarrollada sobre el feldespato potásico.

En el feldespato potásico se distinguen dos tipos claramente diferentes, el feldespato potásico normal de la roca (FK I) y un feldespato potásico muy escaso de origen secundario (FK II).

Dentro del primer grupo FK I se pueden diferenciar dos tipos:

- A.** Fenocristales de hábito subhedral a casi euhedral, con tamaños de 0,7 a 2 cm, macla de la microclina, Carlsbad y microclina-Carlsbad. Presenta pertitas tipo "film" y "vein". Es bastante rico en inclusiones de otros minerales esenciales como cuarzo con diversos hábitos, plagioclasa, biotita, así como inclusiones de minerales accesorios como apatito acicular y circón.
- B.** Como componente de la mesostasis, se encuentra en menor proporción que el primero, tiene hábito anhedral a subhedral y su tamaño es siempre inferior a 0,7 mm. Presenta la macla de la microclina y es muy pobre en inclusiones. Dentro de este grupo se incluye un tipo de feldespato potásico muy escaso y que se encuentra como pequeñas manchas dentro de las plagioclasas y siempre con extinción simultánea, estas manchas de feldespato potásico probablemente se forman durante procesos de sustitución mutua entre ambos minerales.

El nombre de **FK II** se ha reservado para referirse a cantidades muy reducidas del mismo, que se encuentran en algunas biotitas situado en los planos (001) y con forma de husos. Este feldespato está íntimamente relacionado con procesos de cloritización de la biotita y ya ha sido descrito anteriormente en otros granitos. Llama la atención que este proceso prácticamente sólo se produce en aquellas biotitas que se encuentran como inclusiones en el FK.

En la plagioclasa, en función de su forma, tamaño y situación textural se han diferenciado los siguientes tipos:

- Plag I.** Plagioclasa como componente normal de la mesostasis. Se encuentra como cristales aislados o en agregados de dos a tres cristales, a veces, con texturas en sinneusis. Tienen un tamaño medio de 1-2 mm, hábito anhedral a subhedral, macla de la albita y, en general una ligera extinción zonada, que viene marcada por un zonado composicional normal definido por un contenido en anortita de 20-30% en el área central y 10-20% en las áreas externas. Como inclusiones tiene biotita, apatito y circón. Los procesos de alteración a sericita y moscovita son poco importantes.
- Plag II.** Plagioclasas incluidas en los fenocristales de feldespato potásico, con hábito subhedral y coronas de reacción albiticas anhedrales.

Plag III. Albitas de intercrecimiento, entre las que se incluye la albita mirmequítica desarrollada en los contactos entre los fenocristales de feldespato potásico con la plagioclasa. Esta es una textura muy frecuente y muy bien desarrollada.

La biotita puede encontrarse como cristales aislados y más frecuentemente como agregados de dos a cuatro cristales con un tamaño de 0,5 a 2 mm. Tiene un hábito anhedral a subhedral y un pleocroísmo que varía de marrón rojizo, castaño muy oscuro (Ng, Nm) a marrón claro, amarillo claro (Np).

Engloba abundantes inclusiones de apatitos, opacos, circones y a veces es bastante rica en halos pleocróicos de circón u otros minerales radiactivos no identificables.

La alteración que presenta es poco importante, siendo de dos tipos: Cloritización, que va acompañada con la formación de FK II, con formas ahusadas dispuestos entre los planos (001). El segundo proceso es la sustitución parcial por moscovita.

El apatito aparece siempre incluido en otras fases minerales, principalmente en feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Se presenta bajo dos formas:

- Apatitos con formas redondeadas, a veces, subhedralas con un tamaño de 0,5 a 0,75 mm. Casi siempre tienen inclusiones de pequeños circones.
- Apatitos de hábito acicular. Son menos frecuentes que los anteriores.

El circón aparece como inclusiones, principalmente, en biotita, plagioclasa y cuarzo. Se observan circones con formas redondeadas o bipiramidales, pudiendo tener estos últimos núcleos redondeados. Pueden alcanzar tamaños de 0,1 mm.

Dentro de los minerales secundarios el más importante es la moscovita, la cual procede a partir de la plagioclasa, feldespato potásico y biotita.

3.1.2. **Granito de grano medio, dos micas. (Granito de Figueruela de Sayago) (2)**

Se encuentra situado al NO de la Hoja, ocupando una pequeña extensión. Este macizo continúa extendiéndose por la Hoja situada al oeste (Almeida, 424) aflorando en una gran superficie. Los materiales que lo rodean son al N el granito de Sayago, con un contacto de dirección N 70° E, retocado por fracturas, hacia el S el granito se encuentra recubierto por materiales terciarios. Este granito se encuentra afectado por una fuerte alteración caolinítica y donde se pueden observar pequeñas costras ferruginosas, también se encuentran afectados por procesos de silicificación dando lugar a resaltes topográficos, como por ejemplo el cerro de Peñausende que se encuentra en la Hoja contigua situada al O. El granito aflora en lajas a ras de suelo o bien en bolos de 1-3 m que dan lugar a pequeños berrocales en aquellas zonas que no están afectadas por los procesos de alteración, la morfología de los afloramientos está muy condicionada por la foliación que tiene el granito y por los procesos de alteración.

Las características a escala de afloramiento son: es un granito de grano medio, dos micas, no porfídico. El cuarzo es de 2-4 mm, al igual que la biotita la cual presenta hábito xeno-

morfo a subidiomorfo, y pequeñas orlas de moscovita que la rodean de forma parcial o total. La moscovita se presenta con formas romboidales de 2-4 mm y en grandes placas xenomorfas que pueden tener inclusiones de pequeñas biotitas. Muy esporádicamente se encuentran fenocristales de feldespato potásico (1-2 cm). En la zona que aparece afectado por procesos de caolinitización, el granito presenta un color blanco, en donde los únicos minerales reconocibles son los cristales de cuarzo y de moscovita y según el grado de alteración se puede observar biotita.

Como enclaves tiene pequeñas restitas biotíticas, sobre las cuales se puede observar el crecimiento de una moscovita tardía. No se han observado enclaves de los granitos circundantes.

El granito presenta una fuerte foliación subhorizontal marcada por la biotita que da lugar a una pequeña antifor-ma con el plano axial de dirección E-O (ver mapa geológico). El granito presenta otra foliación en su parte oeste con una dirección N-S y con un buzamiento 20-30° al oeste, la lineación es N80° E/ 25° O, que es debida a una fractura dúctil, esta foliación se encuentra en una banda de unos dos kilómetros de ancha. Las fracturas que presenta tienen direcciones N-S, N20° E, N50° E y N75° E.

Los diques que presenta son principalmente de aplita, cuarzo en diaclasas selladas y pegmatita.

Texturalmente es un granito holocristalino, heterogranular de grano fino-medio a medio, con orientación deformativa recrystalizada.

La deformación que presenta este granito es muy intensa, aunque varía de unas láminas a otras. Esta deformación se pone de manifiesto en todos los minerales principales, pero principalmente en el cuarzo con una reducción del tamaño de grano y en las micas biotita y moscovita, con formación de peces de micas y formas sigmoidales.

La orientación está marcada principalmente por la moscovita con los peces de mica, formas alargadas, alineadas y por el cuarzo, que presenta formas alargadas a modo de ribbons, con los bordes suturados. Ambos minerales dan lugar a textura dúctiles del tipo S-C.

La textura de recrystalización se observa sólo en aquellas zonas donde el tamaño de grano es muy fino y casi únicamente en el cuarzo y feldespato potásico, donde se pueden apreciar formas poligonales con puntos triples de unión, en la plagioclasa y feldespato potásico da lugar a extinción ondulante.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los accesorios más frecuentes son opacos, apatito y circón, y como minerales secundarios y/o de recrystalización tardía se encuentran, clorita, feldespato potásico secundario, rutilo sagnítico y granular, sericita y moscovita.

El cuarzo principal del granito se encuentra en agregados de cristales de hábito anhedral y que al observarlos en nicoles cruzados presentan una fuerte extinción ondulante con formación de subgranos. En zonas donde la deformación es más intensa hay un cambio textural importante que dentro del cuarzo viene marcado por una reducción del tamaño de grano

y la formación de pequeños ribbons con bordes suturados. La máxima deformación se concentra en finas bandas que se anastomosan formando planos C, en los que el cuarzo suele presentar formas poligonales con puntos triples de unión, indicando la existencia de un cierto proceso de recristalización.

En general, el cuarzo es muy pobre en inclusiones de feldespato potásico, biotita y apatito con hábito acicular.

Cuarzo "drop like", se presenta como inclusiones en feldespato potásico, tiene formas redondeadas y suele mostrar extinción simultánea normal. Este tipo de cuarzo no es muy frecuente.

Otro tipo de cuarzo el generado en zonas de intercrecimiento por procesos reaccionales tardíos o postmagmáticos. Dentro de este grupo pueden distinguirse:

- I. Cuarzo simplectítico, asociado con moscovita histerógena.
- II. Cuarzo mirmequítico, desarrollado por procesos de reacción entre feldespato potásico en contacto con plagioclasa con formación de albita blástica. Este tipo de textura no es muy frecuente y está poco desarrollada.

Para el feldespato potásico se pueden distinguir varios tipos según su posición textural, forma, tamaño.

- Fk I.** Como componente de la mesostasis, se puede diferenciar dos tipos. Ambos presentan procesos de moscovitización.
 - A.** Feldespato potásico con hábito anhedral, macla de la microclina, no pertítico y muy pobre en inclusiones.
 - B.** Feldespato potásico en cristales de hábito subhedral, macla de microclina-Carlsbad o sólo Carlsbad, con pertitas de tipo "film" y "patch". Inclusiones de cuarzo "drop like", plagioclasa y biotita.

Para aquellas zonas donde la deformación es más intensa, el feldespato potásico pierde estas características y se observa una reducción del tamaño de grano, los cristales de hábito subhedral desaparecen y tiene extinción ondulante.

- Fk II.** Feldespato potásico de origen secundario, originado por procesos de cloritización de la biotita. Este proceso ya ha sido descrito anteriormente.
- Fk III.** Se encuentra reemplazando de forma parcial a la plagioclasa, tiene formas irregulares, y aparece en continuidad óptica desarrollándose a favor de los planos de macla de la albita. Este feldespato junto con la plagioclasa muestra procesos de moscovitización.

En la plagioclasa pueden distinguirse varios tipos dependiendo de su situación textural.

- Plag I.** Se encuentra como cristales aislados o en agregados de dos a tres cristales con hábito anhedral a subhedral. Tiene un tamaño muy variable de 0,5 a 2 mm, macla de la albita y, a veces, macla de albita-Carlsbad. Presenta procesos de reemplazamiento por feldespato potásico de forma parcial y es más intenso cuanto mayor es la deformación.

Plag II. Plagioclasas como inclusiones, sólo se encuentran en los cristales de Fk I, de hábito subhedral. Tienen hábito subhedral y algunas muestran bordes anhedrales albiticos, no muestran ningún tipo de orientación preferente dentro del cristal de feldespato potásico.

Plag III. Albita de intercrecimiento, dentro de la cual se pueden diferenciar varios tipos:

- A.** Albita mirmequítica blástica. Sólo se puede observar en aquellas láminas donde la deformación es menor.
- B.** Albita intergranular desarrollada entre cristales de feldespato potásico.
- C.** Albita perfitica de tipo "film y patch".

En general, todas las plagioclasas tienen alteraciones a sericita y moscovita, este proceso no es muy importante.

La biotita se encuentra principalmente en cristales aislados y menos frecuentemente en agregados de dos a cuatro cristales. La biotita tiene un tamaño de 0,5 a 1 mm y rara vez supera este tamaño. Tiene un hábito anhedral a subhedral y un pleocroismo que varía de marrón rojizo oscuro (Ng, Nm) a marrón claro o amarillento (Np).

Tiene inclusiones de opacos, apatito, circón y halos pleocróicos que están desarrollados por el circón o por otros minerales radiactivos no identificables. Debido a la deformación que presenta el granito, la biotita se encuentra orientada marcando la foliación que presenta la roca.

La alteración que presenta la biotita es muy importante, y pueden observarse dos procesos:

- A.** Sustitución parcial o total por moscovita. Siempre se encuentran en continuidad cristalográfica.
- B.** Cloritización de la biotita, proceso que ya ha sido descrito anteriormente.

Dentro de la moscovita dependiendo del carácter textural que presente puede diferenciarse varios tipos: moscovita blástica-tardía procedente del feldespato potásico, la cual presenta intercrecimientos simplectíticos en los bordes con el cuarzo y desarrollo de apófisis dactilíticas sobre él, una moscovita de origen también secundario, procedente de la plagioclasa que forma finos cristales orientados preferentemente sobre los planos de macla de la albita y moscovita formada a partir de la biotita y en continuidad cristalográfica con ella. Esta transformación suele ir acompañada de la transformación de ilmenita o cristales muy finos de rutilo que tienden a disponerse sobre los planos de exfoliación (001).

La moscovita es, tal vez, el mineral que mejor refleja la deformación que ha sufrido este granito, así en las zonas con menor deformación, la moscovita se presenta orientada junto con la biotita, sin apenas extinción ondulante o está en grandes cristales orientados al azar; en cambio, en las zonas donde la deformación es más intensa, la moscovita presenta formas sigmoidales, peces de mica con estiramiento asimétrico de los extremos del cristal.

Llama la atención la presencia de feldespato potásico con forma de husos y dispuesto entre los planos de exfoliación (001) de la moscovita. Este feldespato potásico tiene las mismas características que el procedente de la cloritización de la biotita.

Los minerales accesorios más característicos son: el apatito que se presenta principalmente con formas redondeadas y como inclusión de los minerales principales. El circón es otro de los minerales accesorios y al igual que el apatito, muestra también formas redondeadas.

4. TECTÓNICA

4.1. TECTÓNICA ALPINA

El sector occidental de la Cuenca del Duero presenta unos rasgos tectónicos caracterizados por la presencia al S de un frente de sierra activo con orientación NE-SO y un margen occidental relativamente pasivo que se hunde hacia el E. Los materiales que constituyen los bordes y sustrato de la cuenca se enmarcan dentro de la Zona Centroibérica y están afectados por accidentes hercínicos y tardihercínicos.

La presencia de importantes accidentes tectónicos en este sector de la cuenca ha sido reconocida desde hace tiempo (JIMÉNEZ, 1972, 1973; CORROCHANO *et al.*, 1983). Muestran una gran dispersión de direcciones pero se pueden agrupar en cuatro sistemas fundamentales coincidentes con las principales direcciones tardihercínicas: NE-SO, E-O, N-S y NO-SE.

Dentro de la Hoja de Villamor de los Escuderos afloran diferentes fracturas que afectan a los materiales terciarios. Junto con estos accidentes existen otros que por encontrarse fosilizados por sedimentos más jóvenes se deducen de anomalías geomorfológicas (segmentos rectilíneos de cauces, direcciones anómalas de éstos, etc.) y criterios estratigráficos.

Por su edad relativa de actuación se puede considerar:

4.1.1. Accidentes post-UTS MC y pre-UTS P1

Están representados en el borde occidental de la Hoja. Predominan las fracturas de las familias NE-SO, N-S y algunas E-O (al SO de la Hoja). Presentan saltos verticales que rara vez superan la decena de metros. Con todo, sus saltos presentan una distribución irregular al cortarse entre sí los diferentes sistemas, lo que provoca que los diferentes segmentos presenten magnitudes de salto distintas. Su actuación determina la aparición de sistemas *horst - graben* hundidos hacia el O. Estos fueron posteriormente erosionados dejando pequeñas depresiones a favor de los cuales se dispuso la unidad siguiente. Correspondería a la fase Neolarámica (límite Paleoceno-Eoceno).

4.1.2. Accidentes post-UTS P1

Se trata de fracturas de las familias NE-SO y N-S (escasas) que afloran en el borde occidental de la Hoja. El hecho de que no haya sedimentos más modernos fosilizando o afectando a estos accidentes impide determinar con más precisión su edad de actuación. Su salto total se sitúa en torno a 5-10 m si bien algunas de estas fracturas, como se puede deducir del

espesor y posición de las unidades afectadas, debieron jugar tanto en el límite entre las U.T.S. MC y P1 como tras la P1.

Además de estos accidentes hay que hacer notar que si bien no se observan accidentes claros que actúen entre las U.T.S. P1 y P2 el límite entre ambas es una discordancia cartográfica. Esta discordancia podría relacionarse tanto con actividad tectónica como con un periodo de subsidencia marcado entre las dos unidades. La disposición, desde la base de la U.T.S. P2, de los canales a favor de unos ejes de drenaje coincidentes con las principales fracturas que la afectan indica una subsidencia diferencial a favor de estos accidentes desde el comienzo de la sedimentación de la U.T.S. Esto apoyaría el carácter tectónico ligado a fracturas de la discordancia entre las dos unidades correspondiente a la fase Prepirenaica (Eoceno inferior-Eoceno medio).

4.1.3. Accidentes post-UTS P2

Son accidentes distribuidos por toda la Hoja y pueden aflorar o estar fosilizados por los materiales cuaternarios. Corresponden a las familias NE-SO, NO-SE y E-O estando las fracturas de la familia N-S muy poco representadas. Presentan saltos verticales muy variables. Las fracturas de salto pequeño (menores de 10 m) generalmente no se encuentran fosilizadas mientras que las de saltos importantes (superiores a 15 m) coinciden con los cauces fluviales actuales (p. ej. Arroyo de San Cristóbal, Arroyo del Valle de la Corta, Arroyo de Izcala, Arroyo del Reguero, Arroyo de la Guancha, etc.).

Dentro de este grupo se incluyen accidentes que actuaron en el límite Eoceno-Oligoceno (fase Pirenaica) que han sido determinados en las Hojas próximas. Como resultado de esta etapa de fracturación se produce una importante reorganización paleogeográfica en la zona al generarse sistemas de *horst-graben* limitados por estas fallas. Estos relieves tectónicos no llegaron a ser fosilizados por las UTS siguientes. Un ejemplo de estos sistemas *horst-graben* lo constituye la zona central de la Hoja en la que los materiales de la UTS P2 alcanzan la cota de 900 m, a favor de fracturas E-O y NE-SO, y representa uno de estos bloques levantados (*horst*). Además se incluirían posibles accidentes de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior (fase Saávica), observados en áreas limítrofes y bien desarrollados en el borde S de la Cuenca del Duero, así como otros de actuación más tardía (fases Stairicas y posteriores).

5. GEOMORFOLOGIA

5.1. ANTECEDENTES

Pocos son los autores que han trabajado en geomorfología dentro de la zona, y en general, los trabajos de los que forma parte son de carácter muy general. Sí existen algunos en áreas próximas que plantean la problemática que nos ocupa, si bien son escasos.

Aun así nos basaremos en los trabajos cercanos (SOLÉ SABARÍS, 1958; MARTÍN-SERRANO, 1979 y 1988), aquellos que hacen referencia a morfologías similares, si bien en zonas más

alejadas (HERNÁNDEZ PACHECHO, 1929; SCHWENZNER, 1936; BIROT, 1937; PEDRAZA, 1978; MOLINA, 1980; GARZÓN, 1980; CANTANO, 1982; MOLINA y JORDÁ, 1982; JORDÁ, 1983; CANTANO y MOLINA, 1987; MARTÍN RIDAURA, 1986; CENTENO, 1988; SANZ, 1988) y por último a los trabajos de carácter general (HERNÁNDEZ PACHECHO y DANTIN CERECEDA, 1932; SOLÉ SABARÍS, 1952).

5.2. DESCRIPCIÓN FISIGRÁFICA

Como es visible en la topografía de la Hoja de Villamor de los Escuderos y en el esquema de pendientes, el área que nos ocupa constituye una planicie alomada, inclinada ligeramente al NE y en la que los resaltes morfológicos principales están dados por los altos replanos ("tesos" y "cabezas") de los depósitos eocenos del borde de la Cuenca del Duero. Los encajamientos de arroyos, aunque no son muy profundos (alrededor de los 60 m) sí producen una densa compartimentación del paisaje. Tiene como límites fisiográficos más destacados por el O la alineación de alturas del Teso de las Bandeleras (943 m), Cabeza Roya (923 m) y los Hoyos de Santa Marina (902 m), que con una dirección NNE-SSO se distribuyen paralelamente al borde de la cuenca, destacando hacia el NO el elevado escarpe excavado por el Arroyo de la Guancha (sobre 100 m de desnivel). Una segunda alineación de cumbres, de dirección NO-SE, es la definida por los cerros Monte Gordo (896 m), Alto de La Laguna (914 m) y Las Portillas (926 m), que cruza la mitad oriental de la Hoja. Por el norte, sur y oeste se pasa insensiblemente al paisaje peneplanizado que domina el área de la cuenca.

La cota más alta dentro de la Hoja la da el Teso de las Bandeleras con 943 metros, situado en el SO de la Hoja. A excepción del extremo occidental de la Hoja, donde se alcanzan las mayores alturas, el resto del territorio mantiene una altura que oscila entre los 890 y los 790 metros, siendo la cota más baja los 740 m del Arroyo Montoya al NE de Fuentespreadas.

La red fluvial tiene una cierta distribución centrífuga a partir de las mayores alturas, en el extremo centrooccidental de la Hoja, de forma que las direcciones dominantes son en sentido amplio hacia el este, siguiendo rigidamente la red de fracturación preexistente.

El clima es de tipo mesotérmico seco-subhúmedo, salvo en su margen occidental en la cual es subhúmedo; las precipitaciones anuales medias son inferiores a los 500 mm, a excepción del borde SO de la Hoja, donde son algo mayores. Las temperaturas medias anuales oscilan alrededor de los 11° C, aumentando también hacia el SO.

5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.3.1. Estudio Morfoestructural

Geomorfológicamente, el área que cubre la Hoja de Villamor de Los Escuderos se encuadra en la Cuenca del Duero, concretamente en su borde suroccidental. La estructura geológica del borde de cuenca, suavemente inclinado hacia el noreste, marca los grandes trazos de la morfología del área; únicamente en su esquina noroccidental, donde el biselado del borde de la cuenca la ha vaciado de depósitos, aflora el basamento hercínico.

El suave buzamiento hacia el este de las formaciones de la cuenca se manifiesta en el descenso general de la topografía hacia el noreste. En el borde O de la Hoja se localizan las mayores alturas del área, constituidas por restos de una superficie estructural próxima al techo de los depósitos eocenos, a la que hemos denominado *superficie* S_0 (1 en la cartografía geomorfológica); estos retazos ocupan las mayores altitudes de la Hoja y se sitúan a cotas que van desde los 943 m del Teso de Las Bandeleras, al sur, a los 923 m de Cabeza Roya o los 926 m de Brebana. Más hacia el oeste, en la vecina Hoja de Almeida de Sayago, la superficie alcanza cotas de hasta 985 m (Teso Santo), por lo que la disposición de la superficie S_0 debía ser suavemente inclinada hacia el este o el noreste.

El resto de las *superficies estructurales* (S_2) de la Hoja (2 en la cartografía geomorfológica) son replanos sustentados por litologías con resalte morfológico, generalmente capas de conglomerados en el caso de los depósitos eocenos y de conglomerados cementados por sílice en los materiales paleocenos. Todas ellas se hayan topográficamente por debajo de la S_0 e igualmente inclinadas hacia el este.

La red fluvial presenta un fuerte control estructural, con numerosos cauces rectilíneos de direcciones principalmente NE-SO y E-O. Los cursos de agua pertenecen a las cuencas hidrográficas del Tormes y del Duero. La divisoria de aguas entre ambas cuencas también presenta una marcada linealidad; discurre con una dirección SE-NO desde la esquina suroriental hasta el centro-norte de la Hoja, enlazando sucesivos cerros testigos y paralelamente al curso de la falla del Río Guareña, más hacia el este; aquí cambia de dirección para discurrir hacia el SSO, paralelamente al borde de la cuenca terciaria y a la terminación de la falla de Valderaduey.

La mayoría de los arroyos pertenecientes a la cuenca hidrográfica del Duero discurren hacia el este según direcciones alpinas SO-NE, como los arroyos del Carrizal, de Carreteros, Talanda y Montoya, que vierten al Guareña, o el Arroyo del Valle. El Arroyo de la Guanchara, en cambio, presenta una dirección tardihercínica SSO-NNE.

Los cursos principales de la Hoja pertenecen a la red del Tormes, se trata de los arroyos de San Cristóbal, de Izcala, de Casamala y de Carralafuente. El tramo medio del Arroyo de San Cristóbal y su continuación aguas arriba, el Arroyo del Valle de la Corta, presentan una marcada dirección alpina NO-SE a la que confluyen el tramo alto del Arroyo de San Cristóbal y el Arroyo de Izcala, de direcciones marcadamente hacia el E. El resto de arroyos responde a una densa red de direcciones alpinas NE-SO, la mayoría de los cuales presenta sentido hacia el NE, al igual que los del Río Duero. El tramo inferior del Arroyo de San Cristóbal dibuja, sin embargo, una fuerte curva hacia el SO, producida por la captura del primitivo drenaje endorreico del Duero hacia el E por la red atlántica del Tormes.

5.3.2. Estudio del modelado

5.3.2.1. Formas de ladera

Los *coluviones* (3 en la cartografía geomorfológica) corresponden a las superficies de los depósitos gravitacionales que se disponen estabilizando relieves inestables. De esta manera,

las formas coluviales articulan zonas de elevada pendiente con niveles locales de mínima energía potencial, principalmente vertientes fluviales escarpadas con fondos de valle actuales.

En la Hoja de Villamor de los Escuderos, debido al control que la disposición suavemente inclinada hacia el E o el NE de la estructura ejerce sobre el encajamiento de la red fluvial, estas morfologías se encuentran principalmente en las vertientes este y norte de los arroyos. Su edad abarca el Cuaternario.

5.3.2.2. *Formas fluviales*

Dentro de este grupo, los elementos diferenciados responden a funcionamientos a veces dispares, pero siempre controlados por la presencia de aguas concentradas o semiconcentradas, más o menos libres y de circulación excepcional, estacional o permanente y según dinámicas muy variadas.

El *aluvial* (4 en la cartografía geomorfológica) es la forma superficial correspondiente al depósito de fondo de valle de los cursos de agua, alcanzando en la zona cierto desarrollo en los arroyos de San Cristóbal y de Izcala. Dentro de este aluvial se puede observar un cauce principal bien diferenciado y encajado ligeramente bajo los materiales del depósito. Son secundarios una serie de cauces con un marcado carácter estacional, que actúan esporádicamente en épocas de caudales altos y que pueden suplir al cauce principal si la incisión en ellos se hace más importante, haciendo variar de esta manera el trazado del cauce dentro del aluvial. Como ya se ha comentado, la mayoría de los depósitos y formas aluviales presentan una fuerte linealidad debida al aprovechamiento por los arroyos de las fracturas, principalmente las de direcciones alpinas NE-SO, E-O y NO-SE. Su edad es Holocena.

Terrazas (5 en la cartografía geomorfológica). Se trata de los replanos formados por depósitos de llanura aluvial que han quedado colgados por la disección de la red de drenaje. En la Hoja de Villamor de los Escuderos hemos cartografiado superficies de aterramiento correspondientes a depósitos de edades que van desde el Plioceno hasta el Holoceno. La cota de estas superficies va descendiendo de acuerdo con el proceso de encajamiento de la red fluvial.

El primer nivel de terraza se sitúa en la margen derecha de los arroyos de Izcala y de San Cristóbal, más un pequeño retazo situado en las cercanías de la aldea de las Casas de la Pocilga, al NO de la población de El Cubo del Vino. Su cota sobre el cauce oscila entre los 20 y 25 metros y se encuentran muy degradados, dando lugar, como en el caso anterior, a canturrales sobre los materiales eocenos. Estimamos que su edad puede ser de Mioceno superior a Plioceno.

Un segundo nivel de terraza se localiza en las márgenes derechas de los arroyos de la Izcala, San Cristóbal y Valle de la Corta, quedando reducido a unos pequeños retazos sin conexión espacial. Su altura es de 10 a 15 metros sobre el cauce y se encuentran muy degradados, dando lugar a pequeñas monteras de canturrales contrastando con los materiales eocenos, que por lo general se hayan enrojecidos por la alteración miocena inferior. Consideramos que la edad de estas formas y depósitos puede ser del Plio-Pleistoceno.

El tercer nivel de terrazas es el mejor representado dentro de la Hoja, se localiza su mayor desarrollo en torno al cauce del arroyo San Cristóbal y sus afluentes, sobre todo en su margen derecha. La cota del nivel oscila entre 5 metros para los retazos más distanciados del punto de nacimiento del arroyo dentro de la Hoja y los 2 metros para los más cercanos. El nivel tiene un *escarpe* (6 en la cartografía geomorfológica) bien definido, si bien en muchos puntos se ve retocado por la incisión de pequeños arroyos. La edad que se estima para este nivel puede comprender parte del Holoceno (medio e inferior) y el Pleistoceno medio-superior.

El cuarto y último nivel de terrazas también presenta un *escarpe* bien definido y su altura respecto al cauce es de 1,5 metros, encajándose claramente bajo el nivel de terraza anterior. Los mejores ejemplos de estas formas se sitúan en el Arroyo de San Cristóbal. La edad es Holoceno.

Los *conos de deyección* (7 en la cartografía geomorfológica), de pequeño tamaño, se sitúan en la confluencia de torrenteras y arroyos con la llanura aluvial de cauces de orden mayor. Presentan la típica morfología en abanico con su ápice dirigido aguas arriba del torrente. Están presentes en todos los cauces importantes, dada la gran cantidad de material fácilmente erosionable que supone el sustrato arcósico terciario.

Los *regueros de erosión* (8 en la cartografía geomorfológica) son formas generadas por procesos de escorrentía semiconcentrada o concentrada, limitada a la incisión ligera en las laderas. Se han cartografiado algunos de estos procesos en las cercanías de Villamor de los Escuderos. Su edad es Holocena.

Las formas de *incisión lineal* (9 en la cartografía geomorfológica) se generan a partir de torrenteras, arroyos y ríos. La mayoría se sitúa a favor de fracturas y fallas, que dan a los cauces una trayectoria rectilínea, con bruscos codos que indican la intersección entre fracturas. Su edad, la de los últimos pulsos del encajamiento, es de finineógena a cuaternaria.

Las *cárcavas* (11 en la cartografía geomorfológica) y los *escarpes de cabecera de cárcava* (10 en la cartografía geomorfológica) corresponden a formas erosivas causadas por la escorrentía concentrada sobre taludes de materiales deleznable. En el caso de la Hoja de Villamor de los Escuderos son frecuentes en el pronunciado talud del borde de los afloramientos terciarios de la cuenca en la margen derecha del Arroyo de La Guancha, en la esquina noroccidental de la Hoja. Otros ejemplos se localizan en el Arroyo de Izcala y en las cabeceras de los arroyos del área de Peleas de Arriba, que vierten hacia el Duero y están a punto de capturar el tramo alto del Arroyo del Valle de la Corta, de la red del Tormes. La edad de estas formas es cuaternaria e incluso actualmente activo.

5.3.2.3. *Formas poligénicas*

Superficies de erosión.

Durante la realización de la cartografía geomorfológica a escala 1:50.000 de las Hojas 422, 423, 424, 425, 449, 450, 451, 452, 475, 476 y 500; se han diferenciado seis superficies ero-

sivas (S_1 a S_2), la mayoría de las cuales se distribuyen suavemente escalonadas hacia el oeste. Dentro de la Hoja nº 425 (Villamor de los Escuderos) han sido reconocidas y cartografiadas cuatro superficies erosivas (S_1 , S_2 , S_3 y S_4), de distinta edad y posición topográfica, cuya distribución cartográfica muestra el paulatino proceso de encajamiento de la red fluvial actual, con la que se haya fuertemente relacionada.

La más antigua de ellas, que en el encuadre regional hemos denominado *superficie* S_1 (12 en la cartografía geomorfológica), está únicamente representada en la esquina noreste de la Hoja. Está situada entre los 860 y los 810 metros de altitud, suavemente inclinada hacia el noreste, es decir, hacia el centro de la Cuenca del Duero. Esta disposición se aprecia también en su correlación y, de acuerdo con su correlación con Hojas más occidentales, como la de Almeida, en la que los retazos de esta superficie se encuentran a unos 900 m de altitud. Por esto creemos que representa un primer estadio de indefinición de la red endorreica de la cuenca, cuya captura por el sistema de drenaje atlántico provoca su encajamiento pero que aún mantiene localmente direcciones hacia el interior de la cuenca. Se encuentra excavada exclusivamente sobre los materiales eocenos (su distribución es regresiva respecto a la extensión de la cuenca), por lo que asignamos su edad al Oligoceno.

La siguiente superficie, que en el encuadre regional hemos denominado *superficie* S_2 (13 en la cartografía geomorfológica), está exiguamente representada en el oeste de la Hoja, en la zona de borde de los afloramientos terciarios. Sin embargo, en áreas más occidentales alcanza gran extensión, especialmente sobre el basamento hercínico y cuando aparece libre del recubrimiento de conglomerados de terraza oligocena que regionalmente la fosiliza. Está situada entre los 870 y los 840 metros de altitud y de acuerdo con las observaciones regionales suavemente inclinada hacia el oeste con componentes sur o norte orientadas hacia los posibles paleovalles de los principales cursos de agua atlánticos (Tormes y Duero). Su edad debe ser del Oligoceno superior.

El siguiente nivel, *superficie* S_3 (14 en cartografía), se sitúa alrededor de los 820 metros de altitud. Tiene también una escasa representación en la esquina noroeste de la Hoja, apareciendo de norte a sur en relación con el encajamiento del Arroyo de La Guancha. Al igual que la S_2 , respecto a la cual se encaja del orden de 30-50 m, adquiere gran extensión en áreas más occidentales, pudiendo quedar también fosilizada por depósitos de terraza del Oligoceno superior. Su disposición regional suavemente inclinada hacia el oeste se relaciona también con la red de drenaje atlántica.

Las superficies erosivas que hemos denominado como *Superficie* S_4 (15 en la cartografía geomorfológica), presentan en esta Hoja una inclinación y una altitud anómala respecto a la tendencia regional. En áreas más occidentales se dispone inclinada hacia el oeste y entre los 780 y los 750 m de altitud. En la Hoja de Villamor de los Escuderos se encuentran suavemente inclinadas hacia el ENE, de acuerdo con la disposición del drenaje (Arroyo de Izcala, de San Cristóbal y del Valle de la Mina) y de la estructura geológica de la cuenca y a cotas entre los 870 y los 820 m. Sin embargo, estas superficies no presentan una salida abierta hacia el interior de la cuenca, sino que hacia el sur giran por el valle del Arroyo de San Cristóbal para enlazar con el río Tormes. Además, su edad, que podemos fijar como miocena por estar en relación con perfiles de alteración adscribibles al Mioceno inferior a medio y ser fosilizada por depósitos de terrazas ocres del Mioceno superior al Plioceno, las sitúa ya

en un ambiente de drenaje netamente atlántico. La explicación a esta disposición anómala hay que buscarla en la captura por parte del Tormes de los primitivos cauces que corrían hacia el este de la Hoja; esta captura, cuyo registro geomorfológico más evidente se sitúa en el Mioceno, no produjo la reorientación completa del antiguo drenaje sino el encajamiento de sus tramos altos consecuentemente con la estructura del sustrato eoceno.

Relieves residuales.

Dentro de los relieves residuales se han diferenciado *inselberg* cónicos y de cumbre plana. Su edad de formación corresponde a la del encajamiento de la red de drenaje, durante el Oligoceno, el Neógeno y en aquellos más próximos a los cauces actuales, hasta parte del cuaternario.

Inselberg de cumbre plana (17 en la cartografía geomorfológica). Son cerros troncocónicos cuyas laderas han sido modeladas por procesos de escorrentía y gravitacionales y que conservan en su parte más alta restos de un nivel pretérito de superficie, en el caso de los de esta Hoja se trata de superficies estructurales ligadas a capas duras o a niveles cementados por carbonatos dentro de las series eocenas, es decir, se trataría de auténticos cerros testigo. Los mejores ejemplos en la Hoja son los de Cruz de las Aspas (910 m), Monte Gordo (896 m) y Atalaya (878 m).

Los *Inselberg cónicos* (16 en la cartografía geomorfológica) de la Hoja de Villamor de Los Escuderos parecen desarrollarse en todos los casos a partir de los *inselberg* de cumbre plana, cuando estos llegan a perder la capa dura de su cumbre por el retroceso de laderas. Los mejores ejemplos son los vértices Las Portillas (926 m), Teso del Pájaro (909 m), Rodera del Lomo (905 m) y El Lomo (823 m).

Otras formas poligénicas.

En primer lugar destacaremos los *glacis de erosión actuales/subactuales* (18 en la cartografía geomorfológica). Estas formas, similares a las descritas por LÓPEZ VERA y PEDRAZA (1976) en la cuenca del río Jarama y posteriormente por PEDRAZA (1978), consisten en una serie de replanos escalonados, correspondientes a distintos niveles de capas resistentes, articulados entre sí por escarpes suavizados. En planta el conjunto presenta una forma de abanico, que se encuentra disectado por los pequeños arroyos que dejan en sus interfluvios los replanos, y que puede considerarse de forma agrupada como un conjunto de *glacis* escalonados desarrollados sobre las rocas del sustrato.

La distribución cartográfica de estas formas tiene lógicamente un marcado control estructural, desarrollándose preferentemente en las cabeceras de los arroyos de drenaje consecuentemente con el suave buzamiento hacia el E de las capas; la más extensa se sitúa en el cuadrante SE y sirve de unión entre las elevadas superficies estructurales de la divisoria Guareña-Tormes y los arroyos de Carreteros y del Carrizal. Su edad, la de los últimos pulsos del encajamiento, ha de ser cuaternaria, aunque los procesos de escorrentía no concentrada en las laderas pueden ser actuales.

El último elemento morfológico de carácter poligénico corresponde a formas mixtas *aluvial-coluvial* (19 en la cartografía geomorfológica). Las formas corresponden a depósitos asociados en gran parte a procesos fluviales, si bien tienen su aporte principal de materiales producto de procesos gravitacionales. La proximidad de los procesos que intervienen, el escaso desarrollo de las formas y el continuado aporte de materiales hace imposible separar formas debidas a uno u otro proceso. En la Hoja se localizan esporádicamente en cabeceras y tramos altos de arroyos. La edad que consideramos para estas formas y depósitos es Holoceno superior.

5.3.2.4. *Formas endorreicas: Navas*

Las *navas* (20 en la cartografía geomorfológica) son zonas deprimidas con fenómenos de retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos, localizándose en zonas de escasa pendiente, principalmente ligadas a superficies morfológicas, sean erosivas o estructurales. La densidad y efectividad del drenaje en el área de Villamor de los Escuderos hace que estas formas y depósitos sean escasos en la Hoja. Su edad es actual a subactual.

5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

5.4.1. **Alteraciones**

En esta Hoja hemos diferenciado dos tipos de alteraciones. La más antigua corresponde a la *alteración silíce*a (B en la cartografía geomorfológica), de edad finicretácica a paleocena, que afecta tanto a los depósitos detríticos paleocenos como al zócalo subyacente. La cementación por sílice de estos niveles produce silcretas de gran resistencia a la erosión, por lo que frecuentemente conservan las morfologías planares originales tras su exhumación, correspondiendo la asociada a los depósitos paleocenos (esquina NO de la Hoja) a la más baja estructuralmente de las S_6 . Esta alteración (BLANCO, 1991), marca el paso de un clima tropical húmedo (lixiviación y alteración caolinitica de los feldespatos) a otro de menor lixiviación y fuertemente estacional (precipitación de la sílice).

Por otro lado tenemos una alteración de tonos rojos (D en la cartografía geomorfológica) adscribible al Mioceno inferior, que afecta a las superficies morfológicas sobre las arcosas eocenas, tanto estructurales como erosivas (S_4 miocena). Esta alteración (BLANCO, 1989), producida bajo un clima fuertemente estacional de tipo mediterráneo, conlleva la argilización de los componentes lábiles, la rubefacción generalizada del depósito y la formación de encostramientos carbonatados.

5.4.2. **Depósitos fluviales**

5.4.2.1. *Conglomerados y areniscas cementadas por sílice*

Las características litoestratigráficas de la UTS MC han sido ya tratadas extensamente en el capítulo de estratigrafía. En cuanto a las particularidades morfogenéticas de esta formación

superficial paleocena (A en la cartografía geomorfológica), su resalte morfológico se debe a la cementación silíceas que les confiere una notable resistencia a la erosión, sustentando superficies estructurales. Así, y a pesar de sus limitados afloramientos y de los movimientos tectónicos alpinos que han desnivelado éstos, el nivel de conglomerados paleocenos exhumados están marcando regionalmente la paleotopografía del borde de la cuenca en sus primeros momentos de relleno, esto es, una superficie suavemente tendida hacia el este.

5.4.2.2. *Areniscas, conglomerados y lutitas*

Incluimos dentro de esta formación superficial (C en la cartografía geomorfológica) todos los depósitos predominantemente arcósicos del Eoceno. Estos depósitos constituyen la continuación del relleno de la Cuenca del Duero que se inicia durante el Paleoceno y su techo morfológico, la superficie estructural S_0 , aunque probablemente retocada dinámicamente, viene a representar el techo de su sedimentación. El suave encajamiento de la red de drenaje no directamente atlántica de las áreas internas de la cuenca exhuma niveles cada vez más bajos estratigráfica y topográficamente, que quedan como amplias superficies estructurales articuladas o biseladas por otras de tipo erosivo y como cerros testigo de todas las escalas. Sin embargo, hacia el oeste del área, el biselado del borde de cuenca por el drenaje atlántico invierte la topografía de forma que las mayores altitudes se localizan sobre los propios sedimentos, en la S_0 , marcando una alineación paralela al borde de la cuenca que supone la paleodivisoria durante el Oligoceno entre ambas direcciones de drenaje.

5.4.2.3. *Depósitos aluviales plio-cuaternarios*

Los depósitos de terraza abarcan desde el Plioceno hasta buena parte del Holoceno. La sucesión de estos cuatro niveles (E, F, H y J en la cartografía geomorfológica), junto con los depósitos aluviales de fondo de valle (K en la cartografía geomorfológica), conos de deyección I en la cartografía geomorfológica) y depósitos mixtos aluvial-coluvial (L en la cartografía geomorfológica), cuyas características han sido ya tratadas en el capítulo de estratigrafía, marcan los pulsos más recientes del encajamiento de la red de drenaje. Al igual que en áreas más occidentales, los depósitos ocreos finieógenos (bien sean terrazas, como en el presente caso, o glaciés de cobertera) enlazan o fosilizan a la superficie erosiva S_4 . En cuanto a la asimetría de las terrazas de los arroyos de San Cristóbal, Izcala y Valle de La Mina, cuyos depósitos se encuentran preferentemente en sus márgenes derechas, ésta se explica por la migración lateral de los cauces subsecuentes de forma consecuente con la pendiente estructural.

5.4.3. **Depósitos de ladera**

5.4.3.1. *Coluviones*

Los depósitos coluviales de la Hoja (G en la cartografía geomorfológica) tienen un desarrollo muy relacionado con los encajamientos más recientes. Se presentan a lo largo de las vertientes de ríos y arroyos, especialmente (e inversamente a las terrazas) en las laderas obse-

cuentas de fuerte talud, es decir, en las vertientes norte o este de los valles. La edad que atribuimos a estos depósitos es del Cuaternario.

5.4.4. Depósitos endorreicos: navas

Los depósitos de zonas endorreicas o navas (M en la cartografía geomorfológica) aparecen principalmente ligados a superficies morfológicas, es decir, allí donde la baja pendiente posibilita los fenómenos de retención de agua. Su edad, sin embargo, debe ser independiente de aquella de la superficie, y consideramos que debe ser reciente (Holocena).

5.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El arrasamiento del edificio orogénico hercínico concluye con la creación de una gran morfoestructura penenplanizada de edad mesozoica a paleógena. Esta superficie compleja pues, puede resultar de la superposición de varias superficies de distinta edad, es la Penillanura Fundamental de la Meseta (SOLE SABARÍS, 1952). Los tiempos alpinos traen consigo el levantamiento de la morfoestructura, su desmembramiento en bloques levantados y hundidos y el comienzo del rejuvenecimiento del relieve.

La ausencia de depósitos mesozoicos implica que el área de la Hoja en estudio estuvo sometida a un proceso continuado de erosión durante esta era. El zócalo expuesto bajo un clima tropical húmedo sería afectado por importantes procesos de alteración. Hacia el final del Mesozoico, con los primeros movimientos alpinos de la Fase Larámica, comienza a estructurarse la Cuenca del Duero. Durante buena parte del Paleógeno la cuenca va a irse rellenando con los aportes procedentes del oeste, al tiempo que la progradación de los materiales va a extenderse probablemente por buena parte del basamento de la Hoja, ahora exhumado. El techo de la colmatación del borde de cuenca debe corresponder aproximadamente a S_0 .

Durante el Oligoceno, tras los movimientos tectónicos alpinos de la Fase Pirenaica, la dirección de los aportes cambia a ser hacia el oeste, como reflejo del paso de la cuenca de un régimen endorreico a otro exorreico y atlántico. Es durante esta época cuando se deben instaurar los cursos fluviales importantes. Hacia el final del Oligoceno, tras un momento de indefinición del drenaje (S_1), se desarrolla una extensa superficie erosiva (S_2), regionalmente inclinada hacia el oeste y localmente deprimida según surcos NO-SE (como el del río Tormes). Por encima de este nivel sólo destacaban algunos relieves residuales, cerros de areniscas eocenas en el borde de la cuenca o ligados a resaltes por venas de cuarzo en el basamento. Esta superficie es fosilizada por extensos recubrimientos aluvionares. Un nuevo episodio de erosión-agradación inmediatamente posterior, el relacionado con la superficie erosiva S_3 , se sitúa encajado del orden de los 30-50 m bajo el anterior.

Posteriormente (Mioceno inferior), y mientras continúa el encajamiento de la red de drenaje como consecuencia de la erosión remontante del Duero desde el Atlántico (MARTÍN-SERRANO, 1991), se comienza a labrar la superficie S_4 , que se correlaciona con el depósito de materiales adscribibles a las Series Ocreas y por tanto extendería su edad al menos hasta

el Mioceno superior. La red fluvial adquiere una definición ya muy similar a la actual. La magnitud del encajamiento fluvial durante esta parte del Neógeno es de alrededor de los 30 metros.

Durante el final del Neógeno y el Cuaternario continúa el proceso de encajamiento de la red fluvial, que a veces se resuelve mediante glacis erosivos. Las llanuras aluviales van siendo cada vez más estrechas y encajadas mientras que la erosión remontante va labrando estrechas gargantas en los ríos principales. Las inestabilidades gravitacionales en torno a relieves residuales y a lo largo de las vertientes encajadas dan lugar a pequeñas acumulaciones coluviales. Las superficies que quedan colgadas por encima de la incisión pueden mantener humedales de escaso desarrollo vertical y a veces gran extensión.

5.6. PROCESOS ACTUALES

Las características de la Hoja de Villamor de Los Escuderos, tanto litológicas y estructurales como tectónicas, así como el estudio morfológico, no reflejan la existencia de grandes cambios del relieve en un futuro inmediato, quedando prácticamente inalteradas, como paisaje fósil, las zonas elevadas ocupadas por las superficies morfológicas.

Continuarán siendo activos los procesos erosivos de incisión y retroceso de cabeceras de una manera general en toda la red de drenaje, pudiendo ocasionar una cierta degradación de las superficies en sus márgenes y procesos de acarcavamiento. Sí son posibles los fenómenos de captura, por ejemplo la del tramo alto del arroyo del Valle de la Mina por el arroyo de Valparaíso, y la del arroyo del Espino (tramo alto del arroyo de Izcala) por el regato de Zamayón.

En cuanto a los procesos de ladera, su actividad está ligada a la desestabilización gravitacional por la lenta profundización de la red de drenaje. Los fenómenos de escorrentía superficial sobre un relieve acusado de materiales blandos y frecuentemente poco vegetados sí pueden dar lugar a rápidos cambios en las vertientes afectadas por glacis erosivos.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Durante la mayor parte del Mesozoico, el Macizo Hespérico representó un área emergida con relieves poco importantes y tectónicamente estable. La ausencia de sedimentación durante este periodo y la actuación de un clima tropical húmedo dieron lugar a la formación de un importante manto de alteración laterítico sobre los metasedimentos y rocas ígneas del zócalo (MARTÍN-SERRANO, 1988). Ya a finales del Cretácico, se empezaron a notar los primeros pulsos de la Orogenia Alpina comenzándose, durante la fase Larámica, a configurar la Cuenca del Duero. La aparición en este momento de paleorrelieves a favor de fracturas N-S, junto con la existencia de paleovalles relacionados con la base irregular del perfil de alteración y unas condiciones climáticas con abundancia de agua provocaron el inicio del rápido desmantelamiento del perfil laterítico. Los sistemas trenzados de las unidades Siderolítica y Silíceas que erosionaron este perfil fueron fosilizando progresivamente los relieves existen-

tes de tal forma que, hacia el Paleoceno la cuenca volvió a adquirir un paisaje compuesto por suaves relieves y vegas amplias densamente vegetadas. Posteriormente la fracturación de la cuenca y la reactivación de las áreas fuente situadas al S trajo consigo un reajuste del paisaje creando pequeños valles tectónicos de dirección N-S y otros más importantes de dirección NE-SO (p. ej. la Fosa de Ciudad Rodrigo). Por estos valles comenzaron a discurrir, al inicio del Eoceno inferior, sistemas fluviales sinuosos que transportaban los restos del perfil de alteración mesozoico. El progresivo levantamiento de las áreas fuente situadas al S junto con el inicio de la definición de una estación seca dentro de las condiciones tropicales reinantes hizo que estos sistemas fueran progresivamente sustituidos por sistemas cada vez menos sinuosos (trenzados) y el desarrollo de momentos de no sedimentación en los que se desarrollaron procesos de encostramiento, cada vez más frecuentes, hasta que al final del Eoceno inferior se produjo una importante interrupción sedimentaria seguida de un basculamiento generalizado hacia el E.

Ya en el límite Eoceno inferior se reactivaron las áreas fuente situadas al S, y un poco más tarde las del O. Se generaron surcos subsidentes a favor de accidentes N-S y NE-SO de mayor relieve que los del Eoceno inferior. Por ellos fluyeron ríos trezados de cauce estable y lateralmente se generaron llanuras de inundación, preservadas gracias a una mayor subsidencia en las zonas principales de canalización. El progresivo levantamiento de las áreas fuente del S, mayor que la de las áreas del O, provocó la fosilización de este borde por sistemas cada vez de mayor energía. Con todo, el mejor desarrollo que adquirieron los sistemas del O hacia techo de la UTS P2 puede ser explicado mediante la progresiva elevación de este borde como preludio a los movimientos que a techo de la UTS provocarán la fragmentación en bloques del conjunto sedimentario. Como resultado de estas condiciones se dio una disposición progradante hacia el NE de estos sistemas mientras que hacia el O se producía la expansión de la cuenca por relleno. Durante todo este periodo se fue acentuando la estacionalidad del clima, si bien todavía presentaba una abundancia hídrica tal que permitía la existencia de faunas tropicales de vida acuática.

En el límite Eoceno-Oligoceno se produce una reestructuración completa creándose nuevos relieves situados dentro de la cuenca, modificando la posición de las zonas de sedimentación y aumentando las pendientes. Así mismo, los bordes de la cuenca, tras esta etapa debieron mostrar sus mayores relieves. El clima pasó a estar caracterizado por periodos prolongados de estiaje y cortos periodos de lluvias torrenciales (mediterráneo) en los que grandes volúmenes de sedimento eran aportados a la cuenca mediante sistemas trezados procedentes del S y O. Con todo, el área abarcada dentro de la Hoja de Villamor de los Escuderos constituyó, durante el Oligoceno, un área levantada tectónicamente (*horst*) sin que se produjera sedimentación.

Tras todo ésto, una nueva reactivación de los frentes de sierra, marcarían la entrada del Neógeno en la Cuenca del Duero. Durante el Mioceno inferior, esta zona permaneció elevada sin que quedara registro en forma de sedimentos. Con todo, las condiciones climáticas reinantes durante este lapso (clima mediterráneo árido) propiciaron el desarrollo de importantes perfiles de alteración rojos (importante argilización y rubefacción del sedimento afectado).

Durante el Mioceno tiene lugar la captura, por parte de la red hidrográfica del Tormes, de algunos de los cursos de agua que aún drenaban hacia el interior de la cuenca, produciendo su encajamiento. Este proceso va a continuar durante el Plioceno y el Cuaternario, cuyo principal registro estratigráfico lo constituyen los sucesivos niveles de terraza fluvial.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. HIDROGEOLOGÍA

7.1.1. Climatología

En el plano de isoyetas anuales medias de la Fig. 4 puede observarse como las precipitaciones en la Hoja se encuentran comprendidas entre 400 y 550 mm. Las precipitaciones, dentro de la Cuenca del Duero, se caracterizan por su irregularidad en cuanto a la distribución temporal y la desigualdad en cuanto a la distribución espacial y se originan, en su mayoría, durante la primavera y el otoño con la estación más seca siempre en verano y valores comprendidos entre 40 y 75 mm y una enorme variabilidad interanual.

El rasgo climático más característico de la cuenca es la intensidad y duración de los inviernos con veranos cortos, relativamente frescos.

En la figura 4 también se incluyen las isotermas anuales medias, en el que puede observarse como la Hoja queda comprendida entre las isotermas de 11 y 13°C, aumentando las temperaturas de Sur a Norte, probablemente a causa de los suaves descensos de cota que se producen en esa dirección.

7.1.2. Hidrología Superficial

La mayor parte de la Hoja está ocupada por la Cuenca del río Tormes y más concretamente por la subcuenca vertiente al embalse de Almendra (60₂), el resto forma parte de las cuencas del río Guareña (33), río Duero entre Guareña y Valderaduey (D-11) y río Duero entre Valderaduey y Esla (D-12₂).

Las aguas superficiales de la Subcuenca 60₂ son reguladas por el embalse de Almendra, próximo a la Hoja, que es el mayor de la Cuenca del Duero. Tiene una capacidad de 2.650 Hm³ y se utiliza para la producción de energía eléctrica, dando servicio a la Central de Villarino, con un potencial hidroeléctrico de 810 MW.

7.1.3. Características Hidrogeológicas

En la figura 5 puede observarse la situación de la Hoja con respecto a los grandes sistemas acuíferos definidos en la Cuenca del Duero. Dicha Hoja se encuentra enclavada en la zona septentrional del acuífero nº 19 denominado "Pasillo de Ciudad Rodrigo" que se engloba

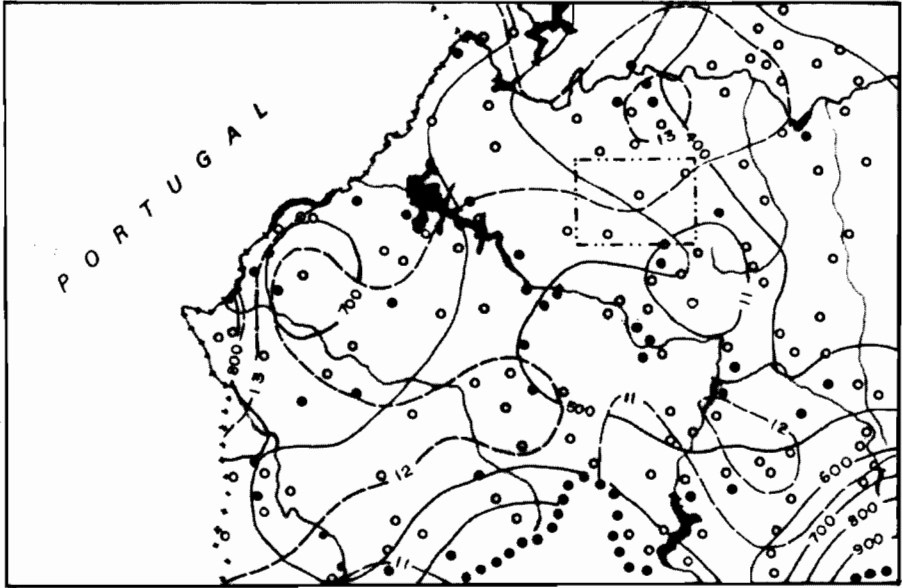


Escala Aproximada 1: 200.000



Fig. 4. Esquema de las paleocorrientes dentro de la Hoja de Villamor de los Escuderos(425)

ESQUEMA REGIONAL DE ISOYETAS E ISOTERMAS

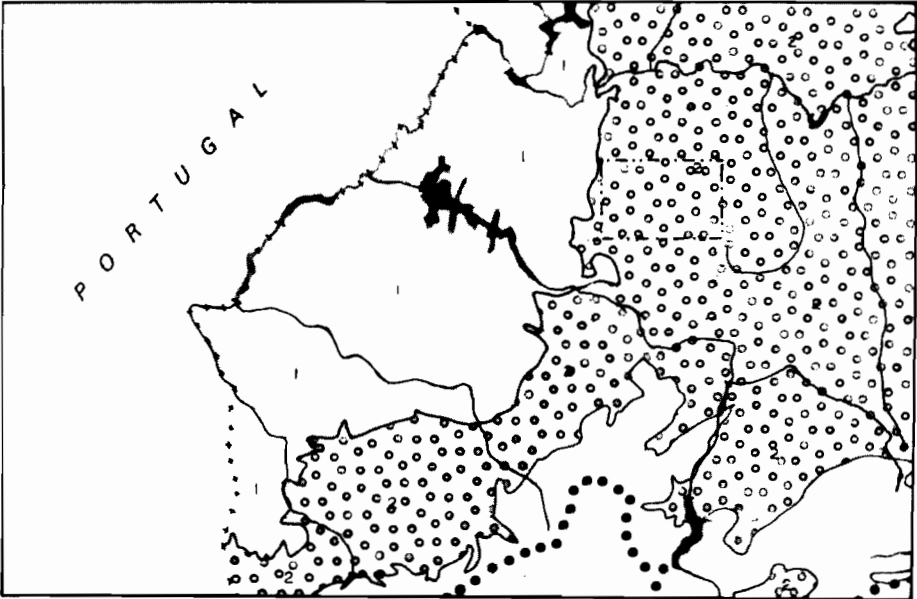


ESCALA 1:1.200.000 (Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero M.O.P.U.)

- Estación termopluviométrica.
- Estación pluviométrica.
- Isotherma anual media (°C) (Periodo 1940/85).
- Isoyeta anual media (mm) (Periodo 1940/85).
- Límite de cuenca.
- · · — Límite de hoja considerada 1:50.000.

**Fig. 5. Esquema regional de isoyetas e isotermas
(Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero)**

ESQUEMA HIDROGEOLÓGICO REGIONAL



ESCALA 1:1.200.000 (Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero M.O.P.U.)



1. Baja permeabilidad o impermeable.



2. Permeabilidad media alta, porosidad intergranular.



--- Límite de hoja considerada 1:50.000.

Fig. 6. Esquema hidrológico regional
(Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero)

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA	NIVEL PIEZOMETRICO	CAUDAL (l/s)	TRANSMISIVIDAD (m ² /dia)	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVID (μS/cm)	RESIDUO SECO	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DE LA DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
131720001	M	-	-	0,5	-	Are-Gr	12	-	-	A	ITGE	3-2-71	
131720002	S	193.40	5,7	-	-	Are-Gr	12	-	-	O	ITGE	29-1-71	*
131720005	S	100	60	8	-	Are-Gr	12	-	-	R-G	ITGE	12-4-76	
131720006	S	150	62,5	20	-	Are-Gr	12	-	-	A	ITGE	20-10-78	
131730004	P	6,5	2	5	-	Are-Gr	12	-	-	C	ITGE	2-2-71	
131730006	S	120	3,50	27	-	Are-Gr	12	-	-	R	ITGE	29-3-75	
131730007	S	100	1	25	-	Are-Gr	12	-	-	R	ITGE	25-4-75	
131730010	s	114	8	25	-	Are-Gr	12	-	-	R	ITGE	4-75	
131730012	S	132	27	19	-	Are-Gr	12	-	-	R	ITGE	10-75	
131730017	S	149	4	30	-	Are-Gr	12	-	-	R	ITGE	11-76	
131730019	S	135	33,65	20	-	Are-Gr	12	445	-	A	ITGE	29-12-80	**
131740004	S	227	5,78	50	-	Are-Gr	12	-	-	O	ITGE	26-1-72	*
131740005	P	9	2	10	-	Are-Gr	12	-	-	R	ITGE	2-2-71	
131740009	S	-	-	-	-	Are-Gr	12	-	-	O	ITGE	2-2-71	***
131740010	S	95	9	10	-	Are-Gr	12	-	-	R	ITGE	8-5-75	
131740011	S	194	-	-	-	Are-Gr	12	-	-	R	ITGE	24-6-76	
131740012	S	132	10,14	10	-	Are-Gr	12	-	-	A	ITGE	24-10-84	
131750001	P.S.	117	2	8	-	Are-Gr	12	-	-	C	ITGE	2-2-71	
131750003	M	-	-	0,5	-	Are-Gr	12	-	-	A-R	ITGE	14-10-72	

(1) M: Manantial
P: Pozo
S: Sondeo

(2) Are: Arenas
Do: Dolomias
Gr: Gravas

(3) N° del PIAS

(4) A: Abastecimiento
R: Regadío
G: Ganadería

C: Desconocido
O: No se usa

* Pertenece red de piezometría

** Pertenece a red de calidad

*** Sondeo del INC

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA	NIVEL PIEZOMETRICO	CAUDAL (l/s)	TRANSMISIVIDAD (m ² /dia)	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVIDAD (µS/cm)	RESIDUO SECO	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DE LA DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
131750005	M	-	-	0,3	-	Are-Gr	12	-	-	R	ITGE	14-10-72	
131750007	M	-	-	0,4	-	Are-Gr	12	-	-	A	ITGE	14-10-72	
131750011	S	50	22,93	1,25	-	Are-Gr	12	-	-	A	ITGE	20-9-73	
131751001	M	-	-	0,5	-	Are-Gr	12	-	-	A	PROYECTO AFA	7-4-92	
131760001	P	5	2	1	-	Are-Gr	12	-	-	C	ITGE	29-1-71	
131760002	S	100	33,03	6	-	Are-Gr	12	-	-	R	ITGE	3-5-72	*
131760003	S	70	38	8	-	Are-Gr	12	-	-	A	ITGE	14-5-75	
131760004	S	126	69	37	-	Are-Gr	12	-	-	R	ITGE	8-72	
131760011	S	120	55	23	-	Are-Gr	12	-	-	A-R	ITGE	12-4-76	
131760012	S	140	60	23	-	Are-Gr	12	-	-	R	ITGE	12-4-76	
131760014	S	132	4,12	25	-	Are-Gr	12	-	-	C	ITGE	16-4-78	
131770004	S	127	58	24	-	Are-Gr	12	-	-	R	ITGE	13-4-76	
131780001	S	238	8	17	-	Are-Gr	12	-	-	R	ITGE	6-75	
131780002	S	140	15	-	-	Are-Gr	12	-	-	C	ITGE	26-11-76	
131780004	S	109	32,55	-	-	Are-Gr	12	-	-	R	ITGE	6-3-79	

(1) M: Manantial
 P: Pozo
 S: Sondeo

(2) Are: Arenas
 Gr: Gravas

(3) N° del PIAS

(4) A: Abastecimiento
 R: Regadío
 G: Ganadería

C: Desconocido
 O: No se usa

* Pertenece red de piezometría

** Pertenece a red de calidad

*** Sondeo del INC

dentro del "Terciario Conglomerático de Zamora-Salamanca". Este sistema está constituido por materiales detríticos terciarios de carácter conglomerático que rellenan una fosa estrecha y alargada según dirección Suroeste-Noroeste.

De los materiales Terciarios aflorantes en la Hoja, se ha diferenciado un tramo situado cerca de la base de la serie terciaria, que presenta unas potencias variables entre 1 y 15 m y su permeabilidad es baja o muy baja a causa de encontrarse fuertemente cementado por sílice (opalo, calcedonia o cuarzo). El resto de los materiales de la serie terciaria, están constituidos por conglomerados, arenas y lutitas fundamentalmente que alcanzan potencias de hasta 160 m, con transmisividades comprendidas entre los 10 y los 150 m²/día, y una media de 50 m²/día.

En el banco de datos del ITGE existen gran cantidad de sondeos, pozos y algunos manantiales inventariados dentro de la Hoja; los sondeos pueden proporcionar caudales de hasta 50 l/s, siendo utilizados generalmente para agricultura, los manantiales suelen ser poco importantes, con caudales inferiores a 1 l/s apareciendo casi siempre relacionados con niveles cementados o lentejones arcillosos, los cuales a su vez pueden provocar confinamientos o semiconfinamientos en determinadas zonas del acuífero.

En cuanto a los materiales cuaternarios, presentan interés los aluviales depositados en los márgenes de el Arroyo de San Cristóbal, Arroyo de Izcala, Arroyo de las Breñas y Arroyo del Valle de la Corta. Están constituidos por arenas de tipo arcósico, cantos de diversa naturaleza y limos en escasa proporción. Presentan altas permeabilidades por porosidad intergranular existiendo numerosos pozos de excavación manual que los captan.

El basamento ígneo solo aflora en la esquina noroccidental de la Hoja, su permeabilidad es baja o muy baja pero puede presentar interés a causa de su fracturación y/o alteración.

En relación con el quimismo de las aguas subterráneas, existe en la Hoja un punto de la red de control de calidad en el que se llevan a cabo análisis periódicos, dicho punto muestra unas aguas con conductividades variables entre 373 y 551 (S/cm y facies bicarbonatada cálcico-magnésica.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ACCORDI, B. (1955). "El Cámbrico de Salamanca y su serie de cobertera". *Est. Geol*, 11, págs. 383-395.
- ALONSO GAVILÁN, G. (1981). "*Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Salamanca)*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 435 págs.
- ALONSO GAVILÁN, G.; BLANCO, J.A.; SÁNCHEZ, S.; FERNÁNDEZ, B. y SANTISTEBAN, J.I. (1989). "Alteraciones asociadas a los paleosuelos de las Areniscas de Villamayor (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 5, págs. 187-207.

- ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M.F. (1987). "Paleogeografía del SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". En: J. Cívís y M.F. Valle, *Actas de Palinología (Actas del VI Simposio de Palinología, A.P.L.E.)*, págs. 269-275. Universidad de Salamanca.
- BIROT, P. (1937). "Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama occidental". *Ann. Geol. Paris*, XLVI, págs. 25-42.
- BLANCO, J.A. (1991). "Los procesos de silicificación asociados al Paleógeno basal del borde SO de la Cuenca del Duero: II sobre los sedimentos paleocenos". En: Blanco, J.A., Molina, E. y Martín-Serrano, A. (Coords.), *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular. Zócalo hercínico y cuencas terciarias. Soc. Esp. Geomorf*, monografía nº 6, IV parada: 239-249. ITGE-Soc. Esp. Geomorf.
- BLANCO, J.A.; ALONSO GAVILÁN, G.; FERNÁNDEZ, B. y SÁNCHEZ, S. (1989). "La alteración roja miocena sobre las Areniscas de Villamayor". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 209-222.
- BLANCO, J.A. y CANTANO, M. (1983). "Silicification contemporaine a la sedimentation dans l'unité basale du Paleogene du bassin du Duero (Espagne)". *Sci. Geol. Mem*, 72, págs. 7-18.
- BLANCO, J.A.; CORROCHANO, A.; MONTIGNY, R. y THUIZAT, R. (1982). "Sur l'age du debut de la sedimentation dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Attribution au Paléocène par datation isotopique des alunites de l'unité inferieure". *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, 295 (II), págs. 599-562.
- BUSTILLO, M.A. y MARTÍN-SERRANO, A. (1980). "Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora". *Tecnitterae*, 36, págs. 14-29.
- CANTANO, M. (1982). "*Estudio Morfoestructural del área de Golpejos (provincia de Salamanca)*". Tesis de Licenciatura. Univ. de Salamanca, 59 págs.
- CANTANO, M., y MOLINA, E. (1987). "Aproximación a la evolución morfológica de la "Fosa de Ciudad Rodrigo" (Salamanca-España)". *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (Geol.)*, 82 (1-4), págs. 87-101.
- CORDERO, P.; CORROCHANO, A. y CARBALLEIRA, J. (1982). "El Paleógeno del Sector septentrional de la Cuenca de Ciudad Rodrigo (alrededores de Torresmenudas, Salamanca)". *Tem. Geol. Min*, 6 (2), págs. 199-207.
- CORROCHANO, A. (1977). "*Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 336 págs.
- CORROCHANO, A. (1982). "El Paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Zamora)". *Tem. Geol. Min*, 6 (2), págs. 687-697.
- CORROCHANO, A.; CARBALLEIRA, J.; POLO, C. y CORRALES, I. (1983). "Los sistemas deposicionales terciarios de la depresión de Peñaranda-Alba y sus relaciones con la fracturación". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 19, págs. 187-199.

- CRUSAFONT, M. y TRUYOL, J. (1957). "Algunas precisiones sobre la edad y extensión del Paleógeno de las provincias de Salamanca y Zamora". *Curs. y Conf. Inst. Lucas Mallada*, 4, págs. 83-85.
- GARZÓN, M. G. (1980). "*Estudio Geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica*". Tesis Doctoral. UCM Madrid, 425 págs.
- GARZÓN, M.G. y LÓPEZ, N. (1978). "Los roedores fósiles de Los Barros (Avila). Datación del Paleógeno continental del Sistema Central". *Est. Geol*, 34, págs. 574-578.
- GIL Y MAESTRE, A. (1880). "Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca". *Mem. Com. Mapa Geol. Esp*, 209 págs. Madrid.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929). "Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la Fosa del Tajo". *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat*, 14, págs. 183-202.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. y DANTIN CERECEDA, S. (1932). "Síntesis fisiográfica y geológica de España". Junta de Ampliación, *Est. Trab. Mus. Cienc. Nat. Ser. Geol*, 38, 584 págs.
- JIMÉNEZ, E. (1970). "*Estratigrafía y paleontología del borde sur-occidental de la Cuenca del Duero*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 323 págs.
- JIMÉNEZ, E. (1972). "El Paleógeno del borde SO de la Cuenca del Duero I: Los escarpes del Tormes". *Stvd. Geol*, 3, págs. 67-110.
- JIMÉNEZ, E. (1973). "El Paleógeno del borde SO de la Cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 107-136.
- JIMÉNEZ, E. (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". *Bol. Geol. Min*, 85 (5), págs. 518-524.
- JIMÉNEZ, E. (1975). "Presencia de una fase de fracturación y de una discordancia Pre-Luteciense en el Paleógeno de Salamanca". *Tomo Homenaje a D. Francisco Hernández Pacheco. Estud. Geol.*, 31 (5-6), págs. 615-624.
- JIMÉNEZ, E. (1977). "Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora". *Bol. Geol. Min*, 88 (5), págs. 357-364.
- JIMÉNEZ, E. (1982). "Quelonios y cocodrilos fósiles de la Cuenca del Duero. Ensayo de biozonación del Paleógeno de la Cuenca del Duero". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 17, págs. 125-127.
- JIMÉNEZ, E. (1983). "Síntesis del Paleógeno continental de la Cuenca del Duero". En: J.A. Comba (coord.): *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, II, págs. 103-108.

- JIMÉNEZ, E. y GARCÍA MARCOS, J.M., (1982). "Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja 398 (Castronuño)". IGME Madrid.
- JORDÁ, J. (1983). "Evolución morfogenética de la vertiente NO de la sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Revista Provincial de Estudios*, 8, págs. 129-168.
- LÓPEZ VERA, F. y PEDRAZA, J. (1976). "Síntesis geomorfológica de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid". *Est. Geol*, 32, págs. 499-508.
- MARTÍN RIDAURA, A. (1986). "*Clasificación y análisis geomorfológicos del stock granítico de la Pedriza de Manzanares El Real (Madrid)*". Tesis de Licenciatura. UCM Madrid, 169 págs. (Inédita).
- MARTÍN-SERRANO, A. (1979). "El relieve zamorano. Planteamientos generales y problemática geomorfológica". *Tecniterrae*, 11-19.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1985). "*El relieve de la región occidental Zamorana, un modelo de evolución geomorfológica del borde hespérico*". Tesis Doctoral UCM Madrid, 2 Tomos.
- MARTÍN-SERRANO, A., (1988). "El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico". *Inst. Est. Zamoranos Florián de Ocampo*, Dip. Zamora, 306 págs.
- MAZO, A.V. y JIMÉNEZ, E. (1982). "El Guijo, primer yacimiento de mamíferos miocénicos de la provincia de Salamanca". *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 17, págs. 99-104.
- MEGIAS, A. G. (1982). "Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". *Actas V Congr. Latinoamer. Geol*, 1, págs. 385-402.
- MIALL, A.D. (1981). "Analysis of Fluvial Depositional Systems". *Am. Ass. Petrol. Geol. Educ. Course Notes Series*, 20, 75 págs.
- MIQUEL, M. (1906). "Restos fósiles de vertebrados encontrados en San Morales (Salamanca)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat*, 6, págs. 352-357.
- MOLINA, E. (1980). "Alteración relictiva y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 16, págs. 15-25.
- MOLINA, E. y JORDÁ, J. (1982). "Le piémont nord du "Sistema Central" espagnol dans le province de Salamanca". *Resúmenes del Congreso "Montagnes et Piémont"*, Toulouse, 11 págs.
- MOLINA, E.; VICENTE, A.; CANTANO, M. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989). "Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico

Terciario en el borde suroeste de la Cuenca del Duero y Macizo Hercínico Ibérico". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 177-186.

PEDRAZA, J. (1978). "*Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama. (Sistema Central Español). Evolución geomorfológica reciente*". Tesis Doctoral. UCM Madrid, 525 págs.

PELÁEZ-CAMPOMANES, P.; DE LA PEÑA, A. y LÓPEZ, N. (1989). "Primeras faunas de micromamíferos del Paleógeno de la Cuenca del Duero". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 135-157.

POLO, M.A.; ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M.F. (1987). "Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 24, págs. 229-245.

ROMÁN, F. y ROYO GÓMEZ, J. (1922). "Sur l'existence de mammifères lutéciens dans le bassin du Douro (Espagne)". *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, 175, págs. 1221-1223.

SANZ, M.A. (1988). "*Los relieves residuales de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (sistema Central español). Sucesión y génesis*". Tesis de Licenciatura. UCM 125 págs.

SCHERMERHORN, L.J.G. (1956). "Igneous, metamorphic, and ore geology of the Castro Daire - Sao Pedro do Sul - Satao region (northern Portugal)". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 37, págs. 1-617.

SCHMIDT-THOME, P. (1950). "Basamento Paleozoico y cobertera moderna en la parte occidental de España Central (Provincias de Salamanca y Cáceres)". *Publ. Extr. Soc. Geol. España*, 5, págs. 91-146.

SCHWENZNER, J.E. (1936). "Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes". *Geogr. Abhandlungen*, 3, 10, Stuttgart. (Ref. a la Traducción de Vidal Box 1943, *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 41, 121-147, Madrid).

SOLÉ SABARÍS, L. (1952). "El relieve de la Península Ibérica y sus elementos estructurales". *Geografía de España y Portugal*, 1, 17-269, edit. Montaner y Simón S.A.

SOLÉ SABARÍS L. (1958). "Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental española en el sector de Zamora". *Brev. Geol. Astúrica*, II (1-2), págs. 3-8.

TEMPLADO, D. y PASTORA, J.L. (1946). "Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (1ª serie). Hoja nº 478 (Salamanca)". *IGME*

THIRY, M. y MILNES, A.R. (1991). "Pedogenetic and groundwater silcretes at Stuart Creek Opal Field, South Australia". *J. Sedim. Petrol*, 61, págs. 111-127.

THIRY, M.; SIMON-COINCON, R. y MILNES, A.R. (1991). "Marcos morfológicos de desarrollo de silcretas". En Blanco, J.A., Molina, E. y Martín-Serrano, A. (Coords.), "Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular. Zócalo hercínico y cuencas terciarias". Soc. Esp. Geomorf, monografía, 6, págs. 161-183. ITGE-Soc. Esp.

VILANOVA, J. (1873). "Noticia de vertebrados hallados en Sanzoles (Zamora)". Act. R. Soc. Esp. Hist. Nat, 2, 42, 47 y 52.

