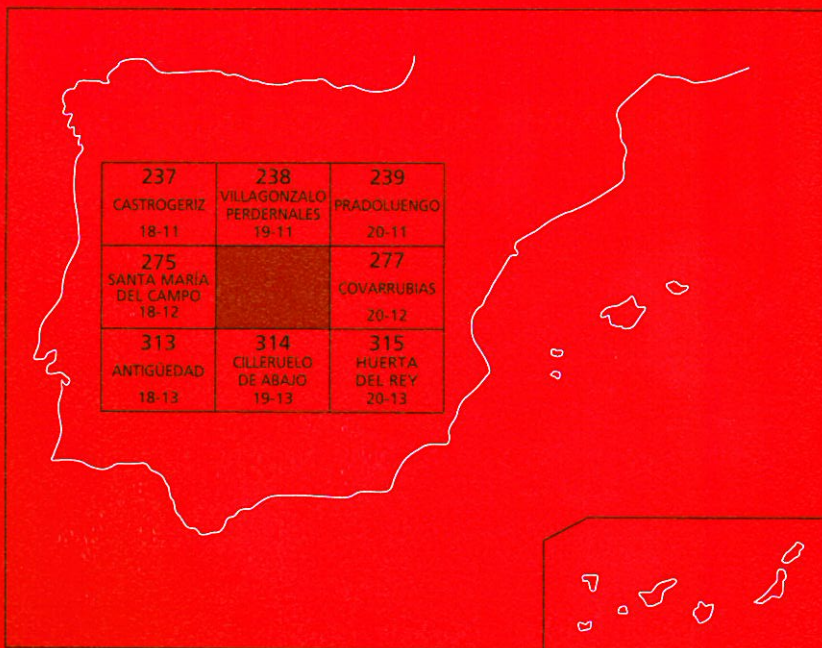




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



LERMA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

LERMA

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-16.129-2007

ISBN-10: 84-7840-673-5

ISBN-13: 84-7840-673-9

NIPO: 657-07-007-X

Fotocomposición: Revisatlas, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja de LERMA (276) han sido realizados por el Servicio de Geología del IGME y el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Mapa y Cortes Geológicos:

N. Heredia y A. Suárez Rodríguez (IGME)

Mapa y Cortes Geomorfológicos:

A. Suárez Rodríguez (IGME)

Memoria:

N. Heredia y A. Suárez Rodríguez (IGME), I. Armenteros y P. Barba (Univ. de Salamanca), A. del Olmo, L. Galán de Frutos y J. M. Baltuille (IGME)

Columnas Estratigráficas y Sedimentología:

Mesozoico: A. del Olmo (IGME)

Terciario: I. Armenteros y P. Barba (Univ. de Salamanca)

Recursos minerales: Baltuille, J. M. y J. Vega Roderá (IGME)

Hidrogeología: L. Galán de Frutos. (IGME)

Estudios paleontológicos: L. Granados (IGME)

Dirección del Estudio:

L. R. Rodríguez Fernández y N. Heredia (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.

Í N D I C E

1. INTRODUCCIÓN	7
1.1. SITUACIÓN Y GENERALIDADES	7
1.2. ANTECEDENTES	10
2. ESTRATIGRAFÍA	10
2.1. MESOZOICO	11
2.1.1. Jurásico marino	11
2.1.1.1. Alternancia de margas y margocalizas (1)	11
2.1.1.2. Calizas (2)	12
2.1.1.3. Alternancia de calizas, calizas arenosas y margas (3)	13
2.1.2. Jurásico terminal-Cretácico inferior	14
2.1.2.1. Arenas, conglomerados y calizas (Grupo Tera) (4)	15
2.1.2.2. Conglomerados y arenas (Grupo Urbión) (5)	15
2.1.2.3. Edad	16
2.1.3. Albense-Cretácico superior	16
2.1.3.1. Areniscas, conglomerados y arcillas (Formación Utrillas) (6) ...	17
2.1.3.2. Alternancia de calizas margosas, calizas arenosas, margas y arenas (Formaciones Picofrentes, Santa María de las Hoyas y Cabrejas del Pinar) (7)	18
2.1.3.3. Alternancia de calizas tableadas nodulosas y arenosas con margocalizas (Formaciones Muñecas y Hortezielos) (8)	19
2.1.3.4. Calizas en bancos finos y gruesos (Formaciones Hontoria del Pinar y Burgo de Osma) (9)	20
2.1.3.5. Calizas y dolomías masivas (Formación Santo Domingo de Silos) (10)	21
2.2. TERCIARIO	21
2.2.1. Terciario pre y sinorogénico (Cretácico Superior-Paleógeno)	24
2.2.1.1. Alternancia de Calizas, calizas pisolíticas, margas y limos (Garumniense) (11)	24
2.2.1.2. Conglomerados calcáreos de cantos redondeados. (Garumniense-Sistema de Abanicos de Cuebaburgos) (11)	25

2.2.2.	Terciario postorogénico (Neógeno)	26
2.2.2.1.	Conglomerados calcáreos de cantos angulosos, arenas y limos rojos (Sistema de Abanicos de Mecerreyes) (12 y 12')..	27
2.2.2.2.	Conglomerados polimícticos con cantos metamórficos (Sistema de Abanicos del Río Arlanza) (13)	29
2.2.2.3.	Conglomerados calcáreos (Sistemas de Abanicos de los Ríos Mataviejas y Revilla) (14)	30
2.2.2.4.	Limos arcillosos con glaebulas de carbonato (17), niveles arenosos y conglomeráticos, calizas (15) y calcimorfos (16)...	34
2.2.2.5.	Conglomerados cuarcíticos y limos rojos (Abanico Cuarcítico Superior «Raña») (18)	37
2.3.	CUATERNARIO	37
2.3.1.	Gravas y arenas. Terrazas (19 y 20).....	38
2.3.2.	Limos, arenas y gravas. Fondos de Valle (21)	39
2.3.3.	Limos, arenas y gravas. Llanura aluvial (21)	40
2.3.4.	Cantos, limos y arenas. Conos de deyección y abanicos aluviales (22).	40
3.	TECTÓNICA	40
4.	GEOMORFOLOGÍA	42
4.1.	DESCRIPCIÓN FIOGGRÁFICA	42
4.2.	ANTECEDENTES	43
4.3.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	43
4.3.1.	Estudio morfoestructural	43
4.3.2.	Estudio del modelado y Formaciones superficiales	45
4.3.2.1.	Formas estructurales	45
4.3.2.2.	Formas fluviales	46
4.3.2.3.	Formas poligénicas	49
4.3.2.4.	Formas de laderas	49
4.3.2.5.	Formas lacustres (Formas endorreicas)	50
4.3.2.6.	Formas kársticas	50
4.3.2.7.	Formas antrópicas	50
4.4.	EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)	51
4.5.	LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	53
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	53
6.	GEOLÓGIA ECONÓMICA	56
6.1.	RECURSOS MINERALES: ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES	56
6.2.	HIDROGEOLOGÍA	59
6.2.1.	Hidrología superficial	59
6.2.2.	Características hidrogeológicas	60
6.2.2.1.	Unidad Hidrogeológica 02.09 Burgos-Aranda	61
6.2.2.2.	Unidad Hidrogeológica 02.10 Arlanza-Ucero-Avi6n	65
7.	BIBLIOGRAFÍA	67

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y GENERALIDADES

Desde el punto de vista geográfico, el territorio de la Hoja de Lerma se sitúa por completo en la Comunidad Autónoma de Castilla y León, más concretamente en el noreste de la provincia de Burgos.

Entre los distintos núcleos de población de esta Hoja destaca la localidad de Lerma, considerada «capital» de la zona. Esta villa existe desde antes del siglo XII, a la cual el rey o emperador Alfonso VII le otorgó fuero propio en 1148. En la época de Felipe III (Siglo XV) adquiere la dignidad de Ducado y en el siglo XVII pasa a ser una demarcación de carácter eclesiástico llamada Abadía de Lerma. Actualmente no es tan importante, pero sigue siendo la localidad más notoria del entorno entre Burgos capital al N y Aranda de Duero al sur.

Otras localidades destacadas dentro de la Hoja son Covarrubias, villa de interés histórico-cultural, Villalmanzano, al lado de la Autovía N-I (Madrid-Burgos), Santa Cecilia, Quintanilla del Agua, Puente de Urdax, y Ruyales del Agua todas ellas situadas a lo largo del valle del Arlanza. Otros núcleos de población están situados en el sector septentrional son Mecerreyes, Cuevas de San Clemente, Cubillo del Cesar, Villamayor de los Montes, etc.

Las comunicaciones entre las distintas poblaciones son buenas, además de la autovía N-I que cruza la Hoja de N a S, cuentan con la carretera N-234 que cruza la esquina NE y diversas carreteras comarcales, entre las que destaca la C-110 en el sector meridional, que cruza la Hoja de E a O, siguiendo el curso del río Arlanza. Además existen una densa red de caminos y pistas forestales, pudiéndose acceder sin dificultad y en tiempo seco a una gran parte de la Hoja.

La vegetación autóctona no es importante en la superficie de la Hoja y está desigualmente repartida, dado que la mayor parte de su superficie se encuentra cultivada, existiendo algunas repoblaciones de pinos en su cuadrante oriental (*P. silvestris* y *P. pinaster*). Las especies autóctonas han quedado preservadas fundamentalmente donde la competencia del sustrato rocoso y la inclinación de las vertientes no han permitido el laboreo agrícola. Dentro de las espe-

cies arbóreas destacan las sabinas, carrascas, encinas y el roble melojo o rebollo, entre los arbustos el espino albar y entre el matorral las jaras, aulagas, escobas y tomillares.

En la parte más suroriental hay que destacar algunas manchas de vegetación autóctona desarrollada sobre las series detríticas y calcáreas mesozoicas y cenozoicas, que han quedado aisladas entre campos de cereales.

En la vegas de los grandes valles aparecen extensas plantaciones de chopos además de la característica vegetación de ribera con olmos (en extinción por la grafiosis), fresnos, álamos blancos, sauces y especies arbustivas fundamentalmente espinosas, y praderas naturales. Los cultivos que se desarrollan se pueden agrupar en dos tipos: secano y regadío. En las márgenes de los ríos encontramos cultivos de regadío dedicados a: remolacha azucarera, maíz grano y forrajero, patatas, y de forma puntual productos hortícolas para consumo local (pimientos, col, cebollas, ajos, etc...). Sin embargo la mayoría de la superficie cultivada corresponde al secano con dos producciones clásicas, los cereales, como trigo, cebada, avena y la vid, a las que se ha unido recientemente la lavanda, que se cultiva con fines cosméticos en las estribaciones noroccidentales de la Sierra de Covarrubias (hacienda de Monte Negro). En cuanto a la ganadería, destaca el ganado ovino y el caprino y le siguen el porcino y el vacuno.

El régimen climático es continental, propio de la Meseta Septentrional, pero influenciado por la proximidad a la Cordillera Ibérica.

De este modo el clima está comprendido entre un mediterraneo templado fresco a mediterraneo-continental seco, con un régimen de precipitaciones entre 600 y 900 mm anuales y una temperatura media anual entre 9 y 10,5 °C, variando entre los 20-35 °C de Julio a los -2 °C a +3 °C de enero.

Morfoestructuralmente, dicha hoja está situada a caballo entre la Meseta del Duero y las estribaciones más occidentales del Sistema Ibérico que se extiende en dirección NO-SE por la esquina nororiental de la Hoja (Fig. 1).

Los relieves del Sistema Ibérico se generaron durante la Orogenia Alpina y están constituidos por materiales mesozoicos que han sido fundamentalmente plegados. Estas estructuras presentan una importante inmersión hacia el O-NO, de modo que el relieve desciende en esa misma dirección. La mayor altura de esta zona la constituyen los 1.241 m del Pico de las Mambas, perteneciente a la Sierra de Covarrubias. Dicha sierra constituye el relieve más agreste de esta Hoja y se sitúa muy cerca del contacto con la Meseta.

La mayor parte de la Hoja de Lerma está ocupada por los sedimentos miocenos subhorizontales que colmatan la Cuenca Terciaria del Duero (Fig. 1). Estos sedimentos derivan en parte de la erosión de los relieves de la Sierra de Covarrubias, aunque en su mayor parte proceden de áreas más alejadas, como la Sierra de la Demanda, situada más al noreste o de las Peñas de Cervera, situadas al sureste, en la vecina hoja de Cilleruelo de Abajo. Actualmente estas formaciones miocenas están sometidas a erosión por el encajamiento de una red hidrográfica, en la que el principal curso fluvial es el río Arlanza, que discurre aproximadamente en dirección E-O y en cuyo valle se localizan las cotas más bajas de la zona de estudio.

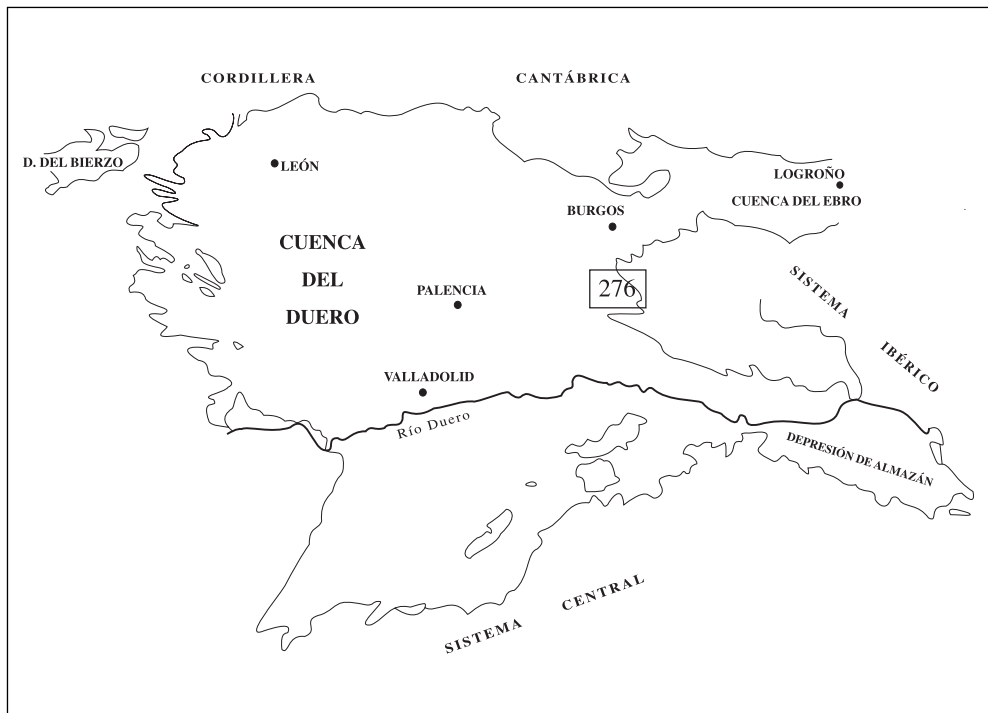


Figura 1. Esquema de Situación de la Hoja de Lerma en el contexto de la Cuenca del Duero.

En la red fluvial de la hoja existe una divisoria principal de aguas situada en el centro de la misma (ver Mapa Geomorfológico). Esta divisoria o interfluvio separa la subcuenca hidrográfica del río Cubillos de la del Arlanza, del que es subsidiario y al que se une un poco más al oeste. El río Cubillos está situado en la parte septentrional de la hoja y sus tributarios son el Río del Angel y el de la Vega junto con varios arroyos procedentes de los relieves mesozoicos.

Por la margen izquierda del río Arlanza desembocan el río Mataviejas y el Revilla, que proceden de los relieves mesozoicos situados más al sur, mientras que por la margen derecha se unen una serie de arroyos de dirección N-S y procedencia más local.

A su vez el Arlanza desemboca al río Arlanzón y éste a su vez, aguas abajo, al Pisuerga, el cual aporta sus aguas al colector principal que es el río Duero.

Relacionadas con el encajamiento de la red fluvial existen varios niveles de terrazas, que constituyen los depósitos cuaternarios más frecuentes, aunque también son localmente importantes algunos glaciares, fondos de valle y conos aluviales. Los depósitos cuaternarios están mucho mejor desarrollados sobre los materiales cenozoicos de la Cuenca del Duero.

1.2. ANTECEDENTES

Dejando aparte algunos trabajos generales sobre el Mesozoico del sector occidental del Sistema Ibérico (ARANZAZU, 1877; SÁNCHEZ LOZANO, 1884; CHUDEAU, 1896; MALLADA, 1892), el primer autor que describe con cierta precisión algunos rasgos básicos de la geología de esta Hoja fue LARRAZET (1896), quien da a conocer la estratigrafía de la sucesión Jurásico-Cretácica de su esquina noreste, reconoce el anticlinal en cuyo núcleo aflora el jurásico marino e ilustra también la presencia de una falla que «disloca» su flanco nororiental.

Posteriormente, de nuevo SÁNCHEZ LOZANO (1909) y en el marco de un trabajo para el abastecimiento de agua a la villa de Lerma, a través del manantial llamado de Los Borbollones, aporta los primeros datos estratigráficos sobre el Terciario de esta hoja.

El primer trabajo exhaustivo de esta zona lo constituye la realización del mapa y memoria de Lerma, publicados por el IGME en 1953 y cuyo autor es Maximino San Miguel de la Cámara, quien previamente ya había publicado algunos avances sobre aspectos parciales de la geología de esta Hoja (SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, 1921, 1923; SAN MIGUEL DE LA CÁMARA Y COLOM, 1947), siendo autor además de la Hoja de Cilleruelo de Abajo, contigua por el sur de la de Lerma (SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, 1950).

Algunos años más tarde BEUTHER y otros (1966), acompañando a sus trabajos sobre el Jurásico del norte de España, publican un mapa (BEUTHER Y TISCHER, 1966), que incluye la esquina nororiental de esta hoja.

Más recientemente, el Jurásico de esta Hoja es estudiado por VALLADARES (1975, 1976 b, 1980); el Cretácico es objeto de los trabajos de VALLADARES (1976 a, 1985), ALONSO *et al.* (1982), FLOQUET (1991) y POL *et al.* (1992) y el Terciario ha sido estudiado por POL (1985) y POL Y CARBALLEIRA (1982, 1983, 1986). Entre estos autores, FLOQUET (1991) y POL Y CARBALLEIRA (1986) publican esquemas cartográficos que incluyen parte de la Hoja de Lerma y dan mayores precisiones que los mapas previos para las sucesiones mesozoica y terciaria respectivamente.

Por último a partir de los años setenta hasta la actualidad, se han confeccionado diversas Hojas geológicas del Plan MAGNA, situadas en la proximidad de la que nos ocupa. Entre ellas se pueden citar la Hoja de Santo Domingo de Silos (315) realizada por QUINTERO AMADOR *et al.* (1982), Salas de los Infantes (277) de GIL SERRANO Y ZUBIETA (1978) y Villagonzalo-Pedernales (238) firmada por GARCÍA DE DOMINGO *et al.* (1997), Santa María del Campo (275) de NÚÑEZ *et al.* (1975) y Antigüedad (313) de LÓPEZ OLMEDO *et al.* (1997), las cuales constituyen las últimas aportaciones para el conocimiento de la zona.

Respecto a otros trabajos previos de índole más específica, sea estratigráfica o estructural, nos referiremos a ellos en los capítulos correspondientes.

2. ESTRATIGRAFÍA

En el área que ocupa esta hoja afloran materiales mesozoicos y terciarios afectados por la orogenia alpina, terciarios postorogénicos y sedimentos cuaternarios.

2.1. MESOZOICO

El mesozoico de la Hoja de Lerma se caracteriza por la presencia de sedimentos de naturaleza carbonatada y siliciclástica, representando a facies marinas y continentales. La sucesión jurásico-cretácica de la zona estudiada presenta características generales similares a las del resto de la Cordillera Ibérica y buena parte de la Vasco-cantábrica. Esta sucesión puede dividirse en tres grandes conjuntos separados por discordancias, que corresponden al Jurásico marino, de carácter carbonatado, al Jurásico superior-Cretácico inferior, de naturaleza continental y una tercera unidad constituida por la Formación Utrillas y las formaciones del Cretácico superior, este último constituido mayoritariamente por carbonatos. Estas tres unidades se identifican actualmente con los estadios pre-rift, sinrift y post-rift (subsistencia térmica) en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya (SALAS Y CASAS, 1993).

En esta Hoja, la primera de estas unidades está representada por facies marinas de edad Jurásico inferior a medio, y aflora con un espesor cercano a los 200 m. La unidad del Jurásico terminal-Cretácico inferior está formada por sedimentos continentales (Complejo Purbeck) pertenecientes a los grupos Tera y Urbión, y presenta un espesor que varía entre 0 y 250 m en esta Hoja. Esta variación de espesores se debe sobre todo a la presencia de un semigraben con la parte elevada hacia el NE, lo que unido a la erosión pre-Albense que da paso a la unidad postrift, hace que la Formación Utrillas se apoye directamente sobre el Jurásico marino en las cercanías de la falla normal que controló dicho semigraben. La serie del Cretácico superior (ver columnas estratigráficas de la Hoja) está bastante completa, con unos 700 m de espesor y se inicia con los sedimentos continentales de la Formación Utrillas. La transgresión Cenomaniense da lugar a la superposición de facies marinas profundas que evolucionan posteriormente hacia facies carbonatadas más someras, y culminan con depósitos fluviales y lacustres. Así, FLOQUET *et al.* (1982) dividen el Cretácico superior en dos ciclos de carácter transgresivo-regresivo respectivamente: Ciclo Cenomaniense-Turonense y Ciclo Senoniense-Paleoceno.

2.1.1. Jurásico marino

Los sedimentos jurásicos afloran en el núcleo del Anticlinal de Salas de los Infantes, en la parte nororiental de la Hoja, siendo los materiales más antiguos de la misma. La sucesión jurásica marina representa en su conjunto una secuencia de somerización (FERNÁNDEZ LÓPEZ *et al.*, 1988) y su sección mas completa se encuentra a lo largo de la carretera que une las localidades de Cuevas de San Clemente y Saucillo del César.

2.1.1.1. Calizas intercaladas con margas (1)

Los materiales más antiguos que aparecen en la Hoja de Lerma miden unos 28 m y están formados por calizas tableadas y finas intercalaciones de margas grises.

Los primeros 12 m, son calizas tabulares con aspecto algo noduloso, de color gris oscuro, micríticas, con frecuentes «hard ground» a techo de ellas. Hacia techo hay algunas intercalaciones de margas oscuras, donde se ha encontrado belemnites.

En lámina delgada se observa que las calizas son mudstones (micritas), en las que hay algunas pínulas de crinoides.

Se interpreta esta parte basal como depositada en un ambiente de plataforma continental externa, zona de «offshore».

Los siguientes 9 m están formados por calizas tabulares, micríticas, grises, nodulares, con «hard ground» que alternan con finas intercalaciones de margas oscuras. Las calizas son muy ricas en macrofósiles, destacando los crinoides, belemnites, ammonites y lamelibranquios.

En lámina delgada se observa que las calizas son biomicritas compactas, en las que los fósiles más abundantes son los «filamentos», en menor número se encuentran crinoides, algunas algas rojas y algún coral.

Estos metros se interpretan como sedimentados en un ambiente de plataforma externa (offshore) pero con influencia de aportes arrecifales.

Los 7 m. siguientes son calizas tabulares grises, micríticas, nodulosas con «hard grounds», que tienen finas intercalaciones de margas grises. Destaca la presencia de bioturbación tipo «thalassinodes» a techo de las calizas.

Las calizas son similares a las descritas en los primeros 12 m y se las interpreta como sedimentadas en un ambiente de plataforma continental externa, zona de «offshore».

VALLADARES (1976) atribuye a todos los materiales descritos en este apartado, una edad comprendida entre el Toarciense y el Bajociense, asimismo el conjunto de microfácies encontradas en ellos y a la correlación con hojas vecinas permite atribuirles esta misma edad.

2.1.1.2. Calizas (2)

A techo de los materiales de edad Bajociense se sitúan unos 30-35 m. de una alternancia de calizas muy bioclásticas, algo margosas, y margas grises. Las capas de calizas y margas tienen un espesor entre 5 y 20 cm, presentan granoclasificaciones positivas. Los macrofósiles que se encuentran son belemnites, crinoides, ammonites, braquiópodos y lamelibranquios. Esta unidad da lugar a un resalte muy típico en el relieve por lo que se la conoce como «barra del Dogger».

El ambiente sedimentario donde se realizó la sedimentación correspondería a una plataforma continental externa, asociada a la parte distal de un flanco de arrecife, cuyo depósito se trasladaron de forma turbulenta desde el arrecife hasta la plataforma.

Los siguientes 6 m los forman cuerpos canalizados con base erosiva, muy ricos en macrofósiles, crinoides, corales, lamelibranquios, braquiópodos y esponjas, encontrándose dispersos en una masa micrítica. Se les interpreta como depósitos proximales de flanco de arrecife.

Por encima de estos últimos sedimentos se encuentran 3m formados por una masa sin aparente organización de crinoides, esponjas, briozoos y algunos corales y moluscos embutidos todos en micrita.

Al microscopio se observa la abundancia de radiolarios, restos de crinoides (pínulas y entronques), algunos gasterópodos, algas rojas y «filamentos». también se observa procesos de recristalización y solidificación que afectan a corales y fragmentos de equinodermos.

Se interpreta a estos sedimentos como pertenecientes a un arrecife tipo «mound». Estos arrecifes no necesariamente estaban próximos a la superficie marina, la presencia dentro del «mound» de filamentos y radiolarios, más bien hace pensar en cierta profundidad.

En cuanto a su edad, GIL SERRANO Y ZUBIETA (1978) describen en la vecina hoja de Salas de los Infantes una larga lista de fauna para esta unida que permite asignarle una edad Bajociense.

2.1.1.3. *Alternancia de calizas, calizas arenosas y margas (3)*

Sobre los depósitos anteriores se encuentran 50 m de calizas arenosas (silíceas) con intercalaciones margosas, ricas en faunas de braquiópodos.

Los 19 m basales son calizas arenosas de cuarzo, amarillas con intercalaciones arcillosas y margas de color amarillento. Tienen fauna de braquiópodos (terebrátulas y riynchonelas), y en menor proporción se encuentran crinoides y lamelibranquios. Las calizas forman cuerpos de base, a veces erosiva, y con huellas de carga, interiormente presentan estratificación cruzada, desorganización tipo «debris flow», estructuras de escape de agua y granoclasificaciones positivas.

En lámina delgada se observa que las calizas están compuestas por un 20-25% de granos de cuarzo (arena fina), 5-15% de pellets, 12-35% de fósiles y el resto es micrita. Los fósiles más abundantes son trozos de conchas de braquiópodos, existiendo en menor proporción briozoos, gasterópodos, equinodermos y algunos filamentos en la parte más basal.

Estos depósitos se pueden interpretar como sedimentados en la parte distal de un delta mediante corrientes turbidíticas.

Hacia techo, los siguientes 20 m se encuentran formados por gruesos paquetes de calizas arenosas, amarillas que incluso llegan a ser areniscas. En la parte más alta hay alguna intercalación arcillosa. Las calizas arenosas aparecen en cuerpos que superan el metro de espesor, con base erosiva y huellas de carga; superponiéndose unos con otros. Interiormente presentan un aspecto caótico, encontrándose dispersos trozos de braquiópodos y en menor abundancia crinoides.

Al microscopio se observa que estas calizas arenosas tienen una proporción de hasta el 40% de granos de cuarzo, un 5% de pellets, un 10-20% de bioclastos y el resto es micrita. Los fósiles más abundantes son conchas de braquiópodos, algunos briozoos y equinodermos. Se interpreta estos depósitos como sedimentados en un frente deltaico, mediante corrientes turbidíticas.

Los últimos 5 m de las calizas arenosas, son muy ricas en macrofósiles, braquiópodos principalmente, y en menor abundancia moluscos. Algunos de los estratos son acumulaciones de braquiópodos en posición de vida.

Vistos al microscopio se advierte que estos últimos materiales tienen menos depósitos siliciclásticos, así están formados por bioclastos en más del 75% (braquiópodos fundamentalmente), existiendo también briozoos, lamelibranquios, algunas algas rojas, equinodermos y filamentos, los granos de cuarzo constituyen un 1%.

Estos sedimentos de techo corresponden a pequeñas construcciones arrecifales (mound), como así lo indican la acumulación de braquiópodos en posición de vida y la presencia de algas rojas, briozoos y equinodermos. Estos mounds estaban afectados por aportes continentales.

A todos los depósitos de este apartado, se le atribuye una edad Bathoniense-Calloviense medio-superior por correlación con las hojas vecinas y de acuerdo con VALLADARES (1976).

2.1.2. Jurásico terminal-Cretácico inferior

Por encima de la sucesión Jurásica marina y de forma discordante, aparece una serie de sedimentos continentales ligados a una importante etapa de rifting, descrita en áreas próximas por SALAS Y CASAS (1993) MAS *et al* (1993) y HERNÁNDEZ (2000).

Estos sedimentos presentan importantes cambios laterales de facies y de potencias, lo que hace difícil su asignación a una unidad litoestratigráfica con definición formal.

Así BEUTHER *et al.* (1966) diferencian en esta serie cinco grandes grupos sedimentarios, en base sobre todo a criterios litoestratigráficos. Estos, de muro a techo son: Grupo Tera, Grupo Oncala, Grupo Urbión, Grupo Enciso y Grupo Oliván.

Más tarde SALOMÓN (1980, 1982), basándose sobre todo en criterios sedimentarios, diferencia en la cuenca de Cameros dos grandes ciclos sedimentarios, de esta edad, correspondientes a sucesivas fases tectónicas de reestructuración de esta.

Por último ALONSO *et al.* (1987) y MELÉNDEZ *et al.*, (1988) argumentan una división en cuatro ciclos que presentan notables convergencias con los grupos deposicionales diferenciados en la cuenca vasco-cantábrica. Además estos cuatro ciclos se pueden correlacionar bastante bien con los grupos definidos por BEUTHER *et al.* (1966), de este modo el primer ciclo corresponde aproximadamente con los grupos Tera y Oncala y los otros tres sucesivamente con los grupos Urbión, Enciso y Oliván.

En esta hoja se han diferenciado solamente dos unidades litoestratigráficas separadas por discordancias que coinciden de forma aproximada con los grupos Tera y Urbión de BEUTHER *et al.* (1966) y cuyo espesor varía entre 0 y 250 m. Esta variación de espesores se debe sobre todo a la presencia de dos fosas o grábenes, separados por una falla normal, la falla de Cubillo. La fosa más meridional tiene forma de semigraben, con la parte elevada próxima a dicha falla, lo que unido a la erosión pre-Albense hace que la Formación Utrillas se apoye directamente sobre el Jurásico marino en esta zona.

2.1.2.1. Arcillas rojas, limos, areniscas, y calizas pisolíticas. (Grupo Tera) (4)

Generalmente por encima de la discordancia con el Jurásico marino, el primer depósito que se encuentra es un conglomerado calcáreo, bastante discontinuo, pero que localmente puede llegar a tener 10 m de potencia. Además en ocasiones por encima de este conglomerado aparecen unas calizas pisolíticas grises a oscuras, de aspecto noduloso, con algunas intercalaciones margosas de colores grises o rojizos y concreciones silíceas.

Dentro del Grupo Tera las arcillas y limos rojos forman la litología más abundante, aparecen en cuerpos de espesor superior al metro llegando a los 10 m, presentan señales de haber sufrido procesos edáficos propios de zonas de mal drenaje, como son las marmorizaciones.

Las areniscas tienen un tinte rojizo y a veces son microconglomeráticas, aparecen formando cuerpos canalizados de espesor no superior al metro y están inmersas en las arcillas y limos rojos. Su base es erosiva y presentan estratificación cruzada de surco acuñándose lateralmente. En lámina delgada se observa que son areniscas poligénicas siendo los clastos más abundantes los calcáreos e incluso se ven bioclastos, habiendo menor proporción de granos de cuarzo. El cemento es calcáreo esparítico.

Intercaladas en esta serie aparecen algunos niveles calizas pisolíticas arenosas, de espesor centimétrico y de aspecto noduloso, muy similares a las de la parte basal que contienen algunos ostrácodos y caráceas. En ellas se observan a veces moldes de raíces. En algunos casos, se superponen unas capas a otras llegando a alcanzar 1m de potencia, pero no consiguen una gran continuidad lateral.

En el techo de los sedimentos aparecen calizas oncolíticas, están formadas por oncolitos de varios centímetros de diámetro. Se organizan en cuerpos canalizados que al amalgamarse alcanzan 1-2 m de espesor, en ellos los oncolitos forman estratificación cruzada de surco. Los oncolitos a veces están intercalados entre areniscas, e incluso hay canales que están compuestos a la mitad por areniscas y oncolitos. Los oncolitos muestran en su núcleo trozos de calizas y granos de cuarzo. Los canales pueden estar edafizados.

Se interpretan todos los sedimentos, como depositados en un ambiente fluvial, así los canales fluviales, que eran de pequeña entidad, se representan por los cuerpos de areniscas y microconglomerados. En estos canales crecían algas de tipo «girbanella», que tapizaban pequeños cantos calcáreos o cuarzosos. Las arcillas y limos rojos se depositaron en la llanura de inundación de los ríos, siendo zonas de mal drenaje que eran edafizadas. En áreas palustres, con mayor persistencia de agua, aunque efímera, se depositaban limos calcáreos, que también eran edafizados y forestados, como así lo indican los moldes de raíces y los pisolitos.

La serie descrita de la Hoja de Lerma se integra dentro de las denominadas Facies Purbeck y se asemeja a las formaciones Señora de Brezales y Rupelo de PLATT Y PUJALTE (1994) de la Cuenca de Cameros y a la Formación Aguilar de PUJALTE *et al.* (1996) en la Región Vasco-Cantábrica.

2.1.2.2. Conglomerados y arenas (Grupo Urbión) (5)

Mediante discordancia erosiva se pasa de las calizas oncolíticas del Grupo Tera a los conglomerados de cuarcita y cuarzo del Grupo Urbión. En la presente hoja este grupo se integra dentro de las denominadas Facies Weald y no llega a superar los 100 m de potencia.

Los metros basales están formados por conglomerados de cuarcita y cuarzo. Los clastos que son redondeados tienen un diámetro medio de 8 cm y están organizados en canales que tienen estratificación cruzada de surco, superponiéndose unos canales sobre otros.

La parte superior presenta una granulometría más fina, con intercalaciones de arcillas, limos rojos y areniscas. Las areniscas tienen conglomerados en la base y se presentan como canales de 0,2-1 m de espesor, con estratificación cruzada de surco, los conglomerados son de cuarzo y cuarcita. Las arcillas y limos rojos son la granulometría más abundante en los tramos superiores, están edafizadas y tienen espesores entre 2 y 4 m.

La parte basal del Grupo se interpreta como sedimentada mediante ríos trenzados, mientras que la parte superior corresponde a canales fluviales con sus correspondientes llanuras de inundación.

2.1.2.3. *Edad*

El estudio bioestratigráfico de la serie sin-rift Jurásico terminal-Cretácico inferior ha planteado numerosas dificultades en las Cordillera Ibérica y Vasco-Cantábrica, debido fundamentalmente a la naturaleza continental de los sedimentos. Los pocos datos de edad se han obtenido de restos de ostrácodos y caráceas encontrados en las facies palustres, que en esta zona aparecen dentro del Grupo Tera. En otras partes de la Cordillera Ibérica, RAMÍREZ DEL POZO (1971) atribuye una edad Berriasiense a facies similares a estas. En la cercana localidad de Talveila BRENNER Y WIEDMANN (1974) obtienen una edad Berriasiense pero en las calizas inferiores del Grupo Tera. En la zona de Los Cameros, VALLADARES (1975) incluye esta serie en el Kimmeridgiense, mientras MAS *et al.* (1993) y GÓMEZ FERNÁNDEZ Y MELÉNDEZ, (1994) sitúan el inicio de esta serie en el Titónico. SCHUDACK Y SCHUDACK (1989) consideran su base diacrónica, con edades entre el Kimmeridgiense y el Berriasiense.

Para la región Vasco-Cantábrica, HERNÁNDEZ (2000) concluye que la Formación Aguilar, muy similar al grupo Tera, tiene una edad Titónico-Berriasiense.

La parte alta de la serie, constituida en esta zona por el Grupo Urbión, es prácticamente azoica y su edad ha sido muy cuestionada, aunque la mayor parte de los autores admiten una edad entre el Valanginiense y el Hauteriviense.

En la Hoja de Lerma no afloran sedimentos de esta serie por encima del Grupo Urbión de manera que existe una posible laguna estratigráfica por debajo de la Formación Utrillas que abarca desde el Barremiense hasta el Albiense Inferior, aunque como ya se ha citado anteriormente en las proximidades de la falla de Cubillo, la Formación Utrillas se apoyan directamente sobre el Jurásico marino, ampliando el lapso temporal de dicha laguna estratigráfica.

2.1.3. **Albense-Cretácico superior**

La sucesión del Cretácico Superior es expansiva y presenta una mayor homogeneidad de facies y de potencias debido a su condición de sucesión pot-rift (subsistencia térmica) ya cita-

da por SALAS Y CASAS (1993). En la Hoja de Lerma el corte más completo de esta sucesión se localiza en la carretera que une Cuevas de San Clemente con Mecerreyes y que discurre paralela al río de la Vega. Sin embargo el techo de la serie no es visible por estar recubierto por los materiales miocenos.

En general, el Cretácico superior en toda la Cordillera Ibérica se inicia con facies principalmente continentales (Formación Utrillas) en ambientes aluviales, fluviales y, en ocasiones, mareales. Al igual que en el resto de la cordillera, en la Hoja de Lerma esta formación se encuentra discordante sobre su sustrato. A partir del Cenomaniense, estas facies continentales son sustituidas por nuevas etapas marinas con la instalación de rampas carbonatadas someras de gran extensión, y posteriormente por depósitos fluviales y lacustres. Las unidades litoestratigráficas representadas en la Hoja se han escogido en función de su facilidad de reconocimiento con fines cartográficos, y sólo en ocasiones coinciden con las establecidas por VALLADARES (1976), FLOQUET *et al.*, (1982) y FLOQUET (1991), entre otros.

2.1.3.1. Areniscas, conglomerados y arcillas (Formación Utrillas) (6)

Se inicia la serie del Cretácico superior, en la Hoja de Lerma, con la Formación Arenas de Utrillas, que fue definida como unidad litoestratigráfica por AGUILAR *et al.* (1971), para toda la Cordillera Ibérica. En esta Hoja el espesor de la Formación Utrillas es de unos 200 m.

En el contacto o discordancia basal de esta formación se han apreciado diferentes procesos de exposición y alteración subaérea, con procesos de microkarstificación. En el borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, en la parte inferior de la Formación Utrillas se pueden llegar a desarrollar importantes y extensos suelos lateríticos (GARCÍA HIDALGO *et al.*, 1997).

Litológicamente, la Formación Utrillas se compone de materiales terrígenos bien consolidados, formando una macrosecuencia granodecreciente. Esta macrosecuencia incluye varias secuencias granodecrecientes con un espesor variable entre 10 y 15 m.

Las secuencias están formadas en la base por orto y paraconglomerados o areniscas con tamaño de grano muy grueso, con clastos de cuarzo y cuarcita principalmente, aunque también aparecen feldspatos y lilitas. La matriz es de arenas y arcillas de composición caolinífera, que a veces, les confiere un carácter cementante. Como estructura sedimentaria más frecuente presentan estratificación cruzada planar. Las facies más frecuentes en la base son Gp/Gt y Sp en el sentido de MIALL (1977 y 1978).

El resto de la serie se encuentra bastante cubierta, son fundamentalmente arenas arcillosas y arcillas arenosas. Las arenas son de cuarzo con alguna mica y la arcilla principalmente es caolín.

Se organizan en canales de aspecto lenticular, con estratificación cruzada planar y de surco. Los canales se superponen unos a otros alcanzando espesores que superan los 10 m. El color predominante de la formación es el blanco, debido al caolín, si bien hay zonas de color rojo, violáceo y amarillento, originados por la presencia de óxidos de hierro que llegan a veces a cementar a las areniscas.

Las interpretaciones de tipo paleogeográfico para esta unidad son diversas. En líneas generales, las características sedimentológicas que presentan estos depósitos hacen atribuir un carácter continental, con cursos fluviales de tipo *braided*, para esta formación. El relleno de los canales se efectúa por *megaripples* de cresta recta que, verticalmente evolucionan hacia facies de abandono de canal. Estos canales tienen una relación anchura/profundidad elevada, baja sinuosidad y son estables. Las áreas madres están situadas hacia el oeste y noroeste y son de naturaleza ígnea y siliclástica.

No obstante, también se definen ambientes de abanico deltaico (SAEFFEL, 1961) y, en la zona Central de la Cordillera Ibérica, se interpretan como deltas dominados por mareas, (CAPOTE *et al.*, 1982). También se definen facies de llanura mareal y otros depósitos costeros (RUIZ, 1996).

El reconocimiento de la posición cronoestratigráfica de la Formación Utrillas es difícil de determinar, debido a la ausencia de fósiles con valor cronoestratigráfico. Su edad es deducida por la posición que ocupa respecto de las unidades supra e infrayacentes, y determinada como Albiense medio y superior-Cenomaniense medio. No obstante, esta Formación en la parte norte del Sistema Central puede llegar hasta el límite Cenomaniense superior-Turoniense.

2.1.3.2. *Alternancia de calizas margosas, calizas arenosas, margas y arenas* (Formaciones Picofrentes, Santa María de las Hoyas y Cabrejas del Pinar) (7)

Estos materiales tienen un espesor de unos 80 m. Están compuestos por margas grises y por calizas margosas que pueden ser nodulosas y en algunos casos arenosas.

En la base de esta unidad se dispone una sucesión de 5 m de espesor, pero de gran continuidad lateral, que se puede subdividir en dos partes: una zona basal de arenas, y hacia arriba otra carbonatada. Ambas partes corresponden respectivamente a las formaciones Santa María de las Hoyas (FLOQUET *et al.*, 1982) y Cabrejas del Pinar (ALONSO *et al.*, 1993). Como estas dos formaciones afloran con un espesor muy reducido, se han incorporado a la unidad suprayacente, la Formación Margas y Calizas de Picofrentes, que tiene aquí un espesor de 75 m. Para SEGURA *et al.*, (1996), las Formaciones Abejar y Cabrejas del Pinar son consideradas miembros locales de la Formación Picofrentes.

En la Formación Picofrentes las calizas son bastante margosas y se organizan en tramos de 8-14 metros separados por margas grises de igual espesor. Cada tramo calizo está formado por la superposición de capas centimétricas. También aparecen algunos tramos con calizas arenosas que presentan estratificación cruzada en surco, entre las que a veces se intercalan algunos centímetros de margas. Son ricas en microfósiles destacando por su abundancia los lamelibránquios, principalmente ostreoides y los gasterópodos.

Las margas son de color gris o negro, a veces se encuentran en ellas gran número de ostreoides (exogiras), y bioturbaciones de tipo thalaxinoides.

En lámina delgada se ve que las calizas son biomicritas con un 45% de fósiles, siendo el resto micrítica. Los fósiles más abundantes son los foraminíferos bentónicos (miliolidos...) y conchas de moluscos.

Estos materiales se interpretan como sedimentados en un medio de plataforma continental media (lagoon y barras arenosas), representando un máximo transgresivo en el Cretácico superior de la Cordillera Ibérica. La presencia constante de esta formación en amplios dominios de la Cordillera Ibérica pone de manifiesto la importancia de esta transgresión.

A la Formación Picofrentes se le ha atribuido una edad entre Cenomaniense superior y Turoniense medio-superior (ALONSO *et al.*, *op. cit.*) Por otro lado, WEIDMANN (1975 y 1979) con fauna de ammonites ha determinado una edad Cenomaniense terminal-Turoniense inferior para la misma.

2.1.3.3. *Alternancia de calizas tableadas nodulosas y arenosas con margocalizas (Formaciones Muñecas y Hortezielos) (8)*

Tiene un espesor de unos 120 m y gran continuidad lateral, dando lugar al primer resalte importante en el relieve.

Los 36 m. basales son calizas arenosas bioclásticas y calizas arenoso-margosas que tienen intercalados algunos tramos de margas grises. Las calizas presentan estratificación cruzada planar y tienen abundancia de fósiles (foraminíferos, algas, briozoos, ostrácodos, equínidos, gasterópodos, serpúlidos, bivalvos y ostreidos) y bioturbación. VALLADARES (1985) señala la presencia en algunas secciones de oolitos que pueden llegar a ser muy abundantes (75% de los aloquímicos). Se les interpreta como sedimentados en una plataforma continental media (bancos arenosos, shoreface). Este primer resalte de calizas se corresponde con la Formación Muñecas de FLOQUET *et al.*, (1982) y ALONSO *et al.*, (1982).

Sobre estos materiales se encuentran una alternancia de calizas y margocalizas nodulosas que se pueden correlacionar con la denominada Formación Hortezielos, definida formalmente por FLOQUET *et al.*, (1982) y ALONSO *et al.*, (1982).

Los 32 m basales están formados principalmente por calizas arenosas y calizas arenoso-margosas de aspecto ligeramente nodular que se organizan en tramos de más de 8 m de espesor y entre los cuales aparecen intercaladas calizas margosas nodulosas. A techo se encuentran 5 m de calizas arenosas bioclásticas y margas similares a las descritas en la Formación Muñecas.

Por último se muestran 41 m formados por una alternancia de calizas nodulares con espesor entre 0,5 y 2 metros y margas grises con potencias similares. Son ricos en gasterópodos y lamelibranchios siendo abundante la bioturbación.

Los depósitos carbonatados de la Formación Hortezielos se sedimentaron en un ambiente de plataforma continental media (lagoon).

Respecto a su edad, ALONSO *et al.* (1993) sitúan la Formación Muñecas entre el Turoniense superior y el Coniaciense inferior, mientras que en la Formación Hortezielos se situaría en el paso del Coniaciense inferior al Santoniense inferior.

2.1.3.4. Calizas en bancos finos y gruesos (Formaciones Hontoria del Pinar y Burgo de Osma) (9)

En esta unidad cartográfica de un espesor cercano a los 250 m, está constituida exclusivamente por calizas y en ella se han agrupado las formaciones Hontoria del Pinar y Burgo de Osma de FLOQUET *et al.* (1982) y ALONSO *et al.* (1982).

Esta unidad junto con la suprayacente dan lugar al resalte morfológico de las «mesas», el más importante y característico de esta región, dando lugar entre otros al Pico de las Mambblas.

Los primeros 40 m están formados por calizas bioclásticas recristalizadas. Se organizan en secuencias de unos 10 m superpuestas unas a otras con base algo erosiva. En la base de las secuencias se encuentran calizas de aspecto algo noduloso mientras que el techo es masivo y está más recristalizado. Se observan en las calizas estratificación cruzada planar.

Se han sedimentado en una plataforma continental media, formada por bancos arenosos (shoreface). Posteriormente a la sedimentación sufrieron procesos diagenéticos que las recristalizaron.

Los siguientes 45 m los componen calizas nodulosas algo margosas que tienen finas intercalaciones centimétricas de margas grises. Hay gran abundancia de lamelibranquios, gasterópodos y equínidos, existe una abundante bioturbación. Se interpretan como depósitos de plataforma continental media (lagoon).

A techo de los anteriores sedimentos, se sitúan 25 m. de calizas, organizadas en secuencias de unos 6 m de espesor, cuya base son calizas nodulosas algo margosas y el techo calizas masivas recristalizadas. Hay estratificación cruzada planar tendida, no siendo infrecuente la observación de bioclastos.

En las bases de las secuencias se observa bioturbación y fauna de lamelibranquios (ostreas entre otras) y gasterópodos principalmente.

En lámina delgada se observa la recristalización que ha borrado en parte las estructuras anteriores. Se los interpreta como plataforma continental media (bancos arenosos, shoreface).

Por encima se encuentran 9 m de calizas nodulosas margosas alternando con margas grises, que se depositaron en un ambiente de lagoon.

Sobre los anteriores sedimentos se encuentran 28 m de calizas masivas recristalizadas, en secuencias de 6 m. que tienen en la base calizas nodulosas alternando con calizas margosas grises. En los niveles de aspecto masivo se observa estratificación cruzada planar, formada por biocalcarenitas. Los niveles nodulosos tienen bioturbación y fauna de lamelibranquios y gasterópodos.

Se les interpreta como bancos arenosos (shoreface), sedimentados en una plataforma continental media.

Apoyándose sobre estos materiales hay 16 m de margas grises que tienen intercalados algunos niveles de calizas nodulosas. Tienen abundante bioturbación y fauna de lamelibranquios y gasterópodos. Se depositaron en un ambiente de lagoon.

A techo se encuentran 40 m de calizas recristalizadas dispuestas en secuencias de 6 m de aspecto masivo. La base de cada secuencia son calizas nodulosas algo margosas, en el techo se observa estratificación cruzada planar, formada por bioclastos. En lámina delgada se observa una casi total recristalización, quedando fósiles y pellets en forma de sombras. Se interpretan como bancos arenosos (shoreface) en una plataforma continental media.

El contenido paleontológico permite asignar a esta unidad una edad Santoniense a posible Campaniense para esta formación (FERREIRO *et al.*, 1991). Por su parte, ALONSO *et al.* (1993) asignan a la misma una edad Santoniense superior.

2.1.3.5. *Calizas y dolomías masivas (Formación Santo Domingo de Silos) (10)*

La Formación Santo Domingo de Silos fue definida formalmente por FLOQUET *et al.* (1982) y se corresponde esencialmente con la unidad informal denominada carniolas y calizas dolomíticas por VALLADARES (1976).

En el corte del río de la Vega solo aflora la parte basal de esta unidad (unos 40 m) ya que el techo se encuentra erosionado por los conglomerados terciarios del Sistema de Mecerreyes. De este modo faltarían los términos superiores tan característicos de esta formación, constituidos por calizas y dolomías oquerosas (Carniolas) de tonos rosados.

La serie comienza con 3 m. de margas grises muy bioturbadas que se interpretan como depósitos de lagoon.

Sobre las margas se encuentran 20 m formados por la superposición de cuerpos calcáreos de aspecto masivo. Están recristalizados y presentan en algunos casos un ligero aspecto oqueroso, forman secuencias de 5-8 m, en las que la base son calizas nodulosas algo margosas. En el techo se observa estratificación cruzada planar formada por bioclastos.

Son sedimentos propios de bancos arenosos (shoreface) que posteriormente a la sedimentación han sufrido diagénesis, recristalizándose.

Los últimos 14 m de la serie son margas grises con algún nivel calcáreo con ostreidos, depositados probablemente en un medio de lagoon.

El contenido fosilífero de esta unidad ha permitido datarla como Santoniense superior-Campaniense (FLOQUET, 1991), aunque en el corte del río de la Vega no creemos que se supere el Santoniense.

2.2. Terciario

La sucesión terciaria de la Hoja de Lerma constituye los tres cuartos de los afloramientos presentes en ella.

El área madre de todos estos depósitos se sitúa en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Sierra de la Demanda), donde existen afloramientos extensos de materiales paleozoicos.

A grandes rasgos, los depósitos terciarios aquí aflorantes corresponden a facies proximales de sistemas complejos de abanicos aluviales en el borde oriental y a facies más distales en el borde más occidental.

Los primeros trabajos sobre estos materiales corresponden a SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1950, 1952, 1953), que atribuye a estos materiales terciarios edades entre el Eoceno y Mioceno Inferior, por comparación con los que se encuentran inmediatamente al sur en la Hoja de Santo Domingo de Silos, que contiene fauna Luteciense.

POL Y CARBALLEIRA (1982, 83, 86) y POL (1985) realizan diversos trabajos de carácter estratigráfico-sedimentológico y analizan los sedimentos continentales del borde sureste de la Cuenca del Duero en las proximidades de Covarrubias (Provincia de Burgos), en el límite de las hojas de Lerma, Sala de los Infantes, Cilleruelo y Santo Domingo de Silos.

Estos autores diferencian dos grandes ciclos sedimentarios, el primero de edad Cretácico Superior-Paleógeno y el segundo de edad Mioceno Medio-Superior.

En el primer ciclo, escasamente representado en esta Hoja; hemos podido establecer a su vez dos secuencias deposicionales que posiblemente alcancen el Mioceno:

- La primera o secuencia preorogénica está constituida por materiales detríticos y carbonatados que se sitúan en conformidad aparente con los del Cretácico Superior (Senonense) marino y plegados de la misma forma que él (secuencia pretectónica). Está constituida por sedimentos de origen fluvio-lacustre/lacustre que definen una megasecuencia granocreciente marcada principalmente por los términos aluviales.
- La segunda secuencia o sinorogénica consta de materiales detríticos, fundamentalmente conglomeráticos, que se disponen marcando una discordancia sintectónica progresiva. En hojas vecinas estos materiales llegan a apoyarse discordantemente tanto sobre materiales de la primera secuencia como sobre los mesozoicos de los bordes; son depósitos fundamentalmente fluviales que se indentan localmente con abanicos aluviales.

Los depósitos del segundo ciclo, son claramente postorogénico, apoyándose mediante una discordancia erosiva con paleorrelieve, tanto sobre los materiales del primer ciclo, como sobre los mesozoicos. Se trata de materiales conglomeráticos depositados en zonas proximales de abanicos aluviales que evolucionan hacia el Oeste a sistemas fluviales que enlazan con los sedimentos del centro de la Cuenca del Duero.

En la Hoja de Lerma se han diferenciado dentro del ciclo postorogénico y de muro a techo, dos nuevas secuencias deposicionales, de edades Mioceno y Plioceno respectivamente.

POL Y CARBALLEIRA (1982, 83, 86) y POL (1985), han separado un total de 14 unidades litoestratigráficas dentro del terciario de esta zona. La equivalencia de estas unidades con

respecto a las unidades cartográficas diferenciadas en la Hoja de Lerma es la siguiente (Fig. 2):

- Las unidades VI (calizas de Santa Cecilia) y VII (fangos, arenisca y conglomerados de la Ermita de las Navas) corresponden, posiblemente, a la unidad 11, de alternancias de caliza, calizas pisolíticas, margas, limos, arenas y conglomerados en su parte superior (Garumniense), encontrándose en esta zona, dentro de la Formación Ermita de las Navas, el tránsito de las condiciones preorogénicas a las sinorogénicas.
- Las unidades VIII Sistema del Río Arlanza y XIII Sistema Mecerreyes-Nebreda quedan integradas cartográficamente dentro de la unidad 12 y 12' denominado aquí como Sistema de Abanicos de Mecerreyes,.
- La unidad XI Sistema de Retuerta corresponde a la unidad 13 (Sistema de Abanicos del Río Arlanza).
- La unidad X o Sistema Ura a la unidad 14 de conglomerados calcáreos (Sistema de Abanicos del Río Mataviejas y Revilla).

La unidad cartográfica 17 de limos arcillosos con glaeubulas carbonatadas, calcimorfos (16), niveles arenosos, conglomeráticos y calizas (15), corresponden a las facies más distales, en su mayor parte del Sistema de Abanicos del Río Arlanza.

La unidad 18 de conglomerados cuarcíticos y limos rojos denominado aquí Abanicos cuarcítico superior «Raña» no tiene equivalencia en los estudios de POL y CARBALLEIRA.

		POL Y CARBALLEIRA (1982, 83, 86) POL (1985)	CARTOGRAFÍA HOJA DE LERMA	
NEOGENO	PLIOCENO	NO ESTUDIADO EN ESTOS TRABAJOS	"RAÑA"	POSTROGÉNICO
	MIOCENO	SISTEMA DE URA	SISTEMA DE ABANICOS DEL RÍO MATAVIEJAS	
		SISTEMA DE MECERREYES-NEBREDA	SISTEMA DE ABANICOS DE MECERREYES	
		SISTEMA DE RETUERTA	SISTEMA DE ABANICOS DEL RÍO ARLANZA	
		SISTEMA DE CUEVABURGOS	GARUMNIENSE (discordancia progresiva) Sistema de Cuevaburgos	
SISTEMA DEL RÍO ARLANZA (FACIES MAMBLAS)	GARUMNIENSE			
PALEOGENO	OLIGOCENO	VII FANGOS PARDOS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS DE LA ERMITA DE LAS NAVAS VI CALIZAS DE SANTA CECILIA		PREOROGÉNICO

(Las unidades del Mioceno son coetaneas y se integran lateralmente)

Figura 2. Correlación entre las unidades litoestratigráficas definidas por POL Y CARBALLEIRA (1982, 83, 86) y POL (1985) y las unidades cartográficas diferenciadas en la Hoja de Lerma.

2.2.1. Terciario pre y sinorogénico (Cretácico Superior-Paleógeno)

La sucesión preorogénica y sinorogénica han sido tradicionalmente agrupadas bajo la denominación informal de «Garum» o Facies Garumnienses». Más recientemente ALONSO *et al.* (1982) definen en estos materiales la Formación Santibáñez del Val y POL Y CARBALLEIRA (1982, 83, 86) y POL (1985), separan en ellos hasta 7 unidades litoestratigráficas.

La razón por la cual no se han separado o hasta ahora las sucesiones preorogénica y sinorogénica, a pesar de que esta última tiene una base más o menos discordante y presentar internamente una discordancia progresiva, parece ser debido a que su identificación e interpretación daba lugar a confusión. Esta dificultad en la individualización de la sucesión sinorogénica se debe por un lado a su diacronismo, dado que las estructuras tectónicas con las que esta relacionada no se emplazan a la vez en todas las zonas y por otro lado a que la discordancia basal es en ocasiones puede ser poco visible, dada su gran variabilidad de ángulo y su carácter local (próximo a las estructuras que la generan), de modo que al menos la base del intervalo sinorogénico era comúnmente incorporada al conjunto infrayacente o preorogénico. En esta Hoja se ha tomado pues el criterio de situar la base del conjunto sinorogénico en la primera discordancia angular visible. No obstante esta distinción debe ser considerada, como ya hemos dicho, de alcance meramente local. A escala regional, el cambio de polaridad de los aportes y el grado creciente de canibalización de los propios depósitos terciarios a lo largo de la sucesión, señalan que la separación entre el conjunto terciario preorogénico y el sinorogénico se sitúa más abajo en la serie terciaria. Sin embargo, debido a la posición distal que en estos momentos ocuparía la porción de la cuenca representada en esta Hoja, dicho cambio se produce sin estar acompañado de una discontinuidad apreciable e incluso con continuidad en el registro sedimentario, por lo que la sedimentación en el entorno de esta Hoja sigue teniendo características preorogénicas. Esto se mantiene hasta que aparece la primera discordancia dentro del «garum», en lo que consideramos equivalente a la Formación Ermita de las Navas, que indica el comienzo del emplazamiento de estructuras alpinas en este sector.

2.2.1.1. Alternancias de calizas, calizas pisolíticas, margas y limos (Garumniense) (11)

Solamente se ha observado de estos depósitos un pequeño afloramiento en el borde oriental de la Hoja, en el valle que va desde Covarrubias hasta La Majada. Parece existir un contacto basal mecánico posiblemente mediante un cabalgamiento con el Cretácico Superior, mientras que el Sistema de Mecerreyes lo cubre mediante una discordancia angular.

La parte basal tiene unos 160 m de espesor y está constituida de muro a techo por 60 m de margas blanco verdosas, le siguen unos 40 metros de calizas micríticas gris clara a rosadas hacia la base, con bioturbación por raíces y aumento hacia el techo de la brechificación. Sobre las calizas se apoyan 20 m de arenas blancas de grano medio a grueso bien clasificadas a techo con un estrato cementado por carbonato con estratificación cruzada, y otros 40 metros de caliza micríticas blancas que pasan hacia el techo a calizas margosas y nodulosas.

La parte superior está constituida por 150 m de lutitas margosas de color pardo rojizo.

La parte basal podrían corresponder a la unidad VI (calizas de Santa Cecilia) y los 150 metros superiores a la parte basal de la unidad VII (fangos, areniscas y conglomerados de la Ermita de

las Navas) del sector denominado por POL Y CARBALLEIRA (1983) y POL (1985) como Retuerta-Covarrubias.

La parte basal corresponde a una sedimentación fundamentalmente palustre, lateral a los dominios con sedimentación lacustre desarrolladas en sectores más sur orientales. Teniendo en cuenta las características de los depósitos del tramo superior, predominio de fangos masivos, y las interpretaciones realizadas por POL Y CARBALLEIRA (1983) y POL (1985) en áreas próximas, se puede considerar que el ambiente deposicional correspondería a una llanura aluvial trenzada distal o lateral a las salidas principales.

Según POL (1985) y POL Y CARBALLEIRA (1986) la presencia en las calizas de Santa Cecilia de *Planorbis* sp., *Lymnaea* sp. y *Hilicidae* spp., y de Pinaceae, Taxodiaceae, Cupressaceae, Betulaceae, Junglandaceae y Fagaceae en la unidad suprayacente indicarían una edad Oligoceno.

2.2.1.2. *Conglomerados calcáreos de cantos redondeados.* (*Garumniense-Sistema de Abanicos de Cuevaburgos*) (11)

En continuidad con los depósitos anteriores se sitúa una secuencia de conglomerados que dibujan una discordancia progresiva sintectónica, relacionada con el levantamiento del flanco S del anticlinal de Cuevas de San Clemente .

Esta unidad se puede correlacionar con lo que POL Y CARBALLEIRA (1982, 1983) y POL (1985) denominaron Facies Mamblas del Sistema del Arlaza, asignándole una edad Oligoceno. También muestra gran parecido con la parte superior de la unidad VII (fangos, areniscas y conglomerados de la Ermita de las Navas), descrita por POL Y CARBALLEIRA (1983) en el vecino Sinclinal de Santo Domingo de Silos (Hoja de Cilleruelo de Abajo), donde también muestran una discordancia progresiva y se le asigna una edad oligocena. Nosotros pensamos que estas facies deben constituir la parte basal (oligocena) de lo que dichos autores denominaron Sistema de Abanicos de Cuevaburgos, de edad miocena. Este sistema de abanicos aluviales aflora en el valle del Arlanza, unos pocos kilómetros aguas arriba de Covarrubias, dentro de la vecina hoja de Salas de los Infantes, donde también aparecen deformados (buzamientos de hasta 65°) por la Orogenia Alpina, aunque aquí menos intensamente, como corresponde a una discordancia progresiva.

La secuencia de esta unidad sinorogénica, tiene una potencia de al menos 300 m, y está formada por coladas de conglomerados clasto soportados de 1 a 2 m separados por superficies erosivas planas, presentando fundamentalmente secuencias granodecrecientes, aunque la secuencia general es estrato y grano creciente. Los clastos son de tamaño bloque y canto con centiles de hasta 1 metro, todos ellos carbonatados y procedencia fundamentalmente del Cretácico aunque alguno puede proceder también del Jurásico. En general, presentan buen redondeamiento y mala clasificación si bien, ocasionalmente, aparecen coladas donde la clasificación es buena. La matriz es arenosa de tonos rosas con arena de grano grueso y gravas síliceas, siendo el fango escaso, presentando cementación carbonatada. Son frecuentes las gradaciones, laminaciones difusas marcadas por diferencias de tamaño de grano e imbricaciones correspondiendo a las facies Gm de MIALL, (1978) y en ocasiones aparecen coladas de conglomerados con estratificación cruzada (facies Gt).

Esta secuencia contienen algunos lentejones arenosos intercalados que se hacen más frecuentes hacia la parte alta de la sucesión (facies Sh y St).

2.2.2. Terciario postorogénico (Neógeno)

El relleno cenozoico postorogénico de esta Hoja, perteneciente a la Cuenca del Duero, tiene una edad neógena, y está constituido por facies detríticas de origen mayoritariamente aluvial y fluvial (conglomerados, gravas, limos y arcillas) y facies carbonatadas de origen lacustre, palustre o edáfico. Esta sucesión postorogénica está dispuesta sobre una discordancia con paleorrelieve, bien visible en la cartografía por el truncamiento de los niveles terciarios contra la superficie de discordancia basal que bordea el Anticlinal de Ura.

La sucesión neógena de la Hoja de Lerma presenta dos tramos bien diferenciados. El tramo inferior está constituido por un gran abánico polimíctico, Abánico del Arlanza, que tiene su área fuente mucho más al E, Sierra de la Demanda, tal y como la atestigua la presencia de cantos metamórficos paleozoicos. Con este abánico se interdigitan un conjunto de abánicos de cantos carbonatados de menor entidad y procedencia mucho más local, como el del río Mataviejas que tiene su origen algo más al sur, en los relieves del Anticlinal de Tejada o el Sistema de Abánicos de Mecerreyes, asociados a flanco sur del anticlinal de Cuevas de San Clemente.

El tramo superior está constituido por un gran abánico de cantos silíceos de morfología plana y pequeño espesor que constituye lo que en la cuenca del duero se conoce como «Raña» y que aquí se ha denominado Abánico Cuarcítico Superior.

Cronoestratigráficamente no se pueden realizar grandes precisiones, como ocurre en las hojas adyacentes, con respecto a la posición estratigráfica de la sucesión neógena en la región suroccidental de la Cuenca del Duero. De todos modos si las calizas que afloran en las cercanías de Paules del Agua se sitúan justo por debajo de las denominadas Calizas Inferiores de los Páramos, tal y como se han representado en la hoja contigua de Cilleruelo de Abajo, entonces la mayor parte de la sucesión aflorante corresponde al Mioceno medio y superior, ya que estas calizas se situarían unos 40 m por encima del no muy lejano yacimiento de Aranda de edad asignable, a falta de un estudio paleontológico de actualización, al Aragoniense superior, MN7, ARMENTEROS, 1986a). Debe, sin embargo, tenerse en cuenta que la implantación del régimen lacustre representado en estas calizas no fue simultáneo en toda la cuenca, y, salvo casos particulares, se produce por el cambio de facies un rejuvenecimiento de la base de la unidad caliza hacia el este.

A pesar de esto y ante la falta de más precisión en el establecimiento de los límites de las unidades cronoestratigráficas miocenas en la Cuenca del Duero, este nivel calizo puede considerarse (siempre que no se confunda con otros niveles similares situados tanto por debajo como por encima del mismo) un criterio de correlación aproximado (ARMENTEROS, 1986a, b). Este nivel calizo pudiera pertenecer íntegramente al Vallesiense, si resulta confirmarse la datación del yacimiento de Fuenteliso al oeste del límite entre las Hojas de Fuentelcéspedes y Peñafiel, 40 km al sur de la Hoja de Lerma. Este yacimiento se encuentra unos metros por debajo de la unidad de calizas inferiores y en él se encontraron restos de *Hipparion primige-*

nium (ARMENTEROS, 1986a, p. 269; a partir de comunicación de M.T. ALBERDI). Por tanto el tramo superior de la sucesión neógena de esta Hoja puede ser en buena parte Vallesiense, sin descartar que los niveles más altos del tramo inferior puedan corresponder al Turolense, dada la reciente datación de un yacimiento adscrito al Turolense superior en la sucesión post-calizas inferiores en el centro de la Cuenca del Duero (Tariego, Palencia) por MEDIAVILLA *et al.* (1996).

Por otro lado el tramo superior, constituido por los Abanicos Cuarcíticos Superiores, es prácticamente azoico en la mayor parte de los lugares, aunque se le ha asignado tradicionalmente una edad plio-pleistocena.

2.2.2.1. *Conglomerados calcáreos de cantos angulosos, arenas y limos rojos (Sistema de Abanicos de Mecerreyes) (12 y 12')*

Constituyen una orla de depósitos fundamentalmente conglomeráticos adosada al flanco sureste del anticlinal complejo de Cuevas de San Clemente (Fig. 3 y Mapa Geológico).

Los materiales asignados al Sistema de Abanicos de Mecerreyes tienen una potencia de al menos 150 m, y están constituidos por coladas de conglomerados tanto clasto soportados como matriz soportados. Los clastos son más angulosos que en el sistema infrayacente, sus tamaños son canto y bloque, llegando el centil a 1,5 metros, son todos carbonatados procediendo tanto del Cretácico como del Jurásico. Las coladas están separadas por superficies mal definidas y, en general, con mala clasificación y masivas. La matriz es lutítico arenosas de tonos pardo rojizos con partículas de tamaño grava muy abundantes, tanto silíceas (cuarzo y cuarcitas) como carbonatadas y presentan cierta cementación por carbonato. Localmente se observan niveles de hasta 4,5 de base fuertemente erosiva siendo en la base clasto soportados masivos o con estratificación cruzada en surco y a techo matriz soportados. Corresponden a facies similares a las Gms y Gm de MIALL (1978).

Hacia el suroeste y oeste pasan a una alternancia de coladas de conglomerados y niveles de fangos rojizos con clastos dispersos centimétricos carbonatados. Los conglomerados con clastos de tamaño canto y bloques carbonatados, con base erosiva y, en general, mala clasificación y clastos redondeados. La matriz es lutítico arenosos de tonos rojizos, bastante abundante, con partículas de carbonato de tamaño grava. La cementación es escasa siendo siempre de carbonato.

En conjunto forman abanicos coalescentes con salidas perpendiculares al frente montañoso mesozoico, es decir, hacia el suroeste y oeste. La extensión de estos abanicos es de tan sólo de 2-3 km.

El tramo sinorogénico de esta unidad se depositó en un sistema fluvial proximal de baja sinuosidad (trenzados), de clastos. La superficie basal de cada secuencia presenta una tendencia planar y continua que le proporciona una geometría tabular a los cuerpos, indicando una relación anchura/profundidad muy alta. El relleno de los canales se lleva a cabo por barras conglomeráticas longitudinales que no suelen responder a un episodio sencillo como lo demuestran las numerosas superficies erosivas internas, los contactos soldados o las abun-

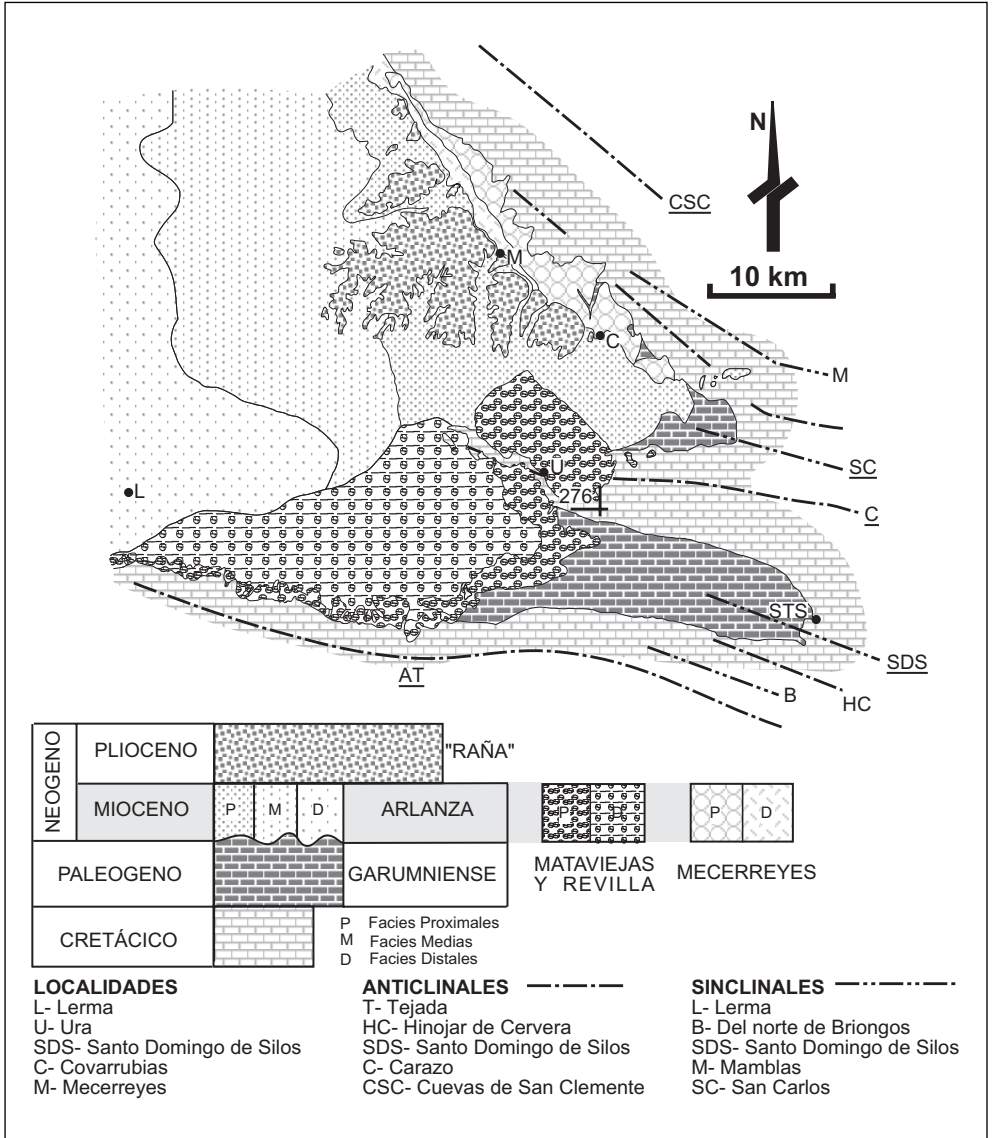


Figura 3. Esquema cartográfico mostrando la distribución de los diferentes depósitos terciarios y las estructuras que afloran entre los anticlinales de Cuevas de San Clemente y Tejada del borde noroccidental de la Cordillera Ibérica. Las abreviaturas de los pliegues mayores vienen subrayadas.

dantes gradaciones internas. Las intercalaciones arenosas debido al desarrollo de megarriples o dunas de arena sobre el techo de las barras se producen durante las etapas de decrecimiento del flujo, pudiendo observarse geometrías positivas correspondientes a los techos de las barras.

Las características de los sedimentos del tramo superior, postorogénico, indican procesos de transporte fundamentalmente en masa, realizándose el depósito a través de coladas de cantos («debris flows») más o menos cohesivos, originados en zonas próximas de abanicos aluviales. La presencia de niveles de conglomerados con bases erosivas excavados en fangos y de geometría fuertemente lenticular han sido interpretados por POL (1985) como canales desarrollados en la cabecera de abanicos aluviales.

Hacia el suroeste este sistema se interdigita con el Sistema de abanicos del Río Arlanza, constituyendo un sistema transversal al principal.

2.2.2.2. *Conglomerados polimícticos con cantos metamórficos (Sistema de Abanicos del Río Arlanza) (13)*

Con una potencia de unos 100 metros, está constituido por conglomerados clasto soportados y en menor medida matriz soportados, polimícticos, con muy mala clasificación y masivos. También aparecen intercalaciones de niveles de hasta 0,5 metros, de areniscas de grano medio a grueso, con estratificación cruzada en surco (facies St)

Estos conglomerados se disponen subhorizontalmente entre los sistema de Mecerreyes al norte y el de Mataviejas al sur, con los que se interdigita, siendo por lo tanto coetaneos. El Sistema de Abanicos del Río Arlanza aparece confinado en su parte oriental entre los anticlinales de Cuevas de San Clemente y Carazo que condicionaron su salida hacia la Cuenca del Duero. Esta salida se realizaba por un paleovalle que tenía una posición similar a la del actual río Arlanza (paleo Arlanza).

Los clastos muestran un origen muy variado, tanto silíceos (areniscas, cuarcitas y pizarras del Paleozoico; areniscas rojas del Triásico, arenas amarillentas, clastos y conglomerados de cuarcitas del Cretácico), como carbonatados (del Cretácico y del Jurásico) que pueden proceder parcialmente del sistema carbonatado del Río Mataviejas, aguas debajo de su confluencia. POL (1985) describe una serie de la parte alta de la unidad, a 1,5 km al suroeste de Mecerreyes y observa un enriquecimiento en la vertical de los clastos de procedencia paleozoica y una pérdida de los mesozoicos; lo que indica la erosión de extensas áreas con materiales paleozoicos que afloraron por el desmantelamiento de la cobertera mesozoica.

Los tamaños de los clastos es canto y bloque, con centiles dentro de esta Hoja de hasta 1 metro, generalmente subredondeados, mostrando localmente imbricaciones (corresponde a las facies Gm de MIALL, 1978). La matriz es entre los cantos eslutítica arenosa de color pardo-rojizo con gránulos de cuarzo y cuarcita.

POL Y CARBALLEIRA (1982) realizan un análisis del tamaño máximo aparente de los clastos en toda el área de afloramiento de este sistema deposicional (Sistema de Retuerta de estos auto-

res) y observan una disminución hacia el oeste y suroeste de los mismos. Este hecho esta en concordancia con las mediadas de paleocorrientes en imbricaciones de los clastos y sets de estratificación cruzada en areniscas realizadas en el km 28 de la carretera nacional 110 (entre Covarrubias y Puentedura).

Los sectores más proximales de este sistema se sitúan en posiciones más orientales, mientras que los más distales, lo hacen hacia el oeste (Lerma), cuyos depósitos se describirán posteriormente. El tránsito entre ambos es gradual y está caracterizado por cuerpos de conglomerados con mejor ordenamiento y geometría lenticular con un eje menor, como se observa en la cartografía, en dirección noroeste sureste. Estos cuerpos se intercalan con fangos rojos.

La unidad aquí descrita corresponde a los sectores más proximales del Sistemas del Arlanza, caracterizado por un predominio de rellenos de canal y barras longitudinales propio de sistemas de muy alta energía, con etapas de flujo menores representados por los niveles de areniscas. La entrada de este sistema se realiza a través del paleovalle del Arlanza estando encajado el sistema entre los sistemas transversales de Mecerreyes, Mataviejas, Revilla y los relieves mesozoicos, sufriendo el sistema la expansión a partir del meridiano de Torduelles.

A esta unidad se le ha atribuido (POL, 1985) una edad, como mínimo, Aragoniense Superior (Mioceno Medio), aunque su techo debe de llegar al Mioceno Superior (ver discusión sobre la edad en la introducción al Terciario postorogénico).

2.2.2.3. *Conglomerados calcáreos (Sistemas de Abanicos Aluviales de los ríos Mataviejas y Revilla) (14)*

Esta unidad, fundamentalmente conglomerática, abarca una expansión temporal equivalente, en líneas generales, a toda la sucesión miocena aflorante en la Hoja, como ya se apuntó anteriormente.

Está constituida por dos sistemas de abanicos aluviales que flanquean en forma de orla a los relieves mesozoicos que forman los anticlinales de Carazo-Ura y Tejada (flanco norte), situados respectivamente de norte a sur y con una orientación de SE-NW (Fig. 3). Los sinclinales de San Carlos y Santo Domingo de Silos, asociados a estos anticlinales, presentan sus ejes inclinados hacia el noroeste, controlando la dispersión de los dos sistemas de abanicos principales, que denominaremos respectivamente del Río Mataviejas y del Río Revilla. En ambos sistemas se observa una disminución rápida de las potencias de los cuerpos conglomeráticos hacia el noroeste, así como una disminución de los centiles y direcciones de paleocorrientes, medidas en imbricaciones de cantos y ejes de canales, en concordancia con la situación del las áreas madre y de la paleopendiente inferida por el buzamiento del eje de los sinclinales.

Los depósitos del Sistema de Abanicos del Río Mataviejas presentan sus afloramientos restringidos al borde sureste de la Hoja de Lerma, no observándose al norte del Río Arlanza (Fig. 3 y Mapa geológico). Su potencia es de unos 100 a 120 m, apoyándose mediante una discor-

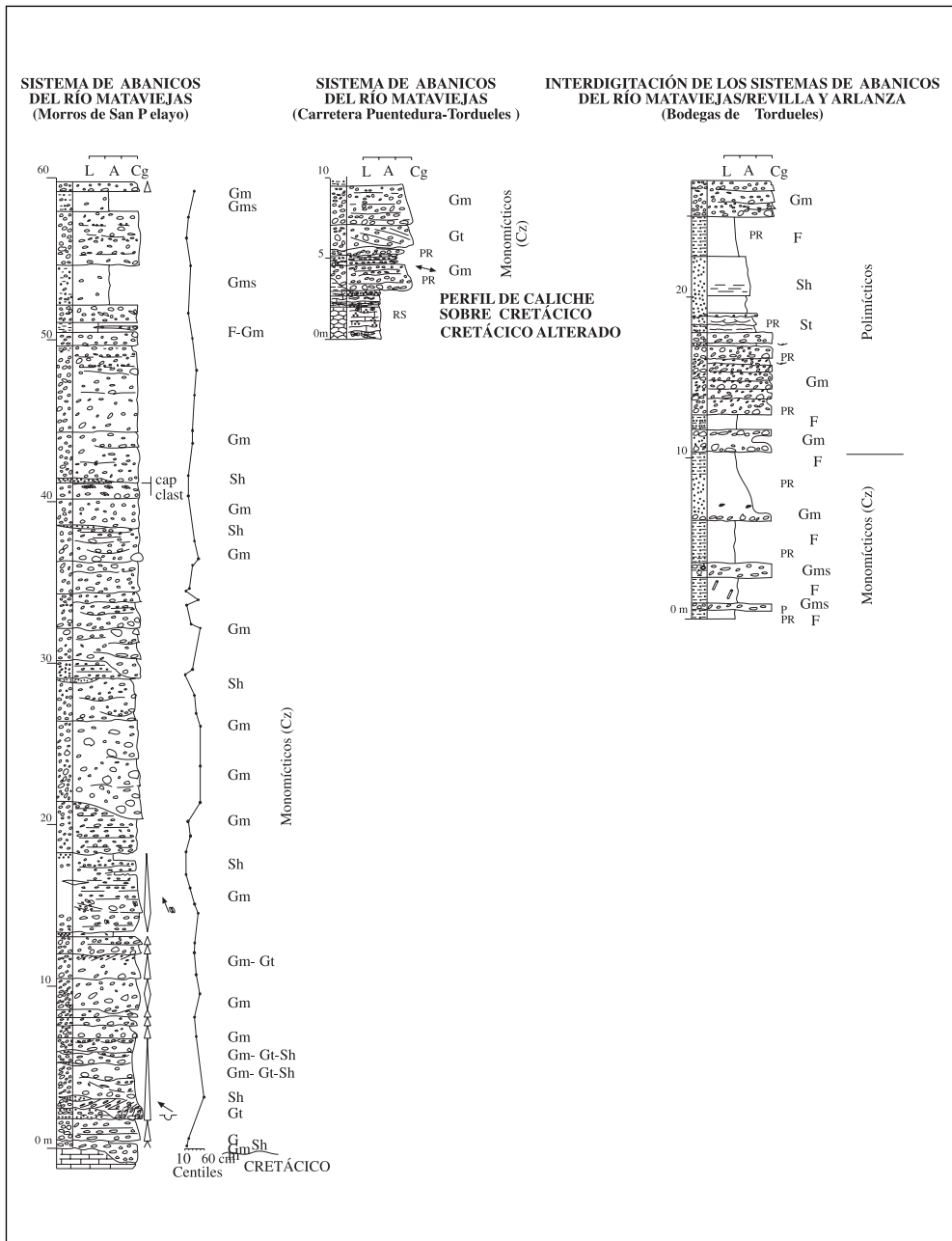


Figura 4. Columnas sintéticas de los Sistemas de Abanicos de los Ríos Matavejas y Revilla.

dancia erosiva con paleorrelieve sobre el Cretácico Superior. En ocasiones, como en la carretera de Puentedura a Tordueles (Fig. 4), el cretácico aparece alterado y por encima se desarrolla de un claro perfil de caliche. Los mejores afloramientos se sitúan en los márgenes del Río Mataviejas. En la Figura 4 se presenta la columna estratigráfica de unos 60 metros de potencia realizada desde la carretera de Puentedura a Ura hasta los Morros de San Pelayo, donde se observa la discordancia basal de esta unidad sobre los paleorrelieves mesozoicos que constituyen el flanco suroeste del sinclinal del río Mataviejas.

Esta unidad presenta una disposición subhorizontal, estando constituida, de forma dominante, por conglomerados clastosoportados de tamaño canto y bloque y centiles de hasta 60 centímetros, polimícticos, si bien más de 95% de los mismos son de procedencia mesozoica, fundamentalmente del Cretácico, aunque alguno puede ser de Jurásico. Dominan los clastos redondeados a subredondeados, si bien, hacia la base de la sucesión, aparece alguna colada matriz soportada y con clastos con formas más angulosas. Siempre incorporan, en proporciones minoritarias (menos del 5%), clastos silíceos, redondeados, de cuarzo y cuarcita y de tamaño grava, probablemente todos ellos procedentes de la Formación Utrillas, y con centiles menores de 5 centímetros.

Presentan una matriz arenosa bien cementada por calcita, existiendo niveles de conglomerados matriz soportados cuya matriz es lutítica arenosa y de tonos pardo-rojiza y menos cementada.

Las facies conglomerática se presentan en capas de 20 cm a 1 m de espesor con límites difusos que, a su vez, se organizan en niveles de 0,5 a 6 m, separados por superficies erosivas en ocasiones fuertes y pronunciadas, en los que destaca la estratificación remarcada por el tamaño variable de los clastos. Un tipo muy común es la estratificación horizontal difusa (Gm, según MIAL, 1978); en sets decimétricos (30 a 60 cm) de varios metros de extensión con límites difusos puestos de manifiesto por diferencias en el tamaño de los clastos. Otros rasgos de ordenación, generalmente asociados a facies Gm, es la imbricación de clastos. El resto de los ordenamientos en facies conglomeráticas están representados por estratificación cruzada en surco (Gt) o de tipo planar (Gp) en sets de 0,5 a 1 m.

Las facies finas están formadas por lutitas más o menos arenosas pardo rojizas, masivas, generalmente bioturbadas (Fm) y con carbonatación difusa (ligera cementación), o encostradas formando verdaderos niveles de caliche; en ocasiones, se registran niveles más arenosos con matriz lutítico-limosa. Estas facies finas forman una asociación distal con facies conglomeráticas (Gm, generalmente) en forma de secuencias granodecipientes de 1 a 2 m.

Además de la intensa cementación calcítica que presentan muchas capas conglomeráticas que constituyen caliches formados principalmente por procesos de cementación, existen facies de caliche masivo-laminares, sobre todo asociados a las facies conglomeráticas proximales y al norte del umbral cretácico representado por el flanco sur del sinclinal de Santo Domingo de Silos. Estas últimas se presentan en afloramientos discontinuos de pocos decímetros de extensión y de 2 a 10 cm de espesor, que aparecen entre capas tabulares (0,2 a 0,4 m de espesor) de areniscas y conglomerados (cantos de calizas cretácicas cuarzo, cuarcitas e intraformacionales de lutitas pardo rojizas cementadas).

En la proximidades de Ura aparecen niveles de hasta 1 metro de fangos rojos, escasos, intercalados que desaparecen lateralmente por la erosión de los tramos conglomeráticos que se les superponen. Pueden presentar clastos de caliza dispersos o concentrados en niveles alguno con geometría lenticular y en escasas ocasiones aparece niveles de caliches a techo de estos.

Tanto lateralmente como hacia el techo esta unidad pasa a estar constituida por lutíticas de color pardo rojizo alternando con cuerpos de conglomerados de geometría semicilíndrica (relación anchura/profundidad de rellenos de canal muy baja) y superficie erosiva muy marcada, clasto soportados, con clastos de calizas cretácicas, redondeados a subredondeados y mala a moderada clasificación. En la carretera de Puenteadura a Torduelles, al norte de Peña Hueca, se observa un buen afloramiento de estas facies, discordantes sobre el mesozoico, presentando los ejes de los canales una dirección noroeste-sureste.

Del Sistema de Abanicos del Río Revilla solo afloran en esta Hoja sus facies más distales (Esquema tectónico de la Hoja), constituidas por alternancia de capas de conglomerados entre lutitas arenosas y arenas lutíticas pardo rojizas que se apoyan sobre un paleorelieve labarado sobre los afloramientos cretácicos del Anticlinal de Ura. Las facies proximales de este sistema se sitúan en la Hoja de Cilleruelo, localizándose la sección más potente a la salida de Catroceniza, en el camino a Cebrecos, donde alcanza una potencia cercana a los 80 m.

Los conglomerados aparecen en nivel de hasta 2 m con cicatrices erosivas internas, se encuentra entre niveles de lutitas arenosas cementadas de color pardo de hasta 1 m. Los cuerpos de conglomerados son canaliformes y ligeramente inclinados hacia el oeste. En alguno de los niveles de conglomerados se observa algún set de estratificación cruzada marcada por niveles de cantos más finos y bandas de tamaño, lateralmente a zonas de mayor erosión.

Los depósitos fundamentalmente conglomeráticos corresponden a los sectores proximales del sistema y han sido transportados por flujos de corrientes que originan la superposición de episodios de rellenos de canales mediante barras longitudinales, siendo la relación anchura/profundidad de estos canales alta.

Algunos de los depósitos masivos o con débil estratificación horizontal y débil imbricación podrían corresponder según COSTA (1988) a depósitos originados por flujos hiperconcentrados, similares en cuanto a características a los anteriormente descritos y que son dominantes en esta unidad.

Hacia el muro de la unidad se desarrollan cuerpos masivos, prácticamente sin imbricación de clastos y secuencia granocreciente en la base y grandecreciente a techo pudiendo corresponder a depósitos producidos por flujos de «debris flows» no cohesivos de LOWE (1979, 1982) y NEMEC Y STEEL (1984).

También, hacia la base de la unidad, se observa la existencia de fangos con clastos angulosos de caliza; interpretados como el resultado del funcionamiento episódico de flujos cohesivos, altamente viscosos y con baja movilidad, tipo «debris flow», que corresponderían a

aportes de pendiente laterales al sistema que proceden directamente de los relieves mesozoicos adyacentes.

2.2.2.4. *Limos arcillosos con glauabulas carbonatadas (17), calcimorfos (16), niveles arenosos, conglomeráticos (13 y 14) y calizas (15)*

Constituye una unidad heterolítica formada por lutitas (más o menos arenosas), areniscas, caliza, y caliches, mostrando un aumento en el número y potencia de los niveles carbonatados (caliches) hacia el oeste, con aparición de los primeros afloramientos de niveles calcáreos en forma radial a partir de la parte central de la Hoja y un aumento en número, potencia y granulometría de los niveles terrígenos intercalados en sentido contrario (hacia los relieves mesozoicos), correspondiendo, como ya se apuntó anteriormente, a los sectores más distales de los sistemas antes descritos y fundamentalmente del Arlanza (Fig. 3 y Esquema tectónico).

Los afloramientos más significativos, y por lo tanto donde se han podido realizar las columnas estratigráficas parciales de esta unidad se localizan hacia el sur de la Hoja en los márgenes del río Arlanza, y de más oriental a más occidental de la unidad cartográfica son: Tordomar, Paules del Agua, Ruyales del Agua-Lerma y Molino Chinchón. (Figura 4).

La potencia máxima visible es de 80 a 100 m, pudiendo diferenciarse a grandes rasgos seis tramos de calizas y caliches de tonos blanquecinos, alternando con depósitos predominantemente terrígenos de tonos pardo rojizos.

Las características litológicas resumidas de cada uno de los tramos son las siguientes de muro a techo:

El tramo I, con una potencia mínima visible de 3 metros en la sección de Tordomar, está constituido por un caliche de color blanco verdoso, masivo y hacia la parte central deleznable. Son frecuentes los granos dispersos de cuarzo y tamaño arena, siendo el material de partida lutitas arenosas.

El tramo II es terrígeno y presenta una potencia de unos 30 m. Está constituido por secuencias granodecrecientes de areniscas de grano medio, en ocasiones microconglomerados, localmente cementados por carbonato, que culminan en lutitas arenosas con encostramientos difusos a masivos de carbonato. Hacia el techo de este tramo destaca la presencia de un nivel de conglomerados con clastos de cuarcitas y en menor proporción de calizas, y centiles de hasta 8 cm; estos gradan a areniscas de grano medio cementadas por carbonato, internamente con sets de estratificación cruzada en surco de media a gran escala, con dirección de paleocorriente hacia el SO (210°).

El tramo III, es calcáreo de unos 3 m de potencia visible en la sección de Tordomar (Fig. 5), mientras que en la sección de Paules del Agua (4 km hacia el sur) es de unos 16 m. En la sección de Tordomar el caliche sustituye a una secuencia granodecreciente de areniscas que gradan a lutitas arenosas (granos de cuarzo dispersos). El caliche es de color blanco, más masivo

OESTE

ESTE

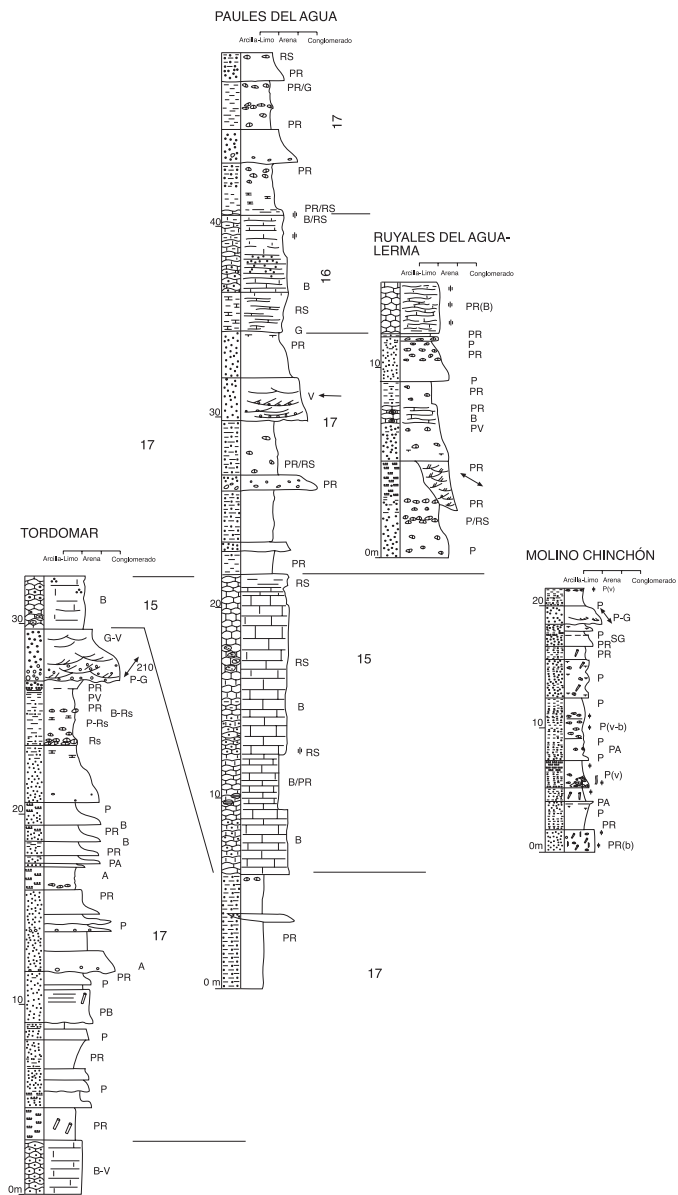


Figura 5. Columnas sintéticas del Sistema de Abanicos del río Arlanza.

hacia el techo, con textura crumb-pelotoidal a crumb a techo. El caliche aflorante en Paules del Agua también parece sustituir a una secuencia granodecreciente de lutitas más arenosas a muro y tono blancos, mientras que a techo presenta tonalidades más rosadas con hidromorfismo y parches de lutitas arenosas pardo rojizos que denotan el material de partida. Hacia el este, como se observa en la sección de Molino Chinchón, este tramo es menos carbonatado y está formado por limos más o menos arenosos con nódulos de carbonato, hidromorfismo y frecuentes rizoconcreciones.

El tramo IV, es terrígeno y presenta una potencia de unos 13 m. Está constituido por secuencias granodecrecientes desde conglomerados con clastos de cuarcita, cuarzo blanco, areniscas y en menor proporción caliche y calizas, con centil de 10 cm. Hacia techo estas secuencias gradan a areniscas de grano grueso y medio con nodulización incipiente. Estas secuencias en ocasiones comienzan en areniscas, presentando bases fuertemente erosivas. Internamente presentan sets de estratificación cruzada en surco de mediana escala. Las paleocorrientes medidas aquí presentan una componente dominante hacia el oeste. Este tramo se reconoce en la sección de Paules del Agua y en la carretera de Ruyales del Agua-Lerma, aquí los centiles de los conglomerados de hasta 40 cm y mayor potencia de las secuencias de relleno de canal.

El tramo V, carbonatado, se ha podido estudiar en las secciones de Paules del Agua y Ruyales del Agua-Lerma (Fig. 5), donde presenta una potencia de unos 9 m, con tránsito gradual a los tramos terrígenos a muro y techo y coloraciones rosadas. El material de partida también es una lutita arenosa, siendo este caliche en general masivo y en ocasiones noduloso o pulverulento. La textura es crumb-pelotoidal con frecuentes rizoconcreciones hacia la mitad del tramo.

El tramo VI de esta unidad cartográfica presenta mala calidad de afloramientos, es eminentemente terrígeno de tonos pardo-rojizos. Se han estudiado los 7 m basales en la sección de Paules del Agua (Fig. 5), estando constituida por secuencias granodecrecientes de arenas de grano grueso con clastos dispersos de hasta 3 cm que gradan hasta lutitas arenosas con encostramientos dispersos.

Las facies terrígenas constituyen secuencias grano y estratodecrecientes, las arenoso-conglomeráticas presentan base erosiva con predominio de estratificación cruzada en surco (St y Gt) y, en alguna ocasión, de aspecto masivo, ocasionalmente con rasgos edáficos. Las facies más finas de las secuencias están formadas por lutitas arenosas masivas con granos de cuarzo de tamaño arena en proporciones variables y con pequeños nódulos calcíticos irregulares.

Las paleocorrientes medias dan una componente dominante hacia el oeste, este hecho y las características sedimentológicas permiten interpretar estas facies como un sistema fluvial longitudinal de tipo trenzado con una carga arenosa de fondo y otra importante en suspensión, como lo demuestran tanto la matriz lutítica de las areniscas como la mayor abundancia de facies finas hacia el oeste. Este sistema fluvial podría relacionarse, fundamentalmente, con el sistema de abanicos aluviales del río Arlanza, dada la composición predominantemente silíceo de las areniscas y los conglomerados.

Las características sedimentológicas de las facies carbonatadas, su distribución areal y relaciones laterales con facies terrígenas (ver Mapa Geológico) indica una precipitación de caliza en zonas alejadas de las salidas importantes terrígenas y en el seno de facies lutítico arenosas. En ocasiones aparecen intercaladas en secuencias granodecrecientes, a modo de crecimiento intersticial de las fases de carbonatación incipiente, que pasan progresivamente a un mosaico reemplazante del sustrato lutítico, del cual llegan a conservarse restos. Este proceso de precipitación indica probablemente un origen freático para estos niveles carbonatados, en zonas de llanuras aluviales distales, pasando a ocupar más al oeste los ambientes típicamente palustres de las zonas centrales de la cuenca (CORROCHANO y ARMENTEROS, 1989).

2.2.2.5. *Conglomerados cuarcíticos y limos rojos (Abanico cuarcítico superior «Raña») (18)*

Sobre el Sistema del Arlanza, se depositan de forma subhorizontal hasta 60 metros de conglomerados matriz soportados, con clastos en un 25-30% de cuarcitas y conglomerados cuarcíticos; algunos con películas de hierro y manganeso y otros arenizados que han sido denominados Abanico Cuarcítico superior o «Raña» (Fig. 3 y Mapa Geológico).

El tamaño es canto a bloque, con centiles de hasta 25 cm y matriz lutítico arenosa de color rojo poco cementada.

La envolvente cartográfica de estos depósitos muestra una geometría claramente en abanico, con la parte convexa hacia el suroeste y la plana paralela a la disposición del borde suroeste del anticlinal complejo de Cuevas de San Vicente, existiendo un perfil convexo desde los relieves mesozoicos hacia el suroeste en que desaparece.

A estos depósitos de acuerdo con la relación existente con las unidades infrayacentes se les ha asignado una edad Pliocena o Plio-pleistocena.

Clásicamente estos depósitos han sido interpretados de dos formas diferentes:

- a) Como correspondientes al último estadio de relleno de la cuenca terciaria, donde representarían la colmatación de la cuenca.
- b) Representando el primer depósito fluvial del sistema actual cuando aún no existía una jerarquización clara.

2.3. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios en la Hoja no alcanzan un buen desarrollo superficial, y tienen una edad comprendida entre el Pleistoceno y el Holoceno.

Habitualmente se considera que el paso del Plioceno al Pleistoceno se hace a lo largo de un proceso de cambio de régimen fluvial (endorreico a exorreico) de las Mesetas. De este

modo, las terrazas altas de los ríos de la Península Ibérica pueden asignarse al Pleistoceno (AGUIRRE, 1989).

MARTÍN SERRANO (1988b, 1991), considera sin embargo que no se puede pensar en un paisaje finieógeno sincrónico, ya que la progresión de la nueva red fluvial no puede alcanzar a todos los lugares al mismo tiempo. La aplicación de esta hipótesis explica el diferente grado de disección de las distintas cuencas terciarias, que habrían sido capturadas en distintas épocas, determinado así el inicio del «Cuaternario», con un límite cronológico arbitrario y propio de cada cuenca e incluso de cada sector de la misma.

A pesar de todas estas ideas y puesto que no existen dataciones, consideramos como Cuaternario todo sedimento que se relaciona directa o indirectamente con la red fluvial actual.

La mayoría de estos depósitos cuaternarios son de origen fluvial, correspondiendo a terrazas de los ríos Arlanza y Mataviejas. Otros depósitos frecuentes son los fondos de valle, las llanuras de inundación de los ríos principales, los conos de deyección y abanicos aluviales junto con otros sedimentos más recientes como los coluviones y algunos depósitos de origen lacustre y kárstico.

Aunque no existe una cronología precisa para los depósitos cuaternarios, se realizará una cronología relativa, como se expresa en las leyendas de los mapas geológico y geomorfológico; asignando a las terrazas y parcialmente a algunos depósitos de glacis una edad Pleistoceno, por su relación con otras formaciones más antiguas, mientras que el resto de depósitos cuaternarios se les ha asignado una edad correspondiente al Holoceno.

2.3.1. Gravas y arenas. Terrazas (19 y 20)

En la Hoja aparecen distintos niveles de terrazas que pertenecen a los ríos Arlanza y Mataviejas. El Río Revilla situado en el extremo más septentrional de la zona y el Río Cubillo al N, solo presentan algún escarpe de terraza y escasos depósitos.

El Río Arlanza ha dejado a lo largo de su recorrido en esta zona una serie de terrazas escalonadas, situadas básicamente en su margen derecha, con una dirección clara E-O, situadas en la parte septentrional de la zona.

El Río Mataviejas por su parte, tiene alguna representación de terrazas, cerca de su desembocadura al Arlanza.

El principal curso de agua que atraviesa el norte de la Hoja es el Río Cubillo al cual aportan sus aguas el Río Carabibas o de las Canteras y el Río de la Vega-Río del Ángel, los cuales se unen a la altura de la localidad de Villamayor de los Montes, con una dirección prácticamente NE-O. Este río presenta una terraza al menos en este sector.

La carga fluvial transportada por estos ríos ha sido de gravas y arenas muy gruesas, de la misma manera que ha sucedido en otras partes de la Cuenca (MOLINA Y PÉREZ GÓNZALEZ, 1989).

Las cargas transportadas tienen un alto porcentaje (60-70%) de cantos y gravas, con características litológicas bastante comunes en términos generales ya que presentan un alto contenido en clastos de cuarcita, de areniscas ferruginosas, litarenitas, calizas, y en menor proporción de conglomerados, sedimentos del Terciario, cuarzo, algún clasto de pizarras y otras rocas metamórficas. Los tamaños que oscilan entre 4 y 25 cm de diámetro correspondiendo los mayores centiles a las terrazas del Arlanza; la matriz es arenosa amarillenta y mayoritariamente silíceo.

Estos materiales proceden de los sedimentos terciarios del borde Este de la Cuenca del Duero, del reciclaje de terrazas más antiguas y otra parte importante procede de las rocas mesozoicas de la Sierra de Covarrubias-Las Mambblas (Cordillera Ibérica) y paleozoicas de la Sierra de la Demanda, donde se encuentran las cabeceras de dichos sistemas fluviales. La matriz, si existe, suele ser arenosa, con granos de cuarzo y feldespatos; otras veces es microconglomerática. Así pues, la mayoría son terrazas siliciclásticas y calcáreas, estando las más antiguas algo más enrojecidas.

Sobre las terrazas altas han tenido lugar procesos de alteración que básicamente han consistido en rubefacción acompañada de illuviación de arcillas, rasgos de hidromorfismos y cantos decolorados, desarrollándose suelos rojos del orden de los Altisoles con diferente grado de madurez en función de la antigüedad de la terraza.

Como se ha comentado anteriormente la extensión superficial de algunas de las terrazas no es grande, ni su potencia en general, ya que no suelen sobrepasar los 3 m., situándose normalmente entre los 2 y 1 m. Su espesor no siempre es fácil de observar, ya que no suele aflorar su base o se encuentran sobre facies *silíceas* miocenas, siendo difícil discernir entre ambas, dada la similar naturaleza litológica y de facies que presentan ambos depósitos.

El nivel más alto de terrazas, que se registra en esta Hoja, pertenece al Río Arlanza, situado a +100 m-+90 m sobre el curso actual del río. Las terrazas más antiguas se encuentran instaladas sobre los materiales terciarios de este sector. El resto de las agrupaciones de terrazas más bajas, que se observan en el mapa geológico, se disponen bien sobre los materiales terciarios, bien sobre otra terraza previa, pudiendo hablarse de «terrazas solapadas», ya que no se observa el sustrato, (como es el caso de las terrazas bajas y la llanura actual de los cauces más importantes).

Se tratan de depósitos de carácter fluvial, en los que se observan estructuras internas como estratificaciones cruzadas a gran escala, estratificación cruzada planar, bases erosivas, cicatrices internas de relleno de canal, laminaciones cruzadas y paralelas, barras longitudinales, transversales y de acreción lateral, imbricaciones de cantos; predominando las facies de gravas (conglomeráticas) sobre las facies de arenas y una escasa representación de facies lutíticas todo ello indicando un modelo de canales de tipo «braided».

Por último se debe indicar que la división en terrazas no implica una cronología clara, respecto a las divisiones del Pleistoceno y del Holoceno.

2.3.2. Limos, arenas y gravas. Fondos de valle (21)

Son depósitos actuales y subactuales. Se consideran fondos de valle todos aquellos depósitos asociados a pequeños valles de fondo plano y barrancos de funcionamiento estacional

formados por materiales de carácter fluvial o por la combinación de estos con los aportes de las laderas (aluvial-coluvial); destacando en la Hoja de Lerma los de los Arroyos de Fuenteolmo, del Valle, Valinoso, del Cubillo, de Revenga, el de San Bartolomé y el de Ahijón entre otros.

La mayoría presentan una morfología de valles de fondo plano, con perfil en «U» heredados de otra época anterior con un clima más frío que el actual.

Los depósitos de fondo de valle tienen un espesor menor a 2-3 m y en general, suelen ser arcillas de tonos amarillo-anaranjado, limos grises y/ó gravas carbonatadas y silíceas, dependiendo de las rocas que existen en sus cabeceras y a lo largo de su recorrido.

2.3.3. Limos, arenas y gravas. Llanura aluvial (21)

En este apartado se incluyen los depósitos fluviales recientes relacionados directamente con la red actual. Los más significativos son los que constituyen la ribera del Arlanza, con anchuras de menos de 1 km, y con menos desarrollo los de los ríos Revilla, Mataviejas y Cubillo.

La litología de estos depósitos es similar a los que presentan los niveles de terraza aunque texturalmente suelen presentar un mayor contenido de finos. A techo aparecen los limos y arcillas de inundación, sobre los que se desarrollan los fértiles suelos pardos de vega (Entisoles).

2.3.4. Cantos, limos y arenas. Conos de deyección y abanicos aluviales (22)

Estos depósitos responden a una misma génesis, diferenciándose en la morfología que presentan. Los conos de deyección son de dimensiones pequeñas y generalmente con bastante pendiente, aparecen localizados preferentemente en la salida de pequeños barrancos a un valle de fondo plano de orden superior; buenos ejemplos aparecen en los ríos Arlanza, Revilla y Mataviejas, y en algunos arroyos.

Los abanicos aluviales, más amplios, aplanados y con una pendiente más baja que los conos. Se desarrollan sobre las llanuras de inundación y las terrazas bajas sobre los que prograda como los que aparecen en las riberas del Arlanza, del Angel-Cubillo.

El espesor de estos depósitos es variable pero por lo general de orden métrico, y la composición litológica muy heterogénea con gran porcentaje de finos y cantos de naturaleza muy diversa, aunque básicamente silícea.

3. TECTÓNICA

Los únicos materiales con deformación tectónica de la Hoja de Lerma se sitúan en su parte más oriental y tienen una edad que va del Jurásico al Paleógeno. El resto de materiales de la hoja, de edad fundamentalmente neógena, se encuentran indeformados.

La deformación que presentan las rocas ha tenido lugar durante el Ciclo Orogénico Alpino, en dos momentos distintos. Durante el Jurásico Superior-Cretácico inferior tuvo lugar un importante basculamiento relacionado con un proceso de rifting a escala regional. Posteriormente durante el Paleógeno (Oligoceno) y hasta el Mioceno Inferior, esta zona fue sometida a un importante episodio compresivo ligado a la Orogenia Alpina que dio lugar a la mayor parte de las estructuras presentes en esta Hoja.

Durante la etapa de rifting mesozoica se produjeron una serie de fosas o grabenes de las que al menos la más septentrional conserva la falla que lo generó. Esta falla de trazado NW-SE ha sido denominada Falla de Cubillo y ha sido activa durante el depósito de los grupos Tera y Urbión, los cuales presentan diferente espesor a ambos lados de la falla (ver apartado de estratigrafía).

Al sur de dicha falla la fosa tiene forma de semigraben basculado hacia el sur y aunque no aflora la falla que lo generó, ya que se situaría por debajo de los materiales neógenos, si se aprecia el engrosamiento en esa misma dirección de los grupos Tera y Urbión.

Durante la Orogenia Alpina la Falla de Cubillo fue invertida y en estos momentos presenta la morfología de una falla inversa bastante vertical, con levantamiento del bloque meridional (ver corte geológico I-I').

Además de la Falla de Cubillo durante la Orogenia Alpina se produjeron otras fallas inversas como la de Las Mamblas que produjo un levantamiento modesto de su bloque norte (ver corte geológico I-I').

Asociados con estas fallas se produjo un tren de pliegues (Fig. 3 y Esquema Tectónico) de traza axial subparalela a la traza de las fallas que presentan una acusada inmersión en dirección noroeste. De estos pliegues, sin duda el más importante es el Anticlinal de Cuevas de San Clemente, reconocido por primera vez por LARRAZET (1896), cuyo flanco norte está afectado por la Falla de Cubillo, dando paso hacia el Norte al Sinclinal de Lara. Este anticlinal presenta un plano axial ligeramente inclinado al Sur y en su núcleo afloran materiales jurásicos (ver corte geológico I-I'), los más antiguos de la Hoja. En el flanco sur de este anticlinal aparece una pequeña estructura sinclinal asociada a la falla inversa de Las Mamblas, aunque en su mayor parte aparece cubierto en «onlap» por materiales neógenos postorogénicos, lo que no permite reconocer las estructuras alpinas subyacentes, que vuelven a aflorar de nuevo en el Anticlinal de Ura, prolongación del de Carazo y situado al sur del río Arlanza. Sin embargo tanto de la observación de las hojas vecinas de Salas de los Infantes y Santo Domingo de Silos, como de la información de subsuelo obtenida de los perfiles de sismica de reflexión, realizados para investigación petrolera por la Compañía Phillips, se puede reconocer entre ambos anticlinales una amplia estructura sinclinal denominada Sinclinal de San Carlos (ver corte geológico I-I' y Fig. 3).

Lo mismo ocurre entre el Anticlinal de Ura y el vecino Anticlinal de Tejada (Hoja de Cilleruelo de Abajo), entre los que se sitúa un amplio afloramiento de materiales neógenos indeformados que recubren al Sinclinal de Santo Domingo de Silos (Fig. 3).

En base a todo esto y como ya se expuso en el apartado de estratigrafía, las estructuras alpinas controlan las salidas de los principales abanicos aluviales postorogénicos, de manera que sus principales paleovalles acceden a la Cuenca del Duero a través de las áreas sinclinales que constituyen zonas topográficamente deprimidas desde finales de la Orogenia Alpina.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja de Lerma se sitúa en el sector nororiental de la depresión del Duero, dentro de la Submeseta Septentrional, al mismo tiempo se enmarca en el límite occidental de la Cordillera Ibérica (Sierra de Cameros), es decir, al suroeste de la Sierra de la Demanda y al oeste de los Picos de Urbión (Fig. 1).

Como ya se ha mencionado en la introducción, el relieve en general es relativamente suave, salvo en el extremo oriental dónde el relieve es algo más abrupto, en el que afloran materiales mesozoicos y conglomerados terciarios, sobre los que se encaja la red fluvial, dejando a su paso a lo largo del tiempo, algunos sistemas de terrazas, y valles de fondo plano, con laderas más verticalizadas en la red secundaria.

Siguiendo criterios puramente descriptivos del relieve, en la Hoja de Lerma se pueden identificar fácilmente los resaltes mesozoicos de la Cordillera Ibérica y algunas de las clásicas Unidades Fisiográficas de las grandes Depresiones Castellanas (PEDRAZA *et al.*, 1986): Campiñas, Vertientes y Vegas.

Una gran parte de la extensión del área de estudio viene representada por un relieve con suaves ondulaciones, labrado sobre los sedimentos detríticos terciarios que se ve interrumpido por una serie de valles encajados en ellos, con cotas entre 880 m y 1.100 m. En la parte oriental este relieve es más acusado al estar sobrepuesto a las litologías más gruesas y resistentes del terciario. La Campiña enlaza con este relieve y se localiza en un amplio sector de la zona meridional y occidental, como sucede en el entorno del Río Arlanza-Revilla, presentando un relieve suave y alomado, con cotas entre los 1.000 m-900 m. Las Vegas se sitúan en el fondo plano de los valles fluviales más importantes y se encuentran entre los 900 m y los 820 m.

En la esquina nororiental aparecen los relieves de la Cordillera Ibérica, labrados sobre materiales resistentes (calizas y conglomerados) del Mesozoico que dan lugar a una zona más elevada de dirección NO-SE (Sierra de Covarrubias) dónde las altitudes se encuentran siempre por encima de los 1.000 m-1.100 m y con la cota más alta situada en el Pico de las Mamblas (1.241 m).

En los interfluvios desde el noreste hacia el suroeste, va descendiendo la cota suavemente, encontrándose las cotas más bajas (820 m) en la llanura aluvial del Río Arlanza en la esquina SO de la Hoja (Granja Santa Cecilia).

El modelado fluvial es una de las características de este paisaje fundamentalmente meseteño, siendo el Río Arlanza el principal curso de agua que atraviesa de E a O la parte meridional de la Hoja. Con rango menor están el Río Mataviejas al SE y el Río Revilla, que excavan respectivamente desde la parte sureste de la zona hacia el N, y vierten sus aguas al Arlanza en las localidades de Puenteadura y de Lerma respectivamente. Al N-NO se encuentra el Río Cubillo-Río Ángel con una dirección prácticamente E-O. Además se encuentran otros cursos de agua de menor entidad como son los Arroyos de Fuenteolmo, del Valle, Valinoso, del Cubillo, de Revenga y el de Ahijón entre otros.

Esta comarca de la mitad meridional de la provincia burgalesa, se halla situada en la región denominada Iberia Verde Continental Extremada (I.2.2) (FONT TULLOT, 1983), con un clima

Mediterráneo (semiárido) de interior, que se caracteriza por la severidad de sus inviernos, con numerosas heladas (más de 75 días entre los meses de octubre y mayo) y sus veranos calurosos y secos, con insolación importante. Las precipitaciones medias anuales oscilan entre 500-800 mm, aunque se aprecian variaciones significativas, según se trate de las áreas de Campiña, con una altitud media en torno a los 920 m, o de las estribaciones de la Cordillera Ibérica, cuyas cotas superan los 1.100 m. Su distribución es irregular a lo largo del año, registrándose las más importantes, en forma de lluvia y nieve, durante los meses comprendidos en el intervalo octubre-mayo.

De acuerdo con lo expuesto y siguiendo la clasificación de PAPADAKIS, (1966) el clima de la zona se incluye en el tipo Mediterráneo semiárido continental, con un régimen térmico semi-cálido.

4.2. ANTECEDENTES

La bibliografía que existe sobre la zona, relativa a aspectos geomorfológicos concretos, es escasa y de ámbito regional. Los primeros trabajos corresponden a HERNÁNDEZ PACHECO (1932) sobre las terrazas del Duero y a SCHWENZER, (1936, 1943) que trata sobre los arrasamientos y las diferentes superficies escalonadas en el Sistema Central y su piedemonte; ideas rebatidas posteriormente por BIROT Y SOLÉ, (1954). Además de otros trabajos de HERNÁNDEZ PACHECO (1957) y PLANS (1969), y GLADFELTER (1971).

Más recientemente los trabajos de ORDOÑEZ *et al.*, (1976); MOLINA Y ARMENTEROS (1986.); MOLINA Y PÉREZ-GONZÁLEZ (1989) y GRACIA *et al.*, (1990), abordan problemas relacionados con los depósitos fini-neógenos y las superficies de erosión, desarrolladas tanto sobre los páramos como en la periferia montañosa de la Cuenca del Duero. 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.

ITGE-ENRESA (1991) realiza el Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España a escala 1:100.000. 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 mayor parte de la Hoja pertenece al gran dominio morfoestructural de la Cuenca del Duero, situándose al NE del Sector Central de PÉREZ-GONZÁLEZ (1989) y PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.* (1994), donde se ubican los extensos páramos de la meseta castellana (Palencia-Valladolid). Por otro lado el sector más nororiental de la Hoja (Sierra de Covarrubias) pertenece o forma parte de Rama Norte de la Cordillera Ibérica (Sector occidental de Los Cameros), de donde proceden los sistemas fluviales más importantes de la zona como son el Río Arlanza y el Mataviejas.

En esta zona las características del relieve están relacionadas, en primer lugar, con el levantamiento y erosión a lo largo del Terciario (ciclo Alpino) del borde SO de la Cordillera Ibérica y el relleno sedimentario coetáneo de la Cuenca del Duero y por último con los procesos erosivos que dan lugar al vaciado de dicha cuenca durante el Cuaternario.

En la Cordillera Ibérica los procesos erosivos durante el Terciario han dado lugar al menos a dos superficies de importancia regional, la más antigua (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1994), denominada S1, es considerada intraterciaria (Mioceno Inferior) y se ha reconocido en la zona de Covarrubias. Al mismo tiempo también se han producido importantes paleovalles como el Paleo-Arlanza y el Paleo-Mataviejas (POL, 1985) que han tenido un papel importante en el desarrollo de los sistemas de abanicos miocenos y posteriormente en el trazado de la red fluvial cuaternaria. La segunda superficie erosiva (S2) se correlaciona con la «Superficie de erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica» (PEÑA, *et al.*, 1984) y es finiterciaria.

Esta superficie S2 parece que aprovecha en parte o es continuación de la pendiente deposicional de los sistemas de abanicos cuarcíticos de este borde de la Cuenca del Duero.

La actuación de la red fluvial durante el Cuaternario (s.l.), ha proporcionado la morfología actual de la zona estudiada (morfogénesis fluvial), la cual ha actuado, de forma erosiva, sobre un sustrato de rocas con diferente litología y competencia, y con diferentes disposiciones estructurales subhorizontales e inclinadas (plegadas) bien del Mesozoico, Paleógeno, bien del Terciario.

En la Hoja de Lerma se pueden separar dos áreas con diferencias morfoestructurales: 1) un relieve armado fundamentalmente sobre rocas calcáreas y conglomeráticas del Mesozoico-Paleógeno que fueron deformadas previamente al Neógeno y 2) un piedemonte que desciende hacia el SE hasta una zona con relieve más suave que ocupan la mayor parte de la Hoja. Este área, creada a partir de un sustrato neógeno indeformado, presenta gran heterogeneidad, debido a las variaciones en la competencia de las distintas litologías. Por esto gran parte del modelado resultante es el de una campiña con formas alomadas suaves, en la que destacan cerros aislados y replanos estructurales, creados donde existen niveles más compactos o cementados como son los conglomerados, areniscas y algunos caliches.

Así las formas planas, son los elementos que conforman el modelado de menos del 45% de la Hoja. Estas formas planas presentan varios niveles, ninguno de los cuales destaca por encima del resto, presentan cotas variables entre los 1.000 m y 860 m, y aportan multitud de pequeñas formas derivadas: cornisas, replanos, cerros testigo.

Otro elemento que aparece en esta Hoja, son las terrazas fluviales que con distribución y desarrollo desigual, aparecen en el valle del Río Arlanza, en el Río Mataviejas, y alguna pequeña representación en los ríos Cubillo y de Revilla, todos ellos subsidiarios del primero.

La arteria principal de drenaje corresponde al Río Arlanza situado en la parte meridional, el cual accede a la cuenca terciaria por un paleovalle relacionado con la superficie intramiocena (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1994); presentando un trazado E-O, que transcurre por un valle asimétrico y poco amplio en este sector, con importante desarrollo de terrazas, situadas sobre todo en su margen derecha y con poca extensión superficial, aunque actualmente el río tiende a erosionar dicho margen.

En el sector septentrional discurre el Río Cubillo también subsidiario del Arlanza, con escasas formas de acumulación fluvial en este sector de su recorrido. En la esquina sureste de la hoja se encuentra el Río Mataviejas, el cual vierte sus aguas al Río Arlanza en la localidad de Puenteadura, el cual presenta un escaso desarrollo de terrazas. Además existen una serie de ríos de menor entidad y de arroyos entre los que destacan los ríos de la Vega, Carabibas o de las Canteras, del Ángel, Arroyo de Fuenteolmo, del Valle, Valinoso, de las Canteras, del Cubillo, de Revenga, de Vegarroyo, Tordable, de San Bartolomé y el de Ahijón entre otros.

La distribución y morfología de la red secundaria de drenaje puede considerarse como un drenaje dendrítico, aunque se observa más bien un drenaje paralelo entre los cursos principales (Arlanza y Cubillo), sobretodo al oeste, donde los interfluvios se encuentran con una dirección predominante E-O. Este tipo de red, de carácter mixto, es típica de regiones con litologías uniformes y ausencia de controles estructurales, discurriendo por superficies de pendientes uniformes.

4.3.2. Estudio del modelado y formaciones superficiales

Como se ha comentado anteriormente, el encajamiento y jerarquización de los ríos, situados al oeste de la Cordillera Ibérica y norte del Sistema Central, sucede desde hace millones de años y prosigue en la actualidad. Se produce sobre materiales mesozoicos y terciarios provocando una pérdida de volumen en la Cuenca del Duero, además del reciclaje de los materiales cuaternarios previamente depositados.

Así pues, una vez conocidas las características litoestructurales de los materiales detríticos y carbonatados alternantes que aparecen en la Hoja; Estos se pueden considerar homogéneos a nivel de capa, pero en conjunto dan lugar a una neta erosión diferencial, donde se resaltan los niveles más competentes y/o cementados con disposiciones estructurales subhorizontales y plegadas según las Unidades morfoestructurales diferenciadas.

Por otro lado, ha de tenerse en cuenta que el agente principal, que ha condicionado el modelado de la Hoja, ha sido la morfogénesis fluvial, pasando a describirse a continuación las diferentes morfologías (formas) tanto de acumulación como de erosión, bajo el plano de los agentes externos.

Como ya se ha apuntado, tienen un significado y desarrollo importante las formas estructurales y sobretodo las formas fluviales, con formas de acumulación como terrazas, llanuras aluviales, abanicos y fondos de valle, además de otras con génesis diferentes como canchales y coluviones, junto con las ligadas a la actividad kárstica y las antrópicas completan el conjunto de formas presentes en la Hoja, que se describirán agrupadas según el proceso generador.

4.3.2.1. Formas estructurales

Estas formas se observan por toda la Hoja, teniendo quizá más importancia en la parte oriental de la misma. Las formas estructurales están determinadas por las interrelaciones entre la litología, la disposición de las capas sedimentarias y la erosión, ya que la estructura del sustrato resalta por la acción de la incisión fluvial.

En el sector oriental las capas del Mesozoico y Paleógeno se encuentran inclinadas, y sobre ellas existen algunas formas estructurales típicas de rocas con deformación previa (relieve estructural plegado), así se observan escarpes estructurales, crestas, cerros cónicos y trazas de capa con inclinación de buzamiento.

En el caso de las capas sedimentarias del Mioceno prácticamente horizontales, la mayoría de las formas estructurales dependen de la litología (caliches, conglomerados y areniscas cementadas, arcillas y limos), dónde la erosión diferencial entre las capas resistentes y las poco consolidadas han producido el típico modelado tabular o en plataformas de los interfluvios, con replanos y escarpes estructurales sobre las vertientes, conservados dónde existe una capa competente o dura a techo.

En esta Hoja la distribución de los replanos estructurales está más o menos repartida de forma homogénea por toda ella, al no existir ningún nivel competente de mayor entidad. Aunque se podría destacar los distintos replanos desarrollados a diferentes cotas (entre 1.000 m-950 m) sobre los niveles de conglomeráticos de facies marginales situados en el cuadrante oriental.

El resto de los niveles de rocas competentes (sobre todo areniscas y conglomerados y algún calcimorfo), intercalados a distintas alturas en la serie, dan lugar a las formas a menor escala, como cerros cónicos o a veces con techo plano, como sucede al S de la localidad de Tordueles en el alto de San Cristóbal (967 m) y otros lugares de la Hoja.

La superficie estructural del páramo inferior se encuentra sobre las denominadas «calizas inferiores», las cuales definen replanos de mayores dimensiones hacia el oeste y sur de la Cuenca del Duero, aunque en esta Hoja solo se observan en la esquina suroccidental de la Hoja (a una cota de unos 920-900 m) cerca de la localidad de Paules del Agua. Además existen hombros y cornisas adosadas y escalonadas a diferentes alturas.

No se han incluido en el Mapa Geomorfológico sectores con superficies estructurales degradadas, pero existen, es decir, se supone que en su momento han podido existir dichas superficies, pero por efecto de la erosión sobre materiales relativamente deleznable (conglomerados, areniscas con o sin cemento carbonatado, alternando con capas de conglomerados y limos) no se conservan en toda su extensión, dando un aspecto suavemente alomado.

4.3.2.2. *Formas fluviales*

Dentro de las formas fluviales, se pueden citar las terrazas y sus escarpes que presentan los ríos que surcan la Hoja. También están presentes las llanuras de inundación, meandros abandonados, el lecho actual, los fondos de valles, abanicos aluviales, conos de deyección, las cárcavas, gargantas-cañones y la incisión lineal.

Las terrazas fluviales (junto con sus escarpes) representan los distintos momentos de estabilidad entre las sucesivas etapas de encajamiento del sistema fluvial, en esta Hoja tienen una presencia limitada al sur de la misma. La llanura aluvial o llanura de inundación representa los depósitos más recientes de los cursos fluviales mayores.

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).

El Río Arlanza, es practicamente el único en la zona que en su proceso de encajamiento ha dejado distintos niveles de terrazas, con una serie de niveles de terrazas escalonadas o solapadas en el tramo bajo, preferentemente en la margen derecha, dando lugar a una vertiente bastante escarpada (escarpe vivo) en la margen contraria (izquierda) con desniveles del orden de 10-50 m en algunos puntos de su recorrido en el tramo Covarrubias-Lerma.

	Arlanza	Mataviejas
T. Altas	{ Ac +(100-95) m Ad +(90-70) m Ae +(60-50) m	
T. Medias	{ Af +(40-30)m Ag +(25-20)m	
T. Bajas	{ Ah +(15-10) m Ai +(9-7) m Aj +5 m	Mf +10 m Mg +(9-7) m Mh +5 m
LL.	{ Ak +(3-2) m??	

Este río presenta en este sector 10 niveles de terraza, desde los +100 m sobre el cauce actual a los +3 m de la terraza más baja, como se puede observar en el Mapa Geomorfológico y en los cortes I-I' y II-II'. Las cinco terrazas más antiguas (Ac-Ag) solo se observan en la margen derecha del cauce actual entre las localidades de Puenteadura y Santa Cecilia.

En el Río Arlanza aparecen niveles de terrazas escalonadas bajas, situadas a +9 m y +3-2 m en ambas márgenes, en todo el ámbito de la Hoja, así como en la zona de confluencia con el Río Mataviejas y con el Río de Revilla. Aunque actualmente se observan zonas donde no se depositaron o bien han sido erosionadas posteriormente por el propio curso del río, como es el caso del tramo (meandro) entre Quintanilla del Agua y Tordueles.

Desarrolla una llanura aluvial situada +2-1m sobre el lecho actual con meandros abandonados y abundantes barras de acreción lateral.

Los depósitos de las terrazas del Arlanza como formaciones superficiales, tienen una litología que en general, se tratan de gravas cuarcíticas, areniscas, arenas y limos, con algún clasto de caliza; presentan ordenamientos internos: estratificaciones cruzadas, imbricaciones de cantos, a veces con moderada clasificación de cantos; y otras veces, su aspecto es masivo. En general el grado de cementación es bajo a medio en estas terrazas bajas que se observan en esta Hoja. El grado de redondeamiento varía entre subangulosos a muy redondeado; Los tamaños de los cantos varían desde mayores a los 20 cm a menores de 2 cm.

En el Río Mataviejas se han diferenciado tres niveles de terrazas bajas desde +10 m a +5 m. Para el Río Cubillo y de Revilla se observan terrazas bajas (+ 3-5m). al oeste de Villamayor de los Montes y al sureste de Lerma respectivamente.

Los depósitos de vega o de llanura de inundación presentan similares características que el cauce, pero con una heterometría menos marcada, dando muestras mal clasificadas en la cabecera y normalmente clasificadas en el resto del curso.

En las llanuras de inundación del Arlanza, Mataviejas, Cubillo, del Revilla y otros ríos secundarios presentan un horizonte a techo de limos grises o pardos (y arcillas) que por su fertilidad constituye las llamadas «vegas» de los ríos, de interés agrícola.

El lecho actual o «lecho aparente» aparece más o menos bien delimitado por sus márgenes o bien se encuentra encauzado artificialmente en algunos puntos como es el caso del Arlanza.

Practicamente estas llanuras aluviales no son funcionales hoy en día, al menos en toda su extensión, ya que en las épocas de mayores escorrentías son los lechos actuales de cada río los que recogen la totalidad del caudal, desbordándose e inundando solo en determinados puntos, como es el caso del Arlanza-Revilla en el entorno de la localidad de Lerma.

Los fondos de valle son aquellos depósitos que ocupan y tapizan las partes bajas de los valles y barrancos de la red secundaria. Su génesis puede ser puramente fluvial y más frecuentemente mixta, con aportes generados en las vertientes (soliflucción). Estos depósitos se encuentran en la red secundaria repartidos por toda la Hoja. La mayoría son pequeños valles de fondo plano y barrancos de funcionamiento estacional formados por materiales de carácter aluvial o por la combinación de estos con los aportes de las laderas (aluvial-coluvial); entre los que están los Arroyos de Cubillo, de Vegarroyo, de San Pedro, del Valle, de San Bartolomé, de la Vega, Tordable, Valinoso, de Revenga, de las Canteras, del Cubillo, del Ahijón y Arroyo de Fuenteolmo, etc.

En general presentan una morfología de valles de fondo plano, con perfil en «U» heredados de otra época anterior con un clima más frío que el actual, dónde la incisión lineal actual escava en estos depósitos previos aluvial-coluviales.

En general los depósitos de fondo de valle tienen un espesor menor a 2-3m. y se tratan en general, aunque dependiendo de las rocas que existen en sus cabeceras y a lo largo de su recorrido, suelen ser arcillas de tonos amarillo-anaranjado, limos grises y gravas.

Sobre las llanuras de inundación, las terrazas, los fondos de valle y en la desembocadura de cursos de orden menor, aparecen otras formas de acumulación como son los abanicos aluviales y los conos de deyección. Estas formas tienen un mismo origen, diferenciándose por la mayor dimensión de los primeros, su menor pendiente longitudinal y un perfil convexo más suave. Los abanicos más importantes aparecen sobre las terrazas y las llanuras aluviales de los Ríos Arlanza y Cubillo, y los conos de deyección sobre las llanuras aluviales y fondos de valle de todos los ríos como el Mataviejas, de Revilla, del Angel y en el Arroyo del Valle de forma destacada.

Las formas denudativas son poco importantes en la Hoja. Entre ellas se encuentran las cárcavas, formas que con diferente desarrollo está presente en toda la Hoja, siendo las más destacadas las situadas en el NE y en la parte más meridional de la zona, consecuencia de la incisión lineal por barrancos en aquellas laderas y/o escarpes de formas planas colgadas.

A la vez, la incisión lineal es patente en las vertientes de los arroyos de la red secundaria, que afecta los sedimentos mesozoicos y a los sedimentos detríticos terciarios de la Hoja de Lerma; En estas laderas, a veces muy verticalizadas, se desarrolla un conjunto de regueros más o menos cortos, todos ellos convergen, conformando con el colector principal un drenaje dendrítico.

Otra forma de incisión y erosión fluvial son las gargantas-cañones, las cuales se desarrollan sobre materiales carbonatados del Mesozoico, cuyo origen podría ser fluvio-cárstico. Se observan en el sector NE de la Hoja, en el Río de la Vega, entre Mecerreyes y Cuevas de San Clemente, no es muy pronunciada pero destaca en el modelado del relieve en esta zona, así como la existente al N de la localidad del Tornadijo creada por el Río Carabibas o de las Canteras, ya fuera de la Hoja.

4.3.2.3. *Formas poligénicas*

Dentro de este grupo se encuentran todas aquellas formas en cuya génesis ha intervenido más de un proceso. En el caso de la Hoja de Lerma estas formas están representadas por la Superficie de erosión Fundamental situada entre 1.100 m y 1.000 m en el sector oriental.

La Superficie de erosión Fundamental aparece aquí desarrollada sobre las rocas mesozoicas y miocenas (conglomerados y brechas carbonatadas) que se encuentran en el sector nororiental del Mapa, entre las localidades de Castroceniza en el SE, el Alto del Bardal y Hontoria de la Cantera al NE (fuera de la Hoja), teniendo más extensión superficial en el entorno Mecerreyes-Covarrubias (Cortes I y II).

En general está bien conservada, salvo en las proximidades de Cubillo del César (esquina NE) dónde se encuentra degradada, y prácticamente corresponde a una superficie estructural con retoques erosivos. Esta superficie por los rasgos morfológicos y mineralógicos que presenta se correlacionaría con con la S2 de PEÑA *et al.* (1984) y con la «Superficie Superior» de MOLINA Y ARMENTEROS (1986), a la que atribuyen una edad pliocena (MOLINA, 1975; ORDÓÑEZ *et al.*, 1976; AGUIRRE *et al.*, 1976), y (GRACIA *et al.*, 1990) quienes le otorgan una edad Turoliense-Plioceno.

Esta superficie parece que aprovecha en parte o es continuación de la pendiente deposicional de los sistemas de abanicos cuarcíticos de este borde de la Cuenca del Duero.

4.3.2.4. *Formas de laderas*

Dentro de este tipo de formas exogenas solo se han representado coluviones y canchales. A lo largo de toda la Hoja existen coluviones, los cuales están originados por la acción conjunta

de la gravedad, soliflucción y arroyada laminar en las laderas; cartográficamente solo se han representado algunos en el Mapa Geomorfológico, pues gran parte de las vertientes de la Hoja se encuentran regularizadas, estando recubiertas de cantos y material fino que enmascara el sustrato terciario y mesozoico. Los canchales o pedrizas están repartidos desigualmente en el sector oriental de la Hoja, y también están escasamente representados en el mapa. Normalmente están adosados al sustrato mesozoico o bien a los abanicos miocenos del borde de la cuenca. Presentan clastos angulosos de tamaño variable, con pocos finos en superficie. Estos clastos se movilizan a lo largo del talud en ciclos de hielo-deshielo por soliflucción o *frost creep*.

Además existen puntualmente fenómenos gravitacionales asociados a las vertientes, consistentes en desprendimiento de bloques o caídas de bloques, en el Mapa Geomorfológico tampoco se han representado debido a su escasa extensión superficial.

4.3.2.5. *Formas lacustres (Formas endorreicas)*

Corresponden a pequeñas lagunas o encharcamientos de poca profundidad (menor de 1,5 m) y que con formas redondeadas u ovaladas (labajos). Son funcionales estacionalmente, desapareciendo en la época seca, en la que muestran un fondo de limos. Aparecen emplazadas sobre superficies más o menos planas de poca pendiente, en este caso sobre el terciario conglomerático-limo-arcilloso subyacente (abanicos de borde) que se encuentra al oeste de Mecerreyes, entre el Alto de las Cabezas (994 m), Alto Raigón (1.009 m) y las Tenadas de los Llanos, y más al sur entre Las Tenadas de la Rosa y Alto de Matalagarto (1.004 m) (al NE de Quintanilla del Agua). En este contexto, su origen podría relacionarse con pequeñas cubetas erosivas causadas por deflación eólica.

4.3.2.6. *Formas kársticas*

En la Hoja no tienen representación cartográfica las formas kársticas. En la zona oriental y meridional, sobre las calizas del Cretácico superior, aparecen pequeñas dolinas, no representadas en el Mapa Geomorfológico.

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. No se han observado depresiones irregulares de dimensiones destacadas, como auténticas dolinas s.s.

4.3.2.7. *Formas antrópicas*

Las formas que se han diferenciado en este apartado pertenecen a los asentamientos y actividades humanas más destacadas: Canteras, vertederos y núcleos urbanos. Las canteras se encuentran en la zona del Anticlinal de Cuevas de San Clemente (entre las localidades de Cuevas de San Clemente y Cubillo del César) y Anticlinal de Carazo y en la ribera o llanura de

inundación del Río Arlanza, donde se extrae materiales para áridos, algunas de ellas hoy en día abandonadas. En las primeras explotan calizas cretácicas y otros materiales mesozoicos, además de arcillas miocenas, que más tarde comentaremos en el apartado de Geología Ecológica.

El núcleo urbano más destacado es la villa de Lerma, situado en la ribera del Arlanza en la parte meridional de la Hoja.

4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

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 dichos procesos, a partir del «instante» en que consideramos que cambian las condiciones geodinámicas pre-existentes de sedimentogénesis en las cuencas terciarias, a una morfogénesis erosiva generalizada.

Para ello hay que integrar la Hoja dentro de su contexto regional, que es el borde centro-oriental de la Cuenca del Duero, en el entronque con la Cordillera Ibérica, al N del Sistema Central y de la Cuenca de Almazán.

Si se considera la ubicación de la Hoja y las características litológicas del sustrato, la evolución dinámica se caracteriza por una morfogénesis de disección fluvial. Este hecho podría explicarse como un reflejo de que la Cuenca ha dejado de ser endorreica y a pasado a ser exorreica, con lo que el nivel de base sería más bajo y la erosión sería más importante en la zona.

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 (Sector Centro-oriental), la generalización de un ambiente lacustre representado por las «calizas superiores» del páramo (fuera de la Hoja), claramente expansivas sobre la periferia, de tal modo que el sediplano calcáreo engrasa (y fosiliza) hacia los bordes con pedimentos más o menos extensos, correspondientes a la denominada superficie de erosión fini-neógena (que ya venía elaborándose desde antes). Lo cual 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 tiene lugar la desecación de las zonas lacustres carbonatadas y la exposición subaérea de las mismas, 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 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.

Esta evolución se iniciaría a partir de un paisaje finineógeno dominado por la sedimentación, en un contexto de abanicos aluviales húmedos de alta eficacia de transporte. 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 (ORDOÑEZ *et al.*, *op. cit.*), se depositan 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.

Es decir, posteriormente al depósito finineógeno se produce la disección y jerarquización de la red fluvial, ya que la disposición de los principales cursos de agua (como el paleo-Arlanza y paleo-Mataviejas) es prácticamente la misma que la de los abanicos que existieron durante el Neógeno, para dar lugar a la red de sistemas fluviales que se observan hoy en día (Río Arlanza, Mataviejas, etc.).

El inicio del proceso de disección o del encajamiento fluvial, que habitualmente se ha considerado el tránsito Neógeno-Cuaternario (AGUIRRE, 1989), de acuerdo con MARTÍN SERRANO (1991), es consecuencia, como ya hemos comentado, de la captura de la Cuenca del Duero por la red fluvial que progresa desde el Atlántico, con diferente grado de disección de los diversos sectores de la Cuenca. 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 endorreico de la Cuenca del Duero, y comienza su erosión y vaciado hacia el Atlántico

Simultáneamente o con posterioridad a las Rañas de este sector de la Cuenca, tiene lugar el inicio del encajamiento del paleo-Duero (al S de la Hoja) ya como curso exorreico. A lo largo de éste 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.

Así se define un relieve de tipo estructural en base a las características litológicas del sustrato mesozoico y neógeno 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, situados al oeste y sur de esta Hoja de Lerma) a partir del techo del piedemonte.

En determinados momentos de la gliptogénesis fluvial se desarrollan, principalmente en los cauces de los grandes ríos, como el Arlanza, niveles de acreción lateral que constituyen las terrazas fluviales, conformando plataformas alargadas de gravas cuarcíticas, quedando dispuestas escalonada y subparalelamente a los cursos fluviales por los sucesivos encajamientos de los mismos. Ligeramente retardada en el tiempo se originaría y encajaría la red secundaria constituida por 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. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL: TENDENCIAS FUTURAS

En la Hoja de Lerma la estabilidad neotectónica, la naturaleza y disposición de los materiales que aparecen en ella y por último el clima imperante en la misma, son los factores principales de la práctica inexistencia de procesos geológicos recientes, tanto denudativos como sedimentarios de importancia.

De cara a un futuro próximo, no se prevén cambios sustanciales en los procesos actuales ni desequilibrios morfológicos.

La incisión en barrancos, algunas cárcavas y los procesos de ladera, tienden a rebajar los interfluvios con el fin de conseguir un mayor equilibrio y homogeneización del relieve.

En los niveles de materiales más competentes (algunos cementados), que forman cornisas y resaltes en éstas vertientes escarpadas propias de éste tipo de relieve, son frecuentes la caída de bloques.

La erosión lateral del Arlanza existe actualmente, a nivel local, por migración lateral del cauce en las zonas de meandro, produciendo socavamiento en los márgenes cóncavos, como sucede en la confluencia con el Arroyo Redosillo, al SE de la Hoja, en la localidad de Punentadura y en las proximidades de Tordueles. El Río Mataviejas también presenta a lo largo de su traza algunos puntos donde existe erosión lateral del cauce.

En la zona de confluencia del Río de Revilla con el Arlanza existe peligro de inundaciones en caso de precipitaciones intensas, es decir, en el entorno de las riberas de estos ríos, en la localidad de Lerma, como ha sucedido hace unos años. Ya que la llanura aluvial del Arlanza a su paso por la villa de Lerma se estrecha, provocando un tapón que hace inundable la práctica totalidad de dicha llanura aluvial, al mismo tiempo que al existir importantes precipitaciones, su afluente el Río Revilla aumenta también su caudal, al mismo tiempo que también lo hacen los Arroyos de Valdemansilla y San Bartolomé, los cuales desaguan en la margen derecha del Arlanza en dicha localidad, lo que agrava las posibles inundaciones en el entorno de Lerma.

Para la prevención de grandes avenidas en esta zona del Arlanza se ha encauzado el río a su paso por Lerma, y también se han aplicado otras medidas correctoras para imposibilitar su desbordamiento en este sector.

Los procesos fluviales de sedimentación actual se pueden reconocer en los lechos actuales y en los fondos de valle con formación de pequeños conos de deyección, los cuales pueden ser activos estacionalmente.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja de Lerma se corresponde estrechamente o tiene conexión con la evolución tectosedimentaria del borde oriental de la Cuenca del Duero, y occidental de la Cordillera Ibérica.

La historia geológica correspondiente al desarrollo de la cuenca mesozoica ha sido previamente descrita en el capítulo de estratigrafía. La sucesión Jurásico-cretácica puede subdividirse en tres

unidades con diferente significado geodinámico, que se identifican actualmente con los estadios pre-rift, sinrift y post-rift (subsistencia térmica) en relación con la apertura del Atlántico.

La primera de estas unidades corresponde a la sucesión del Jurásico marino, de carácter carbonatado, que se depositó en un ambiente estable de plataforma, inicialmente por debajo de la acción del oleaje, y más tarde en una plataforma externa con energía hidrodinámica variable.

Por encima de la serie del Jurásico marino, aparecen sedimentos continentales fluvio-lacustres que los diferentes autores han denominado Facies Purbeck-Weald, con grandes y frecuentes variaciones de espesor en las cuencas ibéricas, a consecuencia de su carácter sinextensional. Esta unidad sólo presenta un espesor de 250 m en esta Hoja, y aparece limitada por dos superficies de discordancia de bajo ángulo, que atestiguan los movimientos tectónicos mencionados, tradicionalmente denominados neokiméricos. El levantamiento de la cuenca, que implica el paso de un ambiente marino a continental, se relaciona con el proceso de «doming» térmico que acompaña el inicio de la etapa sinrift. La edad de esta unidad no se conoce con precisión, aunque debe situarse entre el Jurásico Superior y el Cretácico inferior.

Al igual que en el resto de la Cordillera Ibérica, el Cretácico superior se inicia con facies principalmente continentales (Formación Utrillas). En el Cenomaniense, la fuerte subsidencia da lugar a la superposición de facies marinas profundas, que evolucionan hacia facies carbonatadas más someras durante la mayor parte del Cretácico Superior, incluso restringidas en el Campaniense.

El Maastrichtiense es de facies continental y da paso a una sucesión terciaria de similares características en su parte basal (Garumniense), con alternancia de formaciones de origen fluvial y lacustre. En la vecina Hoja de Cilleruelo de Abajo las paleocorrientes indican un flujo hacia el E en la parte basal de la sucesión terciaria, que se invierten posteriormente hacia el NO (SO en la Hoja de Lerma). Esta inversión significa probablemente el comienzo del relleno de la cuenca sinorogénica relacionada con el levantamiento de la Cordillera Ibérica, con un cambio de área fuente, situada en el Macizo Ibérico en la etapa preorogénica y en la Cordillera Ibérica durante su levantamiento en la Orogenia Alpina. La sucesión terciaria afectada por la deformación alpina, culmina con un tramo conglomerático en donde se presenta una discordancia progresiva y discordancias internas menores, relacionadas con el basculamiento del flanco sur del anticlinal de Cuevas de San Clemente. Esta sucesión, de edad probablemente Oligocena, está constituida mayoritariamente por conglomerados, dispuestos en una secuencia general granocreciente y depositados mediante abanicos aluviales.

Sobre la sucesión mesozoica, y sobre la sucesión terciaria pre y sinorogénica de esta Hoja, se disponen en discordancia sedimentos postorogénicos esencialmente indeformados, cuya edad neógena es bien conocida en sectores próximos de la cuenca del Duero. Esta sucesión neógena se apoya en «onlap» sobre un paleorrelieve, cuya morfología está directamente emparentada con el relieve actual, de modo que la observación de las cuencas de drenaje actuales en los materiales mesozoicos nos indica directamente la importancia de los abanicos aluviales neógenos, la naturaleza de sus clastos y la localización de sus ápices de entrada a la Cuenca del Duero. Así, en torno al flanco sur del Anticlinal de Cuevas de San Clemente se presenta una orla o cinturón aluvial de conglomerados de cantos angulosos (Sistema de Abanicos de Mecerreyes)

de área fuente mesozoica que proceden de la erosión de dicho anticlinal. Estos abanicos son de pequeñas dimensiones y están asociados a cuencas de drenaje de reducidas dimensiones.

En contraste con los abanicos que orlan el relieve creado por el Anticlinal de Cuevas de San Clemente, los dos abanicos mayores de la Hoja irrumpieron en la cuenca longitudinalmente a las estructuras, encauzados a lo largo de los sinclinales de Covarrubias y Santo Domingo de Silos, coincidiendo con los mayores ríos actuales, que son el Arlanza y Mataviejas, respectivamente. El Sistema del Arlanza, de carácter aluvial-fluvial, contiene clastos procedentes de un área fuente metamórfica, y es el más extenso de este sector de la cuenca del Duero. Este abánico tenía su entrada a la Cuenca Terciaria del Duero por el actual río Arlanza, por lo que constituyó un paleo-Arlanza que drenaba, al igual que ocurre actualmente, el extenso macizo paleozoico de la Sierra de la Demanda.

La orla aluvial que bordea los relieves de la Cordillera Ibérica conectaba con sistemas lacustre-palustres hacia el centro de la Cuenca del Duero. Estos sistemas experimentaron sucesivos estadios de expansión y retracción, de modo que aparecen intercaladas este material terrígeno fino de las facies distales de los sistemas aluviales o fluviales. En la vecina hoja de Cilleruelo de Abajo puede observarse como la máxima expansión de los abanicos coincide con la máxima retracción de las calizas lacustres.

En esta Hoja, los depósitos lacustre-palustres solo están bien desarrollados en la esquina suroeste, aunque alcanzan mayor desarrollo en las hojas vecinas.

En el Mioceno superior-Plioceno tiene lugar el depósito de lo que distintos autores han englobado bajo el término de Rañas. Estos depósitos, con cierto carácter progradante, representarían las últimas acumulaciones con expresión morfológica conservada.

Con el comienzo de la gliptogénesis fluvial, queda concluida la etapa endorreica de la Cuenca, y comienza su exorreísmo hacia el Atlántico. Este proceso se produce al progresar la red fluvial neógena desde el Atlántico sobre el zócalo hercínico, llegando a alcanzar las cuencas endorreicas de la Meseta Castellana (MARTÍN SERRANO, 1988a, b). Este proceso, de acuerdo con este autor, presenta un cierto desfase de la erosión y vaciado de la cuenca, lo que determina el heterocronismo de las rañas y de las terrazas altas de los grandes ríos del oeste hacia el este.

Tradicionalmente el inicio del encajamiento fluvial se atribuye al tránsito Neógeno-Cuaternario (AGUIRRE, 1989), aunque como ya se ha mencionado, debe de tratarse de un proceso progresivo a nivel cuencal, y por tanto heterocrono. De todo ello, se deduce lo problemáticas que resultan en la actualidad las dataciones de los últimos episodios neógenos y las correspondientes al nuevo ciclo fluvial cuaternario, convencionalmente fijado en el Pleistoceno inferior.

Durante el Pleistoceno se ha ido definiendo la red fluvial actual, que además de dismantelar los depósitos terciarios, construye y abandona mediante sucesivos encajamientos del cauce, extensas plataformas de cantos cuarcíticos correspondientes a las terrazas.

En el Holoceno la morfogénesis fluvial continúa, reflejándose en los depósitos más recientes de la red fluvial, y que junto con otros procesos morfodinámicos tienden también a rebajar los interfluvios.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES: ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES

La Hoja de Lerma presenta una alta representación de explotaciones mineras e indicios (40), aunque sólo las gravas y arenas y las arcillas han sufrido procesos extractivos de una cierta importancia. La aplicación de estos materiales ha sido como áridos naturales y cerámicas estructurales respectivamente, existiendo también indicios de aprovechamiento minero de otro tipo de sustancias: arenas caoliníferas, arenas, limos, calizas, etc.

Los áridos naturales son los más representados en el área (ver Tabla), con el cien por cien de las explotaciones activas existentes (5), el 50% de las intermitentes (2) y el 55% de las abandonadas (11). Se trata, generalmente, de explotaciones de un tamaño medio a grande, dotadas de plantas de lavado y clasificación en la misma explotación o en las proximidades de la misma.

Los materiales empleados en la obtención de los áridos son, preferentemente, depósitos fluviales del río Arlanza (aluviales, terrazas, etc.) junto con los materiales siliciclásticos de la base del Cretácico que afloran en la parte nororiental de la hoja, aunque también se explotan los tramos detríticos del Mioceno (arenas, limos y cantos).

De las cinco explotaciones activas existentes cuatro corresponden a depósitos del Grupo Urbión (Cretácico inferior), estando situadas en los municipios de Cuevas de San Clemente, Cubillo del Campo y Mecerreyes; aunque son mayoría las que benefician o han beneficiado los depósitos recientes del Arlanza (11), extendiéndose a lo largo del cauce del río por los términos de Lerma, Mecerreyes, Quintanilla del Agua, Quintanilla-Tordueles y Santa Inés.

El otro sector representado, con un cierto grado de interés en el ámbito de la Hoja, es el de la cerámica estructural, constituido a partir de las arcillas y limos arcillosos de edad miocena. Existen en la zona dos explotaciones pequeñas que, de forma intermitente, aprovechan las arcillas del Mioceno de las proximidades de Lerma y de Villalmanzo.

Aparte de las explotaciones de áridos y de arcillas para su uso cerámico, existen indicios de aprovechamiento minero de otro tipo de sustancias, como son: arenas caoliníferas, arenas, limos, calizas, etc.

Las arenas caoliníferas están asociadas a los afloramientos de la facies Weald que aparecen en el borde NE de la Hoja y afloran junto con niveles microconglomeráticos que se aprovechan como áridos naturales. Este tipo de arenas pueden ser susceptibles de un aprovechamiento mayor que el que ahora tienen.

Los indicios de arenas y limos aparecen en los diferentes episodios fluvio-lacustres del Mioceno, teniendo unas características mineralógicas bastante dispares. Sus posibilidades de aprovechamiento son bajas, dada su poca calidad.

Finalmente y con respecto a los materiales calcáreos aparecen diversos indicios asociados a las calizas cretácicas y terciarias, existiendo alguna referencia de su aprovechamiento como roca de construcción en el pasado.

Un resumen de lo expuesto anteriormente queda reflejado en la Tabla adjunta:

Cuadro 1. Hoja n.º 276 (Lerma)

Punto	UTM (X)	UTM (Y)	Denominación	Municipio	Provincia	Sustancia	Edad	Ud. geológica ¹	Aplicación	Tipo de explotación ²	Tamaño ³
1	452250	4666450	—	Cuevas de San Clemente	Arena caolinífera	Cretácico inferior	5		IN		
2	456918	4662844	Mazariegos	Mecerreyes	Grava y arena	Cretácico inf.	5	Áridos naturales	EA	P	
4	454450	4664400	Vallejo del Alcalde	Cuevas de San Clemente	Grava y arena	Cretácico inferior	5	Áridos naturales	EA	P	
5	438840	4666325	—	Madrigal del Monte	Grava	Mioceno	13		IN		
6	439650	4653550	—	Lerma	Grava y arena	Holoceno	21		IN		
7	433400	4655300	—	Santa Cecilia	Grava y arena	Holoceno	21		IN		
8	445550	4653200	—	Lerma	Grava y arena	Mioceno	13	Áridos naturales	EB	P	
9	431900	4655075	—	Lerma	Grava y arena	Holoceno	21		IN		
10	443400	4653750	—	Lerma	Grava y arena	Pleistoceno	19		IN		
11	449000	4652650	—	Quintanilla-Tordueles	Grava y arena	Holoceno	21	Áridos naturales	EB	P	
12	436850	4653600	—	Lerma	Grava y arena	Holoceno	21	Áridos naturales	EB	P	
13	438250	4654350	Paulación ³	Lerma	Grava y arena	Pleistoceno	19	Áridos naturales	EA	M	
14	429650	4655650	—	Tordomar	Limo y arena	Mioceno	17		IN		
15	450550	4651725	—	Quintanilla-Tordueles	Caliza	Mioceno	17	Roca de construcción	EB	P	
16	433400	4656450	—	Santa Cecilia	Arena	Mioceno	17	Áridos naturales	EB	P	
17	434300	4655600	—	Santa Cecilia	Grava y arena	Mioceno	17		IN		
18	433550	4653925	—	Lerma	Arena	Mioceno	17		IN		
20	450850	4668050	La Dehesa ³	Cubillo del Campo	Grava y arena	Cretácico inf.	5	Áridos naturales	EA	M	
21	452700	4664450	—	Cuevas de San Clemente	Caliza	Senoniense	8		EB	P	
22	436400	4662650	—	Villamayor de los Montes	Caliza	Mioceno	16		EB	P	
23	439600	4658450	—	Villalmanzo	Arcilla	Mioceno	17	Cerámica estructural	EB	P	

Cuadro 1. Hoja n.º 276 (Lerma) (continuación)

Punto	UTM (X)	UTM (Y)	Denominación	Municipio	Provincia	Sustancia	Edad	Ud. geológica ¹	Aplicación	Tipo de explotación ²	Tamaño ³
24	453200	4659100	—	Mecerreyes	Arcilla con cantos	Plio-Pleistoceno	18		EB	P	
25	443800	466600	—	Madrigal del Monte	Arcilla	Mioceno	17		EB	P	
26	439950	4654700	—	Lerma	Arcilla	Mioceno	17	Cerámica estructural	EB	P	
27	438875	466300	—	Villamayor de los Montes	Arcilla	Mioceno	17		IN		
28	435600	4662450	—	Villamayor de los Montes	Arcilla con cantos	Mioceno	17		IN		
29	435400	4653800	Vergel	Lerma	Grava y arena	Holoceno	21	Áridos naturales	EB	P	
30	437750	4654300	—	Lerma	Grava y arena	Holoceno	21	Áridos naturales	EB	P	
31	436325	4659100	—	Villalmanzo	Arcilla y limo	Mioceno	17	Cerámica estructural	EI	P	
32	439500	4659900	Villa Carmen	Villalmanzo	Arcilla y limo	Mioceno	17	Cerámica estructural	EB	P	
33	442600	4654300	—	Santa Inés	Grava y arena	Pleistoceno	19	Áridos naturales	EB	P	
34	448137	4654926	Monte Quintanilla	Quintanilla del Agua	Grava y arena	Pleistoceno superior	20	Áridos naturales	EI	P	
35	447161	4654978	Valdemoral	Quintanilla del Agua	Grava y arena	Pleistoceno superior	20	Áridos naturales	EI	P	
36	451500	4668375	Cubillo	Cubillo del Campo	Grava y arena	Cretácico inf.	5	Áridos naturales	EA	G	
37	453650	4664800	Aldesa	Cuevas de San Clemente	Grava y arena	Cretácico inf.	5	Áridos naturales	EB	M	
38	443100	4654000	—	Santa Inés	Grava y arena	Pleistoceno	19	Áridos naturales	EB	P	
39	440350	4654700	—	Lerma	Arcilla	Mioceno	17	Cerámica estructural	EI	P	
40	440400	4654800	—	Lerma	Grava y arena	Pleistoceno superior	20	Áridos naturales	EB	P	
42	439950	4654475	—	Lerma	Grava y arena	Pleistoceno	19		EB	P	
43	434000	4655750	—	Lerma	Arcilla y limo	Mioceno	17	Cerámica estructural	EB	P	

¹ EA = explotación activa; EI = explotación intermitente; EB = explotación abandonada; IN = indicio. ² G = grande; M = mediano; P = pequeño. ³ Existe planta de lavado y clasificación.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

6.2.1. Hidrología superficial

La totalidad de la superficie de esta Hoja se encuentra dentro del sector oriental del tramo medio de la Cuenca Hidrográfica del Duero y la mayor parte de su escorrentía superficial se dirige hacia el río Arlanza, que origina la subcuenca 13, según la clasificación del MOPU-DGOH (1988). Existe también una franja en la mitad N de la Hoja, equivalente aproximadamente a un 10% de su superficie total, que vierte sus aguas hacia el río Cogollos, afluente directo del Arlanzón (subcuenca 14₃).

El Arlanza se halla en su curso medio en la zona de estudio, tras abandonar la Sierra de Covarrubias, y divaga formando amplios meandros por una extensa vega, con dirección E-O. A él van a parar, por su margen derecha, numerosos arroyos de corto recorrido y generalmente escaso caudal, que drenan los acuíferos conglomeráticos del sector central de la Hoja.

La orilla izquierda del Arlanza es menos abundante, en cuanto a afluentes se refiere, sin embargo sus aportaciones son más importantes. Entre ellos se encuentran los ríos Matavejías y Revilla que, procedentes de las Peñas de Cervera, reciben casi toda la escorrentía generada al sur de la transversal Lerma-Covarrubias.

En el sector central de la Hoja es el río Cubillo, formado por la unión de los ríos del Angel y de las Canteras a la altura de Villamayor de los Montes, el curso que recibe las aguas de los arroyos y manantiales que drenan los cerros de la Campiña y la Raña del Bardal. Dicho río desemboca en el Arlanza fuera de la Hoja, al O de Villahoz.

Otro rasgo destacable de la hidrología superficial es la presencia de encharcamientos temporales de carácter endorreico. Se trata de pequeñas lagunas o humedales esteparios, en los cuales el agua se mantiene durante gran parte del año gracias a la existencia de materiales poco permeables en su fondo (limos arcillosos).

Estas lagunas se nutren de aguas pluviales y de las descargas subterráneas locales de los acuíferos «colgados» formados por los conglomerados miocenos. No suelen tener más de 1 metro de profundidad y su importancia reside en sus valores ecológicos, por los cuales algunas de ellas se hallan registradas en el Catálogo Regional de Zonas Húmedas (JCL, 1988 y DGOH, 1990 y 1995). Tal es el caso de las que se registran en la Tabla 2.

En cuanto a los usos de las aguas superficiales, la densidad de población de los municipios incluidos en la hoja no supera, salvo en el caso del entorno de Lerma, los 10 hab/km², y las mayores extensiones de terreno apto para cultivos de regadío se restringen a las márgenes del Arlanza (el resto es seco o bosque). Por todo lo cual, la demanda hídrica generada se satisface en casi el 70% mediante captaciones subterráneas (ITGE, 1998), como se verá más adelante.

Tabla 2. Principales humedales de la Hoja de Lerma

N.º de orden	Denominación	Término municipal	Longitud (m)	Anchura (m)	Cota (m.s.n.m.)	Valor ambiental
26	Charca de la Vía Férrea I	Lerma	< 25	< 25	815	Local
27	Charca de la Vía Férrea-II	Lerma	< 25	< 25	810	Local
43	Laguna del Valle de las Calzadillas	Villamayor de los Montes	< 25	< 25	890	Local

Las extracciones de aguas superficiales, ante la ausencia de obras hidráulicas relevantes, se realizan directamente de los cauces fluviales o bien de antiguas acequias derivadas de ellos. En el extremo SE de la Hoja comenzó a edificarse el embalse de Retuerta, para regular el Arlanza, pero no llegó a concluirse y actualmente se está estudiando la construcción de otro embalse en Castrovido para la regulación en cabecera de dicho río.

Si se realiza un análisis de las aportaciones de la cuenca del Arlanza, destaca netamente su irregularidad estacional. Existe una estación de aforos aguas arriba de Covarrubias, con datos desde el año hidrológico 1915-16, en la que se han registrado unas aportaciones máximas y mínimas de 293,8 y 0,1 hm³, durante los meses de diciembre de 1959 y septiembre de 1987, respectivamente. En dicha estación, el caudal medio 12,9 m³/s para una superficie de cuenca de 1.200 km², por lo que la aportación durante el estío representa menos del 3% de la aportación media anual, en años secos.

En cualquier caso, el Arlanza es un río de carácter ganador, especialmente durante el tramo Salas de los Infantes-Lerma, mientras que hasta la salida de la provincia resulta un curso en equilibrio o perdedor debido, entre otros factores, a las tomas de agua para regadío.

Los datos de calidad de los cursos superficiales se refieren principalmente al Arlanza, cuyas aguas están calificadas como «excelentes», de acuerdo con el Índice de Calidad General (I.C.G.), recogidos para el Plan Hidrológico del Duero (MOPTMA, 1994). Sin embargo, a partir de las poblaciones de mayor importancia, como Covarrubias o Lerma, se observa un deterioro progresivo de su pureza, especialmente en estiaje. Esto es debido a los vertidos urbanos sin depurar, a la contaminación difusa por lixiviados agropecuarios procedentes de las numerosas granjas para la cría y engorde de cerdos que se asientan en la vega del Arlanza.

6.2.2. Características hidrogeológicas

Los acuíferos distinguidos en la Hoja de Lerma se agrupan en dos de las Unidades Hidrogeológicas establecidas para la Cuenca del Duero (DGOH-ITGE, 1988), que son: U.H. 02.09 Burgos-Aranda y U.H. 02.10 Arlanza-Ucero-Avión. La primera de ellas se incluye dentro del antiguo Sistema Acuífero n.º 8 o Terciario detrítico central del Duero, mientras que la U.H. 02.10 coincide con la mitad norte del Sistema 10 (Unidad kárstica mesozoica del extremo septentrional de la Ibérica), de acuerdo con el IGME (1980).

6.2.2.1. Unidad Hidrogeológica 02.09 Burgos-Aranda

Tiene una superficie de total de 6.262 km², de los cuales 449 km² se hallan incluidos en esta Hoja. Comprende las series detríticas de edad miocena de la Región Este o de la Ibérica (según IGME, 1980), los materiales carbonatados de los Páramos, las gravas y conglomerados calcáreos de la «Raña» plio-pleistocena, y las terrazas y depósitos fluviales cuaternarios asociados a los ríos y arroyos más importantes.

Por tanto, se pueden distinguir cinco conjuntos litológicos principales capaces de originar acuíferos (ver figura 4), que se describen a continuación:

Terciario Detrítico: facies distales de los abanicos aluviales(Región de la Cordillera Ibérica)

Está constituido por limos arcillosos, con intercalaciones calcáreas, y niveles arenosos y conglomeráticos de edad Mioceno s.l. La distribución de las diferentes facies y sus potencias relativas dan lugar a un acuífero complejo, heterogéneo y anisótropo, cuyo funcionamiento hidrodinámico es difícilmente determinable, ya que solo se cuenta con los datos puntuales obtenidos en algunos de los escasos sondeos de explotación que atraviesan dichas formaciones.

La potencia de estos materiales se incrementa rápidamente desde el borde mesozoico de la Cordillera Ibérica y puede superar los 1.500 m en la esquina SO de la hoja (ITGE, 1998). El 90% de la misma corresponde a los de granulometría más fina y menor permeabilidad (limos y arcillas), mientras los niveles acuíferos, constituidos por lentejones de areniscas y conglomerados, abarcan solo un 10% del espesor total del paquete.

Por ello, puede decirse que se trata de un acuífero multicapa, que se comporta como confinado o semiconfinado, en el cual, los sondeos de explotación tienen un rendimiento hidráulico relacionado directamente con la proporción de paquetes de areniscas y conglomerados atravesados, frente a los limos y arcillas. Sin dejar aparte otros aspectos fundamentales, como pueden ser el método de perforación empleado (se recomienda que se ejecuten mediante rotación con circulación inversa de lodos) y el posterior desarrollo del pozo.

De acuerdo con los datos extraídos del Inventario de Puntos Acuíferos del ITGE, los sondeos que explotan este sector de la U.H. 02.09 son escasos puesto que la zona con mayor demanda hídrica de la hoja, su tercio meridional, se abastece en gran medida mediante aguas superficiales.

A continuación se exponen las principales características de las obras de captación más profundas que afectan a estos acuíferos:

Tabla 3. Principales captaciones de aguas subterráneas del acuífero 02.09 en la Hoja de Lerma

Número de inventario (ITGE)	Prof. total (m)	Niveles acuíferos situación (m)	Litología	Uso del agua	Otros datos de interés
19121001	300	80-86 123-127 147-155 167-171	Arenas y gravas » » »	Abastecimiento	Q = 15 l/s C = 295 mS/cm N.D. = -50,4 m
19122001	350	Niveles de 2 a 5 m de espesor, entre 3,5 y 270 m	Gravilla	Ninguno (*)	Sondeo surgente Q = 36 l/s
19121002	150	11-56	Gravas, arenas y arcillas	Ninguno	
19123001	300	Niveles de 2 a 8 m de espesor, entre 3 y 284,5 m	Arenas y gravas	Desconocido	Q = 3 l/s
19126001	300	49-53 285-287	Gravas Conglomerados	Ganadería	N.E. = -31 m

(*) Piezómetro de la red de control del ITGE.

Q = Caudal de explotación.

N.E. = Nivel estático (medido desde la boca del sondeo).

N.D. = Nivel dinámico (medido desde la boca del sondeo).

C = Conductividad.

Terciario Detrítico: facies proximales de los abanicos aluviales (Región de la Cordillera Ibérica)

Este conjunto ha sido individualizado cartográficamente debido a sus peculiaridades litológicas e hidrogeológicas, aunque desde este último aspecto y, de acuerdo con su génesis, presenta importantes relaciones con los acuíferos comprendidos en el Terciario Detrítico en facies distal anteriormente descrito.

Está formado por bancos de conglomerados calcáreos o polimícticos y de areniscas, aislados entre si por niveles de limos. Corresponden a los abanicos aluviales (facies proximales y medias) de Mecerreyes, Río Arlanza y Mataviejas, cuya edad es Mioceno s.l.

Los afloramientos principales de estos materiales forman, a grandes rasgos, un triángulo con la base en las estribaciones occidentales de la sierra de Covarrubias y cuyo vértice o límite de extensión se encuentra en las proximidades de Lerma.

Los bancos conglomeráticos forman acuíferos libres cuando afloran en superficie o semiconfinados por los niveles de limos (acuitardos), en profundidad, y su porosidad puede ser primaria (intergranular) o bien de origen secundario, debida a fracturación y/o disolución kárstica. Su

interés hidrogeológico reside en la capacidad que tienen para almacenar el agua que reciben directamente, procedente de las precipitaciones, o por recarga lateral desde la U.H. 02.10 (materiales mesozoicos), para transmitirla lateral o verticalmente hacia los acuíferos profundos de su propia unidad hidrogeológica (Terciario Detrítico), con los que se interrelaciona por cambio de facies.

A su vez, los cuerpos de conglomerados originan pequeños acuíferos discontinuos que dan lugar a numerosos manantiales de escaso caudal (inferior a 2 l/s) que se diseminan por todo el sector centro-oriental de la hoja y son los primeros niveles permeables que atraviesan los sondeos de explotación en esa zona (ver Tabla 3).

Acuífero de los Páramos

Es el que forman los niveles de calizas y margocalizas karstificadas y fracturadas de los Páramos (de edad Mioceno s.l.), que se encuentran separados entre sí por bancos de limos arcillosos de baja permeabilidad.

Los acuíferos que constituyen pueden ser libres o semiconfinados, dependiendo de si los bancos calcáreos se sitúan en superficie o aislados de la misma por materiales de menor permeabilidad.

El área de afloramiento de estas formaciones es muy reducido dentro de la Hoja de Lerma, restringiéndose solo a su esquina SO. Lo mismo sucede con la potencia de los bancos calcáreos, que resulta muy pequeña para constituir acuíferos susceptibles de ser explotados. No sucede lo mismo en su continuación hacia el sur en la Hoja de Cilleruelo de Abajo, donde el interés hidrogeológico de estos materiales es considerablemente mayor, dada la concentración de extracciones que presentan.

«Rañas» y terrazas fluviales

En ambos casos se trata de formaciones detríticas groseras (gravas y conglomerados) con diferente grado de consolidación, que dan lugar a acuíferos libres discontinuos, con porosidad intergranular, en el cuadrante SE de la Hoja y en las márgenes del Arlanza, respectivamente.

La «Raña», o Abanico Cuarcítico Superior (de edad Plioceno-Pleistoceno inferior) se superpone a los materiales del Abanico del Arlanza, con los que se encuentra en conexión hídrica vertical. De este nivel parten diversos manantiales que descargan a la red de arroyos tributarios del río Arlanza por la derecha.

Las terrazas fluviales del Arlanza alcanzan su mayor desarrollo en su margen derecha, entre las localidades de Covarrubias y Santa Cecilia. Suelen distinguirse dos niveles: uno superior, bastante erosionado y discontinuo, y otro inferior, conectado hidráulicamente con la llanura aluvial del río. En ambos casos constituyen acuíferos libres «colgados», susceptibles de ser explotados mediante pozos de gran diámetro.

Llanuras aluviales y fondos de valle

Están asociados a los depósitos detríticos recientes de los principales ríos y arroyos que atraviesan la unidad, como el Arlanza, Mataviejas, Cubillo o Revilla. Litológicamente, se encuentran formados por gravas, arenas y limos, con un espesor que generalmente no supera los 15 m.

Originan acuíferos libres con porosidad intergranular, que se explotan mediante pozos de gran diámetro, con profundidades de 3 a 10 m, de los cuales se obtienen caudales que oscilan entre 1 y 15 l/s, dependiendo del espesor saturado y de las relaciones entre el río y el acuífero.

La U.H. Burgos-Aranda es una de las más extensas de la Cuenca del Duero, por lo que cualquier dato sobre su balance hídrico, referido únicamente a esta hoja, resulta poco representativo.

Según lo expuesto en DGOH-ITGE (1988) y en ITGE (*op. cit.*) sobre el funcionamiento hidrogeológico esta unidad, hay que considerar una recarga anual por infiltración de agua procedente de precipitaciones de 130 hm³ (de los cuáles unos 9,5 hm³ corresponden a esta hoja), y unas entradas subterráneas procedentes de los acuíferos mesozoicos (U.H. 02.10) de 106 hm³/año.

En cuanto a sus salidas, se han estimado en 220 hm³/año a través de manantiales y cursos de agua superficiales; unas extracciones por bombeos de 10 hm³/año, y una descarga profunda de 6 hm³/año hacia la U.H. Región Central (02.08).

El funcionamiento hidrogeológico de esta unidad indica un flujo tridimensional complejo, con una componente general en sentido E-O. El área de recarga se sitúa junto a la Cordillera Ibérica, donde predominan los flujos de componente vertical descendente, y las zonas de descarga se localizan en las inmediaciones de los ríos principales, donde se detectan flujos ascendentes que dan lugar a sondeos surgentes (sector Lerma-Sta. M.^a del Campo), sobre todo en el caso de los que cortan los niveles más profundos (a partir de 300 m) del acuífero Terciario Detrítico.

Las extracciones de aguas subterráneas se han incrementado en la última década en diversas zonas de la Campiña Burgalesa lo cual, unido al descenso de las precipitaciones medias anuales y, por tanto, de la recarga de los acuíferos, ha ocasionado un descenso progresivo de niveles piezométricos en el ámbito de la U.H. Burgos-Aranda Este hecho se refleja con claridad en la pérdida de la capacidad de surgencia en determinados sectores de la unidad, aunque aun no se han detectado problemas graves de sobreexplotación.

Los datos de calidad referentes a las aguas subterráneas de esta unidad permiten clasificarlas dentro del tipo *bicarbonatado cálcico-magnésico*, (IGME, 1987). Suelen presentar una mineralización débil, una dureza intermedia a baja y una conductividad de 300 a 400 mS/cm. Por lo cual, son aptas para abastecimiento y regadío, hallándose en este caso incluidas dentro de los grupos C₁S₁ y C₁S₂.

Hasta el momento actual no se han detectado problemas de contaminación en las aguas subterráneas de esta zona. Las concentraciones de nitratos son muy bajas en los niveles acuíferos

profundos (menos de 3 mg/l). Pese a ello, conviene adoptar medidas de protección en las zonas donde existan acuíferos libres (conglomerados, rañas, llanuras aluviales y terrazas), más vulnerables al empleo intensivo de productos fitosanitarios, purines y abonos nitrogenados, y a la ubicación de actividades potencialmente contaminantes (vertederos, instalaciones ganaderas o industrias).

6.2.2.2. Unidad Hidrogeológica 02.10 Arlanza-Ucero-Avión

Incluye los acuíferos que originan los materiales mesozoicos y parte de los terciarios preorogénicos adosados a las vertientes suroccidental de la sierra de Covarrubias. Tiene una superficie total de 2.235,8 km², de los que únicamente 92 km² corresponden a esta Hoja, en su tercio oriental.

Los límites de esta U.H. están poco definidos. Hacia el N y E se aprecia un predominio de las formaciones detríticas del Jurásico terminal y Cretácico inferior (*Facies Purbeck* y *Weald*, respectivamente), con una alta proporción de materiales de baja permeabilidad como arcillas y margas. Mientras que hacia el O y S, las formaciones mesozoicas y los materiales terciarios preorogénicos entran en contacto con los acuíferos denominados *Terciario Detrítico: facies proximales y facies distales*, descritos en la U.H. Burgos-Aranda (02.09), con los que posiblemente se encuentran en comunicación hidráulica (ITGE, 1998).

Las formaciones que dan lugar a los principales niveles acuíferos en la unidad 02.10 se encuadran en el Jurásico inferior y medio y en la *Serie Carbonatada* del Cretácico superior.

El resto de las unidades litoestratigráficas mesozoicas que afloran en esta Hoja (*Serie Detrítica* del Jurásico sup.-Cretácico inf.) se pueden calificar de acuitardos por su baja permeabilidad, aunque ocasionalmente contengan tramos arenosos con porosidad elevada.

Los materiales mesozoicos se hallan estructurados en una sucesión de pliegues anticlinales y sinclinales de dirección NO-SE, entre los que destaca el anticlinal de Cuevas de San Clemente, fracturado cerca de su traza axial por fallas inversas combinadas y paralelas a la misma. En el núcleo de dicho pliegue afloran las alternancias de calizas y margas del Jurásico inferior-medio, de alta potencialidad acuífera, «aisladas» del resto de la serie mesozoica por el acuitardo que constituyen las unidades Tera, Urbión y Utrillas. Sobre éstas, en el flanco oriental del anticlinal, se hallan las formaciones carbonatadas del Cretácico superior que originan diversos acuíferos kársticos libres o semiconfinados, cuyas aguas transmiten a los conglomerados postorogénicos del Mioceno, que fosilizan la estructura.

En los contactos entre formaciones con fuerte contraste de permeabilidades y en las fracturas suelen originarse manantiales que, aunque en el ámbito de esta Hoja no superan los 3 l/s de caudal medio, resuelven el abastecimiento de pequeños núcleos de población. Las principales surgencias registradas en el Inventario de Puntos Acuíferos del ITGE se resumen en la Tabla 4.

Tabla 4. Principales fuentes y manantiales de la Hoja de Lerma

Núm. de inventario (ITGE)	Nombre	Término municipal	Caudal (l/s)	Utilización
19124001	Fuente del Caño	Mecerreyes	0,2	Abastecimiento
19124002	Fuente de San Clemente	San Clemente	0,3	Ninguno
19124003	Fuente del Pueblo	Cuevas de San Clemente	2	Abastecimiento

Los parámetros hidráulicos calculados en los acuíferos carbonatados más destacados de esta unidad indican una transmisividad de 1.000 a 1.500 m²/día, y un coeficiente de almacenamiento comprendido entre 0,02 a 0,06 lo cual, unido al bajo índice de explotación de aguas subterráneas en esta zona, posibilita la obtención de caudales importantes mediante sondeos, siempre que se alcancen al menos las calizas y dolomías del Cretácico superior, confinadas bajo la cobertera miocena.

Los datos disponibles sobre la explotación de aguas subterráneas en este sector de la U.H. 02.10 son escasos. El sondeo más importante que atraviesa dichos acuíferos se encuentra ubicado fuera de los límites de esta U.H. y sus datos, procedentes del Inventario de Puntos Acuíferos del ITGE, se reflejan en la siguiente Tabla 5.

En lo referente al balance hídrico general de esta U.H., hay que considerar una recarga directa, mediante infiltración de aguas pluviales a través de las formaciones permeables aflorantes (un 12% de la superficie total), de 160 hm³/año, a lo cual hay que añadir 6 hm³ procedentes de la infiltración indirecta de acuíferos aluviales y pérdidas de los embalses. De todo ello, solamente corresponden a esta hoja 6,6 hm³/año.

Por su parte, sus salidas se distribuyen entre manantiales y cursos superficiales, con 59 hm³/año; por bombeos y sondeos surgentes (1 hm³/año), y mediante aportaciones profundas hacia la U.H. Burgos-Aranda, que se estiman en 106 hm³/año.

La calidad química de sus aguas puede considerarse excelente, ya que se encuentran clasificadas dentro del tipo *bicarbonatadas cálcicas*, de dureza intermedia y mineralización débil,

Tabla 5. Principales captaciones de aguas subterráneas del acuífero 02.10 en la Hoja de Lerma

Número de inventario (ITGE)	Profund. total (m)	Niveles acuíferos situación (m)	Litología y edad	Uso del agua	Otros datos de interés
19127001	300	56-79 122-170 214-240 253-278	Calizas (Cretácico sup.) » » »	Ninguno (*)	N.E. = -0,28 m Q = 0,27 l/s Pertenece al I.N.C.

(*) Piezómetro de la red de control del ITGE.

Q = Caudal de explotación.

N.E. = Nivel estático (medido desde la boca del sondeo).

con una conductividad de entre 300 y 500 mS/cm (IGME, 1987 e ITGE, 1998). Sus concentraciones iónicas medias son las siguientes:

Tabla 6

Cationes	Concentraciones medias
Cloruros	3 a 17 mg/l
Sulfatos	2 a 28 mg/l
Bicarbonatos	30 a 202 mg/l
Nitratos	4 a 67 mg/l
Sodio	2 a 10 mg/l

En general, se trata de aguas aptas para cualquier tipo de uso, hallándose incluidas dentro de los grupos C_1S_1 y C_2S_1 de la clasificación de aguas para regadío.

Debido a su estructura productiva, este sector de la provincia de Burgos no soporta una carga contaminante excesiva, por lo que no se detectan alteraciones graves en la calidad de las aguas subterráneas.

Sin embargo, conviene prestar atención a la hora de ubicar actividades potencialmente contaminantes de cara a preservar la calidad de los recursos subterráneos, especialmente en el caso de las sierras de Covarrubias y Neila, zonas donde existen acuíferos kársticos libres altamente vulnerables.

7. BIBLIOGRAFÍA

- AGUILAR, M. J.; RAMÍREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1971). Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Estudios Geológicos*, 27, 497-512.
- AGUIRRE, E. (1989). El Límite Inferior del Pleistoceno, en *Mapa del Cuaternario de España. E.1: 1.000.000*, pp. 87-94. ITGE. Madrid.
- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trabajos Neógeno-Cuaternario* 6, pp. 7-29. I.L.M. C.S.I.C.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, N. y SALOMÓN, J. (1982). Cameros-Castilla, en *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, 345-456.

- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R. y MELÉNDEZ, N. (1993). Late Cretaceous carbonate platform. Origin and evolution, Iberian Ranges, Spain. En: *Cretaceous Carbonate Platforms* (J. A. Toni Simo, R. W. Scott y J. P. Masse, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.* 56, 297-313.
- ARÁNZAZU, J. M. (1877). Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. *Bol. Com. Mapa. Geol. España*, IV,1-41.
- ARMENTEROS, I. (1986a). Estratigrafía y Sedimentología del Neógeno del Sector Sureste de la Depresión del Duero. (Aranda de Duero-Peñaflor). Tesis Doctoral. Ediciones de la Diputación de Salamanca. Serie Castilla y León, 1; 471 pp.
- (1986b). Evolución paleogeográfica miocena en el sureste de la Depresión del Duero. *Stvd. Geol. Salmantica*, 23: 325-337.
- BEUTHER, A.; DAHM, M., KNEUPER, F.; MENSINK, H. y TISCHER, G. (1965). Der Jura und Wealden in Nordöst-Spanien. *Beih. Geol. Jb.* 44, 225pp.
- BIROT y SOLE SABARIS (1954). Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsule Iberique. *Men. et Doc. du C. N. R. S.*, 4, 9-61. París.
- CALDERÓN, S. (1874). Noticia de la existencia de Ostrea y Radiolites en Castrocinza (Burgos). *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.* III, 78.
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J. J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A. y YÉBENES, A. (1982). Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geol. Min. IGME V* (I), 290 p.
- CHUDEAU, R. (1896): *Contribution a l'étude géologique de la Vieille Castille*. Th. pr. Fac. des Sciences Paris.
- CORROCHANO, A. y ARMENTEROS, I., (1989). Los sistemas lacustres de la Cuenca del Duero. In *Sistemas Lacustres Cenozoicos de España. Acta Geol. Hispánica*, 24, 3/4, 259-279.
- COSTA, J. E. (1988). Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of a water floods, hyperconcentrated flows and debris flows, en *Flood Geomorphology* (V. R. Baker, R. C. Kochel and P. C. Paiton, eds.). Wile Intersciences Publ. 113-122
- CRUSAFONT, M. y CELORRIO, J. M., (1959). Sobre un yacimiento de mamíferos fósiles en Aranda de Duero (Burgos). *Estudios Geológicos*, 25: 41-44.
- DGOH (1990). *Estudio de las Zonas Húmedas de la España Peninsular*. Inventario y Tipificación.
- DGOH (1995). Proyecto de Apoyo Técnico a los Planes Hidrológicos de Cuenca en los aspectos relacionados con Zonas Húmedas. *Actualización del Inventario de Zonas Húmedas*.

- 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.
- FERNÁNDEZ LÓPEZ, S.; GÓMEZ, J. J. y URETA, M. S. (1988). Características de la plataforma carbonatada del Dogger en el sector meridional de la Sierra de la Demanda (Soria). III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. *Ciencias de la Tierra. Geología*, 11, 167-194. Instituto de Estudios Riojanos.
- FERREIRO, E.; RUIZ, V.; LENDINEZ, A.; LAGO, M.; MELÉNDEZ, A.; PARDO, G.; ARDEVOL, L.; VILLENA, J., HERNÁNDEZ, A. y GÓMEZ, J. J. (1991). *Mapa Geológico de España. Escala 1: 200.000*, n.º 40 (Daroca). Primera edición, 239 pp. ITGE, Madrid.
- FLOQUET, M. (1991). La plateforme nord Castellaine au Crétacé supérieur (Espagne). *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, v. 14: 925 pp.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A. y MELÉNDEZ, A. (1982). El Cretácico superior, en *El Cretácico de España*. Univ. Complutense. Madrid, 387-456.
- FONT TULLOT, I. (1983). *Atlas Climático de España*. Inst. Nac. de Meteorología.
- GARCÍA DE DOMINGO, A.; CABRA GIL, P., SOLÉ PONT, J., GARCÍA DE ANDOÍN, B. R.; CAMARERO, J.; ALAMEDA J. Y PALACIO SUÁREZ, J. (1997). *Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*, N.º 238 (Villagonzalo-Pedernales). 2.ª Serie. MAGNA. ITGE. Madrid.
- GARCÍA HIDALGO, F. J.; SEGURA, M. y GARCÍA, A. (1997). El Cretácico del borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 10, 39-53.
- GIL SERRANO, G. y ZUBIETA, J. M. (1978). *Hoja y Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*, N.º 277 (Salas de los Infantes). 2.ª Serie. MAGNA. IGME. Madrid.
- GLADFELTER, B.G. (1971). Meseta and Campiña Landforms in Central Spain. Univ. Chicago. Dep. Geogr. *Research Paper*, 130. 204 pp.
- GÓMEZ FERNÁNDEZ, J. C. y MELÉNDEZ, N. (1994). Estratigrafía de la «Cuenca de los Cameros» (Cordillera Ibérica Noroccidental, N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico. *Rev. Soc. Geol. España*, 7, 121-139.
- 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.
- HERNÁNDEZ, J. M. (2000). Sedimentología, Paleogeografía y relaciones Tectónica-Sedimentación de los sistemas fluviales, aluviales y palustres de la Cuenca rift de Aguilar (Grupo Campoo, Jurásico Superior-Cretácico Inferior de Palencia, Burgos y Cantabria). Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco. 324 pp.

- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1932). Las terrazas cuaternarias del Duero en su tramo medio. *Bol. R. Soc. Esp. His. Nat.*, 32, 479-487.
- IGME (1980). *Investigación Hidrogeológica de la Cuenca del Duero. Sistemas 8 y 12. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas*. Colección Informe. Servicio de Publicaciones del MINER, Madrid. 75 pp. y 21 planos.
- IGME (1987). *Calidad química de las aguas subterráneas de la Cuenca del Duero. Programa Nacional de Gestión y Conservación de los Acuíferos*. Colección Informe. Servicio de Publicaciones del MINER, Madrid. 43 pp. y 16 planos.
- ITGE (1991). *Mapa Hidrogeológico de España a E. 1:200.000. Hoja n.º 30 (Aranda de Duero)*. Primera Edición.
- ITGE (1998). *Atlas del Medio Hídrico de la Provincia de Burgos*. Memoria. Excma. Dip. Prov. de Burgos. 148 pp.
- ITGE-ENRESA (1991). *Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España a escala 1:100.000*. (no publicado).
- LARRAZET, M. (1896). Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño. Tesis Doctoral. Fac. Sci. Paris, série 4, 253, 310 pp.
- LÓPEZ OLMEDO, F.; ENRILE ALBIR, A.; CABRA GIL, P. (1997). Hoja y Memoria del *Mapa Geológico de España, E: 1: 50.000 N.º 313 (Antigüedad)*, 2.ª serie. MAGNA. ITGE. Madrid.
- LOWE, D. R. (1979). Sediment gravity flows. Their classification and some problems of application to natural flows and deposits, en (L. J. Doyle D. H. Pilkey, eds.) *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Pub.*, 27:5-82.
- LOWE, D. R. (1982). Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sedim. Petrol.*, 52, 279-297.
- MAESTRO, A. (1999). Estructura y evolución alpina de la Cuenca de Almazán (Cordillera Ibérica). Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza, 334 pp.
- MALLADA, L. (1892). Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España. *Bol. Com. Mapa Geol. de España*.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988). *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Instituto de Estudios Zamoranos Florián de Ocampo. Diputación de Zamora-CSIC. 306 pp.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1989). Características, rango, significado y correlación de las series ocreas del borde occidental de la Cuenca del Duero. *Studia Geológica Salmanticensis*, vol. 5. Ediciones Universidad de Salamanca, 239-252.

- (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica Alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4, (3-4), 337-351.
- (1994). Macizo Hespérico Septentrional. *Geomorfología de España*. Ed. Rueda, 25-62.
- MAS, J. R.; ALONSO, A. y GUIMERA, J. (1993). Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 129-144.
- MEDIAVILLA, R.; ALCALÁ, L.; SANTISTEBAN, J. I.; ALBERDI, M.^a T.; DE LUQUE, L.; MAZO, A.; DE MIGUEL, I.; MORALES, J. y PÉREZ, B. (1996). *Estratigrafía y paleontología del Mioceno superior de la provincia de Palencia (sector central de la Cuenca del Duero)*. XIII Congreso Español de Sedimentología. Teruel, 1995. Comunicaciones, 153-154.
- MIALL, A. D. (1977). A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Reviews*, 13, 1-62.
- (1978). Facies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary, en MIAL, A. D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 5, 597-604.
- MOLINA, E. (1991). *Geomorfología y Geoquímica del paisaje. Dos ejemplos en el interior de la Meseta Ibérica*. 156 p. Ediciones Universidad Salamanca.
- 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. 153-163.
- MOPTMA (1994). *Plan Hidrológico del Duero*.
- MOPU-DGOH (1988). *Plan Hidrológico del Duero*. Directrices.
- NAVARRO, A.; FERNÁNDEZ, A. y DOBLAS, J. G. (1989). *Las aguas subterráneas en España. Estudio de síntesis*, Tomo I: Memoria, 591 p., Tomo II: Cartografía.
- NEMEC, W. y STEEL, R. J. (1984). Alluvial and coast conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mas-flow deposits, en *Sedimentology of gravels and conglomerates* (E. H. Coster y R. J. Steel, eds.), *Can. Soc. Petrol. Geol.*, 10, 1-31.
- NÚÑEZ, A.; COLODRÓN, I.; ZAZO, C.; GOY, J. L.; CABAÑAS, I. y URALDE, M. A. (1975). *Hoja y Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000, N.º 275 (Sta. María del Campo), 2.^a serie. MAGNA*. ITGE. Madrid.
- 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: 215-220.

- PAPADAKIS, J. (1966). *Climates of the world and their agricultural potentialities*. Ed. por el autor, Buenos Aires.
- PEÑA, J. L.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M. J.; LOZANO, M. V.; RODRÍGUEZ, J.; SÁNCHEZ, M.; SIMÓN, J. L.; SORIANO, M. A. y YETANO, M. (1984). *Geomorfología de la Provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turoleses, 149 pp.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1989). Submeseta Meridional, en *Territorio y Sociedad en España, I. Geografía física*. BIELZA, V. (Coord.). 176-187.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A.; MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A. y POL MÉNDEZ, C. (1994). Depresión del Duero. *Geomorfología de España*. Ed. Rueda. 351-388.
- PLANS (1969). Problemas del endorreísmo español. *Rev. de la R. Ac. de Cienc. Exact. Fis. y Nat.*, 63 (2), 271-309.
- PLATT, N. H. y PUJALTE, V. (1994). Correlation of Upper Jurassic-Lower Cretaceous continental sequences from the southern Biscay margin, northern Spain. *Journal of the Geological Society*, 151, 715-726.
- POL, C. (1985). Estratigrafía y paleogeografía de los sedimentos Cretácico-Paleógenos y Miocenos del Este de la Cuenca del Duero. Tesis Doctoral. 2T. Facultad de Geológicas. Universidad de Oviedo.
- POL, C. y CARBALLEIRA, J. (1982). Las facies conglomeráticas terciarias de la región de Covarrubias (Burgos). 1.ª Reunión sobre la geología de la Cuenca del Duero, Salamanca, 1979, Parte II, 509-525.
- (1983). Características de los depósitos aluviales del Sistema del Río Arlanza (Borde este de la Cuenca del Duero). X Congreso Nacional de Sedimentología, 1.23-1.24.
- (1986). El Sinclinal de Santo Domingo de Silos: estratigrafía y paleontología de los sedimentos continentales (borde Este de la Cuenca del Duero). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 22, 7-35.
- POL, C.; BUSCALIONI, A. D.; CARBALLEIRA, J.; FRANCÉS, V., LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; MARANDAT, B.; MORATALLA, J. J.; SANZ, J. L.; SIGE, B. y VILLATTE, J. (1992). Reptiles and mammals from the Late Cretaceous new locality Quintanilla del Coco (Burgos Province, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 184, 3, 279-314.
- PUJALTE, V.; ROBLES, S. y HERNÁNDEZ, J. M. (1996). La sedimentación continental del Grupo Campoo (Malm-Cretácico basal de Cantabria, Burgos y Palencia): testimonio de un reajuste hidrográfico al inicio de una fase rift. *Cuad. Geol. Ibérica* 21, 227-251.
- QUINTERO AMADOR, I.; MANSILLA IZQUIERDO, H. y MARTÍNEZ DÍAZ, C. (1982). Memoria explicativa de la Hoja N.º 315 (Santo Domingo de Silos) del *Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000*, 2.ª serie. MAGNA. ITGE. Madrid.

- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1971). Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del norte de España (Región Cantábrica). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 78, 357 pp.
- ROYO y GÓMEZ, J. (1926). *El Terciario continental de Burgos*. Excursión A-6. XIV Congreso Internacional, Madrid.
- RUIZ, G. (1996). Arquitectura deposicional de las Facies Utrillas en la zona Central de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 251 pp.
- SAEFTEL, H. (1961). Paleogeografía del Albiense en las Cadenas Celtibéricas de España. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 63, 163-191.
- SALAS, R. y CASAS, A (1993). Mesozoic extensional tectonics ,stratigraphy and crustal evolution during the alpine cycle of the eastern Iberian Chain. *Tectonophysics*, 228, 33-55.
- SÁNCHEZ LOZANO, R. (1884). Breve noticia acerca de la geología de la provincia de Burgos. *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, 11.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1921). Estudios geológicos en el macizo cretácico del E de la provincia de Burgos. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXI, 410-421.
- (1923). Adiciones a la nota Estudios geológicos en el macizo cretácico del E de la provincia de Burgos. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXIII, 200.
- (1946). Explicación de la Hoja núm. 346, Aranda de Duero. *Mapa Geol. de España. 1:50.000*. Madrid. IGME.
- (1947). Explicación de la Hoja núm. 314, Cilleruelo de Abajo. *Mapa Geol. de España. 1:50.000*. Madrid. IGME.
- (1952). Explicación de la Hoja núm. 375, Fuentelcéspedes (Burgos). *Mapa Geol. de España. 1:50.000*. Madrid. IGME.
- SCHUDACK, M. y SCHUDACK, U. (1989). Late Kimmeridgian to Berriasian Paleogeography of the Northwestern Iberian Ranges (Spain). *Berliner geowiss. Abh.*, 106, 445-457.
- SCHWENZNER, J. E. (1936). La morfología de la región montañosa central de la meseta española. (traduc. de C. Vidal Box, 1943). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14, 121-147.
- SEGURA, M.; GARCÍA, A.; GARCÍA HIDALGO, J. F.; CARENAS, B.; RUIZ, G. y GIL, J. (1996). Relaciones genéticas entre las unidades litoestratigráficas del Cretácico medio y superior de la Cordillera Ibérica Occidental. *Geogaceta*, 20, 54-57.
- SYMOENS, J. J. (1951). Aperçu sur la vegetation des tufs calcaires de la Belgique. *Bull. Soc. Royale Bot. Belg.*, v. 83, 239-352.
- VALLADARES, I. (1975). Sedimentología del Jurásico y Cretácico al sur de la Sierra de la Demanda. Tesis Doctoral Univ. Salamanca, 392 p.

- (1976 a). Estratigrafía del Cretácico superior calcáreo en el borde occidental de la Cuenca de Cameros (Burgos-Soria). *Studia Geol.*, 11, 93-108.
 - (1976 b). Estratigrafía del Jurásico marino en el sector sur-occidental de la provincia de Burgos. *Studia Geol.*, 11, 151-161.
 - (1980). Evolución de facies en el Jurásico calcáreo del sector sur-oriental de la provincia de Burgos. *Studia Geol.*, XVI, 37-57.
- VALLADARES, M. I. (1985). Facies y evolución en el Cretácico calcáreo del borde occidental de la cuenca de Cameros (Burgos-Soria). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 15, 99-113.
- WEIDMANN, J. (1975). El Cretácico superior del Picofrentes (Soria), Cadenas Celtibéricas (España). *Bol. Geol. Min. España*, 86, 252-261.
- (1979). Itineraire geologique a travers le Cretace moyen des Chianes Vascogotiques et Celtiberiques (Espagne du nord). *Cuad. Geol. Ibérica* 5, 127-214.
- WRIGHT, V. P. y TUCKER, M. E., (1991). Calcretes: an introduction, en *Calcretes*, V. P. WRIGHT and M. E. TUCKER (eds.), Int. Assoc. Sedimentol. Reprint Series, 2. 1-22.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN Y CIENCIA

ISBN 84-7840-674-3



9 788478 406746