



Instituto Geológico
y Minero de España

20376

376

20-15

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



SAN ESTEBAN DE GORMAZ



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

SAN ESTEBAN DE GORMAZ

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 11.843-2006

ISBN: 84-7840-623-9

NIPO: 657-06-008-0

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja de SAN ESTEBAN DE GORMAZ han sido realizados por el Servicio de Geología del IGME durante el año 1997, habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Mapa geológico y cortes

Nozal Martín, F. (IGME).

Mapa geomorfológico y cortes

Nozal Martín, F. (IGME).

Memoria

Nozal Martín, F. (IGME).

Estratigrafía

Nozal Martín, F. y Herrero Hernández, A. (consultor).

Recursos minerales

Regueiro González-Barros, M. (IGME).

Hidrogeología

Galán de Frutos, L. A. (consultor).

Asimismo, colaboró en aspectos temáticos:

Columnas estratigráficas, sedimentología y estudio de láminas delgadas

Herrero Hernández, A. (Consultor) y Mediavilla López, R. (IGME) en el levantamiento en campo de las secciones.

Dirección y supervisión del Estudio:

L. R. Rodríguez Fernández (IGME).

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informe petrográficos, paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información.

INDICE

1.	INTRODUCCIÓN	9
2.	ESTRATIGRAFÍA	10
	2.1. Terciario.....	13
	2.1.1. Paleógeno?-Mioceno inferior	13
	2.1.1.1. Calizas oncolíticas recristalizadas, margas y limos; calcreta roja (1): «serie del Tripero»	13
	2.1.1.2. Areniscas y conglomerados, conglomerados de cantos mesozoicos (2): «serie del Tripero»	14
	2.1.2. Mioceno inferior?-medio. Aragoniense superior	14
	2.1.2.1. Limos y arcillas (3). Areniscas y areniscas conglomeráticas (4).....	15
	2.1.2.2. Calizas y margocalizas (5), calcretas (5'): «calizas del sondeo de Alcozar»	16
	2.1.2.3. Limos, arcillas y arenas (6); calcretas (7); areniscas y conglomerados silíceos (8).....	16
	2.1.2.4. Calizas, calizas margosas (9): «calizas de Langa»	17
	2.1.2.5. Limos arcillosos rojos (11), calizas y calcretas rosadas, margocalizas, arenas y limos blanco-amarillentos (10): «serie de Langa».....	18
	2.1.2.6. Limos arcillosos rojos con carbonataciones (11); calcretas rojas oquerosas y/o compactas, calizas y margocalizas blancas (12); areniscas y conglomerados, conglomerados de intactos (oncolitos) (13).....	19
	2.1.2.7. Conglomerados de cantos calcáreos mesozoicos (14)	22
	2.1.2.8. Calizas, margocalizas, margas y limos (15); calcretas y calizas (15'): «calizas inferiores del páramo»	23
	2.1.3. Mioceno medio-superior. Aragoniense sup.-Vallesiense inf.	24
	2.1.3.1. Arenas y gravas, areniscas y conglomerados (16): «conglomerados de Piquera»	25
	2.1.3.2. Limos, arcillas y arenas (17).....	26

2.1.3.3.	Conglomerados, arenas y gravas silíceas (18).....	27
2.1.3.4.	Calizas y margocalizas (15), calcretas (15').....	27
2.1.3.5.	Arenas, areniscas y conglomerados cuarcíticos y/o de intra- clastos carbonatados (19)	28
2.1.3.6.	Calizas y margocalizas, margas (20), calcretas (20'): «calizas superiores del páramo»	28
2.1.4.	Plioceno	29
2.1.4.1.	Gravas cuarcíticas, limos arcillosos rojos (21).....	30
2.2.	CUATERNARIO	30
2.2.1.	Pleistoceno-holoceno	31
2.2.1.1.	Cantos y gravas cuarcíticas, arenas, arenas y limos (22, 23, 24). Terrazas altas, medias y bajas	31
2.2.1.2.	Limos arenosos con cantos (25). Glacis	31
2.2.2.	Holoceno	32
2.2.2.1.	Gravas arenas y limos (26). Abanicos y conos aluviales	32
2.2.2.2.	Cantos calcáreos y limos arenosos (27). Coluviones	32
2.2.2.3.	Limos grises y/o gravas (28). Fondos de valle	32
2.2.2.4.	Arcillas y limos grises, cantos y gravas (29). Llanura de inundación, «vega»	33
2.2.2.5.	Barras de arenas y gravas, limos (30). Lecho aparente	33
2.3.	ESTRATIGRAFÍA DEL SUBSUELO, CORRELACIÓN	33
3.	TECTÓNICA	36
3.1.	MARCO TECTÓNICO.....	36
3.2.	MACROESTRUCTURAS.....	37
3.3.	MESOESTRUCTURAS	41
3.4.	LA INTERPRETACIÓN SÍSMICA DE LA ESTRUCTURA DE LANGA, CRÍTICA Y MODELOS ALTERNATIVOS	44
3.5.	EDAD DE LAS DEFORMACIONES.....	45
4.	GEOMORFOLOGÍA	46
4.1.	DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	46
4.2.	ANTECEDENTES.....	47
4.3.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	48
4.3.1.	Estudio morfoestructural	48
4.3.2.	Estudio del modelado y formaciones superficiales	50
4.3.2.1.	Formas estructurales	51
4.3.2.2.	Formas fluviales	53
4.3.2.3.	Formas poligénicas.....	55
4.3.2.4.	Formas de laderas.....	55
4.3.2.5.	Formas kársticas.....	56
4.4.	EVOLUCIÓN DINÁMICA	56
4.5.	MORFODINÁMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIA FUTURA	58
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	59

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	63
6.1. MINERÍA Y CANTERAS	63
6.1.1. Arcillas	64
6.1.2. Arenas, gravas y zahorras.....	64
6.1.3. Calizas	65
6.2. HIDROGEOLOGÍA.....	66
6.2.1. Caracteres climatológicos.....	66
6.2.2. Hidrología superficial.....	66
6.2.3. Características hidrogeológicas.....	67
7. BIBLIOGRAFÍA	73

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de San Esteban de Gormaz número 376 (20-15), se encuentra situada en el sector oriental de la Depresión del Duero, en la comarca denominada Ribera de Duero, entre las estribaciones meridionales de la Sierra Cebollera (Sierra de Cabrejas) al Norte y la Sierra de Ayllón al Sur.

Administrativamente pertenece a la Comunidad Autónoma de Castilla y León, correspondiendo su superficie, por orden de importancia, a las provincias de Soria, Burgos y Segovia. Destacan como poblaciones más importantes: San Esteban de Gormaz, que es el núcleo más desarrollado, ubicado en el extremo centro-oriental de la Hoja; Langa de Duero, Castillejo de Robledo, La Vid y Zuzones.

La densidad de población es muy baja, concentrándose en las localidades antes mencionadas y en pequeñas aldeas rurales con escasa actividad, algunas semiabandonadas gran parte del año, salvo los meses estivales.

Desde el punto de vista hidrológico, en la Hoja, la red fluvial se encuentra bien desarrollada, siendo el río Duero la principal arteria, que la atraviesa de Este a Oeste, y sus afluentes principales los ríos Pedro y Rejas y el arroyo Valdanzo.

El relieve en general es suave atendiendo al rango de variación de cotas (1.048-820 m); apareciendo conformado por páramos fuertemente disectados por valles encajados, que confieren una morfología de replanos escalonados mediante escarpadas vertientes, característica de la región.

Las mayores cotas se localizan al sur del Duero, en los «Páramos de Ayllón», con los vértices de Cruz (1.048 m), Muela (1.046 m) y Peñasrodadas (1.047 m). Al norte del Duero, los páramos son más bajos y no están tan bien definidos, destacando los vértices de Castil dediez (1.024 m), Raso (1.002 m), Chozo (996 m) y Torquillas (999 m).

Desde el punto de vista geológico, la Hoja se ubica en la cuenca terciaria del Duero (Figura 1.1), y más concretamente en el denominado «corredor de Aranda de Duero-Burgo de Osma», que sirve de pasillo de enlace entre entre las Cuencas del Duero y de Almazán.

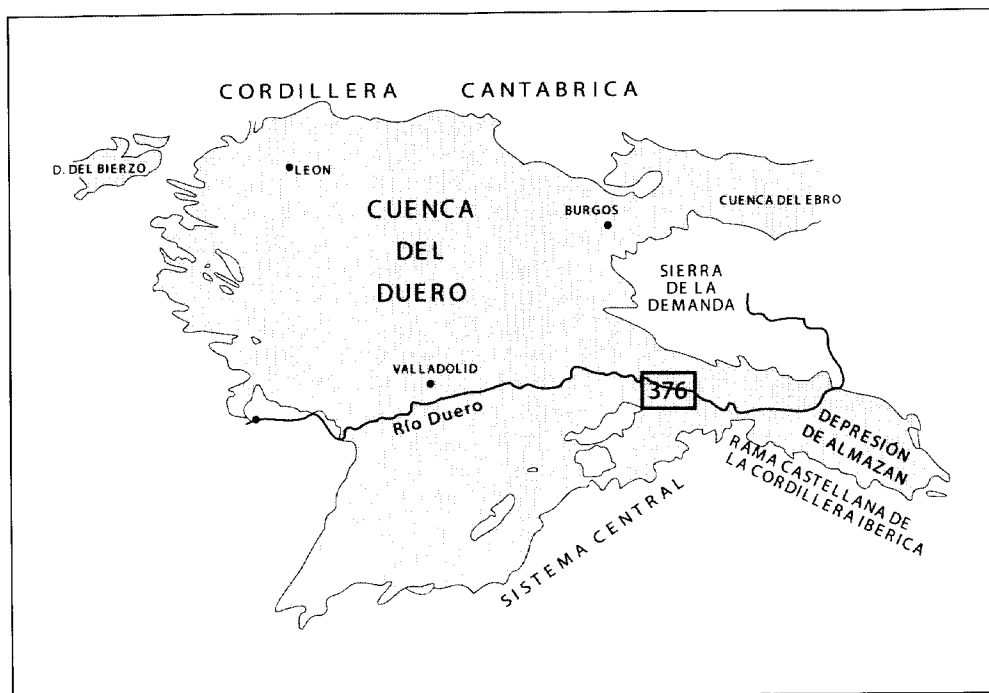


Figura 1.1. Esquema de situación de la Hoja de San Esteban de Gormaz (376) en el contexto de la Cuenca del Duero.

Los materiales que aparecen en ella corresponden a sedimentos continentales terciarios, en general con buena calidad de afloramientos, y recubrimientos cuaternarios mayoritariamente asociados a depósitos fluviales.

2. ESTRATIGRAFIA

A grandes rasgos, el registro sedimentario del sector oriental de la Cuenca del Duero no es bien conocido, debido a que los sedimentos «postectónicos» recubren la mayor parte de la superficie de la misma. La actividad tectónica de este borde de la cuenca, hace que tenga carácter de «cuenca de antepaís» (*foreland*) con respecto a los relieves Alpinos circundantes, habiendo condicionado tanto la geometría como el relleno de la misma, dando lugar a subsidencias diferenciales importantes.

El conjunto, con espesores que oscilan entre 1.000-3.000 metros de potencia estimados a partir de sondeos y perfiles sísmicos (IGME, 1987a; GUIMERA, *et al.*, 1995; BOND, 1996), se puede dividir en tres Secuencias o Complejos tectonosedimentarios de litologías variadas (SANTISTEBAN, *et al.*, 1996).

Los dos primeros Complejos (Cretácico sup-Paleoceno y Eoceno-Oligoceno) afloran de forma discontinua junto a los márgenes de la cuenca, excepto en el entorno del Burgo de Osma, donde materiales atribuidos a estos Complejos ocupan una posición central dentro del «corredor de Osma», plegados y adosados a paleorelieves cretácicos. Litológicamente están constituidos por conglomerados con clastos de calizas cretácicas, areniscas, arcillas y niveles carbonatados (calizas y caliches) (RAMOS MARTÍN y ALONSO GAVILÁN, 1990; RUIZ FERNÁNDEZ, 1991a).

El tercer Complejo, con cerca de 300 m de potencia aflorantes, se dispone en general horizontal y discordante sobre los anteriores, por ello se le considera postectónico (GUIMERA, *et al.*, *op. cit.*).

Está constituido por depósitos detríticos y carbonatados formando secuencias decrecientes correspondientes a abanicos aluviales en los bordes, y de carácter fluvial y lacustre-palustre hacia zonas más internas y/o deprimidas, o junto a relieves marginales poco activos.

Para este conjunto se han venido diferenciando, en los sectores centrales de la cuenca, desde las tres unidades litoestratigráficas ya clásicas del Mioceno castellano: «Arcillas de la Tierra de Campos», «Margas yesíferas de las Cuestas» y «Calizas de los Páramos» (HERNÁNDEZ PACHECO, 1915; ROYO y GÓMEZ, 1926; SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, 1952, 1955; GARCÍA DEL CURA, 1974, 1975; PORTERO, *et al.*, 1982); cuatro unidades (MEDIAVILLA y DABRIO, 1986, 1988, 1989) y hasta cinco unidades tectosedimentarias (MEDIAVILLA, *et al.*, 1996).

En el sector oriental y suroriental de la Cuenca del Duero, ARMENTEROS y CORROCHANO (1983) y ARMENTEROS (1986), establecen la litoestratigrafía regional diferenciando las siguientes unidades:

- Unidad Marginal, correspondiente a facies detríticas de abanicos aluviales que orlan los bordes de la Cuenca, y por tanto de carácter local.
- Unidad Inferior, constituida por facies fluviales (lutítico-arenosas) y lacustres (carbonatadas) alternantes. Los yacimientos paleontológicos de Aranda de Duero (CRUSAFONT y CELORRIO, 1959), de Montejo de la Vega (MAZO, *et al.*, 1998) y de Piquera de San Esteban (MAZO y JORDÁ, 1994), proporcionan edades Aragoniense medio-superior (Vindoboniense med.-sup.), Aragoniense medio (MN-5) y Aragoniense superior (MN-7), respectivamente.
- La Unidad Media, predominantemente calcárea, presenta a techo un nivel constante de calizas y/o dolomías que dan resalte estructural, conocido como «páramo inferior».
- Unidad Superior, presenta un tramo característico detrítico-carbonatado basal, coronado por otro nivel de calizas lacustres correspondiente al denominado «páramo superior».

El yacimiento de los Valles de Fuentidueña (ALBERDI, *et al.*, 1981), proporciona una edad Vallesiense inferior (MN-9) para los materiales en los que se ubica, y el problema que se plantea es precisamente ese, su exacta ubicación en la columna estratigráfica general. Para unos autores el yacimiento está situado en la parte inferior del paquete de calizas que conforma —el techo de la serie miocena en el lugar— (ubicación poco precisa desde el punto de vista estratigráfico) (HOYOS, *et al.*, 1981; ARMENTEROS, *op. cit.*); con mayor precisión, en la base del segundo ciclo carbonatado que conforman las «calizas superiores del páramo» (LÓPEZ OLMEDO y ENRILE

ALBIR, 1992, *in litt.*; ARMENTEROS, *et al.*, 1997), o hacia techo de la unidad que culmina con las «calizas del páramo inferior» (DÍAZ DE NEIRA, *et al.*, 1995, *in litt.*; CALVO, *et al.*, 1993).

Se consideran pliocenos los depósitos conglomeráticos cuarcíticos culminantes del piedemonte, también llamados «rañas», y que en general no superan la decena de metros de espesor (SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, *op. cit.*; ORDÓÑEZ, *et al.*, 1976; MOLINA y ARMENTEROS, 1986).

En el área de San Esteban de Gormaz-El Burgo de Osma, RAMOS MARTÍN y ALONSO-GAVILÁN (1990), estudian y caracterizan los depósitos terciarios asignándolos unas edades relativas correspondientes al Paleógeno y al Mioceno; estableciendo unas unidades litoestratigráficas de rango local, aunque correlacionables con las de ARMENTEROS.

Dentro del ámbito de la Hoja han sido localizadas varias macroestructuras, y la cartografía así las refleja, que afectan a los materiales terciarios. La más importante en cuanto a dimensiones y expresión cartográfica es la situada inmediatamente al norte del río Duero, en las proximidades de Langa de Duero. Se trata de un gran pliegue anticlinal con orientación aproximada E-W, vergencia Sur y longitud mínima de 15 km.

En el sector de San Esteban de Gormaz y al sur del Duero, aparecen, asimismo, una serie de pliegues (anticlinorio) de dimensiones decamétricas con direcciones NNW-ESE, en una banda de unos 0,5 km de anchura por 2 km de longitud. La existencia de niveles terciarios discordantes y de terrazas cuaternarias sobre ellos, dificultan enormemente la observación de los materiales afectados y la delimitación de los mismos.

Dentro del conjunto de sedimentos terciarios presentes en la Hoja, con disposición horizontal o no deformados, los estratigráficamente más bajos se corresponderían lógicamente con aquellos que afloran a cota topográfica más baja pero, dada la presencia de zonas con materiales deformados, los más «bajos» o antiguos desde el punto de vista estratigráfico se corresponden con los que afloran en los núcleos de las estructuras anticlinales anteriormente descritas.

Sobre la estructura anticlinal de Langa de Duero se emplazó un sondeo profundo de investigación petrolífera denominado **Alcozar-1** (IGME, 1987); el perfil estratigráfico del mismo, muestra que la serie terciaria atravesada alcanzó 1.200 m aproximadamente de espesor, hasta alcanzar el cretácico superior carbonatado.

El registro sedimentario terciario de esta Hoja se puede dividir en tres etapas de sedimentación principales que abarcarían las edades siguientes:

- a) Paleógeno?-Mioceno inferior.
- b) Aragoniense superior (Mioceno inferior?-Mioceno medio).
- c) Aragoniense superior-Vallesiense inferior (Mioceno medio-Mioceno superior).

En el techo de la segunda y tercera etapas se encuentran los niveles carbonatados denominados en esta Hoja como «calizas inferiores del páramo» o «Páramo 1», y «calizas superiores del páramo» o «Páramo 2» respectivamente.

2.1. Terciario

2.1.1. Paleógeno?-Mioceno inferior

En principio, y a falta de dataciones en contra, los sedimentos más antiguos aflorantes en la Hoja de San Esteban de Gormaz los consideramos pertenecientes al Mioceno inferior. No obstante, los correspondientes a la banda plegada, al sur de San Esteban («serie del Tripero»), en base a sus características litológicas y relaciones tectónicas con los materiales circundantes, podrían ser más antiguos y corresponder al Paleógeno, por correlación con materiales similares descritos y asignados a dicha edad en zonas próximas: NE de la Cuenca de Almazán (BOND, 1996), Hojas de El Burgo de Osma (RUIZ FERNÁNDEZ DE LA LOPA, 1991) y de Berlanga de Duero (LENDÍNEZ y MUÑOZ, 1991).

Esta banda plegada, se presenta como un paleorelieve parcialmente erosionado y fosilizado discordantemente de manera pasiva por materiales limo-arcillosos y carbonatados (margocalizas con oncolitos) pertenecientes, sin lugar a duda, a la serie detrítica que aflora en esa zona por debajo de las «calizas inferiores del páramo» y, por tanto, claramente identificables como miocenos.

2.1.1.1. *Calizas oncolíticas recristalizadas, margas y limos; calcreta roja (1): «serie del Tripero»*

Esta unidad cartográfica que agrupa materiales tan diversos, se circunscribe a la «banda plegada», al sur de San Esteban. Corresponden a afloramientos de extensión reducida y más o menos dispersos relacionados con las vertientes de arroyos (Calderón, Boquillas, Portezuela...), o con pequeñas canteras que explotaban las calizas para la obtención de bloques, actualmente abandonadas y convertidas en vertederos; el paraje viene denominado con el topónimo de «El Tripero».

En el arroyo Boquillas se cortan dos niveles carbonatados que intercalan un tramo blando (¿margas o limos?) cubierto; estimándose en total unos 50 m de potencia.

Las calizas se presentan bien estratificadas en capas compactas de espesor decimétrico a métrico, con finas intercalaciones margosas; lo limitado de los afloramientos sólo permite la observación de una decena de metros. Presentan coloraciones blanco-grisáceas a beige; no se reconocen restos fósiles, salvo las estructuras oncolíticas de hasta 3 cm de diámetro en la base de algunos niveles.

A techo del nivel de calizas más inferiores y, en parte a consta de ellas, se desarrolla un potente paleosuelo de 2 m de espesor en forma de calcreta rojiza con estructura de tipo brechoide, muy similar en aspecto al denominado «caliche de Osma» (RAMOS MARTÍN y ALONSO-GAVILÁN, *op. cit.*). Este nivel de calcreta se presenta plegado al igual que las calizas.

Estos materiales corresponden a ambientes lacustres y palustres que se relacionan con la existencia de lagos someros y efímeros en una llanura de inundación, siendo en parte, posteriormente modificados durante una etapa de alteración edáfica.

2.1.1.2. *Areniscas y conglomerados, conglomerados de cantos mesozoicos (2): «serie del Tripero»*

Se sitúan estratigráficamente por encima de los niveles carbonatados (calizas y calcreta), aflorando en el sector más oriental de la estructura.

Los conglomerados de cantos mesozoicos, afloran a lo largo del escarpe de 4-5 metros de altura existente en la confluencia del arroyo de la Peña del Monje con la vega del Duero, con un espesor visible reducido a dicho afloramiento. Presentan aspecto masivo, estando constituidos mayoritariamente por cantos calcáreos subredondeados procedentes del cretácico y, en menor medida, silíceos. Son bastante heterométricos, con «bolos» de hasta 20 cm de diámetro empastados en una matriz arenosa fuertemente cementada por carbonatos.

En tránsito lateral y/o por encima de ellos se pasa a areniscas y conglomerados. Se presentan en cuerpos con estratificación cruzada en surco de mediana escala y morfología de barras.

Las areniscas blanco-amarillentas, de grano medio a grueso, contienen alineaciones y pequeños cantos dispersos redondeados de cuarzo y cuarcita. Aparecen bien cementadas por carbonato, que por lavado o alteración diferencial origina un aspecto oqueroso y ruiniforme.

Se interpretan como un producto de canales y barras de cresta sinuosa con carga de gravas, en un ambiente fluvial de baja sinuosidad. La litología de los clastos indica una procedencia cercana y directa de unidades cretácicas situadas al Este de la Hoja.

2.1.2. **Mioceno inferior?-Mioceno medio. Aragoniense superior**

El conjunto de materiales correspondientes a esta serie, que culmina con las «calizas inferiores del páramo», se correlacionarían con las Unidades Inferior y Media de ARMENTEROS (*op. cit.*). La edad proporcionada por el yacimiento de Piquera de San Esteban, situaría los depósitos fluviales del techo de la Unidad Inferior en el Aragoniense superior MN-7, según la estratigrafía de MAZO y JORDÁ (*op. cit.*).

Estas Unidades ocupan aproximadamente 2/3 de la superficie de la Hoja. La Unidad inferior se localiza, al sur del Duero, ocupando las zonas medias-bajas de los valles, por debajo de las «calizas inferiores del páramo», situado a cotas medias de 960-970 m de altitud.

Al norte del Duero, abarcan toda la superficie pero, como consecuencia de que esta Unidad Inferior forma parte de la estructura plegada de Langa, alguno de sus niveles carbonatados alcanzan, en las zonas de culminación del pliegue, cotas similares a las alcanzadas por Unidades estratigráficamente más altas («calizas superiores del páramo») situadas al sur del Duero.

El anticlinal de Langa presenta una disposición claramente asimétrica, de tal forma que el flanco norte presenta un gran desarrollo y buzamiento suave, mientras que el flanco sur es mucho más corto y alcanza buzamientos de hasta 30°.

A lo largo del flanco sur, en el sector comprendido entre las localidades de Langa de Duero y Alcozar, y en una banda de unos 2 km de anchura, se puede observar una «discordancia sin-

tectónica» en la sucesión terciaria, originada por el crecimiento del anticlinal que plegaba las capas a la vez que se depositaban sobre los flancos. Está conformada por niveles sedimentarios que se acuñan hacia el flanco más activo, formando un abanico abierto hacia el Sur. Deduciéndose de la cartografía, la «fossilización» de la estructura por niveles carbonatados que consideramos como «calizas inferiores del páramo» en el sector de Alcozar; entendiéndose «fossilización» en sentido tectónico (cese del crecimiento del pliegue), que no enterramiento total, puesto que la estructura culmina (sobresale) por encima de la cota del techo de las «calizas inferiores del páramo».

En el flanco norte, que se prolonga en la Hoja de Peñaranda con buzamientos muy suaves, los acuñamientos de capas y el *onlap* sobre la estructura, son sutilmente apreciables en campo desde Bocigas de Perales hacia el SO, y perfectamente deducibles de la cartografía.

De todo este conjunto de sedimentos, los más bajos estratigráficamente, afloran en las zonas más internas y actualmente erosionadas del anticlinal de Langa, estando representadas por la denominada «serie de Alcozar».

2.1.2.1. *Limos y arcillas (3). Areniscas y areniscas conglomeráticas (4)* («sucesión de Alcozar»)

Estos materiales quedan restringidos a los afloramientos proporcionados por la incisión de los arroyos de La Nava (Langa) y del Rebollar sobre el anticlinal, disponiéndose a modo de dos «pequeños ojales» en el núcleo del pliegue.

Los limos y las arcillas de colores blancos a ocre-rojizos, a veces, presentan un contenido alto de arena fina. Se presentan en capas de geometría tabular, con potencias entre 2-4 m y extensión lateral mayor de 300 m, con granoclasificación positiva.

Muestran rasgos de hidromorfia y nodulización carbonatada (glaébulas) a techo, más o menos desarrollada, llegando a formarse en algunos casos calcretas masivas.

Las areniscas son de color blanco con moteado ocre-rojizo, tamaño de grano de medio a grueso y están fuertemente cementadas por carbonato. Presentan *lags* de gravas de cuarzo y cuarcita principalmente y algunos intraformacionales, con centil de 6 cm. Aparecen en capas de geometría lenticular de base erosiva y canalizada y techo convexo hacia abajo. Su extensión lateral se sitúa entre 50 y 100 m, aunque en algunos casos puede ser mayor y, muestran una potencia de hasta 4 m.

Presentan estratificación cruzada en surco de mediana escala con *sets* de 3-5 m de amplitud. Las paleocorrientes medidas señalan una dirección N 300, hacia el ONO.

Los materiales más gruesos reflejan procesos de corrientes tractivas en canales de baja sinuosidad, con una carga principalmente arenosa. Los canales presentan barras y megarriples de crestas sinuosas, que migran aguas abajo. La red de canales será distal y alimentaba las zonas de llanura de inundación. La procedencia del sistema es de zonas situadas hacia el E y SE de la Hoja.

En los estadios de aguas altas tiene lugar la sedimentación por decantación del material transportado en suspensión, en las zonas de llanura de inundación. En la etapa de aguas bajas, no se produce sedimentación en estas zonas, lo que permite la implantación de una vegetación y el desarrollo de procesos de edafización en el sedimento, que pueden dar lugar a la formación de calcretas.

2.1.2.2. *Calizas y margocalizas (5), calcretas (5')*: «calizas del sondeo de Alcozar» («sucesión de Alcozar»)

Los afloramientos de esta unidad litológica se restringen a las mismas zonas que la unidad anterior, aunque ocupan mayor extensión, sobre todo en las inmediaciones del arroyo del Rebollar, correspondiendo al flanco sur y a la charnela del pliegue, donde está el emplazamiento real del sondeo (que no coincide con la ubicación señalada en el mapa topográfico).

En campo destacan por su coloración gris-blanquecina y el pequeño escarpe estructural que originan, estando las capas horizontales o buzando al sur.

Se trata de una unidad carbonatada con un espesor variable entre 12-15 m. Está formada por varios bancos de entre 1 y 3 m de calizas compactas y aspecto masivo, con límites plano-paralelos que se pierden lateralmente. En su interior contienen nodulizaciones en la base, y a techo, abundantes trazas de raíces y brechificación. Se corresponden con *mudstones* a *wackestones* muy recristalizadas; el nivel más alto corresponde a una calcreta bien desarrollada.

Lateralmente las calizas pueden pasar a areniscas cementadas, como ocurre en el cierre sur del arroyo de La Nava.

Esta unidad se interpreta como producto de ambientes lacustres y palustres. Son los abundantes rasgos edáficos los que hacen conferir al sedimento el carácter de paleosuelo hipercalcimorfo desarrollado sobre un sustrato carbonatado.

Todo ello es indicativo de una franja palustre de anchura variable que ocupa las zonas marginales de lagos someros sometidos a una variación importante del nivel del agua. Los paleosuelos se desarrollan sobre un sustrato carbonatado.

2.1.2.3. *Limos, arcillas, y arenas (6); calcretas (7); areniscas y conglomerados silíceos (8)* («sucesión de Langa inferior»)

Se trata de un conjunto detrítico de coloraciones predominantemente ocre-anaranjadas, con potencia en conjunto que sobrepasa los 50 m y con predominio de las litologías finas de limos y arcillas sobre llos conglomerados y areniscas. Afloran en la charnela desmantelada del anticlinal de Langa, conformando una amplia depresión o *combe* de orientación E-O, que se extiende desde la localidad de Alcozar, hasta casi la altura de la de Zuzones.

Afloran también en el flanco norte de la estructura, en aquellos lugares donde la red fluvial ha incidido y desmantelado el nivel de calizas («calizas de Langa») situado por encima de este conjunto, como ocurre con el arroyo de La Fuente, al sur de Bocigas de Perales.

Los limos, arcillas y arenas se presentan en secuencias granodecrecientes en tránsito gradual, con estratificación paralela y frecuentes rasgos de hidromorfia hacia techo, manifestada por moteados de color. Su geometría es tabular, con un espesor variable entre 2 y 6 m, y una extensión lateral que supera los 200 m. En los niveles inferiores, son frecuentes también los encostramientos en «enrejado» desarrollados hacia la base de los niveles, mientras que en resto de las capas, la nodulización se desarrolla en la parte media-alta, llegando a formar auténticas calcretas masivas.

Los conglomerados y areniscas están organizados en secuencias granodecrecientes de base fuertemente canalizada, tienen colores marrones o grises. Son ortoconglomerados, poligénicos y polimodales. Los clastos son subredondeados y por orden de abundancia son de cuarcita, cuarzo y carbonato. El centil varía entre 5-12 cm. Unas veces están cementados por carbonato, dando pequeños resaltes morfológicos y, otras aparecen sin cementación formando canturriales como los que aparecen al oeste y noroeste de Alcozar.

Estos materiales detríticos muestran estratificación cruzada en surco de media a gran escala y, ocasionalmente planar. Las direcciones de corriente medidas indican hacia el O y ONO.

Presentan una geometría lenticular muy laxa, con un espesor variable entre 1 y 5 m, y una extensión lateral que oscila entre 25 y 75 m.

Las areniscas aparecen en tránsito gradual desde los conglomerados anteriores o bien, se muestran en capas delgadas y aisladas entre depósitos más finos. Están fuertemente cementadas por carbonato, tienen un color marrón y gris y un tamaño de grano variable.

Pueden aparecer masivas o con estratificación cruzada de media escala, con sets de 3 a 5 m de amplitud. A veces presentan laminaciones cruzadas de ripples.

Muestran una geometría lenticular, unas veces con espesor entre 2 y 5 m y otras veces, en delgados niveles de 20 a 40 cm de potencia. Su extensión lateral es inferior a 100 m.

Estas unidades representan ambientes de llanura aluvial, que está surcada por canales fluviales de baja sinuosidad, que transportan gravas y arenas; muestran una relación anchura profundidad mayor de 4. Estos canales son efímeros y están aislados entre depósitos finos de llanura de inundación. La procedencia de este sistema se localiza al E y SE de esta Hoja.

La abundancia de detríticos finos (arenas y limos) en las secuencias de la parte inferior de este tramo, indica que se formaron en ambientes de «llanura de inundación proximal», donde existen procesos edáficos incipientes, que no llegan a formar horizontes de costras.

2.1.2.4. Calizas, calizas margosas (9): «calizas de Langa» («sucesión de Langa inferior»)

Esta denominación se corresponde con el «nivel guía» continuo que cartográficamente dibuja y cierra el pliegue de Langa. Originando en el flanco norte y en las zonas de charnela no erosionadas, páramos calcáreos subhorizontales o suavemente inclinados al N, situados a cotas entre los 980-1.020 m de altura.

A lo largo del flanco sur del pliegue, conforma un moderado relieve en cuesta, con capas inclinadas entre 30° y 15°.

Las «calizas de Langa» s.s. presentan potencias cercanas a 15 m (Matorero), apreciándose un notable aumento hacia el O-NO, al superponerse sobre ellas —sin posibilidad de diferenciación—, varios niveles de calizas y calizas margosas de la «sucesión de Langa superior», e incluso puede que hasta por las «calizas inferiores del páramo»; constituyendo un potente tramo carbonatado que supera los 80 m de potencia en el corte del arroyo Pozarrón, al norte de Zuzones.

El muro de las calizas corresponde a cualquiera de las litologías descritas en el apartado anterior, pero frecuentemente se disponen sobre calcretas desarrolladas en limos. En el paraje de Matorero las «calizas de Langa» dan lugar a una cresta o resalte estructural bien patente, está originado por un tramo calcáreo formado por varios bancos de calizas y calizas margosas con espesores entre 2-4 m, con límites netos y planos que lateralmente se pierden. Presentan unos colores blancos y grises con moteado ocre y rojo. Se trata de *mudstones* a *packstones* con fragmentos de fósiles y estructuras oncolíticas.

Estas capas presentan en la base nodulizaciones y, hacia el techo, brechificación, hidromorfia y trazas de raíces. Con frecuencia se observan fragmentos de restos fósiles, porosidad fenestral y rellenos geopetales.

Presentan una geometría tabular con los espesores ya señalados y, con una extensión lateral que puede llegar a tener varios centenares de metros.

Se interpretan como un producto de medios lacustres someros y carbonatados, con alguna agitación y con márgenes variables, ya que se producen brechificaciones, que es indicativo de episodios de emersión y exposición subaérea. A techo de secuencia se localizan los mayores rasgos de exposición y emersión, que es indicativo de secuencias de somerización.

2.1.2.5. *Limos arcillosos rojos (11), calizas y calcretas rosadas, margocalizas, arenas y limos blanco-amarillentos (10) («sucesión de Langa superior»)*

Denominamos informalmente así, al conjunto de materiales «sintectónicos» que conforman el abanico de capas desarrollado a lo largo del flanco meridional del anticlinal de Langa; capas que rápidamente se horizontalizan y se continúan al sur del Duero, estratigráficamente por debajo de las «calizas inferiores del páramo» hasta la altura de Valdanzo.

Salvo el tramo detrítico basal (11), el resto de las litologías forman un conjunto bien identificable por sus afloramientos de colores blanquecinos y rosados en los que destacan numerosos resaltes de calizas y calcretas.

Los ambientes más lacustres-palustres se desarrollan preferentemente hacia el S y SO, mientras que hacia el E (Velilla de San Esteban), predominan los paleosuelos carbonatados.

La «sucesión de Langa superior» alcanza una potencia máxima estimada de 200 metros, incluido el tramo detrítico inferior.

Sobre las «calizas de Langa» se dispone un potente (>50 m) y característico tramo limoso rojo-anaranjado (11), ocasionalmente con alguna delgada intercalación calcárea. Se identifica perfectamente en campo porque, debido a su escasa competencia, forma un rellano o depresión, a menudo cultivada, paralela a los resaltes de las calizas (9) a muro y de la «sucesión de Langa superior» s.l. (10) a techo.

A lo largo del flanco norte y del cierre periclinal oriental de la estructura, éste tramo se muestra más homogéneo y delgado, no llegando a los 20 m de espesor. En éstos sectores aparece delimitado a techo por calcretas blanco-rojizas de hasta 6-8 m con calizas lacustres (3-5 m) a techo (El Portillo, Bocigas de Perales).

Por encima del tramo detrítico basal, se dispone la «sucesión de Langa superior» p.p.d., representada litológicamente por un conjunto de tramos limo-arcillosos y arenosos con potencias entre 5-15 m, alternando con tramos de calizas de 2-12 m.

Los limos tienen un contenido alto de arena de grano fino y son de color ocre-anaranjado. Son masivos y presentan abundantes texturas edáficas con desarrollo de *pedes* de tipo prismático, laminar, poliédrico, etc., abundantes hidromorfias, trazas de raíces remarcadas por carbonato, nodulizaciones calcáreas que en muchos casos dan lugar a un encostramiento carbonatado a techo de secuencia. Tienen geometría tabular con espesores menores de 4 m y una extensión lateral mayor de 300 m.

Las intercalaciones de margas y calizas presentan capas también plano-paralelas de 0,5-2,5m. de espesor, con variados espectros litológicos: margas, calizas micríticas, calizas margosas, oncolíticas, arenosas..., y como rasgos postsedimentarios: brechificación casi siempre presente, con restos de raíces a techo, nodulización y porosidad fenestral en algunos niveles.

La presencia de niveles alternantes con distinta competencia o grado de cementación dan lugar a afloramientos con una morfología típica de cerros acastillados con resaltes de perfil fungiforme, bolos y pináculos.

El tramo detrítico inferior representa ambientes de llanura aluvial que está surcada por una red de canales efímeros de baja sinuosidad de zonas medias y distales. En esta llanura se producen intensos procesos de alteración edáfica con la formación de extensos niveles de calcretas. En ella también se localizan algunos lagos someros, que pueden llegar a desecarse.

Sobre ellos, se implanta progresivamente un sistema lacustre-palustre de baja pendiente con los márgenes fluctuantes, donde se localizan alteraciones en el sedimento, relacionadas con las oscilaciones del nivel freático.

2.1.2.6. *Limos arcillosos rojos con carbonataciones (11); calcretas rojas oquerosas y/o compactas, calizas y margocalizas blancas (12); areniscas y conglomerados, conglomerados de intraclastos (oncolitos) (13)*

Alejados de la influencia del flanco más activo del pliegue, es decir, a lo largo del flanco norte y, sobre todo en las terminaciones periclinales al ESE y al ONO y, por tanto, en paso lateral

con la unidad sintectónica de Langa (superior), aparece una potente y monótona serie detrítica de carácter aluvial y fluvial correlacionable respectivamente con la Unidad de San Esteban de Gormaz (RAMOS MARTÍN y ALONSO-GAVILÁN, *op. cit.*) y con la Fm. Detrítica de Aranda (GARCÍA DEL CURA, 1974, 1975; ARMENTEROS, 1986).

Este conjunto, constituido por limos con calcretas, canales arenoso-conglomeráticos y ocasionales niveles de calizas; estas últimas, aunque tienen expresión cartográfica, dada su limitada continuidad, no se pueden utilizar como unidades litoestratigráficas de referencia dentro de ese gran tramo detrítico, sino más bien como capas guía.

La potencia aflorante máxima estimada en el sector oriental de la Hoja es de unos 130 metros, y algo inferior (105 m) en el ángulo NO de la misma, al norte de Guma.

En las inmediaciones de la localidad de San Esteban, aflora la Unidad homónima, que desde el punto de vista sedimentológico está constituido por dos conjuntos que se interdigitan (Subunidad Blanca y Subunidad Roja, RAMOS MARTÍN y ALONSO-GAVILÁN, *op. cit.*).

La parte inferior del corte que aflora en el cerro del castillo de San Esteban de Gormaz, y en cerros próximos correspondería a la Subunidad Blanca; está constituido por una sucesión detrítica de algo más de 50 m constituida por limos con carbonataciones discretas, areniscas y conglomerados, coronados por una potente calcreta >5 m (cerro del castillo); por encima de esta calcreta, le siguen (Subunidad Roja): conglomerados arenosos cementados, areniscas y arcillas, todos ellos de un color rojo intenso, limos ocreos con glaébulas carbonatadas y a techo, en los relieves más altos, conglomerados cuarcíticos sueltos.

En el tramo inferior, los limos arenosos ocre-anaranjados con hidromorfias rojas y verdes, se presentan en secuencias plano-paralelas de 1-4 m de espesor, con granclasificación positiva, muestran trazas de raíces, nodulizaciones calcáreas y en algunos casos encostramientos a techo.

Las areniscas y conglomerados cementados por carbonatos, con colores ocre-blancos se presentan en capas de 1,5-3 m con base canalizada y techo plano. Internamente se aprecian cicatrices erosivas con *lags* de cantos y estratificaciones cruzadas planar y en surco de gran escala. Los cantos, bien redondeados, son de cuarzo y cuarcita con centiles de 4 cm; las paleocorrientes indican hacia el N-NE.

Los conglomerados de intraclastos (oncolitos) afloran al oeste de San Esteban de Gormaz, a la altura del km 225 de la antigua carretera N-122, allí aparecen cuerpos de base plana con gran continuidad lateral y de 2-4 m de potencia, suavemente inclinados hacia el SSE.

Muestran techo irregular y visibles cicatrices de acreción lateral; están constituidos mayoritariamente por oncolitos esféricos de tamaños dispares desde 2 hasta 30 cm, con matriz intersticial limo-arenosa roja irregularmente cementada; los de menor tamaño presentan numerosas y apretadas envueltas estromatolíticas concéntricas, mientras que en los de mayor tamaño muestran menos envueltas, pero más gruesas, con espesores de hasta 2 cm y estructura interna de tipo «arborescente» muy porosa. En algunos puntos, y coincidiendo con las superficies de amalgamación se observan restos de tapices estromatolíticos algales.

Otro canal con oncolitos esféricos de gran tamaño (20 cm de centil), aparece en la base de la serie de Piquera de San Esteban; en éste caso, los oncolitos se encuentran dentro de un canal de aproximadamente 12 m de anchura por 0,5 m de espesor, intercalado entre limos arcillosos con hidromorfias rojas-verdes. Aunque no muy definida, muestran granoclasificación inversa, con mayor proporción de oncolitos grandes a techo; la matriz limo-arcillosa puede que no sea tal, pues es igual al nivel superior, con el que muestra un contacto gradual, de tal modo que originariamente pudieran tener estructura abierta, rellenándose posteriormente por percolación de los limos del nivel inmediatamente superior.

La denominada Subunidad Roja, con tramos y capas de menor espesor (1-2 m), es más arenosa y conglomerática y, claro está, de un preponderante color rojo. Los conglomerados de esta subunidad, frecuentemente bien cementados, muestran bases canalizadas en detalle y gran continuidad lateral; son cuerpos con estratificaciones cruzadas en surco a gran y pequeña escala con abundante matriz arenosa, llegando incluso a estar los cantos dispersos. Los cantos redondeados, no están muy bien seleccionados, apareciendo cantos de 10 cm junto con otros (mayoritarios) de tamaño grava (2-5 cm).

En los niveles inferiores de la Subunidad Roja, las litologías suelen ser mixtas con clastos silíceos de cuarzo, cuarcita y lidita y otros de naturaleza calcárea (mesozoicos); las direcciones de corriente muestran una disposición hacia el S y SO. Hacia techo, se van haciendo exclusivamente silíceos, a la vez que dejan de estar cementados, apareciendo los niveles superficiales sueltos y lavados, con coloraciones blanco-ocres, como puede observarse en los alrededores de Villálvaro, en el ángulo NO de la Hoja, y en los relieves del borde oriental de la misma, al norte de San Esteban de Gormaz.

Hacia el N y NE (Hoja de Peñaranda, 347), la Subunidad silícea Roja ocupa como facies de borde, todos los afloramientos; llegando a progradar sobre las «calizas inferiores del páramo» e incluso posiblemente, también sobre las «calizas superiores».

Las calcretas adquieren su mayor desarrollo y representación a lo largo de todo el flanco septentrional del anticlinal de Langa, sobre todo entre las localidades de Bocigas de Perales y Rejas de San Esteban, y en Matanza de Soria. Estratigráficamente estas calcretas deben ser equivalentes a él o a los primeros niveles carbonatados de la «serie de Langa superior».

En el cerro de «El Portillo», entre Alcozar y Rejas de San Esteban, las calcretas morfológicamente conforman un auténtico páramo, en cuyo escarpe se puede observar el siguiente corte: sobre limos anaranjados con fuertes hidromorfias rojas y blanco-verdosas, se disponen alternancias decimétricas de sucesivos niveles encostrados con intercalaciones de limos con carbonataciones selectivas, llegando a alcanzar un espesor total de hasta 5 metros; por encima una calcreta oquerosa ≥ 4 m, gris con moteado pardo-rojizo y rellenos detríticos en los primeros metros, haciéndose más compacta a techo; sobre esta calcreta se superponen directamente calizas micríticas lacustres blancas (≥ 2 m), que se acuñen hacia el N, y por último, sobre ellas, otra vez limos naranjas.

Hacia el norte, en los alrededores del vértice Canto (990 m) y, lateralmente al mismo páramo de calcretas anteriormente descrito, el corte comienza por arenas conglomeráticas y limos rojos compactos con cantos dispersos, sobre ellos aparece una calcreta compacta roja de 4 m,

intensamente brechificada y con cierta estructuración horizontal hacia techo, dándole el falso aspecto de conglomerados; le siguen 2 m de calcreta roja con cantos cuarcíticos dispersos, con una marcada estructuración vertical (raíces?); por último, conformando el techo del replano, una calcreta brechoide (aprox. 1 m) más clara, a parches rosa-rojo.

Entre Rejas de San Esteban y San Esteban de Gormaz, la calcreta roja que en Matanza de Soria está inclinada hacia el NNE, se horizontaliza y va bajando de cota hacia el SSO, a la vez que lateralmente pasa a niveles carbonatados blancos constituidos por niveles de oncolitos esféricos y cilíndricos de 2-10 cm empastados en una matriz margosa (Ayo. del Encaño de Valdelavida), ubicados a cotas de 920 m.

En la zona de culminación de la charnela (940-950 m), sobre ésta calcreta roja, se superponen en *onlap*, margas y calizas blancas, dando el páramo de Cuestablanca (965 m).

Al sur del Duero, niveles oncolíticos similares y muy probablemente equivalentes a los anteriores, presentan gran continuidad lateral, manteniéndose a cotas cercanas a los 880 m en los alrededores de Aldea de San Esteban y a lo largo del valle del río Pedro.

De igual modo, las calizas de «Cuestablanca» deben equivaler, en este lado del Duero, a la calcreta que aflora entre estos niveles oncolíticos y el «páramo de Atauta», dando un peculiar resalte y cerro «acastillado» (940 m aprox.), entre Aldea y Peñalba de San Esteban, por debajo del vértice Turroneo (977 m) correspondiente al referido «páramo de Atauta» (correspondiente a las «calizas inferiores del páramo», aunque en este caso, se trata más bien de calcretas).

Por otra parte, en el ángulo NO de la Hoja, orlando la terminación periclinal del anticlinal de Langa, y por debajo morfológica y estratigráficamente de las «calizas inferiores del páramo», afloran los correspondientes materiales detríticos equivalentes a la Subunidad Blanca, en este caso correlacionables con la denominada Serie Detrítica de Aranda.

En la margen meridional del Duero las areniscas y conglomerados están cementados, dando resaltes y replanos estructurales (Peñasrubias, Correjón, etc.), las paleocorrientes indican hacia el O-SO; al norte, los niveles inferiores aparecen también cementados, mientras que los más altos (y superficiales) aparecen sueltos (Casqueras, 925 m; Las Casqueras, 938 m).

2.1.2.7. *Conglomerados de cantos calcáreos mesozoicos (14)*

Estos niveles se localizan exclusivamente en el ángulo SO de la Hoja, aflorando en la parte baja de los valles que desaguan al embalse de Linares.

En los afloramientos más septentrionales, sobre estos niveles conglomeráticos se disponen directamente las «calizas inferiores del páramo», mientras que hacia el S, entre los conglomerados y las calizas se van intercalando limos arcillosos rojos.

Son niveles conglomeráticos de 0,5 a 4 m de potencia con base erosiva, cicatrices internas e intercalaciones arenosas; los cantos en general bien redondeados y con centiles de 30 cm,

son en un 80-90% de calizas y dolomías mesozoicas, y el resto de cuarcitas grises y cuarzo, muy probablemente del cretácico superior detrítico. Tienen matriz arenoso-lutítica blanquecina que en algunos niveles, puede llegar a ser abundante. Localmente, ésta matriz aparece fuertemente silicificada a modo de parches de tonos más oscuros o marrones.

Estos niveles conglomeráticos corresponden a depósitos de abanicos aluviales procedentes del O-SO, enraizados en los relieves del borde mesozoico de Honrrubia.

2.1.2.8. *Calizas, margocalizas, margas y limos (15); calcretas y calizas (15')*: «calizas inferiores del páramo» («Páramo 1»)

Estatigráficamente representan la terminación del ciclo medio neógeno, que culmina con un predominio de términos calcáreos conocido como «calizas inferiores del páramo» o Páramo 1. Se correlaciona, por tanto, con la Unidad Media de ARMENTEROS, y con la parte alta de la Unidad 3 de MEDIAVILLA y DABRIO, *op. cit.*, establecida para el sector central de la Cuenca del Duero.

Como ya se mencionó anteriormente, MAZO y JORDA datan como Aragoniense sup. MN-7 los depósitos fluviales (detríticos) del techo de la Unidad Inferior y que, por tanto, según ellos, estarían situados estratigráficamente por debajo de la Unidad carbonatada Media (Páramo 1). Asignación estratigráfica con la que mostramos un claro desacuerdo, debido a que las observaciones realizadas tanto en el entorno del yacimiento como en zonas próximas situadas al E y al NO del mismo, indican que estos depósitos fluviales están erosionando fuertemente a niveles calcáreos correspondientes a dicho «Páramo 1». El grado de incisión es tal, que llegan a cortarlos totalmente, alcanzando la base del canal a términos detríticos infracalizas, quedando los conglomerados situados topográficamente por debajo o a la misma cota que las calizas y, sin embargo, corresponder a niveles estratigráficamente más altos (e inmediatos en la sucesión).

Los afloramientos de esta Unidad calcárea tal y como ya se ha manifestado en apartados anteriores, quedarían restringidos prácticamente a la mitad meridional de la Hoja, desapareciendo lateralmente tanto hacia el N como hacia el E-NE.

Al norte del Duero, se han considerado y asignado a esta Unidad, los exiguos afloramientos de calizas lacustres horizontales que al sur de Alcozar quedan conservados como cerros testigos con cotas entre 970 y 986 m, *onlapando* sobre la «sucesión de Langa superior».

La potencia de esta Unidad puede ser muy variable, oscilando entre 10-15 metros y aumentando ostensiblemente hacia el sur de Piquera de San Esteban; pero la principal característica de esta Unidad es su gran continuidad lateral, con las excepciones debidas a condicionantes paleogeográficos y/o de origen tectónico.

Al este del río Pedro, el páramo de Atauta (Turronero, 977 m) y parcialmente los de Valparaiso y el Llano de San Juan están conformados por niveles de calcretas compactas, desarrollados fundamentalmente a espensas de limos y arcillas correspondientes a depósitos fluviales sl. en un contexto de *playa lak* periférico a ambientes lacustres ppd. Así, al noroeste de Piquera, el replano (>960 m) correspondiente al Corral Maluendas está conformado por un resalte car-

bonatado constituido por una calcreta blanca ≥ 2 m (margocaliza edafizada), a la que se superpone mediante un contacto irregular neto (con aspecto erosivo?) una calcreta rojiza oquerosa-alveolar con cierta estructuración subhorizontal. Hacia el S-SO de Atauta, en tránsito lateral y/o sobre ellas, estas calcretas pasan a calizas lacustres s.l.

Inmediatamente al O y S de Piquera se aprecia el acuñamiento de niveles detríticos a favor de carbonatos, llegando a soldarse varios de ellos a la vez que se inclinan suavemente al S (pendiente deposicional?). Ya en la Hoja de Ayllón, el nivel lacustre adquiere su máximo desarrollo, conformando un compacto páramo con potencias próximas a los 40 m, como puede comprobarse a lo largo de los cortes proporcionados por el río Pedro y los arroyos Del Monte y Del Prado.

Litológicamente corresponden a bancos de calizas y/o dolomías con colores blanco-grisáceos estratificadas en capas, a veces con intercalaciones de margas y margocalizas. Suelen presentarse masivos, con abundantes texturas edáficas, como brechificación, nodulización, etc. En ocasiones contienen restos fósiles de gasterópodos, y en otros casos presentan oncoides. En líneas generales, presentan una geometría tabular, con espesores variables inferiores a 2m, y extensión lateral del orden de centenares de metros.

Al microscopio se trata de *wackstones-packstones* o de *mudstones* con huellas de disolución, estructuras algales, texturas peletoidales, oncolíticas, tubos de raíces, etc., todos ellos típicos de ambientes palustres.

Las margas blanco-verdosas, con contenido variable en carbonatos, suelen pasar hacia techo a margocalizas, más compactas y de aspecto tableado o lajoso.

Habitualmente todas éstas litologías están muy transformadas por procesos diagenéticos a los que se superponen procesos edáficos inmediatamente posteriores.

Estas litologías se interpretan como propias de ambientes lacustres-palustres. Se trata de lagos someros, carbonatados de energía y pendientes bajas, que desarrollan una orla palustre. En ella se produce una redistribución del carbonato con la formación de texturas edáficas.

2.1.3. Mioceno medio-superior. Aragoniense sup.-Vallesiense inf.

Constituye el último episodio de sedimentación en este sector de la Cuenca del Duero. Se dispone en aparente continuidad sedimentaria sobre el tramo carbonatado que representan las «calizas inferiores del Páramo» o «Páramo 1», con las que finaliza la anterior etapa sedimentaria.

Este conjunto representaría a la Unidad Superior de GARCÍA DEL CURA y ARMENTEROS (*op. cit.*), y a la Unidad 4 de MEDIAVILLA y DABRIO (*op. cit.*).

Algunos autores, en otros sectores de la Cuenca del Duero, consideran que la base de este ciclo es una clara discordancia sobre el conjunto inferior, otros lo consideran como una disconformidad.

En lo que parece que hay coincidencia es en la «reactivación» (¿tectónica y/o climática?) que a nivel de toda la cuenca, tiene lugar desde el punto de vista sedimentológico, ya que sobre un generalizado ambiente lacustre, se implanta nuevamente una red fluvial «intramiocena» extensa, para finalmente, volver a generalizarse la sedimentación de otra unidad lacustre con la que culmina el ciclo.

En nuestro ámbito de estudio, sólo podemos llegar a considerarlo como una paraconformidad, sin señales de erosión ni de karstificación generalizados, y tampoco podemos cuantificar o estimar el hiato correspondiente, pues donde aparecen encostramientos sobre ella (Hoja de Ayllón), son similares e incluso de menor desarrollo que otros que aparecen a distintas alturas de la sucesión.

Desde el punto de vista litológico, se trata de un conjunto mayoritariamente detrítico limo-arcilloso con alguna(s) intercalaciones carbonatadas, de cierta continuidad lateral, y de canales arenosos, que constituyen el «detrítico intepáramos», y a techo, culminando la etapa aparecen las calizas superiores o Páramo 2.

Los yacimientos de Piquera y de Los Valles de Fuentidueña permiten asignar a este ciclo —con nuestra interpretación—, edades comprendidas entre el Aragoniense superior para la parte inferior y Vallesiense inferior para la parte media-alta, al menos por debajo de las calizas superiores del páramo.

A nivel de Hoja, los afloramientos correspondientes a este conjunto quedan actualmente restringidos a la mitad meridional de la misma, es decir, al sur del Duero, donde las calizas culminantes de este ciclo, conforman los característicos «páramos altos» de la región.

2.1.3.1. Arenas y gravas, areniscas y conglomerados (16): «conglomerados de Piquera»

De acuerdo con el significado y la posición estratigráfica dados a estos depósitos, como claramente posteriores a las «calizas inferiores del páramo», tal como se ha manifestado anteriormente, consideramos coetáneos y, por tanto, equivalentes a los sedimentos detríticos fluviales donde se encuentra el yacimiento de Piquera, a todos aquellos niveles que, con las mismas características litológicas y sedimentológicas aparecen erosionando a alguno de los niveles o intercalaciones calcáreas que conforman las «calizas inferiores del páramo», y fosilizados por un último nivel calcáreo (caliza/calcreta) situado a cotas cercanas a 970 m.

Se localizan, por tanto, además del entorno del propio yacimiento, en varias zonas: al E de Piquera, en los páramos de Valparaiso y Llano de San Juan, donde aparecen también depósitos similares, pero por encima y erosionando a este páramo de cota 970 m. En algunos puntos, la profundidad del surco erosivo alcanza a otros niveles de conglomerados estratigráficamente más bajos que los aquí considerados, por lo que, al haber desaparecido las calizas de referencia, se pueden plantear problemas puntuales de asignación. Hacia el ONO del yacimiento, consideramos equivalentes a «Piquera» a las arenas y gravas de los alrededores de Miño de San Esteban.

En el corte proporcionado por la cantera de Las Rozas, donde se encontraron los elementos dentarios de *mastodonte* y *dinoterio*, que constituyen el «exiguo» yacimiento de Piquera de

San Esteban, este conjunto litológico presenta potencias cercanas a los 15 metros y continuidad lateral relativamente grande, pudiendo seguirse en un entorno de 500 m. Está constituido por alternancias de gravas y arenas de colores ocres a blanco-amarillentos con numerosas superficies erosivas en su interior (de reactivación) dando cuerpos lenticulares amalgamados en secuencias granodecrecientes. Se disponen en tramos de geometría tabular con estratificaciones cruzadas en surco y planar a gran escala, que proporcionan una dirección de paleocorrientes hacia el ONO.

Las gravas bien redondeadas y lavadas, con centiles entre 3-12 cm según los niveles, son de cuarcita y cuarzo, y esporádicamente de lidita y caliza; presentan una matriz de arenas cuarzosas de calibre medio a grueso. Los niveles arenosos, generalmente de grano fino, son también de cuarzo y están muy lavados.

Excepcionalmente aparecen *cantos blandos* arcillosos de tamaño decimétrico con laminaciones y colores grises y pardo-rojizas.

En el frente de la explotación, gran parte de éstos niveles se presentan sueltos, aunque localmente dentro de la propia cantera, y en los otros afloramientos descritos, aparecen cementaciones carbonatadas más o menos irregulares e intensas.

En las proximidades de Miño de San Esteban se presenta un afloramiento espectacular de esta morfología y relleno del canal fluvial, en él se pone de manifiesto la fuerte incisión sobre el nivel carbonatado estatigráficamente subyacente, pudiéndose observar, cómo la pared lateral del canal aparece recubierta de estromatolitos dómicos (≈50 cm de diámetro por 20 cm de altura), con abundante limo atrapado entre las láminas algales.

Todos estos depósitos corresponden a un sistema fluvial que discurriría subparalelo al borde de cuenca mesozoico (rama sur de La Ibérica), y que se dirigía al NO, hacia sectores centrales de la Cuenca del Duero. El sistema estaba constituido por una red de canales de baja sinuosidad, y de una amplia llanura de inundación donde se desarrollaban procesos edáficos. Los canales transportan barras de gravas y arenas y suelen ser más o menos efímeros, aunque en el caso de «Piquera» la superposición de barras de gravas de gravas indican una cierta permanencia en el tiempo.

2.1.3.2. *Limos, arcillas y arenas (17)*

Estas litologías presentan la característica coloración ocre-anaranjada, correspondiendo al conjunto detrítico interpáramos y, por tanto, aparece bien delimitados en la zona, tanto desde el punto de vista morfológico como estratigráfico. Presenta una potencia aproximada de 45 m bastante constante entre Piquera y la Vid, y algo superior (unos 50 m) para el ángulo SO de la Hoja, hacia el «depocentro» de Maderuelo.

En el corte del páramo de Peñas Rodadas, los afloramientos de esta unidad corresponden a niveles tabulares de 1,5 a 5 m de potencia de limos arenosos y arcillas de colores ocre-anaranjados y blanquecinos con frecuentes hidromorfias, con carbonataciones de distinto grado y tipo en casi todos los niveles. En los más potentes, se observa un progresivo enriquecimiento

to de carbonatos hacia techo, con glaébulas carbonatadas dispersas en la base, concentradas y con cierta estructuración vertical en la parte media-alta, por último, a techo, se desarrolla una calcreta masiva que puede sobrepasar hasta 1 m de espesor.

Lateralmente se intercalan niveles blanquecinos de hasta 2 m de potencia, que pueden corresponder a canales de limitada extensión lateral, con arenas de grano medio a fino más o menos cementadas, a veces con cantos silíceos dispersos; o también a horizontes margosos, localmente oncolíticos (6 cm de centil), con hidromorfias rojizas y huellas de raíces a techo.

Este conjunto representa los sedimentos de una llanura aluvial sujetos a una edafización más o menos intensa.

2.1.3.3. *Conglomerados, arenas y gravas silíceas (18)*

Corresponde esta unidad a los depósitos detríticos «gruesos» que se disponen sobre la intercalación (más alta) de calizas lacustres o calcretas consideradas como «calizas inferiores del páramo», quedando prácticamente restringidos a la esquina SE de la Hoja.

Presentan potencias que oscilan entre 5-15 m, mostrando las mismas características que la unidad (16): cuerpos de geometría canalizada, fuertemente erosiva, internamente están formados por niveles amalgamados de 0,5 a 1 m de espesor, con estratificaciones cruzadas en surco de gran talla de conglomerados silíceos mayoritariamente, con una matriz arenosa media a gruesa, y niveles de arenas finas blanco-amarillentas todos ellos frecuentemente cementados por carbonatos.

2.1.3.4. *Calizas y margo-calizas (15), calcretas (15')*

Esta unidad corresponde al nivel carbonatado blanco intercalado a media altura (1.000-980 m de cota), que destaca dentro del conjunto detrítico interpáramos. Presenta gran continuidad lateral desde Piquera a Valdanzo.

Hacia el Oeste adquieren mayor potencia, llegando a unirse a niveles calcáreos inferiores, siendo difícil la diferenciación del conjunto de niveles correspondientes a las «calizas del páramo inferior», de ahí que se halla optado por asignarles el mismo número.

En la esquina SO de la Hoja, este nivel se va adelgazando hacia el NO, a la vez que pasa a calcretas rojas; hacia el SE (Hoja de Ayllón 404) aumentan de potencia hasta alcanzar valores cercanos a los 20 m, quedando únicamente separado mediante un delgado nivel rojo, de las «calizas inferiores del páramo».

En el corte de Peñas Rodadas, está representada por un tramo de unos 6 metros de espesor, constituido por tres niveles de calizas micríticas, nodulosas y margosas en la base, de colores blancos con moteado ocre, brechificadas y con moldes de raíces a techo.

Representan los sedimentos de lagos carbonatados someros, en algunos casos con cierta permanencia en el tiempo, localizados sobre una llanura aluvial representada por los «detríticos»

de anteriores unidades. Estos lagos presentan un amplio entorno palustre y/o de «playa» donde se desarrollan procesos edáficos relacionados con las fluctuaciones del nivel hídrico y freático de los mismos.

2.1.3.5. *Arenas, areniscas y conglomerados cuarcíticos y/o de intraclastos carbonatados (19)*

Estos niveles se han cartografiado en el sector centro-occidental de la Hoja, donde presentan relativa continuidad lateral, situándose inmediatamente por debajo de las «calizas superiores del páramo» o «Páramo 2» de Castillejo de Robledo.

Muestran coloraciones blanco-amarillentas y habitualmente se presentan cementadas, por lo que, en campo y a distancia, es difícil distinguirlas de las calizas suprayacentes.

Son arenas de cuarzo de grano medio a fino, en general bien lavadas, dispuestas en cuerpos tabulares (5-10 m de potencia) con estratificaciones cruzadas en surco y planar, con *lags* y niveles de gravas; lateralmente en otros cortes, la sucesión es la siguiente: sobre limos arcillosos/arenosos rojos, con glauébulas carbonatadas más o menos abundantes, aparecen niveles conglomeráticos granoclasificados, con cicatrices de acreción y estratificación cruzada en surco de mediana escala, constituidos mayoritariamente por oncolitos esféricos y cilíndricos con el núcleo hueco de hasta 10 cm, en menor proporción clastos carbonatados, bien redondeados, pero sin envueltas (intraclastos) y esporádicos clastos cuarcíticos. Presentan matriz arenosa, localmente abundante e irregularmente cementada; pasan a areniscas blancas bien cementadas, con estratificación cruzada en surco y planar de mediana escala (con direcciones de corriente hacia el E) en total unos 3 m, por encima, 2 m de arenas limosas blancas y por último, una calcreta (≥ 2 m) muy oquerosa de colores blanco-rojizos, con estructuración subhorizontal y abundantes pedotúbulos verticales cementados a techo. Disponiéndose inmediatamente por encima, los primeros niveles de «calizas lacustres» de la unidad (21).

El ambiente de depósito para esta unidad se corresponde con un sistema fluvial en el que en los canales se depositan barras de gravas; ocasionalmente pueden transportar una carga sedimentaria limitada y, en ciertas condiciones químicas de carbonatación elevada tiene lugar la formación de estructuras algales, con depósitos de tipo oncoïdal muy característicos.

2.1.3.6. *Calizas y margocalizas, margas (20). Calcretas (20')*: «calizas superiores del páramo», «Páramo 2»

Esta unidad representa la terminación lacustre carbonatada del ciclo neógeno superior, de ahí la denominación de «Calizas Terminales» de la Unidad Superior de GARCÍA DEL CURA. Sus característicos afloramientos se circunscriben a la mitad meridional de la Hoja, configurando las extensas altiplanicies de los páramos de la zona: el páramo de Castillejo de Robledo (de Los Asperones), y las digitaciones septentrionales del páramo del Puerto Alto de Ayllón: Peñas Rodadas, Peña del gato, Llano Costanero, Valdelamierla y la «mesa» de Cuevapalo-Muela.

Constituyen un conjunto carbonatado compacto que origina el resalte morfológico somital de los páramos altos. Hacia el O-SO se aprecian intercalaciones de niveles limosos que afloran a lo largo de los valles que han erosionado la cobertera calcárea competente, y en suaves depresiones más o menos cerradas y de bordes difusos, sin que puedan considerarse verdaderas dolinas, pero que confieren al páramo una superficie irregular.

Las potencias observadas oscilan en general entre 10-25 m, excepto en Castillejo de Robledo, donde debió existir un «depo-centro», pues con intercalación detrítica incluida se superan los 60 m de espesor.

Generalmente se presentan en bancos tabulares métricos, a veces separados por delgados niveles margosos, que lateralmente pueden aumentar de espesor.

Las calizas presentan gran variedad de facies y texturas, suelen ser *mudstones*, *wackestones* y *packstones*, con cierto contenido en restos fósiles de invertebrados y moldes de los mismos. En estas calizas suelen ser abundantes los rasgos edáficos como brechificación, moldes de raíces, porosidad fenestral e intraclastos. Ocasionalmente pueden aparecer oncoides de tamaño variable.

En el nuevo corte de la carretera de Langa a Castillejo, se observa que en la parte alta de ésta formación se intercalan niveles arcillosos de grises, con restos de materia orgánica (carbonosa) y abundantes fragmentos de conchas de gasterópodos, por encima de estas intercalaciones, y dentro de un nivel de caliza compacta, se ha identificado un fragmento de hueso largo (extremidades) de macrovertebrado.

La parte superior de la serie (la superficie del páramo) presenta rasgos de karstificación discretos, probablemente por corresponder a un replano estructural-erosivo reciente, excepto justo en el borde de la Hoja, en la carretera N-110 de San Esteban de Gormaz-Ayllón, donde se conservan rasgos de karstificación más antiguos.

Representan la sedimentación en lagos carbonatados someros, de baja energía y escasa pendiente que suelen presentar fluctuaciones en sus márgenes. Éstas se traducen en la exposición subaérea y emersión de la secuencia lacustre con la formación de rasgos palustres de naturaleza edáfica como rizocreaciones, brechificación, etc.

2.1.4. Plioceno

Los escasos e irregularmente distribuidos depósitos atribuidos a esta edad, representan el último episodio terciario en la región, situándose sobre una superficie fuertemente karstificada (disconformidad) desarrollada sobre las «calizas superiores del páramo» o «Páramo 2».

Se trata de una unidad detrítica, constituida por facies lutíticas en la base y conglomeráticas a techo, identificada y descrita en áreas cercanas (GARCÍA DEL CURA, *op. cit.*; ORDÓÑEZ, *et al.*, *op. cit.*; ARMENTEROS, *op. cit.*; MOLINA y ARMENTEROS, *op. cit.*; LÓPEZ OLMEDO y ENRILE, *op. cit.*), habiéndose denominado en su conjunto como «facies rojas pliocuaternarias». A las facies conglomeráticas superiores se las asimila a la «Raña», de ahí la atribución cuaternaria (Pliopleistoceno) que se les asigna.

2.1.4.1. *Gravas cuarcíticas, limos arcillosos rojos (21)*

A nivel de Hoja afloran exclusivamente en la «digitación» más oriental (Peñas Rodadas) del Páramo Alto de Ayllón, los únicos cortes existentes en la Hoja aparecen en el talud de la carretera N-110 (San Esteban-Ayllón).

Los limos arcillosos y las arcillas de un intenso color rojo oscuro (10R 3/4 a 10R 4/6), se presentan masivos, sin poder identificarse estructura sedimentaria alguna. Se disponen sobre una superficie karstificada y en forma de espectaculares «bolsones» rellenos de arcillas rojas de 3-4 metros de profundidad, originados por disolución de los bancos de caliza.

Los análisis indican que la fracción limo + arcilla supera el 95% del material, el limo corresponde mayoritariamente a cuarzo, con Feldespato potásico como mineral secundario. La fracción arcilla está compuesta principalmente por illitas-micas y caolinita.

Estos depósitos limo-arcillosos aparecen cubiertos (10-40 cm de espesor) por un canturreal de clastos, con cierta pátina ferruginosa, bien redondeados (centil 7 cm) de cuarcita y cuarzo, con una matriz areno-arcillosa rojo-amarillenta.

Teniendo en cuenta lo limitado de los afloramientos conglomeráticos, y a su posición morfológica con relación a otros afloramientos de esta misma unidad situados más al SSO (Hoja de Ayllón), se nos plantean ciertas dudas respecto si se trata de una auténtica cobertera sedimentaria terciaria, o si son los restos (regolito) de la misma, después de ser arrastrados por procesos erosivos cuaternarios.

Los limos-arcillosos por sus características semidentológicas y mineralógicas, se interpretan como el resultado del desmantelamiento de importantes perfiles de suelos rojos, y su transporte y sedimentación mediante corrientes fangosas (*mud-flows*); mientras que los conglomerados cuarcíticos corresponderían a barras de gravas depositados mediante flujos lamina-dos mucho más diluidos. Ambos tipos de depósitos se habrían sedimentado mediante abanicos aluviales enraizados al S y SE en los relieves de Somosierra-Ayllón.

En cuanto a su edad, y debido a la ausencia de restos paleontológicos, se asignan al plioceno en función de la posición morfológica que ocupan: fosilizan a las «calizas superiores del páramo» (atribuidas al Vallesiense-Turolense?), y quedan topográficamente colgados con respecto a la red fluvial, asignada tradicionalmente al Pleistoceno.

2.2. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios diferenciados en la Hoja de San Esteban de Gormaz tienen su origen relacionado con dos procesos: El más importante corresponde al desarrollo y encajamien-to de la red fluvial, cuyo principal agente es el río Duero y sus afluentes, de los que destaca-mos el río de Rejas, río Pedro y arroyo de Valdanzo. El otro proceso, de menor importancia, está asociado a la evolución de las vertientes.

2.2.1. Pleistoceno-holoceno

2.2.1.1. *Cantos y gravas cuarcíticas, arenas, arenas y limos (22, 23, 24). Terrazas altas, medias y bajas*

Los depósitos de terrazas tienen escasa representación cartográfica en la Hoja, siendo los asociados a la evolución del Duero los más característicos, al menos en cuanto a presencia de niveles escalonados.

El río Duero surca transversalmente la Hoja con dirección ESE-ONO, con mayor desarrollo de terrazas colgadas en su margen izquierda, sobre todo en su tercio superior, entre San Esteban de Gormaz y Velilla de San Esteban.

Se han identificado 8 niveles de terrazas escalonadas por encima de la terraza de vega (llanura de inundación) del río Duero. Se agrupan de forma convencional, aunque con cierta implicación cronoestratigráfica (AGUIRRE, 1989; MOLINA y PÉREZ-GONZÁLEZ, 1989), en tres secuencias en función de sus cotas relativas: las altas, que en esta Hoja sólo aparece un nivel, situado a +85 m frente a Langa de Duero; las terrazas medias con cinco niveles situados entre +55 y +18-25 metros, y las bajas con dos niveles situados a +13-15 y +5-10 metros, respectivamente.

El espesor de estos depósitos no suele superar los 4 metros; litológicamente están formados por gravas y arenas con arcillas en menor proporción, existiendo una cierta variación en la composición, de las más antiguas a las más modernas. Los procesos de lavado «in situ» originan una concentración de finos en los horizontes inferiores del perfil, siendo, por tanto, más intensos cuanto más antiguo es el nivel, de tal forma que en las más altas, la matriz arenocilicosa prácticamente ha desaparecido.

Las gravas con centiles de 15-20 cm y medias de 5-8 cm, son en su gran mayoría de naturaleza cuarcítica, siguiéndole los clastos de cuarzo, areniscas y calizas como minoritarios. Los cantos se presentan bien redondeados en todos los niveles, observándose una cierta tendencia al alargamiento en los niveles más bajos.

En la margen izquierda del río Pedro, al NO de Piquera y frente a Aldea de San Esteban, se conservan sobre replanos estructurales de calizas, exiguos canturrales cuarcíticos con centiles ≥ 20 cm, que corresponderían a un nivel de terraza media situado a +17-20 m sobre el cauce.

2.2.1.2. *Limos arenosos con cantos (25). Glacis*

Corresponden en su mayor parte a vertientes de enlace entre la ladera y la parte baja de los valles (vegas o fondeo de valle).

El diferenciado al NO de Piquera, correspondería, sin embargo, a un nivel más antiguo que enlazaría con la terraza de +17m.

Presentan un perfil con suave pendiente y un espesor muy variable, que en general no suele superar los 3 metros. Litológicamente están constituidos por limos arenosos blanquecinos (carbonatados) con cantos subredondeados ≤ 10 cm de calizas y areniscas terciarias, dispersos en la matriz o concentrados en nivelillos.

2.2.2. Holoceno

2.2.2.1. *Gravas arenas y limos (26). Abanicos y conos aluviales*

Responden estos depósitos a una misma génesis, diferenciándose tan sólo en la morfología que presentan. Los conos de deyección son de dimensiones más pequeñas y generalmente con mayor pendiente, aparecen localizados en la salida de pequeñas torrenteras o barrancos que desembocan en un valle de fondo plano de orden superior. Buenos ejemplos aparecen en la parte alta del río Pedro y en el arroyo de Valdanzo con sus afluentes.

Los abanicos aluviales, más amplios y aplanados que los conos, con radios de hasta 0,5 km se desarrollan sobre la «terrazza de vega» o llanura de inundación del Duero.

Son depósitos muy heterogéneos, fundamentalmente arenosos con proporciones y contenido litológico variables de gravas y arcillas en función de su área fuente. Frecuentemente con cantos calcáreos mayoritarios procedentes de la erosión de niveles de calizas y calcimorfos.

2.2.2.2. *Cantos calcáreos y limos arenosos (27). Coluviones*

Corresponden a depósitos de pie de vertiente, asociados a las laderas de los valles; sirviendo morfológicamente de enlace con otras formas: terrazas y fondos de valle en sentido amplio.

Se trata de acumulaciones limo-arenosas poco coherentes, que engloban abundantes cantos angulosos y subangulosos (principalmente calcáreos) procedentes del sustrato de la vertiente, con centil de 12 cm y medias de 2-4 cm, generalmente con cierta ordenación interna en niveles e hiladas.

Los originados por degradación de los escarpes de terrazas (frente a Soto de San Esteban), como es lógico, presentan litologías mayoritariamente cuarcíticas.

2.2.2.3. *Limos grises y/o gravas (28). Fondos de valle*

Estos depósitos de origen aluvial en sentido amplio, ligados a la actividad más o menos reciente o actual (holocena) de los arroyos estacionales y cursos fluviales secundarios, que en las zonas de cabecera se entremezclan con aportes laterales procedentes de las laderas (aluvial-coluvial).

Las características litológicas de los fondos de valle, y para los cursos más significativos son similares a las de las terrazas más bajas, en cuanto a la naturaleza de los cantos; la matriz sin embargo, es en general mucho más abundante y más fina, de carácter limo-arcilloso. En los arroyos de menor rango las litologías son generalmente calcáreas, con cantos subangulosos a redondeados y matriz areno-limosa, a veces ligeramente cementada.

Estos depósitos proporcionan una morfología de valles de fondo plano con perfil en «U», que corresponden a una forma heredada de un período más frío que el actual. En algunas de las cabeceras y tramos altos de estos valles, y debido al encajamiento de la red actual sobre estos

depósitos, se originan profundos (3-5 m) y angostos barranqueras con perfil en «V», que proporcionan buenos cortes de estos depósitos.

2.2.2.4. Arcillas y limos grises, cantos y gravas (29). Llanura de inundación, terraza de vega

Se ha diferenciado como tal, la amplia franja (1-2 km) de depósitos fluviales surcada actualmente por el río Duero. El carácter de llanura de inundación, hoy en día tiene poco de funcional, puesto que los caudales están regulados por obras hidráulicas y la sección del lecho aparente (*bankfull*) es lo suficientemente amplia para desaguar los caudales en crecidas ordinarias, desbordándose únicamente de forma puntual, por lo que el término terraza de vega sea quizá el más apropiado. No obstante estas formas han de considerarse a la hora de evaluar riesgos por avenida, en casos de lluvias (caudales) excepcionales.

La potencia observada de estos depósitos supera los 4 m, estando constituidos en la base por gravas fundamentalmente cuarcíticas recubiertas a techo por 0,5-1,5 m de los característicos y fértiles limos arcillo-arenosos de color gris-negruzco.

2.2.2.5. Barras de arenas y gravas, limos (30). Lecho aparente

Como lecho aparente o actual (*bankfull*), se consideran los depósitos pura y estrictamente fluviales asociados al curso permanente del río Duero, y al tramo inferior del río Pedro; diferenciándose de los de llanura de inundación, únicamente por su funcionalidad en el momento presente. En el lecho actual son frecuentes los cauces abandonados y los depósitos formados por barras de grava y arenas relacionados con las últimas crecidas.

El lecho actual, se encuentra encajado entre 2-5 m por debajo de la llanura de inundación, siendo totalmente funcional este sector del cauce durante la estación más lluviosa, quedando notablemente restringida (canal de estiaje), en las épocas de menor escorrentía.

2.3. ESTRATIGRAFÍA DEL SUBSUELO, CORRELACIÓN

En la Hoja, no aflora un registro sedimentario completo del Terciario como para poder establecer una cronología lo suficientemente detallada, de los acontecimientos acaecidos en su evolución como cuenca continental. No obstante, la columna litoestratigráfica del sondeo petrolero Alcozar-1 (IGME, 1987a) (Figura 2.1), proporciona algunos datos interesantes que, correlacionados con otros de carácter regional y de Hojas vecinas, nos van a permitir reconstruir y entender de forma coherente la evolución terciaria de la Hoja.

La columna del sondeo indica las siguientes unidades y litologías:

- Un terciario continental de 1.100 m, constituido de 0 a 650 m aproximadamente de profundidad por arcillas y limos con tres importantes intercalaciones calcáreas; la intermedia es la más potente, con cerca de 100 m de espesor, aparece situada a 500 m de profundidad. Por debajo de ella, 400 metros de arcillas con yeso y anhidrita.

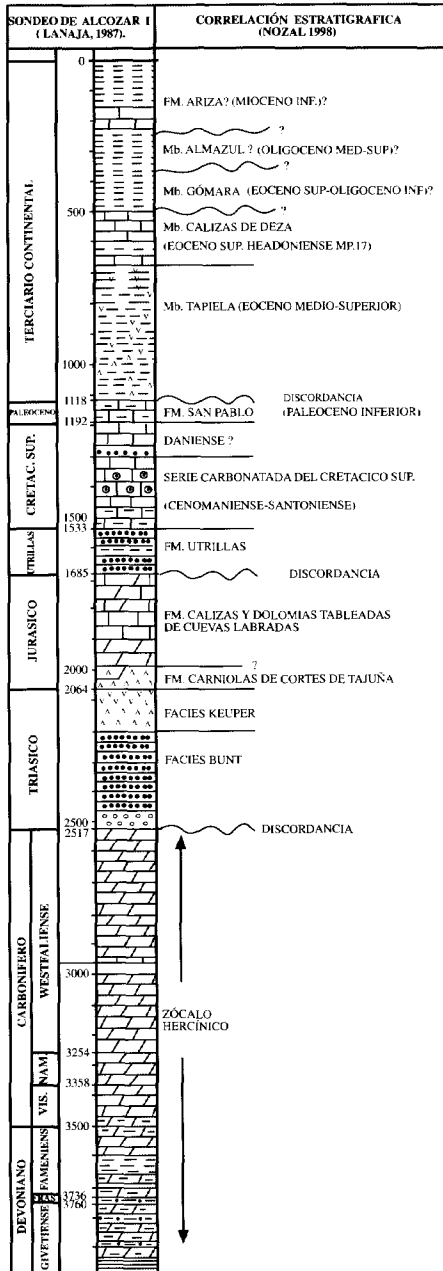


Figura 2.1. Columna litológica del sondeo Alcozar-1 y propuesta de correlación estratigráfica con unidades regionales.

— Un mesozoico con 1.400 m de espesor, representado por un Trias con las típicas facies germánicas, los sedimentos jurásicos con carniolas y dolomías, y un Cretácico sup. con las arenas de facies Utrillas en la base, a la que siguen con la transgresión cenomaniense formaciones calcáreas de ambientes litorales y de plataforma para producirse una regresión generalizada a finales del Cretácico-Paleoceno que conlleva la retirada definitiva de los ambientes marinos hacia el N y NE, para dar paso en el Eoceno medio a sedimentos plenamente continentales.

— Un zócalo paleozoico en el que se cortaron 1.500 metros de dolomías carboníferas y dolomías arcillosas con pizarras y areniscas intercaladas del Devónico.

Correlacionando la columna litológica del sondeo de Alcozar (IGME, 1987a) con la litoestratigrafía informal establecida por BOND (*op. cit.*) y ARMENTEROS (1994) para la Cuenca de Almazán, se puede intentar vislumbrar y establecer la estratigrafía (con todas las reservas que ello conlleva) de esos 1.200 metros de sedimentos terciarios no aflorantes en la hoja pero sí en el subsuelo de la misma (Figura 2.2).

Según BOND, en concordancia sobre las Calizas cretácicas de Burgo de Osma se dispone la Fm San Pablo, constituida por un conjunto de margas carbonosas y calizas dolomíticas con abundantes restos de plantas, sedimentadas en *lagoons* salobres sobre una llanura costera, y que pueden considerarse equivalentes a «facies Garum».

En el sondeo, las calizas arcillosas (70 m) que aparece sobre la serie carbonatada del cretácico superior, y asignadas al Paleoceno, podría correlacionarse con esta formación.

En la Cuenca de Almazán se establece un período de exposición subaérea y, por tanto, un hiato sedimentario que comprendería parte del Paleoceno Inf. hasta un Eoceno Medio-Sup?.

Los siguientes materiales depositados en sectores cercanos a la Hoja corresponden a la Fm Deza, comenzando por el Miembro Tapiela con más de 200 m de anhidritas, yesos y margas grises, acumulados en *playa lake* salinos; se considera de edad Eoceno Medio-Superior, pero podría ser incluso algo más bajo. Por encima, aparece el Miembro Calizas de Miñana y Deza (Calizas de Mazeterón y Deza), de ambientes palustres y lacustres, datadas Eoceno sup. (Headoniense, MP 17). Las calizas inferiores de Deza presentan una potencia máxima de 200 m, disminuyendo hacia el norte, se divide en dos tramos separados por lutitas ocreas. Por encima de esta unidad carbonatada se dispone una serie detrítica fluvial.

En el sondeo, sobre las calizas arcillosas que correlacionamos con la Fm San Pablo, se dispone un tramo de 700 m de arcillas con intercalaciones de yeso y anhidrita, y por encima (200 m), dos niveles de calizas con arcillas intercaladas; el nivel superior con 100 metros aproximadamente de potencia. La correlación es inmediata entre el tramo inferior yesífero del sondeo y el Mb. Tapiela (Eoceno med-sup); de igual modo, el tramo carbonatado superior correspondería al Mb. Calizas de (Miñana y) Deza.

En el Eoceno sup-Oligoceno inf. se produce la inversión de la Cuenca de Cameros, reflejándose a lo largo del borde NE mediante discordancias progresivas en los sedimentos del sistema Fluvial de Gómara (con espesor máximo visible de 150 m).

La sedimentación fluvial continúa en el Oligoceno med-sup, con el Mb. areniscas y conglomerados de Almazul, depositado en discordancia progresiva como consecuencia de un nuevo rejuvenecimiento del margen NE, debido probablemente a la Fase Castellana. Su potencia es variable aunque en general supera los 200 m. La edad de esta unidad pudiera ser en buena parte Miocena.

Por último, en el Mioceno inf-med (Ageniense sup-Aragoniense inf) una nueva fase de reactivación tectónica correlacionable con la etapa Guadarrama (Neocastellana), señalaría el comienzo del principal ciclo sedimentario Mioceno. Una discordancia angular bien marcada se desarrolla en la base de los conglomerados miocenos que onlapan sobre sedimentos paleógenos y mesozoicos plegados, aunque en líneas generales, los sedimentos miocenos están indeformados y subhorizontales.

Sobre el tramo carbonatado que en el sondeo aparece entre los 500-600 metros de profundidad (que correlacionamos con las calizas de Deza), se dispone un potente tramo (500 metros) detrítico limo-arcilloso con calizas hacia la base del tercio superior. Este conjunto podría ser equivalente a los sistemas fluviales de Gómara y de Almazul, y probablemente incluya parte de la serie miocena, atribuyéndole, por tanto, una edad Eoceno sup-Oligoceno-¿Mioceno inf.?

3. TECTÓNICA

3.1. MARCO TECTÓNICO

La Hoja de San Esteban de Gormaz se ubica en el sector oriental de la Cuenca terciaria del Duero, y más concretamente en el centro del Corredor de Aranda-Osma, que sirve de enlace entre la Cuenca del Duero s.s. y la Cuenca de Almazán.

La Cuenca de Almazán, y por ende el Corredor, se interpreta como una depresión sedimentaria con geometría de semigraben con el borde NO más subsidente (BOND, *op. cit.*) generada en régimen compresivo. Se encuentran limitados al norte por la Sierra de Cameros, al este por la Rama Aragonesa y al sur por la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

El borde norte (sector de Cameros) se generó como consecuencia de la inversión de la Cuenca extensional mesozoica de Cameros, debida a la compresión Pirenaica durante el Paleógeno al Mioceno inferior-medio (MAS, *et al.*, 1993). La etapa más importante de deformación tuvo lugar, de acuerdo con la ubicación del yacimiento de Cetina, en el intervalo de tiempo comprendido entre el Paleoceno y el Mioceno inferior, Ageniense MN-2 (MAESTRO y CASAS, 1995).

La Cuenca de Cameros fue invertida mediante un cabalgamiento principal en su margen norte, con un desplazamiento de hasta 30 km sobre la Cuenca del Ebro, y un sistema de cabalgamientos imbricados y pliegues de propagación de falla (cabalgamientos ciegos) vergentes al SO en el borde sur, sobre la Cuenca de Almazán, con un acortamiento aproximado de 5 km (PLATT, 1990; MAS, *et al.*, *op. cit.*; GUIMERA, *et al.*, 1995).

En el borde sur (Rama Castellana de la Cordillera Ibérica) las unidades triásicas muestran una

disposición monoclinas simple buzando hacia el NE. La serie jurásica-cretácica aparece plegada con direcciones E-O a ESE-ONO e inclinada al N (Hojas de Ayllón, Berlanga de Duero y Atienza), desarrollándose una extensa superficie de erosión que arrasa los pliegues y aparece fosilizada por conglomerados del Mioceno superior. Se reconoce en las Hojas de Berlanga y Almazán (y más al SE) un importante «accidente de borde de cadena» que se corresponde con el accidente estructural (N120) de Mosarejos-Lumias-La Riba (SIMÓN, 1991b y c) a partir del cual se desarrolla un mayor espesor de los depósitos aluviales del Mioceno.

A partir del análisis de la Superficie estructural/erosión R_1 (Rojos- P_1) de edad Plioceno, CORTÉS y MAESTRO (1997) llegan a la conclusión de que el campo de esfuerzos reciente que ha actuado en este sector de la Cuenca de Almazán no ha tenido la intensidad suficiente como para provocar deformaciones a escala cartográfica. Con un predominio de la distensión ESE a SE correspondiente a un esfuerzo horizontal máximo de dirección NNE a NE.

En la estructuración Alpina del Sistema Central (extremo NE) y zonas adyacentes CAPOTE, *et al.* (1990), consideran que han actuado tres grandes etapas: la etapa Ibérica con dirección de compresión horizontal media N45-55E, y edad Oligoceno-Mioceno inferior; la etapa Guadarrama, responsable de la estructura actual en horst y graven inversos, con dirección de compresión máxima horizontal deducida N140-155E y edad Mioceno inf-med (intra-aragoniense). Por último la etapa Torrelaguna, que es una etapa menor y relacionada con las anteriores, se caracteriza por compresiones en dirección aproximada N-S y edad de actuación entre el Mioceno sup y el Cuaternario.

3.2. MACROESTRUCTURAS

Los materiales del Mioceno superior-Plioceno que aparecen en este sector de la Cuenca del Duero apenas presentan deformaciones importantes a escala macroestructural, sin embargo, en esta Hoja se aprecian algunas macroestructuras que afectan a materiales neógenos, enumerándose a continuación.

La más importante de todas aparece en la margen derecha del Duero junto a la localidad de Langa de Duero, habiéndose denominado por ello pliegue o anticlinal de Langa. Se presenta como una gran flexión monoclinas de orientación aproximada E-O y vergencia Sur afectando a materiales del Mioceno medio.

Al sur del Duero, frente a San Esteban de Gormaz aparecen pliegues hectométricos con dirección E-O a ONO-ESE, en principio afectando a materiales que consideramos paleógenos (ver apartado de estratigrafía).

Hacia el Oeste entre Soto de San Esteban y Miño de San Esteban, a lo largo de los arroyos Madre y de La Vega del Vaquero se aprecia un suave sinclinal en materiales del Mioceno medio.

Por último, mencionaremos dos suaves flexiones, una hacia el S, patente en las «calizas inferiores del páramo» al sur de Piquera de San Esteban, pero que también se refleja en niveles superiores (Hoja de Ayllón); la otra se observa en la base de las calizas superiores del páramo, en Castillejo de Robledo, donde éstas buzando hacia el SE.

El pliegue de Langa no era una estructura inédita hasta el momento de realización de la cartografía, aunque sí había pasado desapercibida al tratarse de informaciones «restringidas»; la primera referencia a dicha estructura se remonta a los años 62-63, en los que la PHILLIPS OIL CO-ESPAÑA investigó la estructura mediante sísmica de reflexión y realizó el sondeo profundo Alcozar-1. En el año 1991 MORENO y NOZAL, desconociendo esta referencia, identifican de «novo» la estructura como *un pliegue falla con dirección E-O en la prolongación del anticlinorio (paleorelieve cretácico) de El Burgo de Osma. Esta estructura parece estar fosilizada por las calizas del páramo.*

La cartografía realizada muestra que el pliegue de Langa es una estructura anticlinal asimétrica de dirección aproximada ESE (N 110) con vergencia SSO, que con más de 25 km de longitud surca toda la Hoja, desde el extremo NO de la misma, hasta las inmediaciones de San Esteban de Gormaz.

Al Este de Guma, en el escarpe de la margen derecha del Duero (Peña Lobo), se aprecian capas suavemente inclinadas 3°-5° hacia el Oeste, el propio codo del río se debe a un nivel de areniscas cementadas competentes a techo de las calizas, y que debido a la dirección y al buzamiento que presentan, marcan una «V» y cruzan el Duero que en este tramo discurre paralelo a dichas capas hasta que logra sobrepasarlas.

La terminación oriental del pliegue está peor definida, debido a la ausencia de niveles competentes que puedan tomarse como capas guía; a pesar de ello, el flanco norte se manifiesta en el replano inclinado de Matanza de Soria, con buzamiento de unos 5° al NE, y el flanco sur al oeste de San Esteban, en el interfluvio existente entre el Duero y el ayo. del Torderón, con capas buzando entre 5°-10° al Sur.

El pliegue presenta un flanco norte muy largo y tendido, con pendientes del orden del 2% (3°-5°) hacia el NNE (carretera de Langa a Alcoba de la Torre), apreciándose hasta más al norte del río Pilde (Brazacorta-Alcubilla de la Avellaneda) en la Hoja de Peñaranda de Duero, con un desarrollo por tanto, próximo a los 10 km. El flanco sur por el contrario, mucho más corto e inclinado, presenta capas con buzamientos máximos de 30° al SO, pero que rápidamente se horizontalizan, como se observa entre las localidades de Langa y Alcozar.

La geometría del pliegue al norte de Alcozar, y los restos conservados en la zona de culminación (Castildediez), permiten deducir para el mismo, una amplia y suave zona de cresta. Inmediatamente al norte de Langa y del nuevo trazado de la carretera 122, se aprecia una charnela «frontal» tipo *kink* en las «calizas de Langa» inclinadas hacia el SO, alcanzando en el flanco meridional el buzamiento max. antes mencionado. Se deduce otra charnela mucho más suave que estaría situada al N, cerca de zona de cresta.

El crecimiento del pliegue (*growth anticline*), ha generado en los flancos del mismo sendas discordancias sintectónicas en la sucesión terciaria, con solapamiento expansivo (*rotative onlap*) sobre el pliegue de los horizontes más modernos, al decrecer el levantamiento del mismo.

En el flanco sur, y en el sector comprendido entre las localidades de Langa de Duero y Alcozar, esta discordancia progresiva se manifiesta en todos los cortes de la estructura. La pano-

rámica más completa se consigue mirando hacia el E (Alcozar) desde la cresta de «calizas de Langa» que baja desde Matorero, desde allí se observa una discordancia progresiva simple (RIBA, 1976), conformada por la acumulación vertical de cuñas sedimentarias dirigidas hacia el flanco activo, en las que el buzamiento disminuye progresivamente hacia las capas más modernas, formando un pequeño abanico (N15°) que se abre hacia el Sur; deduciéndose de la cartografía la «fossilización» de la estructura (cese del crecimiento del pliegue), por niveles carbonatados en el sector de Alcozar (Atalaya II, 983 m; Barraganes, 986 m) que consideramos como «calizas inferiores del páramo». A la altura de Langa, dado el buzamiento que presentan las capas, el abanico sintectónico llegará a ser de unos 30°.

En el flanco norte, mucho más largo y tendido (se prolonga en la hoja de Peñaranda, situada al Norte), con buzamientos muy suaves (3°-5°), los acuñamientos de capas y el *onlap* sobre la estructura, son en campo sutilmente perceptibles al SO de Bocigas de Perales, pero en todo caso, perfectamente deducibles de la cartografía conjunta de las dos Hojas (376 y 347).

Al Oeste, junto a Zuzones se ha cartografiado una falla perianticlinal normal de rumbo N 25 E con bloque hundido al E y salto vertical ≤ 10 m.; cerca de su terminación septentrional (Ayo. de Valdeduero), se puede observar como niveles de areniscas se inflexionan 12° hacia el NO, siendo onlapados por calizas y calcretas. Se trata, por tanto, de una falla originanda durante el crecimiento longitudinal del anticlinal.

Frente a San Esteban de Gormaz, en la margen izquierda del Duero, por encima de la llanura de vega aparece un pequeño relive arrasado y escalonado: «El Tripero» (Figura 3.1) constituido por aterrazamientos del Duero, que aparecen cortados por un conjunto de arroyos secundarios transversales. El corte natural de las vertientes muestra una serie de pliegues hectométricos (w/2: 100-500 m) con direcciones ONO-ESE y buzamientos que oscilan entre 10° y 45° (Figura 3.2, A y B) en principio afectando a materiales que consideramos paleógenos (ver apartado de estratigrafía).

En el arroyo de El Tripero se aprecia un anticlinal bastante abierto, con buzamientos entre 20° y 25° dibujado por un nivel de areniscas cementadas y conglomerados, el eje calculado es N 132/10 (Figura 3.2, A); en el núcleo afloran calizas encostradas (rojas) y margocalizas con un diaclasado N 60 subvertical bastante apretado; en el flanco sur aparece una falla normal (N 85/35 S) abierta, con un relleno de hasta 35 cm de cristales (fibras) de calcita. En el corte del arroyo de Las Boquillas y en pequeñas canteras cercanas, el nivel de calizas conforma (aguas arriba) un suave sinclinal seguido de un anticlinal más apretado, con ejes respectivos N 97/12 y N 101/9 (Figura 3.2, A). Discordantes sobre estos niveles de calizas y costras rojas plegadas, se disponen horizontalmente margas blancas con oncoides sueltos 5-8 cm \varnothing de la serie miocena.

Este paleorelieve plegado podría ser la prolongación noroccidental en niveles estratigráficamente superiores, del pliegue anticlinal cretácico que aflora en la otra orilla del Duero (Figura 3.1), en la Hoja de El Burgo de Osma.

Al Oeste del río Pedro y hasta casi el arroyo Valdanzo, aparecen capas con inclinaciones entre 15°-5° conformando un suave sinclinal en materiales del Mioceno medio (cerro Torre D979 m, tenada Terrero) apreciándose bien a lo largo de los arroyos Madre y de La Vega del Vaquero. En la cabecera de este último arroyo (corral Buenpinilla-corrales los Hornos) afloran niveles

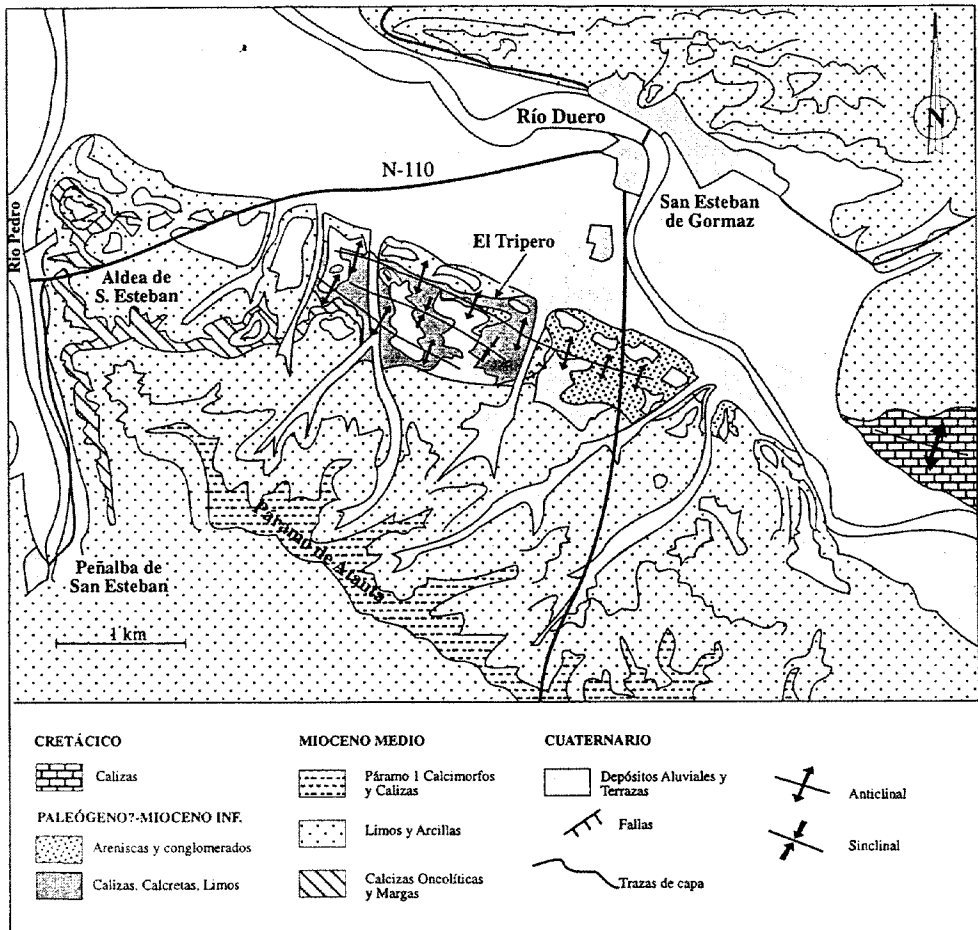


Figura 3.1. Esquema geológico del área plegada del Tripero.

de areniscas, limos y calizas buzando 15° al NNE, sobre ellos, horizontales y, por tanto, discordantes se apoyan «calizas del páramo inferior». Más hacia el ONO, sobre el páramo correspondiente a estas calizas inferiores, se sigue apreciando aunque muy débilmente (4° - 5°) esta misma estructura sinclinal. Esta débil deformación podría deberse a compactación diferencial, aunque no se descarta un origen puramente tectónico.

En esta Hoja y en ámbitos próximos, hemos constatado por una parte, una suave flexión hacia el SE acompañada de un aumento de potencia de las «calizas inferiores del páramo» al sur de Piquera de San Esteban, que en principio, se podría interpretar simplemente como la pendiente deposicional hacia el «depocentro» de Maderuelo-Linares, aunque más bien podría tratarse de una clara flexión postpáramo inferior al NNE de Morcuera (Hojas de Ayllón y de

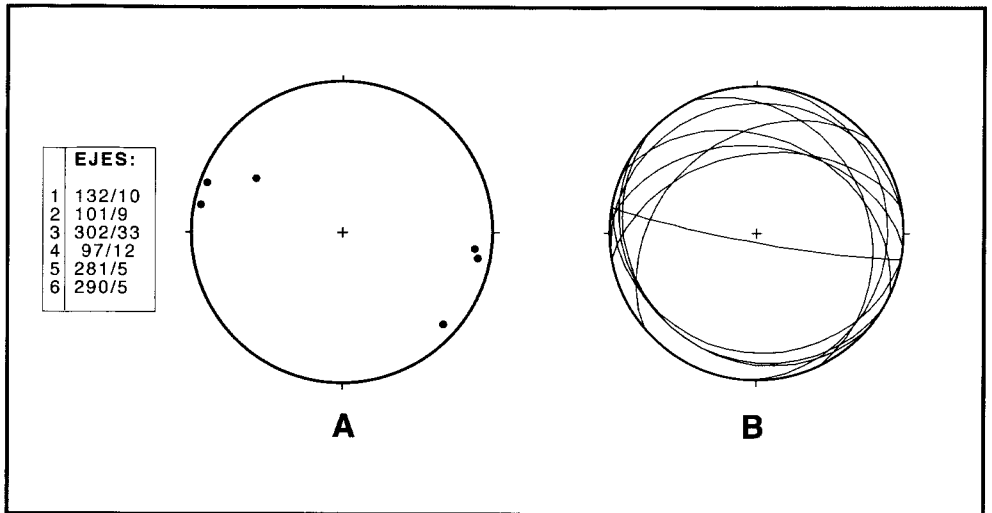


Figura 3.2. Estereográficas de los pliegues de «El Tripero». A) Ejes; B) Flancos.

Berlanga de Duero), pero en la que incluso llegan a estar involucrados niveles carbonatados del páramo superior; ambas deformaciones aparecen alineadas y «coinciden» con el importante accidente estructural ESE de Mosarejos-La Riba (N 110-120), que se prolonga con gran continuidad hacia el SE. Este accidente presenta componente inversa con bloque superior al N (SIMÓN GÓMEZ, 1991), e importante juego dextro del orden de 5 km a nivel de Zócalo, «Falla de Gormaz» (BERGAMIN, *et al.*, 1996).

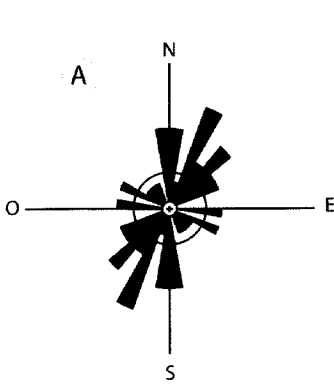
3.3. MESOESTRUCTURAS

A escala de afloramiento llama especialmente la atención la presencia de una densa fracturación mayoritariamente subvertical irregularmente distribuida en áreas o afloramientos concretos, siempre visibles en materiales competentes, normalmente calizas o calcretas compactas, y más raramente areniscas.

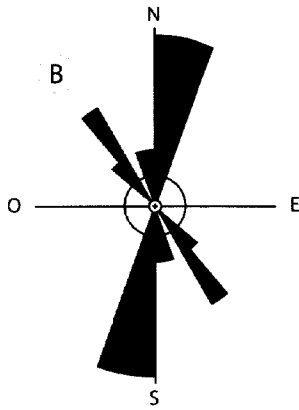
Se han realizado cuatro estaciones de toma sistemática de datos, dos en las proximidades de la localidad de Zuzones (NE y E) (Figura 3.3); de las otras dos, una junto a Langa (N) y la otra al SSO, cerca del cruce de las carreteras a Castillejo y Valdanzo (Figura 3.4).

Los diagramas de rosas se muestran para cada estación y agrupadas para mayor visualización. ZUZ 1 (Figura 3.3, A) muestra tres direcciones dominantes: NNE/SSO, N/S y ONO/ESE; en ZUZ 2 (Figura 3.3, B) predominan: NNE/SSO y NO/SE, destacándose predominantemente como es lógico en el diagrama conjunto (Figura 3.3, C) la dirección NNE/SSO.

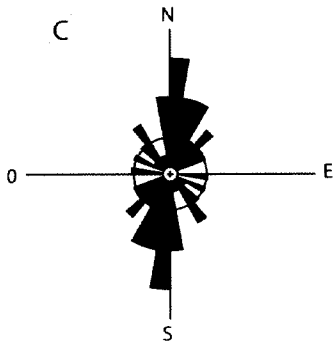
En Langa 2 (Figura 3.4, B) se presentan bastante equilibradas las direcciones NNE/SSO y ESE/ONO, y en el diagrama conjunto LA 1+2 (Figura 3.4, C) se destacan ONO/ESE, NNO/SSO y E/O.



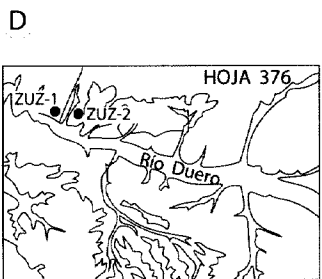
N = 28
 Maximo Porcentaje = 14.2
 Circunferencia 5%



N = 11
 Maximo Porcentaje = 27.2
 Circunferencia 20%



N = 39
 Maximo Porcentaje = 15.3
 Circunferencia: 5%



ZUZ: Zuzones

- (A) Zuzones 1
- (B) Zuzones 2
- (C) Zuzones 1+2
- (D) Situación de estaciones de datos estructurales

Figura 3.3. Diagramas de rosas de fracturas de las estaciones Zuzones 1 y 2. Hoja 376.

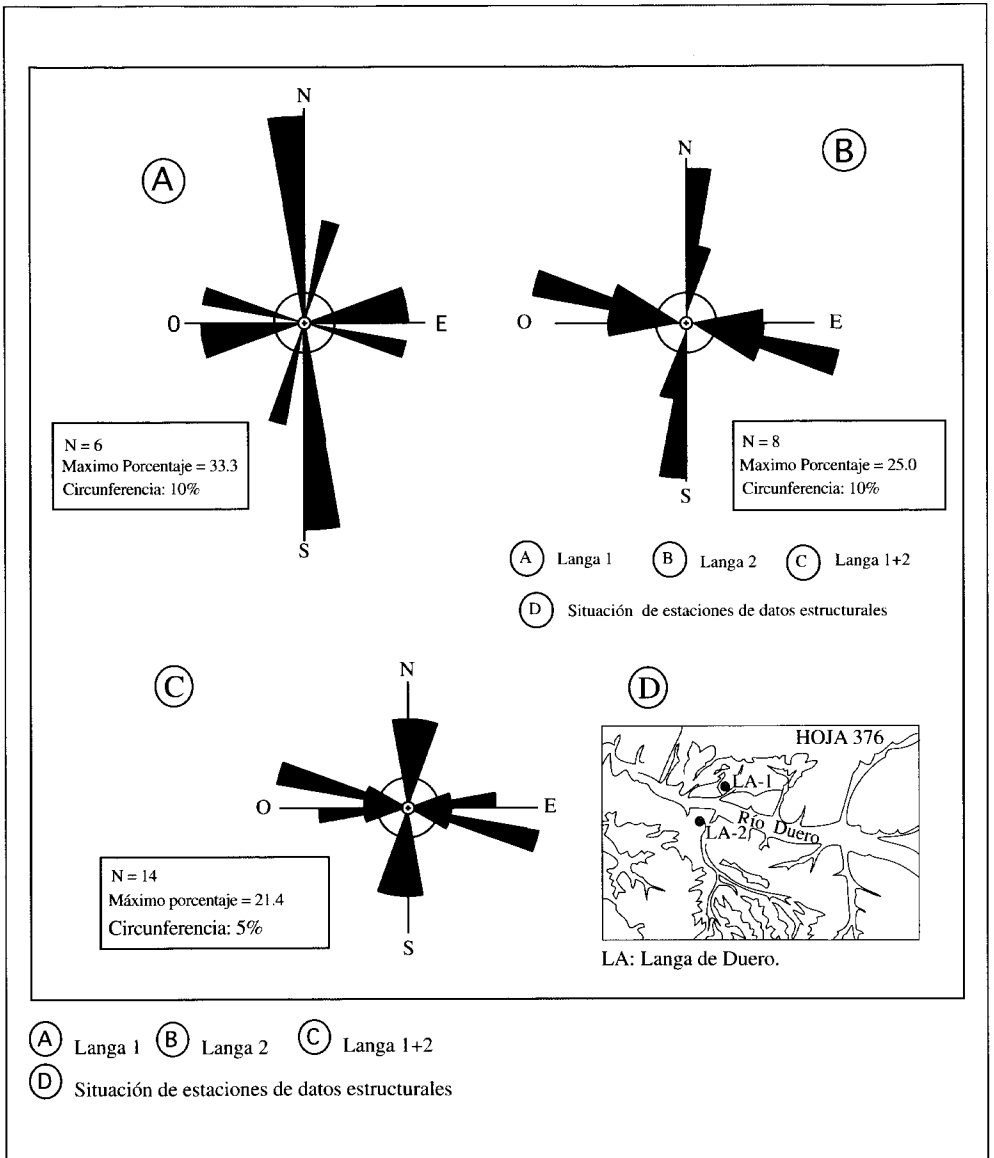


Figura 3.4. Diagramas de rosas de fracturas de las estaciones Langa 1 y 2. Hoja 376.

3.4. LA INTERPRETACIÓN SÍSMICA DE LA ESTRUCTURA DE LANGA, CRÍTICA Y MODELOS ALTERNATIVOS

La campaña de prospección sísmica realizada para la PHILLIPS OIL en abril de 1962, dio como resultado un mapa de contornos (isocronas) a escala 1:50.000 de un nivel identificado en los registros como cretácico?

El mapa de contornos (Figura 3.5) delimita una estructura antiformal asimétrica vergente al S, cuya cresta con dirección E-O se sitúa al norte de las localidades de Langa y Alcozar, para girar a ESE al este de la localidad de Rejas de San Esteban. El sector de máxima culminación, y, por tanto, más cercano a la superficie, se sitúa entre Langa y Alcozar.

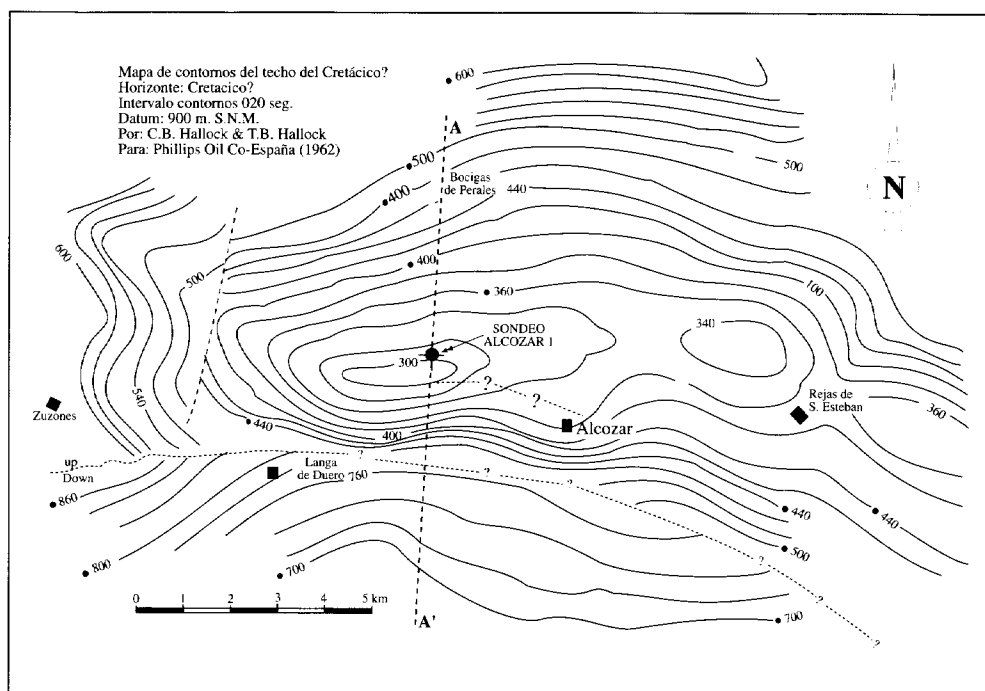


Figura 3.5. Mapa de contornos de la estructura de Alcozar (pliegue de Langa).

En el flanco sur se interpreta una importante discontinuidad (falla) subparalela al flanco, aunque con trayectoria ligeramente curvada; el salto estimado (0,280-0,320 seg.) es de unos 420-490 metros, con bloque hundido al S.

De la traza de la falla y sus relaciones de intersección con los distintos contornos, se deduce una inclinación de la misma de subvertical a inclinada al SSO; el bloque hundido presenta un cierto juego en tijera, apreciándose el nivel de referencia relativamente más hundido hacia el O.

Se interpreta también otra discontinuidad al noroeste de Langa de menor desarrollo, con dirección NNE y bloque hundido al O.

Calando la columna estratigráfica del sondeo (Figura 2.2) sobre el mapa de isocronas, haciendo las correcciones oportunas del «Datum» (900 m.s.n.m.), y con una velocidad media estimada para este tipo de materiales, fácilmente se deduce que el horizonte de referencia asimilado al cretácico no se corresponde con la profundidad real obtenida para el mismo en el sondeo, sino que más bien se aproxima al potente nivel calcáreo (100 m) cortado a 500 m de profundidad (Calizas de Deza?), y que debía aparecer como un reflector fuerte y continuo, bajo el cual las reflexiones debían mostrar un aspecto poco definido, con fondo masivo, correspondiente al potente tramo subyacente de arcillas con yesos y anhidritas (Mb. Tapiela?).

Ajustando la profundidad real de este nivel con el mapa de contornos, y considerando una velocidad constante se ha realizado la conversión de tiempos a profundidades para la reconstrucción del corte (Figura 3.8).

La interpretación del buzamiento y del juego normal de la falla hay que ponerlos en cuestión, habida cuenta, por un lado, de la baja calidad de los registros sísmicos como de los modelos tectónicos vigentes a comienzos de los sesenta, y sobre todo, porque el dispositivo en discordancia progresiva, que se origina en los flancos de la misma durante la fase de crecimiento del pliegue (VERGÉS y RIBA, 1991), sería incompatible con el supuesto juego de falla normal.

De acuerdo con el contexto tectónico de la zona, y de las estructuras presentes y deducidas en el borde norte de la cuenca (GUIMERA, *et al.*, *op. cit.*; ESPINA, *in litt.*), no resultaría muy aventurado considerar la falla con buzamiento contrario y juego inverso. Esta disposición permitiría en principio, considerar a este pliegue como un pliegue de propagación de falla (*fault-propagation fold*), en la que ésta habría llegado a progresar y romper hasta el nivel de calizas terciarias consideradas. Sin embargo, con los buzamientos máximos medidos en superficie y aplicando la Carta de análisis geométrico para este tipo de pliegues (JAMISON, 1987) el pliegue no tendría solución. Siendo ésta posible, si el modelo aplicado corresponde a un pliegue de rampa (*fault-bend fold*) de Modo-I (SUPPE, 1983; JAMISON, *op. cit.*).

3.5. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

El anticlinal de Langa creció durante el Mioceno (inf.?)-medio (Aragoniense med-sup) y quedó fosilizado por las «calizas inferiores del páramo», datadas como Mioceno medio alto (Aragoniense MN-7).

El sinclinal del arroyo Madre-Vega del Vaquero está conformado sobre materiales de la «serie de Langa» y sus equivalentes laterales; estando igualmente fosilizado (corrales Los Hornos) por las «calizas inferiores P₁», pero además, éstas a su vez están suavemente deformadas en sinclinal como se aprecia hacia el NO, en el replano estructural-páramo de Las Alforjas, y al sur de Piquera, donde se desarrolló un depocentro para el «P₁».

En las Hojas de Ayllón y de Berlanga de Duero, la flexión de Morcuera (hacia el SO) es claramente posterior a el «P₁», estando deformados igualmente los niveles carbonatados inferiores del «P₂», no así los superiores, que están perfectamente horizontales. En Castillejo de Robledo se aprecia igualmente, en los niveles inferiores del «P₂», una flexión hacia el SE y SO? (depocentro) en la que las capas se inclinan a la vez que aumentan de potencia, dando lugar

a depresiones que se rellenan con detriticos inter «P₂» que son onlapados por niveles calcáreos superiores horizontales.

A falta de dataciones en las calizas del «P₂», hay que recurrir al yacimiento de Los Valles de Fuentidueña para poder referenciar estas deformaciones. Dada la ubicación del mismo, en los niveles inferiores del «P₂», estos últimos movimientos habrían tenido lugar en el Mioceno sup. (Vallesiense inferior MN-9).

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja de San Esteban de Gormaz se sitúa en el sector oriental de la Depresión del Duero, próxima a su límite con la Cuenca de Almazán. Se emplaza en pleno valle del Duero, delimitado entre las estribaciones meridionales de la Sierra Cebollera al norte (Sierra de Cabrejas), y la terminación septentrional de la Sierra de Pela al sur.

El relieve es en general accidentado, aunque sin grandes contrastes altimétricos, construido a partir de las altas plataformas carbonatadas del piedemonte finineógeno, sobre las que se encaja la red fluvial.

La incisión fluvial da lugar a valles amplios con replanos escalonados, definidos por los diferentes niveles litológicos competentes en los cursos importantes, y valles de fondo plano con laderas más verticalizadas, también con replanos y/o resaltes estructurales, en la red secundaria.

Topográficamente la Hoja podemos considerarla como una altiplanicie con inclinación de SE a NO, fuertemente incidida por el río Duero y su red secundaria de afluentes, desaguando hacia la esquina NO de la Hoja donde, como es lógico, se encuentran las menores cotas topográficas (820 m). Las zonas topográficamente más altas se localizan en los grandes interfluvios, a uno y otro lado del Duero, con cotas de culminación que en el sector septentrional oscilan entre 1.024 y 925 m, y que van descendiendo en todas las direcciones. Al sur del Duero las cotas máximas oscilan entre 1.050 m y 1.020 m, descendiendo fundamentalmente hacia el Duero (NE).

El modelado fluvial es una de las características de este paisaje meseteño, siendo como hemos mencionado anteriormente, el río Duero el principal curso de agua que atraviesan la Hoja; otros cursos de rango menor son los ríos Pedro y de Rejas, y los arroyos Madre, de Valdanzo, de la Nava (Castillejo), de Rejas, Molino de la Vega, del Rebollar, de la Nava (Langa), de la Pasadera, Pozarrón y de la Vid.

El clima es Mediterráneo Continental (templado seco), con una temperatura media anual de 11,5 °C, con amplitud de variación de -10° a +37 °C y precipitaciones medias anuales que oscilan entre los 400 y 600 mm; registrándose los valores más altos hacia los bordes, debido a su proximidad con los relieves circundantes.

La vegetación autóctona es relativamente importante en la superficie de la Hoja, aunque desigualmente repartida, habiendo quedando preservada fundamentalmente en donde la com-

petencia del sustrato rocoso y la inclinación de las vertientes no han permitido el laboreo agrícola. La vegetación de estas zonas está constituida por matorral con arbolado y ocasionales repoblaciones de pinos; destacando como especies arbóreas las sabinas, carrascas, encinas y roble melojo o rebollo, y arbustos como el espino albar. El matorral lo constituyen, jaras, aulagas, escobas y tomillares.

En la mitad septentrional de la Hoja, hay que destacar la importante mancha de vegetación autóctona desarrollada sobre los páramos. En el sector meridional, los bosques, en manchas aisladas, se ubican también sobre los páramos y sobre las abruptas vertientes de éstos, como ocurre en la vertiente del páramo de Castillejo hacia el Duero, en la que la vegetación autóctona llega hasta la misma vega.

En las vegas del Duero y del río Pedro aparecen extensas plantaciones de chopos y las características asociaciones de rivera con olmos (en extinción por la grafiosis), fresnos, chopos, álamos blancos, sauces y especies arbustivas fundamentalmente espinosas.

Los cultivos que se desarrollan se pueden agrupar en dos tipos. Los de regadío, concentrados en las llanuras aluviales, dedicados a remolacha azucarera, maíz grano y forrajero, patatas, y de forma puntual hortalizas (pimientos, col, cebollas, etc.). El resto de la superficie cultivada corresponde al secano con dos producciones clásicas, los cereales como trigo, cebada, avena y la vid, que está volviendo a tomar gran auge, puesto que gran parte de la zona está incluida en la Denominación de Origen «Ribera del Duero».

En cuanto a la ganadería, es de destacar el ganado ovino y caprino, le sigue el porcino, y por último, con escasa incidencia el vacuno.

Los núcleos urbanos son numerosos, aunque en general de pequeño tamaño. Existen 22 poblaciones en total, las más importantes están en el valle del Duero: San Esteban de Gormaz y Langa de Duero.

Las comunicaciones son buenas destacando la N-122, Valladolid-Soria, la N-110, Ayllón-San Esteban, así como el entramado de carreteras locales que comunican las diferentes localidades. Existe también una densa red de caminos vecinales y pistas agrícolas afirmadas.

La principal fuente de riqueza es la agricultura, destacando en primer lugar los cultivos de regadío los cereales y la vid, siguiéndole en importancia las explotaciones forestales de chopos, sin olvidar la ganadería ovina-caprina y de cerda. Por último, señalar el discreto polígono industrial ubicado en San Esteban de Gormaz.

4.2. ANTECEDENTES

La bibliografía que existe sobre la zona, relativa a referencias geomorfológicas concretas, es escasa por no decir inexistente, estando siempre referida a aspectos regionales. Los primeros trabajos corresponden a HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1932), sobre las terrazas del Duero y a SCHWENZER (1937) que trata sobre los arrasamientos y las diferentes superficies escalonadas en el Sistema Central y su piedemonte; ideas rebatidas posteriormente por BIROT y SOLE (1954).

Más recientemente los trabajos de ORDÓÑEZ, *et al.* (*op. cit.*); MOLINA y ARMENTEROS (*op. cit.*); MOLINA y PÉREZ-GONZÁLEZ (1989) y GRACIA, *et al.* (1989), abordan problemas relacionados con los depósitos finieógenos y las superficies de erosión, desarrolladas tanto sobre los páramos como en la periferia montañosa de la Cuenca. Por último, PÉREZ-GONZÁLEZ, *et al.* (1994) abordan la descripción general, basada fundamentalmente en una exhaustiva revisión bibliográfica, de los grandes dominios que desde el punto de vista geomorfológico, establecen en la Cuenca del Duero.

Un significativo avance se produce en las últimas décadas, con la realización para el proyecto MAGNA de Mapas Geomorfológicos a escalas 1:100.000 y 1:50.000 con sus respectivas Memorias.

4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.3.1. Estudio morfoestructural

La Hoja pertenece al gran dominio morfoestructural de la Cuenca del Duero, y más concretamente al corredor de unión con la Cuenca de Almazán, quedando enmarcado entre los relieves de las ramas norte aragonesa y sur castellana de la cordillera Ibérica.

De acuerdo con las unidades morfológicas de la meseta septentrional descritas por PÉREZ-GONZÁLEZ (1989); PÉREZ-GONZÁLEZ, *et al.* (1994), pertenecería al Sector Suroriental que incluye la Depresión de Almazán. Quedando enclavada en la **comarca de los «páramos calcáreos»**.

Siguiendo criterios puramente descriptivos del relieve, en la Hoja se pueden identificar las clásicas Unidades Fisiográficas de las grandes depresiones castellanas: páramos, vertientes, vegas y campiñas.

La morfología de la misma es el resultado de la actuación de los importantes procesos erosivos que durante el Cuaternario (s.l.) ha ejercido fundamentalmente la red fluvial (**morfogénesis fluvial**); ésta ha actuado sobre un sustrato de materiales alternantes con muy diferente competencia con disposiciones estructurales subhorizontales e inclinadas (plegadas). Dominando, por tanto, en toda la superficie, un **relieve de tipo estructural** bien caracterizado.

Entre los elementos que conforman el **relieve estructural**, predominan las formas planas, con al menos tres niveles o elementos principales de referencia. Por un lado, los aplanamientos culminantes (calizas superiores) asociados a la etapa final de construcción del piedemonte neógeno, ocupando las posiciones topográficas más altas (1.050-1.020 m) del interfluvio de la mitad meridional.

El siguiente elemento dominante viene definido por el nivel de calizas inferiores, que conforma altiplanicies intermedias (980-960 m) flanqueadas por desniveles intermedios más o menos escarpados.

Por último, el tercer elemento correspondería al/los nivel(es) calcáreos de la base de la serie de Langa, situados estratigráficamente por debajo de de las calizas inferiores, pero que a causa

de la deformación que presenta, se muestra con distintas inclinaciones y a cotas variables (1.024-840 m).

Además de estos tres elementos de referencia destacados, existen otros muchos también competentes, aunque de menor entidad y/o continuidad intercalados en la serie y que aportan multitud de pequeñas formas derivadas: hombreras, cornisas, replanos, cerros testigo...

- Las áreas donde la heterogeneidad y la distinta competencia litológica no se manifiesta de forma tan acusada (esquina NE), se han desarrollado un modelado con formas alomadas más suaves con algunos replanos estructurales a favor de niveles más compactos o cementados como son los conglomerados y los caliches.

Esta Hoja podemos considerarla dividida en dos bandas o **Unidades morfoestructurales** de orientación NO-SE. La Septentrional corresponde a la margen derecha del Duero y su interfluvio con el río Perales, construida sobre el pliegue de Langa; estructura anticlinal simple con vergencia SSO y cabeceos opuestos dando terminaciones periclinales en los bordes centro-oriental y noroccidental del mapa.

Se conforma en esta **Unidad con estructura de plegamiento** un paisaje contrastado de plataformas y replanos estructurales bien desarrollados, inclinados suavemente hacia el N y NO en el flanco largo, mientras que en el flanco corto, más inclinado, se desarrolla un discreto pero patente relieve en cuestas inclinadas hacia el sur, con crestas y *chevrons*.

El límite con la Unidad Meridional correspondería al valle del Duero, con un único elemento de referencia: la llanura aluvial del Duero, puesto que las terrazas tienen una representación muy limitada.

Por último, la Unidad correspondiente a la mitad meridional de la Hoja y perteneciente al interfluvio Duero-Riaza, muestra un **relieve estructural tabular aclinal** y, por tanto, más uniforme en cuanto a formas, dominado por páramos y replanos estructurales horizontales de distinto rango, escalonados hacia el Duero o hacia el Riaza en el ángulo SO de la Hoja.

- El río Duero, que es la arteria principal del drenaje de la zona, junto con sus afluentes más importantes en la Hoja, presentan una **red sobrepuesta** (Figura 4.1) de carácter mixto entre los tipos: dendrítico y paralelo, conforme tanto con la disposición estructural, como con la homogeneidad litológica del sustrato sobre el que se inició la **epigénesis**.

La distribución y morfología de la red secundaria de la Hoja (Figura 4.1), presenta sus peculiaridades en cada una de las Unidades morfológicas en que puede subdividirse. La Unidad septentrional muestra una red secundaria paralela consecuente, de corto recorrido muy densa (dendrítica) e incidida, organizada hacia el Duero y el Perales.

En la mitad meridional el dispositivo que presenta es el de un drenaje dendrítico también muy denso e incidido, pero de más largo recorrido y con ciertas tendencias a paralelo o rectangular (sobre el páramo de Castillejo).

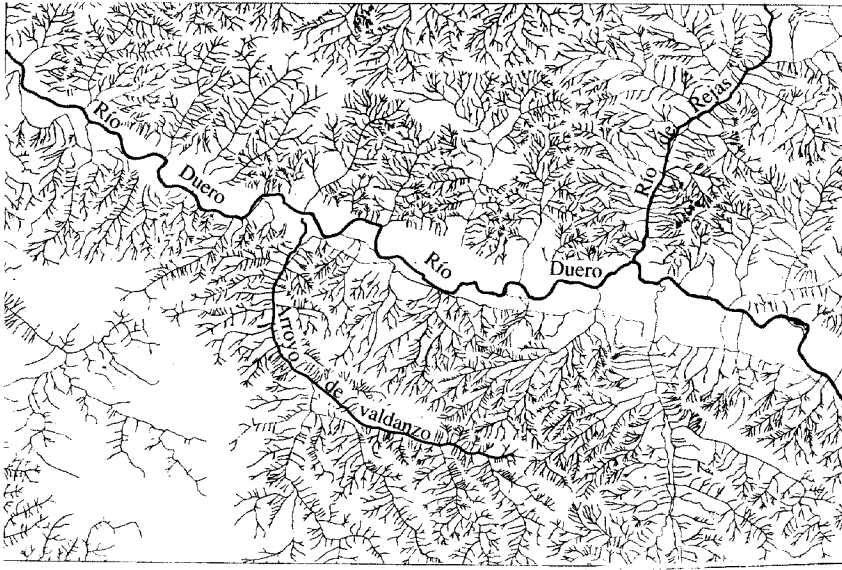


Figura 1.1. Esquema de la red de drenaje de la Hoja.

4.3.2. Estudio del modelado y formaciones superficiales

Conocidas por una parte las **características litoestructurales**: conjunto de **materiales detríticos y carbonatados alternantes**, homogéneos a nivel de capa, pero que en conjunto dan lugar a una neta erosión diferencial, resaltándose los niveles más competentes y/o cementados con **disposiciones estructurales subhorizontales y/o plegados**, según las Unidades morfoestructurales definidas anteriormente, y por otra, el principal agente que ha condicionado el modelado: **la morfogénesis fluvial**, se describen a continuación, las diferentes morfologías (formas) tanto de erosión como de acumulación, derivadas de la actuación de los agentes externos.

En este sentido y como ya se mencionó anteriormente, son las formas estructurales las que tienen mayor significado y desarrollo. Otras formas son las fluviales con llanuras aluviales, abanicos y terrazas, y con otras génesis diferentes glaciares y coluviones; todas ellas completan el conjunto de formas presentes en la Hoja, que se describirán a continuación agrupadas según el proceso generador.

4.3.2.1. Formas estructurales

Las formas estructurales son las más significativas dentro de esta Hoja y confieren a los interfluvios una morfología de **replanos escalonados** y **resaltes en graderío** sobre las vertientes. Este tipo de relieve estructural se debe a la erosión diferencial entre capas resistentes (calizas y caliches, conglomerados y areniscas cementadas) y arcillas y limos poco consolidados.

Los **replanos estructurales** son subhorizontales o inclinados al estar contruidos sobre capas con esa misma disposición. Presentan un excelente desarrollo en ambas Unidades, aunque en cada una con características peculiares.

En la Meridional, con disposición horizontal, están contruidos a expensas de los dos elementos litoestratigráficos principales de referencia; las «calizas superiores» conforman la superficie estructural con retoques erosivos del denominado **páramo superior**, como el extenso páramo de Castillejo en el cuadrante SO, las digitaciones septentrionales del páramo Alto de Ayllón, la estilizada **mesa** de Cuevapalo-Muela, y los **cerros testigo** adyacentes. Las calizas inferiores definen replanos de menores dimensiones (Cojo, 981; Rostrocodo, Las Alforjas, Monte del Cubo), **hombreras** y **cornisas** adosadas y escalonadas a media altura (20-40 m) por debajo del **páramo superior**, o más alejadas y casi aisladas como se presentan en la esquina SE los **páramos inferiores** de Atauta, Valparaiso y Llano de San Juan. De igual modo también **cerros testigo**, como los dos «gemelos» al O de Peñalba de San Esteban, el cerro Torre (979 m). En la Unidad Septentrional corresponderían también a las «calizas inferiores», los **cerros testigo** de Barraganes (986), Atalaya II (983)...

Niveles competentes de menor entidad (caliches, calizas, areniscas), intercalados a distintas alturas en la serie, dan lugar a las mismas formas pero a inferior escala, y a otras de menor entidad como pueden ser **cerros acastillados**, **pináculos**, **resaltes fungiformes**, etc.

En la Unidad septentrional están caracterizados perfectamente gran parte de los elementos morfológico-estructurales propios de un **relieve estructural plegado**.

En este caso, el elemento litoestratigráfico de referencia correspondería al tercero de los enumerados anteriormente, es decir, a niveles competentes con mayor o menor desarrollo («calizas de Langa», «calcreta del Portillo»...) intercalados estratigráficamente en la serie por debajo de las «calizas inferiores».

El anticlinal vergente de Langa se presenta con la culminación intensamente erosionada; de este modo se conforma un **valle anticlinal** alargado en la dirección del pliegue, dando lugar a un fenómeno de **inversión del relieve**. La red fluvial secundaria se dispone transversalmente a la estructura adoptando una **disposición paralela consecuente** sobre ambos flancos.

En el flanco meridional, corto y más inclinado ($\leq 30^\circ$), las calizas de Langa junto con otros niveles competentes, pero más discretos, situados inmediatamente por encima de ellas, dan lugar a un **relieve en cuestas**, constituidas por diferentes formas, entre ellas varias **crestas** u **hog-back** con **chevrans** y **barras** de menor escala. Al perder inclinación las capas hacia la zona de culminación (cresta) dan lugar, donde se han conservado, a enérgicos **cerros testigo** (Castildediez, 1.024 m) o a estrechas **cornisas** en bucle más o menos ecentuadas (al N y NO de Langa).

Sobre este flanco, la incisión de la red secundaria ha progresado vigorosamente, y del mismo modo el retroceso en cabecera, dando lugar a **valles transversales cataclinales (consecuentes)** con sus respectivas **cluses** que cortan el flanco (las cuestras), a través de las cuales ha tenido lugar el vaciado de los materiales de la charnela, habiendo originado el **ojal transversal**, y cuando llegan a desaparecer los interfluvios adyacentes, dan lugar a una depresión o **valle longitudinal anticlinal** denominado **combe**.

Los arroyos que no han conseguido traspasar las calizas del flanco, originan discretas entalladuras denominadas **ruz**, siendo la desarrollada inmediatamente al noroeste de Langa, la más expresiva y espectacular por las formas menores que presenta.

El flanco septentrional, largo y con inclinaciones muy moderadas ($\leq 5^\circ$) da lugar a una suave **rampa** inclinada hacia el N, elaborada sobre las «calizas de Langa» y sobre una potente calcreta (El Portillo) situada 20 m, aproximadamente, por encima de éstas. Ambos niveles calcáreos dan lugar a **replanos** o **páramos suavemente inclinados** al norte. El **frente de la cuesta** originado hacia la **combe** se muestra con una o dos **cornisas** bien marcadas con trazado festoneado bastante irregular. La red de drenaje secundaria, cuyo colector principal es el río Perales (subsecuente), se ha impuesto sobre la rampa de las suaves **cuestras (arroyos consecuentes)** de forma apreciable, desarrollando un sistema arborescente que da lugar a numerosos **valles cataclinales (ruz)** y digitaciones en el **revés de la cuesta**. En el caso del arroyo de la Fuente (Bocigas de Perales), la incisión y el retroceso en cabecera ha llegado a alcanzar el frente de la cuesta, quedando conservado un **cerro testigo** de la cuesta en el mismo collado.

El cabeceo del eje hacia el NO, da lugar a una **terminación periclinal cerrada**, un tanto desdibujada porque aparece disectada longitudinalmente por el Duero, y transversalmente por el arroyo Hondo de la Vid. Se muestran **replanos escalonados** y suaves **cuestras** inclinadas al NO, construidas sobre diferentes niveles litológicos competentes: calizas, calcretas y areniscas conglomeráticas; que dan lugar a **cornisas** y **resaltes escalonados** y a un nutrido número de **cerros testigo** coronados la mayoría por areniscas.

El extremo SE del pliegue por el contrario, presenta una terminación periclinal abierta al no existir niveles litológicos competentes con suficiente continuidad. Al este del río Rejas, la charnela y el flanco norte se configuran sobre los niveles carbonatados del **páramo** de Cuestablanca (965 m) y la **rampa** o **cuesta** de Matanza de Soria. El flanco sur se aprecia en el estrecho interfluvio al O de San Esteban de Gormaz, pequeño **relieve en cuesta** inclinado al SE con varios **resaltes** escalonados en el frente marcados por areniscas y conglomerados.

Los escarpes estructurales son todos aquellos que limitan los replanos mayores, aunque al ser los estratos terciarios poco potentes, los desniveles que se generan son discretos (40-110 m). Los **resaltes de capas duras** se deben mayoritariamente a los niveles más compactos, cuya presencia origina en las laderas **perfiles en graderío** de pequeña entidad. Su cartografía en el mapa refuerza la visualización de la estructura del sustrato, en este caso muy simple, constituida por capas horizontales o inclinadas a causa de estructuras de plegamiento simple.

4.3.2.2. Formas fluviales

Como ya se ha mencionado, las **terrazas fluviales** son formas acumulativas, en este caso dentro del entorno de la Hoja, con muy limitada representación, relacionadas con el Duero, y en otro orden de magnitud, las de sus afluentes secundarios Pedro y Rejas.

Las **terrazas** representan las diferentes épocas de estabilidad entre sucesivas etapas de encajamiento fluvial. La división en terrazas altas, medias y bajas, aun siendo totalmente arbitraria, intenta mantener una cierta relación temporal con el Pleistoceno inferior, el Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior-Holoceno (AGUIRRE, 1989; MOLINA y PÉREZ-GONZÁLEZ, 1989).

Niveles de terrazas en la Hoja de San Esteban de Gormaz

Terrazas altas	Terrazas medias	Terrazas bajas
b: +85 c: +55 d: +45-50	e: +40 f: +30 g: +18-25	h: +15 i: +5-10 j: terraza de vega

El río Duero, en su proceso de encajamiento ha dejado en el tramo alto una serie de niveles de **terrazas escalonadas colgadas o solapadas** preferentemente en la margen izquierda. Por lo tanto a nivel de ese tramo en esta Hoja, el río se habría ido desplazando hacia el E-NE, dando una ladera bastante escarpada frente a San Esteban (80-100 m) en su margen derecha. Los niveles más antiguos que aparecen (terrazas altas), se sitúan entre +85-45 m con relación al **lecho actual**, mientras que las terrazas medias se disponen entre +40 y +20m. El nivel más alto (b) sólo aparece conservado en la margen izquierda frente a Langa; del nivel (c) se conservan pequeños retazos en la margen derecha frente a La Vid, habiéndose explotado para áridos. Igualmente han sido y están siendo explotados, los niveles (g) e (i) frente a San Esteban.

La **llanura aluvial**, se sitúa a unos 2-5 metros por encima del **lecho actual** (canal de aguas altas); aparece bien delimitada por el **escarpe** existente en las riberas, conformado una amplia **vega** con anchuras comprendidas entre 1 y 2 km.

La **llanura aluvial** y el **lecho actual** son los depósitos aluviales más recientes de los cursos mayores, en este caso del Duero. La **llanura aluvial** presenta unos depósitos similares a las terrazas, pero con un horizonte a techo de limos grises o pardos, que por su fertilidad, constituye las llamadas «vegas» de los ríos, de gran interés agrícola.

Su funcionalidad hoy en día es prácticamente nula al menos en la totalidad de su extensión (sección), ya que en las épocas de mayor escorrentía, es el **lecho actual** el que recoge la totalidad del caudal, desbordándose éste e inundando la llanura aluvial, sólo en determinados puntos.

El **lecho actual** o **canal de aguas altas** (*bankfull*) del Duero aparece en general bien delimitada por sus márgenes, que están excavados 2-5 metros en la llanura de inundación. Por esta franja discurren el **cauce activo** (canal de aguas bajas) con una sinuosidad media, más acusada en el tramo medio del curso en la Hoja. El cauce activo divaga de una orilla a otra dejan-

do **barras** de gravas y arenas con **cicatrices de acrección** muy marcadas y huellas de antiguas zonas de circulación de agua, **cauces o meandros abandonados**, a menudo conservados como zonas encharcadas.

Como **fondos de valle** se incluyen todos aquellos depósitos que tapizan el fondo de los valles y barrancos de la red secundaria. Su génesis puede ser puramente fluvial como en el caso de los ríos Pedro y Rejas, con **llanura aluvial** funcional, y más frecuentemente mixta, con aportes de materiales generados en las vertientes (soliflucción). Algunos de estos depósitos quedan colgados en cabecera, lo que indicarían una relativa antigüedad para los mismos, y en todo caso, un cambio en las condiciones de equilibrio del perfil, con retroceso (incisión) en cabecera.

Sobre las llanuras aluviales y excepcionalmente sobre terrazas, en la desembocadura de cursos de menor orden, aparecen otras formas de acumulación como son los **abanicos aluviales** y los **conos de deyección**. Dichas formas tienen un mismo origen, diferenciándose por la mayor dimensión de los primeros, su menor pendiente longitudinal y un perfil convejo más suave. Los abanicos aluviales más espectaculares aparecen sobre la llanura aluvial del Duero, en la confluencia con los cursos secundarios: arroyos de Velilla, Comunero, Pasaderas y arroyo Madre. Buenos ejemplos de conos aluviales aparecen a lo largo del Ayo. Mostaza (Valdanzuelo) a la salida de los cortos arroyos que drenan las escarpadas vertientes de los páramos.

Las formas denudativas adquieren gran importancia en todas las unidades de la Hoja. La **erosión lateral del cauce** se produce en las márgenes cóncavas de los **meandros**, en varios puntos del cauce del Duero, siendo los más representativos: los de la margen derecha en San Esteban de Gormaz, frente a Soto de San Esteban, junto a la desembocadura del Ayo. del Rebollar, al SE de Langa, etc., y en la margen izquierda, bajo el escarpe de Guma.

Se reconoce un proceso de **captura** en la red fluvial secundaria, se localiza al SE de Valdanzo: el Ayo. de La Laguna (Miño de San Esteban) presenta por su margen izquierda un sistema paralelo de afluentes (NO-SE), sin embargo, el más occidental denominado Ayo. de Las Pozas (Cenegro), al llegar a las proximidades de éste, hace un brusco giro hacia el O, para desembocar rápidamente al Ayo. de Valdanzo.

Sin lugar a dudas, ese trazado anómalo es debido a que un pequeño arroyo afluente del Valdanzo, por retroceso de su cabecera alcanzó al Ayo. de Las Pozas, capturándole. Quedan como testigos el **codo de captura**, y el pequeño collado, puesto que la captura tiene lugar muy próximo a su desembocadura, que correspondería al valle «muerto» aguas abajo de la captura.

Las **cárcavas** son formas que con diferente desarrollo están bien presentes en las dos unidades morfoestructurales. Aparecen como consecuencia de la **incisión lineal** por barrancos sobre materiales deleznable, principalmente en aquellas laderas y/o escarpes de los numerosos replanos estructurales presentes en la Hoja.

La **incisión lineal** es muy patente en las vertientes de los arroyos de la red secundaria; sobre estas laderas se desarrolla un conjunto de regueros más o menos cortos, que van convergiendo, conformando con el colector principal un **drenaje dendrítico**.

La **arroyada difusa** se localiza en algunos sectores del páramo de Castillejo, originada precisamente por la escasa pendiente de su superficie.

4.3.2.3. *Formas poligénicas*

Pertenecen a este grupo todas aquellas formas en cuya génesis ha intervenido más de un proceso. En la Hoja, estas formas están representadas por el **aluvial finieógeno** (Rañas) o **techo del piedemonte**, los **glacis** y la **superficie de erosión fundamental**. En el primer caso el predominio de la génesis fluvial es más que evidente; en los glacis intervienen procesos de arroyada difusa y otros relacionados con la evolución de las vertientes; en las superficies de erosión se dan procesos de disolución (karstificación) y de arroyada en manto de manera reiterada.

Los depósitos de Rañas se disponen sobre el páramo Alto de Ayllón, estando escasamente representada en la Hoja, localizándose en el borde meridional de la misma, en la digitación del páramo superior de Peñas Rodadas, fosilizando la superficie de erosión.

La Raña del Alto de Ayllón representa el último episodio en la elaboración del piedemonte, a partir de la cual, se inicia la jerarquización y encajamiento de la red fluvial, considerada cuaternaria, representada en este caso por el río Duero.

De acuerdo con MARTÍN-SERRANO (1988a y b, 1991), hay que admitir un cierto desfase o progresión de esta gliptogénesis fluvial, incluso a nivel cuencial, lo que determinaría un heterocronismo de las rañas y de las terrazas altas de los principales ríos.

Respecto a los **glacis** se han diferenciado dos generaciones; el más antiguo, se presenta inclinado y colgado respecto a la red fluvial. El nivel de base parece que se corresponde con la terraza (g) a +17 m sobre el río Pedro.

El otro **glacis**, más moderno presenta diferentes ubicaciones, enlazando con la llanura aluvial del Duero.

La **superficie de erosión fundamental** aparece aquí desarrollada sobre las calizas superiores de los páramos de Castillejo de Robledo y del Alto de Ayllón. En general está bien conservada y prácticamente corresponde a una **superficie estructural** con retoques erosivos. Los estratos de calizas más altos se presentan intensamente **karstificados**, dando mogotes residuales y cavidades verticales irregulares, incluso grandes bolsones de hasta 3 m de profundidad, rellenos y recubiertos por *terra rossa* y detríticos con gravas cuarcíticas y limos-arcillosos rojos. Esta superficie, por los rasgos morfológicos y mineralógicos que presenta, se correlacionaría con la superficie superior de MOLINA y ARMENTEROS, *op. cit.*, a la que atribuyen una edad pliocena.

4.3.2.4. *Formas de laderas*

Se han considerado aquí, los **coluviones** originados por la acción conjunta de la gravedad, soliflujión y arroyada laminar en las **vertientes regularizadas**, estando tapizadas de canturral y material fino que enmascara el sustrato terciario.

Se han identificado puntualmente **fenómenos gravitacionales** asociados a las vertientes, consistentes en **desprendimiento de bloques** y en **deslizamiento de ladera**. Los desprendimientos tienen lugar por descalce (zapa) de las cornisas y resaltes de niveles competentes en los escarpes de los diferentes replanos estructurales. Se han destacado los que aparecen en Cerrinegro (ayo de las Pasaderas), procedentes de la cornisa del frente de la rampa configurada sobre las calizas de Langa. El deslizamiento de ladera, con dimensiones hectométricas, se encuentra en la vertiente de umbría (NO) del arroyo Valdanzo, unos 2 km aguas arriba del mismo pueblo. La lengua o pie del deslizamiento ha llegado hasta el fondo del valle dando la típica morfología convexa con montículos o cordones transversales, en la cabecera se aprecia perfectamente la cicatriz del escarpe de rotura, pues afloran las calizas y margas blancas del sustrato; aunque sólo se ha identificado este deslizamiento, de no se descarta que procesos similares se den en otras laderas con la misma morfología y orientación.

4.3.2.5. *Formas kársticas*

Sobre la superficie de algunos niveles de calizas se pueden identificar pequeñas formas de disolución como son pequeñas **acanaladuras** (*rillenkarren incipiente*) y pequeños **conductos subverticales** (*holenkarren*), más antiguos y actualmente expuestos, originados probablemente por la acción de raíces.

En el páramo de Castillejo aparecen **depresiones** irregulares de dimensiones hectométricas con bordes suavizados, en el fondo de las cuales afloran fundamentalmente niveles detríticos (limos arcillosos) intercalados entre las calizas, más que auténticas arcillas de descalcificación. No debiendo considerarse como auténticas dolinas s.s., sino más bien como **cubetas de disolución**; puesto que sin lugar a dudas, se han originado por disolución de las delgadas calizas superficiales, deteniéndose el proceso cuando se alcanzan los limos arcillosos impermeables.

4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

Entendemos como evolución dinámica desde el punto de vista morfológico, a la serie de procesos que tienen lugar sobre un área determinada, y al conjunto de «morfologías» que se van sucediendo por la actuación de los mismos, a partir del instante en que consideramos que cambian las condiciones geodinámicas de sedimentogénesis a una morfogénesis erosiva generalizada.

La cuenca del Duero constituye un dominio sedimentario bien individualizado durante todo el Neógeno. Hacia el final del ciclo tiene lugar, al menos en gran parte de la misma, la generalización de un ambiente lacustre representado por las calizas superiores del páramo, claramente expansivas sobre la periferia, de tal modo que el sediplano calcáreo enrasa (y fosiliza) hacia los bordes con pedimentos más o menos extensos, pero siempre bien desarrollados, correspondientes a la denominada superficie de erosión finineógena (que ya venía elaborándose desde antes).

Esta disposición indicaría una gran estabilidad tectónica en los bordes, sin desnivelaciones generadoras de relieve y constituiría la última y clara manifestación del endorreísmo de la cuenca.

Con posterioridad al desarrollo de esos ambientes lacustres carbonatados, tiene lugar la desecación de los mismos y la exposición subaérea de los depósitos (calizas) bajo un clima húmedo que favoreció el desarrollo de procesos de alteración y de karstificación notables.

A partir de ese instante, y de ese paisaje («final» o «inicial») de pedillanura finineógena definida por la presencia de una superficie de erosión que arrasa un sediplano calcáreo, y de una suave llanura de piedemonte que enlaza con ella, podemos considerar que cambian las condiciones geodinámicas, dominando otros procesos distintos que van modificando ese paisaje.

Un acrecentamiento hacia condiciones más húmedas y lluviosas, originaría el rápido desmantelamiento de los perfiles de alteración en los relieves y pediments circundantes (estribaciones de la Sierra de Pela y terminación nororiental de Somosierra) arrastrándolos hacia la cuenca y depositándolos en forma de abanicos aluviales limo-arcillosos rojos (pliocenos).

Estos abanicos aluviales fosilizan la superficie de karstificación elaborada sobre el sediplano de las calizas superiores en aquellas áreas donde tiene lugar el *offlap* aluvial, manteniéndose sobre el resto de la superficie, las condiciones de exposición subaérea y, por tanto, de disolución y karstificación.

Sobre los abanicos rojos y, ligeramente encajados en ellos, se depositan mediante corrientes de aguas claras tipo *braided*, los abanicos cuarcíticos conocidos como «Rañas», progradando hacia el interior de la cuenca.

Simultáneamente a la implantación de las condiciones húmedas y lluviosas que originan este conjunto de abanicos aluviales periféricos, debió tener lugar la captura de la cuenca por retroceso de la red atlántica (MARTÍN-SERRANO, 1988a y b), favorecida sin duda por un aumento de los caudales y, por tanto, de una mayor capacidad de erosión y transporte de la misma.

Así pues las Rañas, o por lo menos las aquí consideradas, pueden ser coetáneas con el proceso de captura, puesto que, de acuerdo con MARTÍN-SERRANO, *no es posible pensar en un paisaje finineógeno sincrónico, puesto que la progresión de la red fluvial no puede alcanzar todos los lugares al mismo tiempo*. La aplicación de esta hipótesis, que determina el heterocronismo de la Raña, explicaría además el diferente grado de disección de los diversos sectores de la cuenca.

Tradicionalmente el inicio del encajamiento fluvial marcaría el tránsito Neógeno-Cuaternario (AGUIRRE, 1989), pero que como ya se ha razonado antes, necesariamente se trata de un proceso progresivo a nivel cuencal, dejando de ser un límite cronológico preciso, si no más bien heterócrono.

Con el inicio de la gliptogénesis fluvial, queda concluida el ciclo endoreico de la cuenca del Duero, y comienza su erosión y vaciado hacia el Atlántico.

Considerando la ubicación de la Hoja en el contexto de la cuenca, y las características litológicas del sustrato, la evolución dinámica se va a caracterizar por una intensa morfogénesis de disección fluvial.

La zona de culminación del pliegue de Langa, si no sobresalía como un paleorrelieve «en domo» por encima del sediplano de las calizas superiores del páramo, debía quedar enrasado prácticamente con ellas (o con niveles equivalentes de otras litologías), a tenor de las cotas

que actualmente presentan. Las corrientes de agua aportadas por el sistema de abanicos aluviales que construían las Rañas, eran recogidas inmediatamente al sur de dicha estructura por un colector principal (paleo-Duero?) que discurría con dirección NO hacia las zonas centrales (con nivel de base más bajo) de la cuenca, por lo que con toda probabilidad, este sistema fluvial era ya exorreico.

Así pues, simultáneamente o con posterioridad a las Rañas de este sector de la cuenca, tiene lugar el inicio del encajamiento del paleo-Duero ya como curso exorreico. A lo largo de este proceso (que abarcaría todo el pleistoceno), se va definiendo la red fluvial a la vez que se produce el desmantelamiento de los materiales terciarios, y el modelado de las diferentes formas. Definiéndose un relieve de tipo estructural en base a las características litológicas de la serie neógena y de la disposición (estructura) de la misma, exhumándose numerosos niveles competentes que constituyen replanos, conformando una serie de plataformas horizontales o inclinadas, aisladas y/o escalonadas (páramos) a partir del techo del piedemonte.

En determinados momentos de la gliptogénesis fluvial se desarrollan, principalmente en los cauces de los grandes ríos, niveles de acreción lateral que constituyen las terrazas fluviales, conformando estrechas y alargadas plataformas de gravas cuarcíticas (sediplanos), que posteriormente abandona mediante sucesivos encajamientos del cauce; quedando dispuestas escalonada y subparalelamente a los cursos fluviales.

Ligeramente retardada en el tiempo se originaría y encajaría la red secundaria, y por último, la red menor de arroyos y barrancos. En el Holoceno la morfogénesis fluvial continúa, reflejándose en los depósitos más recientes de los ríos, y que junto con otros procesos morfodinámicos que tienen lugar en las vertientes, tienden también a rebajar los interfluvios.

4.5. MORFODINÁMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIA FUTURAS

La Hoja de San Esteban de Gormaz no evidencia procesos geológicos recientes tanto denudativos como sedimentarios de importancia. A ello han contribuido un conjunto de factores como son la estabilidad neotectónica de la zona, la disposición y naturaleza de los materiales y, por último, el clima imperante en la misma. De cara a un futuro próximo, no se prevén cambios sustanciales en los procesos actuales ni, por tanto, grandes desequilibrios morfológicos.

De entre los procesos actuales destacaremos la incisión de barrancos y cárcavas y los procesos de ladera que sobre materiales poco consolidados tienden a rebajar los interfluvios con el fin de conseguir un mayor equilibrio y homogeneización del relieve.

En los niveles de materiales más competentes (cementados), que forman cornisas y resaltes en estas vertientes escarpadas propias de este tipo de relieve, son frecuentes la caída de bloques, debido a la inestabilidad de estas formas por zapamiento de su base o por desplome a favor de diaclasas.

También la erosión lateral en el cauce del Duero tiene lugar en la actualidad a nivel local, por migración lateral del canal en las zonas de meandro, produciendo socavamiento en los márgenes cóncavos; conllevando además en algunos casos, la desestabilización de escarpes

mayores (Guma). En aquellos lugares donde existe riesgo de erosión importante sobre fincas, vías de comunicación y otros bienes, se han tomado las medidas correctoras oportunas con la construcción de represas, gaviones y muros de manpostería.

Los procesos sedimentarios recientes tienen lugar en los lechos actuales y en los fondos de valle, originando barras de gravas y arenas. Los abanicos aluviales cuaternarios de mayor tamaño han dejado de ser funcionales, pues en la mayoría de ellos se ha encauzado el canal de alimentación imposibilitando su desbordamiento.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja de San Esteban de Gormaz se enmarca estrechamente con la evolución tectosedimentaria del sector centro-oriental de la cuenca del Duero y de la subcuenca de Almazán, y más concretamente en relación con los bordes del corredor de Aranda-Osma, que se encuentra limitado al norte por la Sierra de Cameros y al sur por la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

En la Hoja no existe un registro sedimentario completo del Terciario como para poder establecer una cronología detallada de los acontecimientos acaecidos en su evolución Alpina, y posteriormente el desarrollo dentro de la cuenca continental del Duero. Basándonos en la columna estratigráfica del sondeo Alcozar-1 y correlacionándolos con otros de carácter regional y de Hojas vecinas (Figura 2.2), se puede reconstruir y entender de forma coherente el encuadre y la evolución geológica Alpina de la Hoja y su entorno.

Los materiales más antiguos identificados en el sondeo corresponden al devónico y carbonífero del Macizo Hespérico, que constituyen el zócalo para el posterior desarrollo del Ciclo Alpino.

Los conjuntos precámbricos y paleozoicos aparecen estructurados por el plegamiento polifásico Hercínico, que generó estructuras en este dominio con direcciones N-S a NO-SE. Con posterioridad a estas etapas de plegamiento tiene lugar una tectónica de desgarre, conocida como tectónica tardihercínica de fracturación de rumbos principales NO y NE, que se ha explicado en un contexto de megacizalla dextral resultante de la rotación de la placa Ibérica entre las placas Euroasiática y Africana (ARTHAUD y MATTE, 1975). Sobre el zócalo Hercínico arrasado que va a actuar como sustrato, a favor de fallas NO-SE y en zonas transtensionales se emplazan las cuencas pérmicas (SOPEÑA, *et al.*, 1988); fallas que van ha seguir controlando estrechamente toda la evolución alpina posterior.

En un contexto distensivo como graven complejo articulado sobre fallas tardihercínicas de dirección NO-SE, da comienzo el Ciclo Alpino con el inicio de la sedimentación triásica, originándose la cuenca Mesozoica Ibérica. El carácter intracratónico de la Cordillera Ibérica y su disposición perpendicular al orógeno alpino Bético-Balear constituyen la base de partida para que ÁLVARO, *et al.* (1979) hayan propuesto un modelo de evolución tipo aulacógeno (Aulacógeno Ibérico).

A partir de las secuencias estratigráficas, el análisis de las subsidencias y de las estructuras intramesozoicas, se establecen cuatro etapas extensionales: 1) Rift Tríasico, durante el cual va

a tener lugar la acumulación de 0-2.000 m de series fluviales rojas con intercalaciones de calizas marinas someras, yesos y sales. 2) Postrift Jurásico Inf.-Med., representado por más de 700 m de carbonatos marinos someros. 3) Rift Jurásico Sup.-Cretácico Inf., durante el cual se produce la sedimentación de potentes series (4.000-5.000) subsidentes en cuencas desarrolladas más al Este, mientras que en este sector los materiales de esta edad están ausentes o sólo alcanzan unos centenares de metros.

En toda la cuenca se detecta un período de inestabilidad que, iniciado a finales del Jurásico, culmina en varias etapas de fuertes movimientos tectónicos, que se han referido a las fases Neokimmérica y Aútrica. Los movimientos aútricos, posteriores al depósito del Weald y anteriores a la formación Utrillas (Albense) son predominantemente verticales.

En toda la cadena Ibérica son visibles los efectos de la erosión en las áreas levantadas, por lo que la formación Utrillas se dispone discordantemente sobre formaciones previas de edades muy diferentes, incluso directamente sobre el basamento. Las fallas reactivadas son nuevamente los antiguos desgarres tardihercínicos del zócalo.

4) Postrift Cretácico Superior, comenzando con más de 700 m de materiales detríticos correspondientes a la formación Utrillas (Albiense sup.), a los que siguen depósitos carbonatados marinos con ambientes de plataforma abierta y litorales con espesor bastante uniforme, ampliamente extendidos por toda la cuenca, que se pueden agrupar en dos megaciclos transgresivos-regresivos.

A finales del Cretácico se inician las fases compresivas de la orogenia Alpina, a partir del Maestrichtiense comienza a instalarse en la región un régimen diferente al marino que caracterizó al Cretácico superior.

El paso de condiciones marinas a continentales se pone de manifiesto mediante la instalación de ambientes litorales salobres restringidos (facies Garum), que evolucionan a depósitos continentales. El contexto geodinámico de este cambio se relaciona con el comienzo de las fases alpinas compresivas (Larámicas) y el final de la apertura del golfo de Vizcaya.

Durante el paleógeno se van perfilando como tales relieves la Demanda y el Sistema Central. En la cuenca de Almazán se establece un período de exposición subaérea y, por tanto, un hiato sedimentario que comprendería parte del Paleoceno Inf. hasta un Eoceno Medio.

Los siguientes materiales cortados en el sondeo se considera de edad Eoceno Medio-Superior, corresponden a anhidritas, yesos y margas, acumulados en lagos salinos someros. Por encima aparece sedimentos carbonatados datados Eoceno Sup. (Calizas de Deza), depositados en ambientes palustres y lacustres. Sobre esta unidad carbonatada se dispone una serie detrítica fluvial.

Durante el Eoceno-Oligoceno la cuenca sedimentaria Mesozoica es deformada e invertida compresivamente dando lugar como relieve estructurado a la Cordillera Ibérica, y a la configuración, más o menos parecida a la actual, de la cuenca del Duero.

Esta estructuración queda reflejada a lo largo del borde NE mediante discordancias progresivas en los sedimentos del sistema Fluvial de Gómar. La sedimentación fluvial continúa en el

Oligoceno Med-Sup, con las areniscas y conglomerados de Almazul, depositados en discordancia progresiva como consecuencia de un nuevo rejuvenecimiento del margen NE, debido probablemente a la fase Castellana. La parte alta de esta unidad pudiera ser incluso miocena.

En el Mioceno Inf.-Med (Ageniense sup-Aragoniense inf) una nueva fase de reactivación tectónica correlacionable con la etapa Guadarrama (Neocastellana), marca el comienzo del principal ciclo sedimentario Mioceno. Una discordancia angular bien marcada, se desarrolla en la base de los conglomerados miocenos que onlapan sobre sedimentos paleogenos y mesozoicos plegados, aunque en líneas generales, los sedimentos miocenos están indeformados y subhorizontales.

Durante el Mioceno med (Aragoniense) tiene lugar una sedimentación en ambientes de llanura aluvial y palustre-lacustres. Las facies fluviales corresponderían a sistemas de baja sinuosidad con amplias llanuras lutíticas expuestas que facilitan el desarrollo de calcimorfos; presentan paleocorrientes que indican procedencia SE, dirigiéndose el ONO, hacia zonas más internas de la cuenca.

Este conjunto de materiales aparece involucrado en la deformación del pliegue de Langa. El crecimiento del mismo es sincrónico con la sedimentación originando discordancias sintectónicas en los flancos del mismo, siendo más patente en el flanco meridional, donde el abanico de capas (serie de Langa) corresponde a ambientes fluviales y lacustres alternantes, aunque se deduce un mayor predominio de los ambientes lacustres hacia el SO. Simultáneamente tiene lugar por el O, la entrada de un sistema fluvial arenoso ligeramente sinuoso, con paleocorrientes hacia el N-NE, que se indenta con una red fluvial trenzada con corrientes episódicas y efímeras procedentes del E (RAMOS MARTÍN y ALONSO GAVILÁN, *op.cit.*), ambos depósitos quedan recubiertos por las «calizas inferiores del páramo».

El crecimiento del Anticlinal de Langa llegó a originar un relieve «dómico» en el centro del corredor, de tal modo que los cursos de los sistemas que confluían en el centro del corredor son desviados, bordeando el pliegue para después confluír en el extremo noroeste, dando lugar al amplio sistema fluvial de características meandriformes, conocido como «Serie Detrítica de Aranda».

A partir de los rasgos sedimentarios y de los restos de fauna asociados, se deduce un clima semiárido, o más bien con estacionalidad marcada, en un ambiente parecido al de la «savana» africana actual.

El ciclo culmina con un predominio de términos carbonatados que dan lugar a las «Calizas Inferiores del Páramo», de edad Aragoniense Superior y de marcado carácter expansivo, que fosilizan en parte al pliegue de Langa, marcando una etapa de cierta estabilidad tectónica. La distribución de los ambientes lacustres se ve claramente condicionada, de tal modo que se configuran dos surcos lacustres al norte y sur de este umbral (Hojas de Peñaranda y Ayllón), siendo este último el más importante. Hacia el borde suroriental de la Hoja los ambientes palustres pasan a *mud flats* con encostramientos carbonatados (páramos de Atauta y de Valparaiso).

Según algunos autores (GARCÍA DEL CURA, *op. cit.*; ALONSO GAVILÁN, *et al.*, 1983; MEDIAVILLA y DABRIO, 1988; ARMENTEROS, 1991;...), sobre la superficie de esta unidad calcárea se aprecia

disoluciones kársticas que marcarían una discordancia a nivel cuencal. Por nuestra parte, y en este ámbito de estudio sólo hemos observado brechificaciones y otros rasgos de exposición subaérea similares en todo a los que aparecen sobre otros niveles carbonatados, por lo que se considera una simple paraconformidad, marcada sobre todo por el brusco cambio litológico.

La superficie de colmatación de este ciclo se ve rota y deformada por una fase tectónica (Rodánica o Iberomanchega) que da origen a amplios pliegues en el sector central de la cuenca. En esta Hoja y en ámbitos próximos (Ayllón y Berlanga de Duero) hemos constatado una suave y amplia flexión de las capas hacia el SE, al sur de Piquera de San Esteban, que se prolonga con gran continuidad hacia el SE con el importante accidente estructural de Mosarejos-La Riba (N 110-120).

Sobre este nivel se inicia un nuevo ciclo sedimentario que comienza por la instalación de una nueva red fluvial de baja sinuosidad claramente encajada, al menos en estos sectores, que discurriría en sentido ESE-ONO. En el borde meridional se instalan orlas de abanicos aluviales de clastos carbonatados con escasa capacidad de transporte, mientras que al NE se disponen depósitos de gravas y arenas cuarcíticas procedentes de un gran abanico aluvial enraizado en el borde septentrional y que va a funcionar durante todo el resto del Mioceno, impidiendo o desplazando los ambientes lacustres hacia el S y O (Hoja de Peñaranda).

En algunos sectores, los ambientes fluviales intercalan episodio(s) palustres-lacustres, para finalmente culminar también con carácter expansivo, con la sedimentación de las «Calizas superiores del Páramo». Correspondientes a lagos someros carbonatados con mayor o menor desarrollo de facies palustres. La estabilidad tectónica a nivel general es patente, manifestándose en el carácter expansivo de las mismas sobre las orlas aluviales marginales e incluso sobre relieves cretácicos (Hojas de Ayllón y Fuentelcesped). La edad de la serie «intercalizas» de los páramos es Aragoniense superior-Vallesiense inferior, sin que existan dataciones directas, en este entorno, de las Calizas Superiores. Depósitos similares en el centro de la cuenca han proporcionado edades comprendidas entre el Vallesiense inferior y el Tuoliense inferior (MEDIÁVILLA, et al., 1995).

Posteriormente, en el Pliocuaternario tiene lugar la desecación de los ambientes lacustres-palustres y el desarrollo de apreciables procesos de karstificación sobre los mismos asociados a una superficie de erosión de ámbito regional que originaría un potente manto de alteración roja en la periferia de la cuenca.

Un cambio climático a condiciones más lluviosas causa la destrucción de estos suelos rojos y el transporte de los mismos mediante corrientes fangosas (*mud-flows*), dando lugar a los depósitos limo-arcillosos rojos que rellenan y fosilizan las calizas karstificadas en la etapa anterior.

Sobre los limos arcillosos rojos se depositan «mantos» aluviales de gravas cuarcíticas, denominados tradicionalmente «rañas», de discutible edad (MARTÍN-SERRANO, 1988a y b), que conforman el techo del piedemonte y, por tanto, previos a la incisión fluvial de este sector producto de flujos confinados de aguas claras con gran capacidad de transporte. Las gravas corresponderían a la sedimentación en forma de barras dentro de canales trenzados someros, lo que indicaría una clara tendencia hacia condiciones más húmedas (lluviosas).

Con el comienzo de la gliptogénesis fluvial, queda concluida la etapa endorreica de la cuenca, y comienza su exorreísmo hacia el Atlántico; proceso que llega por captura de la Cubeta

Castellana al progresar desde el Atlántico sobre el zócalo hercínico la red fluvial neógena (MARTÍN-SERRANO, 1991).

Tradicionalmente el inicio del encajamiento fluvial marcaría el tránsito Neógeno-Cuaternario, aunque como ya se ha mencionado con anterioridad, necesariamente se trata de un proceso progresivo a nivel cuencial y, por tanto, heterócrono.

Durante el Pleistoceno, se va definiendo la red fluvial que va desmantelando los depósitos terciarios, continuándose la morfogénesis fluvial durante el Holoceno.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. MINERÍA Y CANTERAS

Aunque son abundantes las pequeñas catas y excavaciones para empleo local en rellenos y reparación de pistas, desde el punto minero esta hoja presenta muy pocas explotaciones relevantes de rocas y minerales industriales, siendo estas por lo general de escasas dimensiones. No obstante se han localizado más de 50 puntos de extracción en su mayor parte abandonados.

Como explotaciones permanentes si bien con una frecuente tendencia a desplazar los frentes en su entorno, existen dos explotaciones de áridos naturales, cuya producción se destina al empleo local o regional y los materiales son tratados en plantas cercanas a las explotaciones. De este tipo de materiales existen también diversas explotaciones intermitentes que se utilizan o bien directamente o bien tras su clasificación en planta.

Entre las explotaciones abandonadas de minerales industriales destacan los de arenas, gravas y zahorras, arcillas y calizas.

El cuadro que se presenta a continuación resume los datos más significativos de las explotaciones de la zona.

Número	Coordenadas UTM	Sustancia	Término municipal	Tipo
1	456.800/4610.500	Arenas y gravas	La Vid	EA
2	476.600/4596.250	Arenas y gravas	San Esteban de Gormaz	EA
3	479.000/4600.800	Arenas y gravas	San Esteban de Gormaz	EI
4	465.700/4606.550	Arenas y gravas	Langa de Duero	EI
5	458.950/4600.800	Zahorra	Castillejo de Robledo	EB
6	467.350/4606.500	Zahorra	Langa de Duero	EI
7	460.800/4608.900	Zahorra	La Vid	EB
8	463.350/4608.100	Zahorra	La Vid	EB
9	471.850/4598.900	Arenas y gravas	Miño de San Esteban	EI
10	479.400/4601.650	Arenas y gravas	San Esteban de Gormaz	EB
11	480.000/4601.350	Arenas y gravas	San Esteban de Gormaz	EB
12	475.800/4595.650	Caliza	Fuentecambrón	EB
13	465.450/4604.500	Caliza	Langa de Duero	EB
14	482.100/4612.555	Arcilla	San Esteban de Gormaz	EB
15	467.950/4610.400	Caliza	Langa de Duero	EB
16	483.500/4596.550	Arenas y gravas	San Esteban de Gormaz	EB

EA = Explotación activa. EI = Explotación intermitente. EB = Explotación abandonada.

6.1.1. Arcilla

Se han localizado cinco explotaciones abandonadas de arcillas y limos, en general de reducidas dimensiones, pero tan sólo se ha considerado para este resumen una (punto núm. 14) de la que se dispone de ensayos. La mayor parte fueron utilizadas para la fabricación de productos cerámicos en pequeñas fábricas locales.

Esta explotación benefició un potente (>50 m) y característico tramo limoso rojo-anaranjado, ocasionalmente con alguna delgada intercalación calcárea, de la *sucesión de Langa superior* del Mioceno inferior-medio.

La composición de las arcillas está dominada por la asociación illita-esmectita, en menor medida, caolinita y micas. Se dispone de los siguientes ensayos de los materiales explotados en el punto número 14:

Análisis mineralógico de la fracción total

Min de arcilla	Cuarzo	Calcita
22%	22%	56%

Análisis mineralógico de la fracción arcilla

Interestratificados	Micas	Caolinita
10%	8%	4%

Análisis químico de la fracción arcilla

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	Ppc
41,96	6,33	2,79	0,11	24,88	Ind.	0,45	0,28	no	23,2

6.1.2. Arenas, gravas y zahorras

Son muy numerosas las explotaciones de arenas y gravas o zahorras que se han localizado en esta hoja la mayor parte abandonadas, aunque algunas se explotan activamente y constituyen en la actualidad el único recurso minero en explotación de la hoja de San Esteban de Gormáz.

La explotación activa más importante (Gravera Altesa, núm. 1) explota el aluvial del río Dueño, en concreto los conglomerados cuarcíticos, arenas y limos de la *Llanura de inundación, Terraza de Vega* (29). La potencia observada de estos depósitos supera los 4 m, estando constituidos en la base por gravas fundamentalmente cuarcíticas recubiertas a techo por 0,5-1,5 m de los característicos y fértiles limos arcillo-arenosos de color gris-negruzco.

La otra explotación activa de arenas y gravas es la de Las Rozas (núm. 2), que extrae arenas y gravas de la formación *Conglomerados de Piqueras* (16) del Mioceno, constituida por una

alternancias de gravas y arenas de colores ocres a blanco-amarillentos. Las gravas bien redondeadas y lavadas, con centiles entre 3-12 cm según los niveles, son de cuarcita y cuarzo, y esporádicamente de lidita y caliza; presentan una matriz de arenas cuarzosas de calibre medio a grueso. Los niveles arenosos, generalmente de grano fino, son también de cuarzo y están muy lavados. Excepcionalmente aparecen cantos blandos arcillosos de tamaño decimétrico con laminaciones y colores grises y pardo-rojizas.

El resto de explotaciones intermitentes de arenas y gravas o de zahorras explotan, o bien gravas y arenas de las *Terrazas medias* (23) del Duero (Explotación intermitente núm. 3, que presenta una extensa zona de explotación con diferentes frentes) o bien el mismo aluvial del río Duero, compuesto por conglomerados cuarcíticos, arenas y limos de la *Llanura de inundación*, *Terraza de Vega* (29) (Explotación intermitente núm. 4, con diferentes escarvaderos entorno a una planta) o los coluviones de cantos calcáreos del *Holoceno* (27) (Explotación intermitente núm. 6).

Las explotaciones abandonadas se encuentran también situadas en diversos entornos geológicos. Así, las números 10 y 11 (esta última con multitud de frentes y escarbaderos) están ubicadas en las *Terrazas medias* (23) del Duero. La número 8 corresponde a los coluviones de cantos calcáreos del *Holoceno* (27). La número 7 explotaba el aluvial del Duero, *Llanura de inundación*, *Terraza de Vega* (29). La número 5 beneficiaba el aluvial del Barranco de Valdespino (28). Finalmente las explotaciones números 9 y 16 explotaron la formación *Conglomerados de Piqueras* (16), del Mioceno.

6.1.3. Calizas

Son muchas las explotaciones abandonadas de calizas existentes en la zona, la mayoría de dimensiones muy reducidas y escaso interés, utilizadas en infraestructuras locales, especialmente en carreteras. En esta revisión sólo se han considerado cuatro explotaciones del total de 19 inventariadas.

La mayoría de las explotaciones abandonadas (núms. 13, 15 y 17) extraían calizas de la formación *Calizas de Langa* (9) del Mioceno, constituida por un tramo calcáreo formado por varios bancos de calizas y calizas margosas con espesores entre 2-4 m, con límites netos y planos que lateralmente se pierden. Presentan unos colores blancos y grises con moteado ocre y rojo. Se trata de *mudstones* a *packstones* con fragmentos de fósiles y estructuras oncolíticas. Por lo general hay diversos frentes de explotación muy próximos entre sí, pero de reducidas dimensiones. Se han utilizado para la extracción de áridos para la construcción y para firmes de carreteras.

La explotación número 12, ahora abandonada y con varios frentes a ambos lados de la carretera, extrajo material de la formación *Calizas Inferiores del Páramo* (15). Litológicamente corresponden a bancos de calizas y/o dolomías con colores blanco-grisáceos estratificadas en capas, a veces con intercalaciones de margas y margocalizas. En líneas generales, presentan una geometría tabular, con espesores variables inferiores a 2 m, y extensión lateral del orden de centenares de metros. Se trata de *wackstones-packstones* o de *mudstones* típicos de ambientes palustres.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

La Hoja de San Esteban de Gormaz se halla situada dentro de la cuenca del río Duero, cuyo curso la atraviesa de SE a NO. Los materiales que afloran en ella, correspondientes a los sistemas Terciario y Cuaternario, dan lugar a diversos tipos de acuíferos que se agrupan mayoritariamente en las Unidades Hidrogeológicas 02.09, 02.12 y 02.15.

6.2.1. Caracteres climatológicos

El clima predominante en esta zona de la Meseta Norte se caracteriza por sus inviernos largos (desde noviembre hasta abril) y fríos, con numerosas heladas (más de 75 días), y sus veranos cálidos y secos. Las precipitaciones medias oscilan entre 500 y 600 mm, irregularmente distribuidas durante unos 90 días al año. De acuerdo con lo anterior, esta comarca puede incluirse dentro de un régimen climático **Mediterráneo templado**, con un régimen de humedad que lo define como **Mediterráneo seco**, según la clasificación de PAPADAKIS (1966).

A título de ejemplo, se exponen a continuación los datos climáticos de la estación termopluviométrica de San Esteban de Gormaz, para el período 1951-1980 (GARCÍA DE PEDRAZA, *et al.*, 1994).

Tabla 1

Estación meteorológica	A	P	D	t	TM	Tm	ETP
San Esteban de Gormaz	875	475	88	12,0	19,4	4,6	707

A = Altitud (m.s.n.m.). P = Precipitación media anual (mm). D = Días de lluvia. t = Temperatura media anual (°C). T_M = Valor medio anual de las temperaturas máximas (°C). T_m = Valor medio anual de las temperaturas mínimas (°C). ETP = Evapotranspiración potencial media anual, según Thornthwaite (mm).

6.2.2. Hidrología superficial

La superficie de la presente Hoja se encuentra dentro del sector oriental del tramo medio de la Cuenca Hidrográfica del Duero. Su red de drenaje tiene como eje principal al propio río Duero, que la divide en dos mitades al atravesarla con su cauce divagante de SE a NO.

El caudal del Duero se encuentra regulado por el embalse de Cuerda del Pozo y presenta un valor medio anual de 24,5 m³/seg al entrar en la hoja. Mediante la red de aforos del MOPU se han detectado incrementos de 3 a 5 m³/seg entre Gormaz (hoja de Berlanga de Duero) y San Esteban de Gormaz, para un año medio y según la época considerada (ITGE, 1991a). Estas se relacionan con las descargas del acuífero terciario en ese sector. Sin embargo, este río experimenta una pérdida de caudal de 1 m³/seg. entre esta última localidad (estación de aforo E-7) y Aranda de Duero (estación E-12), lo cual puede achacarse a las extracciones efectuadas para los regadíos de la vega (ITGE, 1991b).

En toda la comarca de la Ribera del Duero existe una fuerte demanda hídrica para la agricultura de regadío, destacando los cultivos de remolacha, patata y forrajeras (maíz y alfalfa) como mayores consumidores de agua. Dicha demanda se satisface en más del 80% mediante aguas superficiales procedentes de los embalses de regulación y distribuidas por las riberas

del Duero mediante un sistema de azudes y canales, como los de Eza y Aranda, para la margen derecha, y los de Santa Inés y Guma para la izquierda.

La mayor parte de los cursos fluviales que afluyen al Duero son arroyos de corto recorrido y de carácter estacional que drenan los acuíferos superficiales de los Páramos. Cabe mencionar a los ríos de Rejas y Pedro que desembocan en el Duero por sus márgenes derecha e izquierda a la altura de Soto de San Esteban y drenan los acuíferos calcáreos mesozoicos de las sierras de Nafría y Ayllón, respectivamente. Aguas abajo, frente a Langa, desagua el arroyo de Valdanzo, que recoge las escorrentías del cuadrante SO de la hoja y la descarga del páramo de Castillejo de Robledo.

La calidad de las aguas que circulan por el Duero en este tramo se califica de «intermedia» en el PHD (1988), deteriorándose progresivamente por la contaminación difusa que originan las actividades agropecuarias y, de manera progresiva, a medida que recibe los vertidos urbanos e industriales de localidades ribereñas como San Esteban de Gormaz, Langa de Duero o La Vid.

6.2.3. Características hidrogeológicas

Desde el punto de vista hidrogeológico la superficie de la hoja de San Esteban de Gormaz se distribuye entre cuatro Unidades Hidrogeológicas de las establecidas para la cuenca del Duero (DGOH-ITGE, 1988), que son las siguientes (Figura 6.1):

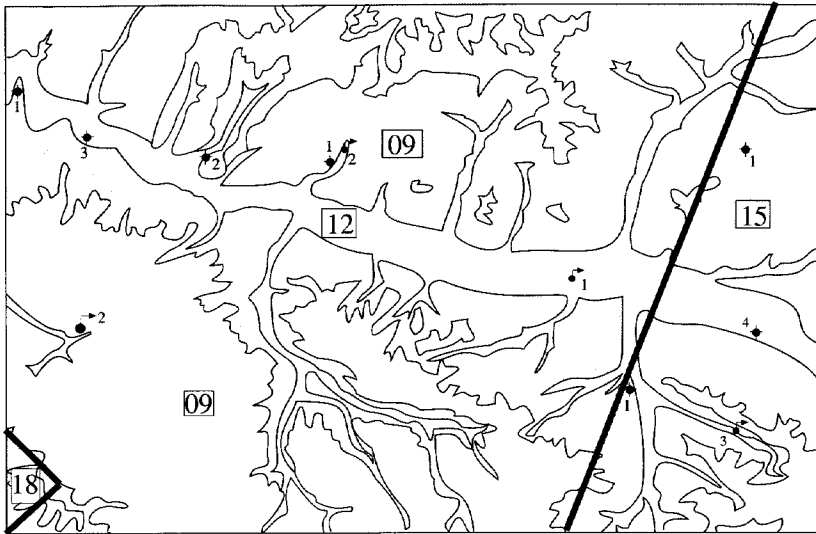
- 02.09 Unidad Hidrogeológica Burgos-Aranda.
- 02.12 Unidad Hidrogeológica Aluviales del Duero y afluentes.
- 02.15 Unidad Hidrogeológica Cubeta de Almazán.
- 02.18 Unidad Hidrogeológica Segovia.

Las unidades 02.09 y 02.12 forman parte del antiguo Sistema Acuífero número 8 o Terciario detrítico central del Duero (IGME, 1980); la unidad 02.15 coincide en gran parte con el Sistema Acuífero número 88 (10-bis) o Terciario del sureste de Soria (IGME, 1983), mientras que la unidad 02.18 corresponde al Sistema Acuífero número 11 o Cretácico calcáreo de Segovia (Figura 6.2).

— Unidad Hidrogeológica 02.09 Burgos-Aranda:

Se trata de la unidad hidrogeológica con mayor extensión. Cuenta con una superficie de afloramiento de 390 km², y se halla constituida por materiales del Mioceno medio-superior (Aragoniense-Vallesiense), que hacia el E se comunican con los de la Unidad Hidrogeológica Cubeta de Almazán, de naturaleza y edad similares.

Litológicamente, se pueden distinguir alternancias subhorizontales de calizas, margas, arcillas y limos, que originan un conjunto semipermeable, en el cual se intercalan bancos len-



HOJA 376

U.H. 02.09 BURGOS-ARANDA

Ac. Libres Superficiales

☐ Calizas del Páramo Superior + Inferior y calizas de Langa

Ac. Profundo

☐ Terciario Detrítico

U.H. 02.12 ALUVIALES DEL DUERO Y AFLUENTES

Ac. Libre

☐ Llanura de inundación y terrazas bajas.

◆ Sondeos de interés hidrogeológico

● Manantiales más importantes (con última cifra de su nº en el inventario del ITGE)

☐09 Unidades Hidrogeológicas

— Límite de Unidades Hidrogeológicas

U.H. 02.15 CUBETA DE ALMAZÁN

Ac. Libres Superficiales

☐ Calizas y margas (Páramo Inferior)

Ac. Profundo

☐ Terciario Detrítico

U.H. 02.18 SEGOVIA

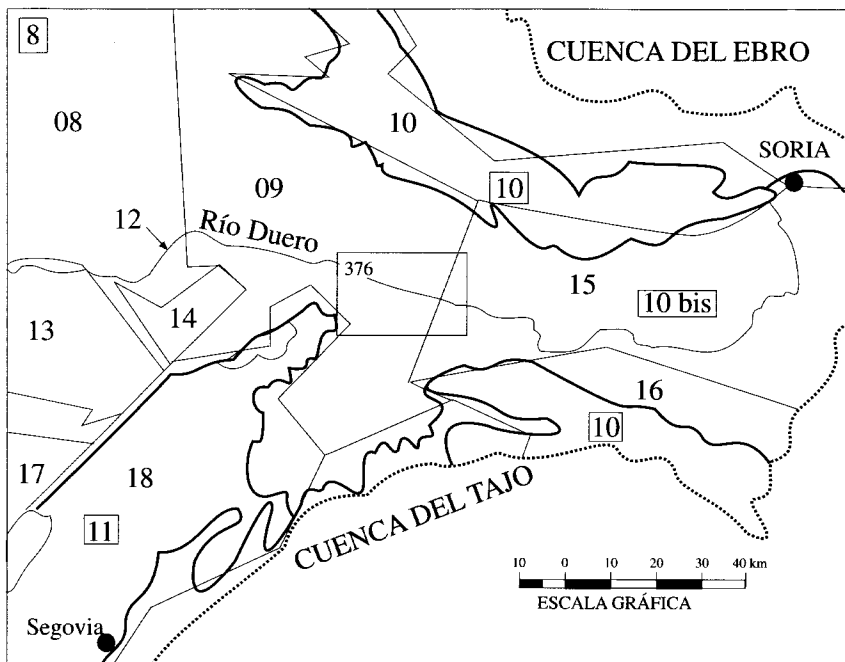
Ac. Libres

☐ Calizas y margas (Páramo).

Ac. Profundo

☐ Terciario Detrítico

Figura 6.1. Unidades Hidrogeológicas de la Hoja de San Esteban de Gormaz.



- | | |
|---|--|
| 12 Sistema Acuífero | Materiales graníticos y metamórficos (impermeable) |
| 09 Unidad Hidrogeológicas | Zona de estudio (Hoja nº 376) |
| — Límite del Sistema Acuífero | |
| — Límite de Unidad Hidrogeológica | |
| Límite de Cuenca Hidrográfica | |

Figura 6.2. Situación de la hoja de San Esteban de Gormaz respecto a los sistemas acuíferos y Unidades Hidrogeológicas del extremo SE de la cuenca del Duero.

ticulares (paleocanales) de areniscas y gravas con mayor permeabilidad (porosidad eficaz del 5%). El Terciario puede alcanzar más de 1.000 m de espesor, como se observa en el sondeo petrolífero Alcozar-1, con 1.192 m. Se le considera un acuífero único, heterogéneo y anisótropo, confinado o semiconfinado, según las zonas (ITGE, 1991b).

Los niveles carbonatados superficiales (Calizas del Páramo), junto con algunos retazos de las terrazas altas del Duero dan lugar a acuíferos libres de los que surgen manantiales con caudales de unos 0,5 l/seg, según los puntos inventariados en la zona, lo que da una idea de su escaso potencial hidrogeológico.

De acuerdo con el nivel piezométrico regional, se observa que la principal vía de drenaje de la unidad es el río Duero, que recibe flujos profundos de carácter regional, lo que da lugar a que los sondeos situados en su llanura de inundación tengan el nivel estático muy próximo a la superficie.

La explotación de aguas subterráneas en esta zona puede calificarse de baja, dada la disponibilidad de recursos superficiales, utilizándose aquellas únicamente para resolver demandas locales de abastecimiento urbano o uso industrial. A pesar de ello, entre Langa y Peñaranda de Duero se extiende un área con descensos piezométricos de 6 a 15 m para el período 1973-1986, los cuales no han ocasionado problemas destacables de sobreexplotación hasta el momento.

Los niveles acuíferos del Mioceno se alcanzan mediante sondeos, cuyos datos se resumen en la tabla 2, que pueden aportar caudales medios de 6 l/seg, con caudales específicos de 0,75 l/seg/m.

Las facies hidroquímicas predominantes en esta unidad son las aguas bicarbonatadas cálcicas, pudiendo ser localmente sulfatadas cálcicas. En general se trata de aguas poco mineralizadas, aptas para abastecimiento y regadío, y con conductividades inferiores a los 500 ms/cm (IGME, 1987b). Dentro del acuífero no se detectan problemas de contaminación importantes, aunque pueden apreciarse niveles elevados de nitratos originados por la actividad agrícola en los sondeos de las zonas de regadío.

El balance hídrico de esta unidad es complejo. Su recarga se realiza mediante infiltración directa de aguas meteóricas, que puede cifrarse en torno a 8,2 hm³/año en el sector correspondiente a esta hoja, y por aportes subterráneos laterales procedentes de la Cubeta de Almazán y de la Unidad Segovia, en cantidades difíciles de cuantificar. Asimismo, su descarga se efectúa por bombeos para regadío y abastecimiento urbano, que se estiman en unos 2 hm³/año para esta hoja; por drenaje a través del Duero, y por flujo lateral hacia la Unidad Central.

— **Unidad Hidrogeológica 02.12 Aluviales del Duero y Afluentes:**

Incluye todos los acuíferos libres superficiales desarrollados en los depósitos detríticos de la llanura de inundación y terrazas bajas del Duero y sus principales afluentes en este tramo, como son el río Pedro, el río de Rejas o los arroyos de Valdanzo y de la Laguna.

Tabla 2

Número de inventario	Profundidad (m)	Caudal de explotación (l/seg)	Niveles explotados y profundidad	Uso del agua
25151001	253	2	140-160 m: Calizas 219-239 m: Arenas	Abastecimiento a Guma
25151002	70	5	21-23 m: Arenas 68-70 m: Calizas	Industria
25151003	113	11	68-71 m: Arenas 99-108 m: Arenas	Abastecimiento a La Vid
25152001	120	5	112-120 m: Arenas	Abastecimiento a Langa de Duero

En conjunto, esta unidad abarca unos 48 km² dentro de la hoja y su litología está formada por arenas, gravas, limos y arcillas, con una potencia de 3 a 10 m (máxima de 15 m), con espesores saturados de 1 a 6 m. La permeabilidad de dichos materiales es de tipo intergranular, y presentan unos valores de transmisividad de entre 300 y 2.000 m²/día y un coeficiente de almacenamiento del 10%.

Su explotación se efectúa generalmente con fines agrícolas, mediante pozos de gran diámetro y no más de 10 m de profundidad, que proporcionan caudales de 5 a 15 l/seg, con caudales específicos de 1 a 10 l/seg/m. Si bien, en esta zona es muy escasa, ya que los regadíos de las márgenes del Duero se abastecen con aguas superficiales o procedentes de sondeos profundos.

El río Duero drena los acuíferos terciarios de la región recibiendo a través de su llanura de inundación, la descarga subterránea procedente de las Unidades Hidrogeológicas Burgos-Aranda y Cubeta de Almazán (ver Figura 6.10). En este sentido, hay que señalar el manantial de Fuentearriba, en Soto de San Esteban (núm. 25157001), con un caudal de 8 l/seg.

A su vez, la presente unidad se recarga mediante infiltración directa de agua de lluvia, por los retornos de riego y por las pérdidas de los canales citados anteriormente.

— **Unidad Hidrogeológica 02.15 Cubeta de Almazán:**

Es la segunda unidad en importancia dentro de esta hoja, con unos 85 km² de superficie. Su composición litológica es muy semejante a la descrita en la Unidad Hidrogeológica Burgos-Aranda, con la que se halla en conexión hídrica (Figuras 6.1 y 6.2).

Está compuesta por una serie con más de 500 m de espesor de limos y arcillas arenosas fundamentalmente, en la que se engloban lentejones de conglomerados y arenas (niveles permeables) y que culmina con los bancos de margas y calizas del Páramo inferior. Estos materiales son de edad Aragoniense y hacia el E, fuera de la Hoja, conectan con formaciones de brechas y conglomerados rojizos correspondientes al Paleógeno.

En definitiva, esta Unidad Hidrogeológica está constituida por un acuífero único, originado por un sistema detrítico multicapa y semiconfinado a escala regional (DGOH-ITGE, 1988). Sus parámetros hidrogeológicos, calculados mediante ensayos de bombeo, indican una transmisividad de 5 a 100 m²/día y un caudal específico de 0,01 a 0,03 l/seg/m.

La explotación de dichos niveles acuíferos mediante sondeos profundos puede aportar caudales de hasta 11 l/seg, mientras que junto a la localidad de Atauta existe un manantial (núm. 25158003) del que surgen 14 l/seg, lo cual es indicativo de un bajo índice de explotación hidrogeológica en este sector de la unidad. Los únicos sondeos incluidos en ella que figuran en el inventario del ITGE son los siguientes:

Tabla 3

Número de inventario	Profundidad (m)	Caudal de explotación (l/seg)	Utilización
25154001	250	—	Piezómetro P-3
25158001	201	11	Agricultura
25158004	35	2,5	Industria
25158005	90	1	Ninguna

Las facies hidroquímicas predominantes en este acuífero son de tipo bicarbonatado cálcico, con conductividades que oscilan entre 300 y 880 mmhos/cm (IGME, 1983). Se trata de aguas aptas para abastecimiento y regadío que no muestran problemas graves de contaminación, salvo ligeros incrementos puntuales en los niveles de nitratos y nitritos, debidos respectivamente a la actividad agrícola, y a los vertidos urbanos.

El cálculo del balance hídrico de esta unidad resulta complicado debido a sus numerosas conexiones laterales. A grandes rasgos, su recarga se efectúa principalmente por infiltración de agua de lluvia, la cual dentro de la hoja representa unos 4,5 hm³/año, y por aportes procedentes de los acuíferos mesozoicos que limitan la cubeta en sus bordes N y S (Unidades Hidrogeológicas Arlanza-Ucero-Avión y Burgos-Aranda, respectivamente). Las salidas más importantes se deben al drenaje a través del río Duero y afluentes y, en menos del 2%, a extracciones para abastecimiento y agricultura.

— Unidad Hidrogeológica 02.18 Segovia:

Tiene una presencia anecdótica dentro de esta hoja, con una superficie de 3,5 km² localizados en la esquina SO (Figura 6.1).

Está constituida por un conjunto heterolítico que comprende todas las series mesozoicas adosadas al zócalo hercínico del Sistema Central, los terciarios sinorogénicos, discordantes con lo anterior, y las formaciones del Mioceno que rellenan la fosa de Segovia entre el borde N del Sistema Central y la alineación granítica y metamórfica de Santa María de Nieva-Zarzuela-Pradales, límite occidental de esta Unidad Hidrogeológica.

Los materiales aflorantes en esta hoja corresponden al Mioceno medio-superior (Aragoniense-Vallesiense). Se trata de una serie limo-arcillosa con intercalaciones de conglomerados, así como bancos de calizas y margocalizas a techo, que corresponden a las «Calizas inferiores del Páramo». Su interés hidrogeológico es mínimo, ya que no presentan sondeos de explotación, ni tampoco existen manantiales importantes inventariados en ella. Su descarga principal se efectúa hacia el río Riaza en la hoja de Fuentelcésped.

7. Bibliografía

- ALBERDI, M. T.; LÓPEZ, N.; MORALES, J.; SESÉ, C. y SORIA, D. (1981). Bioestratigrafía y biogeografía de la fauna de mamíferos de los Valles de Fuentidueña (Segovia), *Estudios Geol.*, 37: 503-511.
- ALONSO GAVILÁN, G.; ARMENTEROS, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; DABRIO, C.; JIMÉNEZ, E.; LÓPEZ, A.; DEL OLMO, P.; POL, C. y PORTERO, J. M. (1983). La depresión del Duero. *Libro jubilar J. M. Ríos «Geología de España»*. IGME, T II, pp. 487-489.
- ALONSO GAVILÁN, G.; ARMENTEROS, I.; DABRIO GONZÁLEZ, C. J. y MEDIAVILLA LÓPEZ, R. M. (1987). Depósitos lacustres terciarios de la Cuenca del Duero (España), *Studia Geologica Salmanticensis* 1, XXIV: 3-47.
- ALONSO GAVILÁN, G.; VALLE, M. F. y SUÁREZ, F. J. (1997). The Tertiary of the Duero Basin (Spain), en *The Neogene continental of the Duero Basin (Spain), Field trip guide*, Second Congress R.C.A.N.S. Salamanca (Spain), sep. 29-oct. 6, 1997.
- ARMENTEROS, I. (1986). *Estratigrafía y Sedimentología del Neógeno del Sector Suroriental de la Depresión del Duero (Aranda de Duero-Peñañiel)*, Tesis Doctoral Ediciones de la Diputación de Salamanca. Serie Castilla y León, 1: 471 pp.
- ARMENTEROS, I. (1994). Síntesis del Paleógeno del borde oriental de la Cuenca de Almazán (Soria). Geología del yacimiento de Mazaterón. *Stvd. Geol. Samant. Univ. Salamanca*, 29: pp. 145-156.
- ARMENTEROS, I. y CORROCHANO, A. (1983). El Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero, en *Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España*, IGME, T-II, IV.2.7: pp. 521-526.
- ARMENTEROS, I.; VALLE, M. F.; ALONSO GAVILÁN, G.; RIVAS-CARBALLO, M. R. y HERRERO, A. (1997). Continental Neogene of Peñañiel-Valles de Fuentidueña (Valladolid-Segovia) area. Biostratigraphic problems, en *The Neogene continental of the Duero Basin (Spain), Field trip guide*. Second Congress R.C.A.N.S. Salamanca (Spain), sep. 29-oct. 6, 1997.
- BERGAMIN, J. F.; DE VICENTE, G.; TEJERO, R.; SÁNCHEZ, F.; GÓMEZ, D.; MUÑOZ, A. y PERUCHA, M. A. (1996). Cuantificación del desplazamiento dextroso Alpino en la cordillera Ibérica a partir de datos gravimétricos. *Geogaceta*, 20 (4): 917-920.

- BIROT, P. y SOLÉ, L. (1954). *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española*, Inst. Juan Sebastián el Cano. C.S.I.C. 87 p. Madrid.
- BOND, J. (1996). W 4 Tectono-sedimentary evolution of the Almazán Basin, NE Spain, en *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, eds.). Cambridge University Press: pp. 203-213.
- CAPOTE, R. (1983). La tectónica de la Cordillera Ibérica. In. *Libro Hom. J. M. Ríos, Geología de España* (De Comba, J. A.), IGME II: pp. 118-120.
- CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1990). Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.). *Geogaceta*, 7: pp. 20-22.
- CORTÉS, A. L. y MAESTRO, A. (1997). Análisis de los estados de esfuerzos recientes en la cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2): 183-196.
- CRUSAFONT, M. y CELORRIO, J. M. (1959). Sobre un yacimiento de mamíferos fósiles en Aranda de Duero. *Estudios Geológicos*, 25: pp. 541-544.
- DGOH-ITGE (1988). Delimitación de las Unidades Hidrogeológicas del Territorio Peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características: 02 Cuenca del Duero. *Estudio 07/88. Memoria, planos y fichas*. Inédito.
- GARCÍA DE PEDRAZA, L. y REJIA GARRIDO, A. (1994). *Tiempo y clima en España. Meteorología de las Autonomías*, Ed. Dossat 2000, Madrid, 410 pp.
- GARCÍA DEL CURA, A. (1974). Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geológicos*, 30: 579-597.
- GARCÍA DEL CURA, A. (1975). Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Terciario continental de la Cuenca del Duero (zona oriental). *Actas I Coloquio internacional sobre Bioestratigrafía Continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior*. Montpellier, 25-IX-Madrid, 11-X, 1974 (M. T. Alberdi y E. Aguirre, eds.), Actas I: 77-82.
- GRACIA PRIETO, F. J.; NOZAL MARTÍN, F.; PINEDA VELASCO, A. y WOUTERS DE VRIES, P. F. (1990). Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7: 38-40.
- GUIMERÁ, J.; ALONSO, A. y RAMÓN MAS, J. (1995). Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N. Spain), en *Basin Inversion*, Buchanan, J. G. y Buchanan, P. G. (eds.), vol. esp. 88: 433-453.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J. L. (1994). Cordillera Ibérica, en *Geomorfología de España* (ed. coord. Gutiérrez Elorza, M.), Ed. Rueda, S. L., Madrid: pp. 251-286.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1915). Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Memorias de la Comisión de Investigación Paleontológica y Prehistórica*, 5, Madrid: 75 pp.

- HOYOS, M.; GARCÍA DEL CURA, M. A. y ORDÓÑEZ, S. (1981). Características Geológicas del yacimiento de los valles de Fuentidueña (Segovia), *Estudios Geol.*, 37: pp. 345-351.
- IGME (1970). Mapa Geológico de España a E. 1:200.000, 1.ª serie. Aranda de Duero (número 30), Ministerio de Industria, Madrid.
- IGME (1980). Investigación Hidrogeológica de la cuenca del Duero. Sistemas 8 y 12. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas. *Colección Informe*. Serv. de Public. del MINER, Madrid: 75 pp. y 21 planos.
- IGME (1983). Investigación Hidrogeológica Básica del Sistema núm. 88 (10-Bis), Terciario del Sureste de Soria. Cuenca del Duero. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas. *Colección Informe*. Serv. de Public. del MINER, Madrid: 64 pp. y 9 planos.
- IGME (1987a). Contribución de la explotación petrolífera al conocimiento de la geología de España. IGME, Madrid: 465 pp. y 17 planos.
- IGME (1987b). Calidad química de las aguas subterráneas de la Cuenca del Duero. Programa Nacional de Gestión y Conservación de los Acuíferos. *Colección Informe*. Serv. de Public. del MINER, Madrid: 43 pp. y 16 planos.
- ITGE (1991a). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja núm. 377 (Burgo de Osma). MAGNA, 1.ª ed.
- ITGE (1991b). Mapa Hidrogeológico de España a E. 1:200.000. Hoja núm. 30 (Aranda de Duero), 1.ª ed.
- SUPPE, J. (1983). Geometry and Kinematics of Fault-Bend Folding. *American Journal of Science*, vol. 283: pp. 684-721.
- JAMISON, W. R. (1987). Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, vol. 9: 207-219.
- JIMÉNEZ FUENTES, E.; CORROCHANO, A. y ALONSO GAVILÁN, G. (1983). El Paleógeno de la Cuenca del Duero, en *Libro Hom. J. M. Ríos, Geología de España*, IGME, T II: pp. 489-491.
- LENDÍNEZ GONZÁLEZ, A. y MUÑOZ DEL REAL, J. L. (1991). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, núm. 405 (Berlanga de Duero). Segunda serie (MAGNA), 1.ª ed., IGME, Madrid.
- MAESTRO GONZÁLEZ, A. y CASAS SAINZ, A. M. (1995). Fracturación y estado de esfuerzos durante la compresión terciaria en la Cuenca de Almazán (provincia de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3): 193-214.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988 a). Sobre la posición de la raña en el contexto morfoodinámico de la Meseta. Planteamiento antiguos y tendencias actuales. *Bol. Geol. Min.*, 99 (6): pp. 21-36.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988 b). Sobre la transición Neogeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfoodinámico de la Raña. *Comunicaciones*, vol. 1. III Congres. Geol de España. Salamanca.

- MARTÍN-SERRANO, A. (1991). La definición en el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4 (3-4): 334-351.
- MAS, J. R.; ALONSO, A. y GUIMERA, J. (1993). Evolución tectosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de los Cameros (La Rioja-Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4): 129-144.
- MAZO, A. V. y JORDÁ PARDO, J. F. (1994). Los Proboscideos Neógenos de Piquera de San Esteban (cuenca del Duero, Soria). Implicaciones bioestratigráficas. *Estudios Geol.*, 50: pp. 239-245.
- MAZO, A. V.; VAN DER MADE, J.; JORDÁ, F. J.; HERRÁEZ, E. y ARMENTEROS, I. (1998). Fauna y Bioestratigrafía del Yacimiento Aragoniense de Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia). *Estudios geol.*, 54: pp. 231-248.
- MEDIAVILLA, R. M. y DABRIO, C. J. (1986). La sedimentación continental del Neógeno en el sector Centro-Septentrional de la Depresión del Duero (provincia de Palencia). *Stud. Geol. Salmant.*, XXII: pp. 111-132.
- MEDIAVILLA, R. M. y DABRIO, C. J. (1988). Controles sedimentarios neógenos en la depresión del Duero (sector central). *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2): pp. 187-195.
- MEDIAVILLA, R. M. y DABRIO, C. J. (1989). Las calizas del Páramo en el sur de la provincia de Palencia. *Studia Geologica Salmanticensis*, vol. 5, Ediciones Universidad de Salamanca: pp. 273-291.
- MEDIAVILLA, R. M.; ALCALÁ, L.; SANTISTEBAN, J. I.; ALBERDI, T.; LUQUE, L.; MAZO, A.; DE MIGUEL, Y.; MORALES, J. y PÉREZ, B. (1995). Estratigrafía y Paleontología del Mioceno Superior del Sur de la Provincia de Palencia (Sector central de la Cuenca del Duero). *XIII Congreso Español de Sedimentología*, Teruel, Abstract: pp. 153-154.
- MEDIAVILLA, R. M.; DABRIO, C. J.; MARTÍN-SERRANO, A. y SANTISTEBAN, J. I. (1996). W 6 Lacustrine Neogene systems of the Duero Basin: evolution and controls. en: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, eds.), Cambridge University Press.
- MOLINA, E. y ARMENTEROS, I. (1986). Los arrasamientos Plioceno y Plio-pleistoceno en el sector suroriental de la Cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmanticensis*, 22: pp 293-307.
- MOLINA, E. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1989). Depresión del Duero, en *Mapa del Cuaternario de España*, E. 1:1.000.000, ITGE, Madrid: pp. 153-161.
- MORENO y NOZAL, F. (1991). Macizo Hespérico y cuencas asociadas, cap. 3.4.1, en *Memoria y Mapa Neotectónico de España*, E. 1:1.000.000, ITGE-ENRESA (Doc. reserv., inédito).
- ORDÓÑEZ, S.; LÓPEZ AGUAYO, F. y GARCÍA DEL CURA, M. A. (1976). Estudio Geológico de las « facies rojas » pliocuaternarias del borde SE de la cuenca del Duero (provincia de Segovia). *Estudios geológicos*, 32: pp. 215-220.

- PAPADAKIS, J. (1966). *Climates of the world and their agricultural potentialities*, editado por el autor, Buenos Aires.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1989). Depresión del Duero, en *Teritorio y Sociedad en España* (V. Bielza ed.), Taurus: pp. 162-175.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; MATÍN-SERRANO GARCÍA, A. y POL MÉNDEZ, C. (1994). Depresión del Duero, en *Geomorfología de España* (ed. coord. Gutiérrez Elorza, M.), Rueda, Madrid: pp. 351-383.
- PLATT, N. H. (1990). Basin evolution and faultreactivation in the western Cameros basin, Northern Spain. *Journal of the Geological Society*, 147, Londres: pp. 165-175.
- PORTERO GARCÍA, J. M.; OLMO ZAMORA, P.; RAMÍREZ DEL POZO, J. y VARGAS ALONSO, I. (1982). Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. IGME, 1.ª Reunión sobre la Geología de la cuenca del Duero, Salamanca, 1979. *Temas Geológico-Mineros*, 6 (1): pp. 11-37.
- RAMOS MARTÍN, M. C. y ALONSO GAVILÁN, G. (1990). Sedimentología y paleogeografía del Terciario en el área de San Esteban de Gormaz-El Burgo de Osma (Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (1-2): pp. 167-179.
- RIBA, O. (1989). Las discordancias sintectónicas como elementos de análisis de cuencas, en *Sedimentología, Nuevas Tendencias* (A. Arche, coord.), 2, CSIC, Madrid: pp. 489-526.
- ROYO y GÓMEZ, J. (1926). Terciario continental de Burgos. *XIV Congreso Geológico Internacional*, Madrid. Excursión A-6. IGE: 67 pp.
- RUIZ FERNÁNDEZ DE LA LOPA, V. (1991). *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*, núm. 406 (Almazán), segunda serie (MAGNA), 1.ª ed., ITGE, Madrid.
- RUIZ FERNÁNDEZ DE LA LOPA, V. y VALVERDE HERNÁNDEZ, M. F. (1991). *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*, núm. 377 (Burgo de Osma). Segunda serie (MAGNA), ITGE, Madrid.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1946). Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja núm. 346 (Aranda del Duero). *Mapa Geol. de España, E. 1:50.000*, primera serie, IGME, Madrid.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1952). Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja núm. 375 (Fuentelcésped). *Mapa Geol. de España, E. 1:50.000*, primera serie, IGME, Madrid.
- SANTISTEBAN, J. I.; MEDIAVILLA, R. M.; MARTÍN-SERRANO, A. y DABRIO, C. J. (1996). W 1 The Duero Basin: a general overview, en *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, eds.), Cambridge University Press.
- SCHWENZNER, J. E. (1943). La morfología de la región montañosa central de la meseta española (traduc. de C. Vidal Box). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, T-XLI: pp. 121-147.
- SIMÓN, J. L. (1991a). Tectónica del ciclo alpino, en *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*, núm. 377 (Burgo de Osma), segunda serie (MAGNA), ITGE, Madrid.

- SIMÓN, J. L. (1991b). Tectónica del ciclo alpino, en *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*, núm. 405 (Berlanga de Duero), segunda serie (MAGNA), ITGE, Madrid.
- SIMÓN, J. L. (1991c). Tectónica del ciclo alpino, en *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*, núm. 406 (Almazán), segunda serie (MAGNA), ITGE, Madrid.
- SOPENA, A.; GÓMEZ, J. L.; ARCHE, A.; PÉREZ-ARLUCEA, M.; RAMOS, A.; VIRGLI, C. y HERNANDO, S. (1988). Permian and Triassic rift basin of the Iberian Peninsula. *Development in Geotectonics*, 22, part-B, cap. 31, Elsevier.
- SUPPE, J. (1983). Geometry and Kinematics of Fault-Bend Folding. *American Journal of Science*, vol. 283: pp. 684-721.
- VERGÉS, J. y RIBA, O. (1991). Discordancias sintectónicas ligadas a cabalgamiento: modelo cinemático. *I Congreso del Grup Esp. del Terciario, 1991. comunicaciones*.