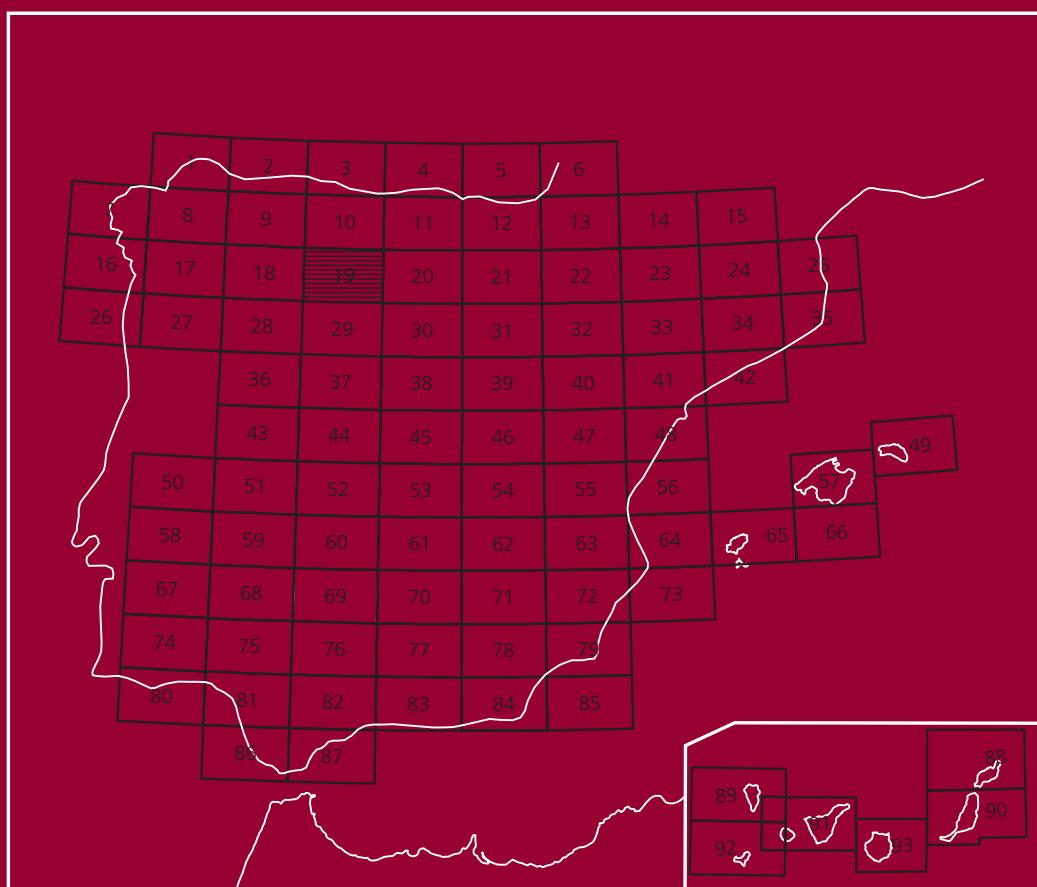




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 200.000



Primera edición

LEÓN

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:200.000

LEÓN-19

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid www.igme.es

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser
reproducida o transmitida en cualquier forma
o por cualquier medio, electrónico o mecánico,
incluido photocopias, grabación o por cualquier
sistema de almacenar información sin el previo
permiso escrito del autor y editor.

NIPO en línea:836-20-015-6
ISBN: 978-84-9138-101-3
Depósito legal: M-25022-2020

Fotocomposición: Gráficas Muriel S.A.

Las presentes Hoja y Memoria de León-19, a escala 1:200.000 han sido realizadas por el IGME junto con la Universidad de León, siguiendo las Normas, Dirección y Supervisión del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), habiendo intervenido los siguientes autores

Autores

Mapa Geológico:

- Paleozoico: N. Heredia (IGME) y A. Suárez Rodríguez (IGME)
- Terciario: A. Suárez Rodríguez (IGME) y A. Herrero (Universidad de León)
- Cuaternario: A. Suárez Rodríguez (IGME) y V. Cañas Fernández (IGME)

Cortes geológicos:

- V. Cañas Fernández (IGME)

Memoria:

- Paleozoico: N. Heredia (IGME) y A. Suárez Rodríguez (IGME)
 - Terciario: A. Herrero (Universidad de León) y A. Suárez Rodríguez (IGME)
 - Cuaternario: A. Suárez Rodríguez (IGME)
- Adicionalmente, ha colaborado:
- A. Rodríguez García (Universidad de León)

Dirección y supervisión:

N. Heredia (IGME) y A. Suárez Rodríguez (IGME)

Edición

- G. Romero Canencia (IGME)
- L.F. Miguel Cabrero (IGME)

Referencias Bibliográficas

Referencia Bibliográfica para citar el Mapa Geológico:

A. Suárez Rodríguez; V. Cañas Fernández; N. Heredia y A. Herrero (2020). Mapa geológico de la Hoja nº 19 (León). Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Primera edición. IGME.

Referencia Bibliográfica para citar la Memoria:

A. Suárez Rodríguez; A. Herrero y N. Heredia (2020). Memoria de la Hoja nº 19 (León). Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Primera edición. IGME, 59 p.

ÍNDICE

| | |
|--|-----------|
| 1. INTRODUCCIÓN | 7 |
| 1.1. SITUACIÓN GEOLÓGICA | 8 |
| 1.1.1. Macizo Ibérico | 8 |
| 1.1.2. Cuenca del Duero | 9 |
| 1.1.3. Antecedentes | 9 |
| 2. ESTRATIGRAFÍA | 11 |
| 2.1. PALEOZOICO | 11 |
| 2.1.1. Zona Centroibérica (ZCI) | 11 |
| 2.1.1.1. Porfiroides, esquistos y filitas (1). Serie del Ollo de Sapo. Cámbrico-Ordovícico inferior | 12 |
| 2.1.1.2. Cuarzoesquistos y filitas (2). Cuarcitas grises y blancas (3). Capas de los Montes. Ordovícico inferior | 12 |
| 2.1.1.3. Cuarcitas grises y blancas en bancos (4). Cuarcita Armoricana. Ordovícico inferior-medio | 13 |
| 2.1.2. Zona Asturooccidental-Leonesa (ZAOL) | 13 |
| 2.1.2.1. Pizarras, cuarcitas (5). Dolomías (6). Formación Cándana. Ediacariense?-Cámbrico inferior | 13 |
| 2.1.2.2. Cuarcitas, pizarras y areniscas (7). Serie de los Cabos. Cámbrico medio-Ordovícico inferior | 13 |
| 2.2. TERCIARIO | 14 |
| 2.2.1. Primer ciclo: unidades polimíticas | 14 |
| 2.2.1.1. Lutitas, arenas lutíticas y conglomerados silíceos rojos (8). Series Rojas. Mioceno inferior | 14 |
| 2.2.1.2. Margas verdes y blancas, arcillas con niveles carbonatados y yesíferos (9). Facies Dueñas. Mioceno inferior | 15 |
| 2.2.1.3. Conglomerados silíceos (10). Formación Villarroquel. Mioceno medio-superior | 16 |
| 2.2.1.4. Conglomerados polimíticos, arenas y limos con concreciones carbonatadas (11 y 11'). Formación Mansilla de las Mulas. Mioceno medio-superior | 17 |
| 2.2.1.5. Lutitas ocres (fangos) con niveles discontinuos de calizas limolíticas arenosas (suelos calcimorfos) (12). Costras calcáreas (a). Facies Tierra de Campos. Mioceno inferior-medio | 19 |
| 2.2.1.6. Fangos ocres con suelos calcimorfos y paleocanales de arena y grava (13). Costras calcáreas (b). Facies de la Serna. Mioceno medio-superior | 20 |
| 2.2.1.7. Arcillas calcáreo-limolíticas grises. Fangos salinos con yesos y calizas (14). Facies Cuestas. Mioceno medio-superior | 22 |
| 2.2.1.8. Calizas, dolomías y margas con niveles arcillosos (15). Calizas del Páramo. Mioceno superior | 23 |
| 2.2.2. Segundo ciclo: unidades silíceas | 24 |
| 2.2.2.1. Conglomerados silíceos, arenas y limos (16). Formación Barrillos. Mioceno superior | 24 |
| 2.2.3. Tercer ciclo: raña | 25 |
| 2.2.3.1. Cantos, gravas y arenas (17). Aluvial finineógeno. Raña. Mio-Plioceno | 25 |
| 2.3. CUATERNARIO | 26 |
| 2.3.1. Depósitos fluviales | 26 |
| 2.3.1.1. Gravas silíceas y arenas (18-34). Terrazas fluviales (altas, medias y bajas). Plioceno-Holoceno | 26 |
| 2.3.1.2. Arcillas, limos y cantos cuarcíticos (35a). Terraza superior del río Retortillo (endorreica?). Pleistoceno | 28 |
| 2.3.1.3. Gravas, limos y arcillas (35b y 36). Terrazas endorreicas. Pleistoceno-Holoceno | 29 |
| 2.3.1.4. Zonas endorreicas (37). Holoceno | 30 |

| | | |
|---------------------------------|---|-----------|
| 2.3.1.5. | Gravas, arenas y limos (38). Fondo de valle. Holoceno | 30 |
| 2.3.1.6 | Gravas, arenas y limos (39). Llanuras de inundación. Holoceno | 30 |
| 2.3.1.7. | Arenas y gravas (40). Lecho actual. Holoceno | 30 |
| 2.3.1.8. | Cantos, limos y arenas (41). Abanicos y conos aluviales. Holoceno | 31 |
| 2.3.2. | Depósitos de ladera | 31 |
| 2.3.2.1. | Arenas con cantos (42). Coluviones. Holoceno | 31 |
| 2.3.3. | Depósitos poligénicos | 31 |
| 2.3.3.1. | Gravas silíceas, arenas y limos (43). Glacis. Pleistoceno-Holoceno..... | 31 |
| 3. TECTÓNICA | | 31 |
| 3.1. | TECTÓNICA VARISCA..... | 32 |
| 3.1.1. | Zona Centroibérica (ZCI) | 32 |
| 3.1.2. | Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL) | 33 |
| 3.2. | TECTÓNICA ALPINA..... | 33 |
| 3.2.1. | Cordillera Cantábrica | 33 |
| 3.2.2. | Cuenca del Duero | 34 |
| 4. GEOLOGÍA DEL SUBSUELO | | 34 |
| 4.1. | DATOS DE PARTIDA | 35 |
| 4.1.1. | Antecedentes..... | 35 |
| 4.1.2. | ANÁLISIS DE SECCIONES SÍSMICAS | 35 |
| 4.1.2.1. | UNIDADES SÍSMICAS..... | 35 |
| 4.1.2.2. | SISTEMAS DE FRACTURAS..... | 38 |
| 4.1.3. | ANÁLISIS DE SONDEOS..... | 39 |
| 4.2. | ESTRUCTURA DE LA CUENCA DEL DUERO..... | 40 |
| 5. GEOMORFOLOGÍA | | 42 |
| 5.1. | CORDILLERA CANTÁBRICA | 42 |
| 5.2. | MONTES DE LEÓN..... | 42 |
| 5.3. | LA CUENCA DEL DUERO | 42 |
| 5.3.1. | UNIDADES DEL PAISAJE | 42 |
| 5.3.2. | UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS..... | 44 |
| 6. HISTORIA GEOLÓGICA | | 44 |
| 6.1. | CICLO VARISCO | 46 |
| 6.1.1. | ETAPA PREOROGÉNICA | 46 |
| 6.1.2. | ETAPA SINOROGÉNICA..... | 46 |
| 6.2. | CICLO ALPINO | 46 |
| 6.2.1. | ETAPA PREOROGÉNICA | 46 |
| 6.2.2. | ETAPA SINOROGÉNICA..... | 46 |
| 7. GEOLOGÍA ECONÓMICA | | 48 |
| 7.1. | MATERIALES DE CONSTRUCCIÓN | 48 |
| 7.2. | HIDROGEOLOGÍA..... | 48 |
| 7.2.1. | Dominio hidrogeológico paleozoico de la Cuenca del Duero | 48 |
| 7.2.2. | Dominio hidrogeológico mesozoico de la Cuenca del Duero | 48 |
| 7.2.3. | Dominio hidrogeológico terciario de la Cuenca del Duero | 48 |
| 8. BIBLIOGRAFÍA | | 50 |

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de León (Nº 19) a escala 1:200.000 (Figura 1) se sitúa en el noroeste de la Península Ibérica, en el borde noroeste de la depresión del Duero, al sur de la Cordillera Cantábrica y al este de los Montes de León.



Figura 1. Situación de la Hoja de León (Nº 19) a escala 1:200.000 respecto a las adyacentes.

RELIEVE

El relieve de la Hoja es relativamente suave. La altura media está entorno a los 750-800 m. Las alturas más elevadas se encuentran en los márgenes septentrional y occidental de la Hoja, en las estribaciones meridionales de la Cordillera Cantábrica y orientales de los Montes de León respectivamente.

En el margen septentrional de la Hoja se alcanzan alturas cercanas a los 1.100 metros, encontrándose las máximas en la esquina noroeste la Hoja (1.091 m en el margen izquierdo del río Órbigo). En el margen meridional las alturas son inferiores a los 750 m, encontrándose las mínimas en la esquina suroeste de la Hoja (en las confluencias de los ríos Esla y Cea). El desnivel entre estos dos márgenes es de aproximadamente 300 m. Entre los márgenes occidental y oriental de la Hoja apenas existe diferencia altimétrica.

CLIMA

El clima es mediterráneo-continental con inviernos lluviosos y fríos y veranos secos y cálidos. La precipitación media anual varía entre los 300-800 mm, con cantidades máximas en los meses de noviembre y diciembre y mínimas en los meses de julio y agosto. Por su parte, la temperatura media anual varía entre los 8-12° C. Los meses más fríos y más cálidos son los meses de enero y julio con temperaturas medias que oscilan entre los 2-4° C y 18-22° C respectivamente. Desde el punto de vista climático, hay que destacar el fenómeno de pantalla que ejerce la Cordillera Cantábrica.

HIDROGRAFÍA

La Hoja se sitúa en el margen noroccidental de la cuenca hidrográfica del río Duero. En la Hoja, la red fluvial se encuentra bien desarrollada con una tendencia de recorrido de norte a sur. Los principales cursos fluviales de la Hoja son, de oeste a este, el Tera, Eria, Duerna, Órbigo, Bernesga, Torío, Porma, Esla, Cea, Valderaduey, Sequillo, y Carrión. Los ríos, Eria, Duerna y Tera nacen en los Montes de León. Los ríos Órbigo, Bernesga, Torío, Porma, Esla, Cea y Carrión nacen en la Cordillera Cantábrica, mientras que los ríos Valderaduey y Sequillo nacen al sur de la Cordillera Cantábrica. Todos ellos vierten sus aguas en el río Duero.

El río Esla discurre por la mitad occidental de la Hoja. Los principales afluentes del río Esla son, de oeste a este, los ríos Tera, Órbigo, Bernesga, Porma y Cea; los ríos Porma y Bernesga vierten sus aguas en la margen derecha del río Esla al sur de la ciudad de León; el río Cea vierte sus aguas en la margen izquierda del río Esla al este de la localidad de Benavente; y los ríos Tera y Órbigo vierten sus aguas en la margen derecha del río Esla al sur de la localidad de Benavente. Los ríos Eria y Duerna son afluentes del río Órbigo; estos ríos vierten sus aguas en la margen derecha del río Órbigo al norte de la localidad de Benavente. El río Torío es afluente del río Bernesga; este río vierte sus aguas en la margen izquierda del río Bernesga en la ciudad de León.

El río Valderaduey discurre por el centro de la Hoja. El principal afluente del río Valderaduey es el río Sequillo; este río vierte sus aguas en la margen izquierda del río Valderaduey al sur del límite meridional de la Hoja. El río Carrión discurre por la mitad oriental de la Hoja.

VEGETACIÓN

Existe una gran diversidad de vegetación y cultivos. En el norte aparecen amplios bosques de robles (*Quercus Pyrenaica*) y en el sur aparecen, localmente, bosques de robles (*Quercus Rotundifolia*), encinas (*Quercus Ilex*), jaras (*Cistus*) y plantas herbáceas (aulagas y tomillo). En las vegas de los ríos existen importantes cultivos de regadío (remolacha principalmente) y, en el resto de secano, (cereales, oleaginosas y viñedos). Adicionalmente existe una superficie importante en la ribera de los principales cursos

fluviales repoblada con chopos (*Populus*). Estos datos pueden consultarse en el Mapa de Vegetación y en el Mapa de Unidades Fisionómicas de vegetación del Atlas del Medio Natural de la Provincia de León (PENAS *et al.*, 1995 a, b, c, d).

Antiguamente, los cultivos de regadío se ubicaban solamente en la vega de los ríos, mientras que, en la actualidad, los cultivos se riegan a través de una amplia red de canales. Los canales más recientes son los canales alto y bajo de Payuelos, entre los ríos Esla y Cea; otro canal importante es el Canal de Castilla y, partiendo de este, el Canal de Campos, en la esquina sureste de la Hoja.

PAISAJE

Las diferencias en el relieve, clima, hidrografía y vegetación permiten la división de la Hoja en dos unidades del paisaje principales: los páramos y la Tierra de Campos. Los páramos son altiplanicies, es decir, extensas superficies de topografía plana, con muy baja pendiente y elevadas entre los principales cursos fluviales, mientras que la Tierra de Campos incluye a las superficies de topografía suave y deprimida relacionada con los cursos fluviales.

ADMINISTRACIÓN

La Hoja se sitúa en la Comunidad Autónoma de Castilla y León, incluyendo, en el norte de la Hoja, parte de las provincias de León (47% de la Hoja) y Palencia (34% de la Hoja), y, en el sur, parte de las provincias de Valladolid (13% de la Hoja) y Zamora (6% de la Hoja). Las principales poblaciones son las ciudades de León (131.500 hab., 2012) y Palencia (81.000 hab., 2012), situadas al noroeste y sureste de la Hoja respectivamente. Otras localidades relevantes de la Hoja son San Andrés del Rabanedo (31.500 hab., 2012), Valencia de Don Juan (5.000 hab., 2012), Sariegos (4.500 hab., 2012), La Virgen del Camino (4.500 hab., 2011), Santa María del Páramo (3.000 hab., 2012), Sahagún (2.500 hab., 2012) y Mansilla de las Mulas (2.000 hab., 2012) en la provincia de León; Benavente (19.000 hab., 2012) en la

provincia de Zamora; y Saldaña (3.000 hab., 2012) y Carrión de los Condes (2.000 hab., 2012) en la provincia de Palencia.

Las vías de comunicación más importantes son la Autopista Ruta de la Plata (AP-66) entre las localidades de León y Benavente, la Autopista León-Astorga (AP-71) entre las localidades del mismo nombre y la Autovía del Camino de Santiago (A-231) entre las localidades de León y Burgos. Especial importancia tiene el Camino de Santiago (Camino Francés), atravesando toda la Hoja desde Carrión de los Condes hasta sobrepasar la ciudad de León.

1.1. SITUACIÓN GEOLÓGICA

Las rocas y sedimentos de la Hoja y su entorno se pueden clasificar en dos grandes unidades en función de sus características estratigráficas, tectónicas, metamórficas y magmáticas: el Macizo Ibérico y la Cuenca del Duero. Los materiales del Macizo Ibérico afloran en la esquina suroeste de la Hoja, así como al norte y oeste de sus límites (a una distancia media de 20-30 km); por su parte, los materiales de la Cuenca del Duero afloran en la mayor parte de la Hoja.

1.1.1. Macizo Ibérico

El Macizo Ibérico es la denominación que reciben los extensos afloramientos de rocas del Precámbrico y especialmente del Paleozoico que ocupan la mitad occidental de la Península Ibérica.

ZONAS

El Macizo Ibérico ha sido dividido en seis zonas en función de sus características estratigráficas, tectónicas, metamórficas y magmáticas (LOTZE, 1929, 1945, 1958; JULIVERT *et al.*, 1972; FARIAS *et al.*, 1987): Zona Cantábrica (ZC), Zona Asturooccidental-Leonesa (ZAOL), Zona Centroibérica (ZCI), Zona de Galicia-Tras-Os-Montes (ZGTM), Zona de Ossa Morena (ZOM) y Zona Sudportuguesa (ZSP) (Figura 2).

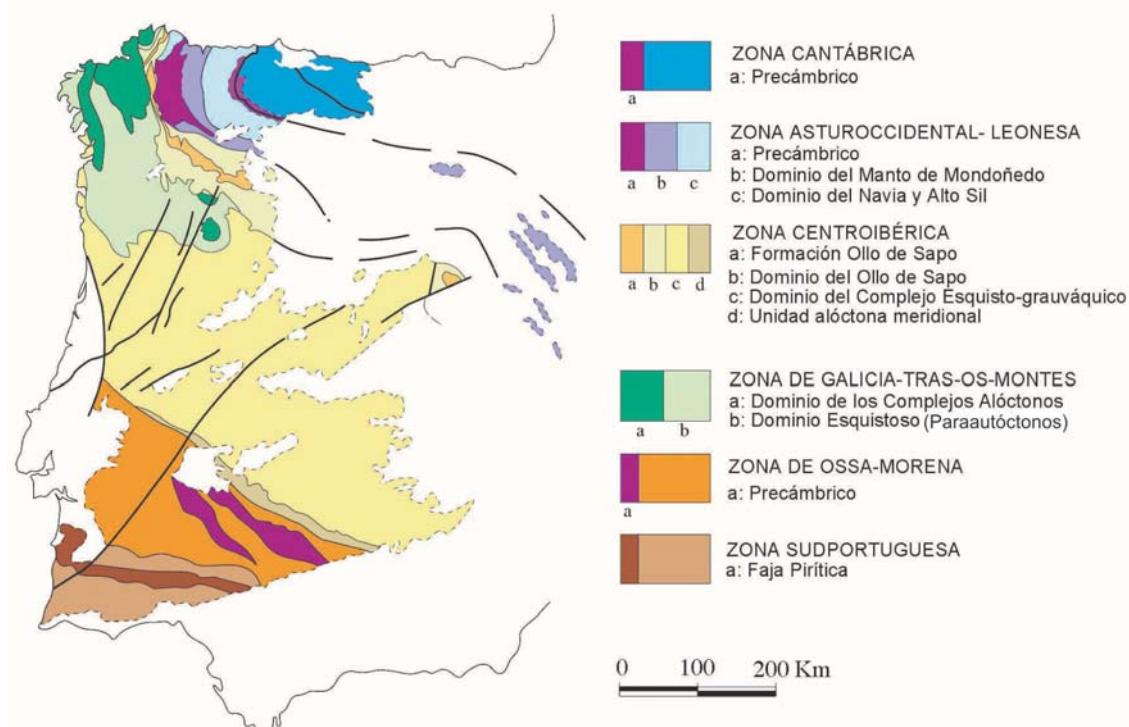


Figura 2. Esquema del Macizo Ibérico, según PÉREZ ESTAÚN *et al.* (2004).

Las únicas zonas del Macizo Ibérico que afloran en la Hoja son unos pequeños afloramientos de la ZCI y la ZAOL en su esquina suroeste.

En la ZCI se distinguen dos dominios: Dominio del Ollo de Sapo, situado al norte, y Dominio del Esquisto-Grauváquico, situado al sur (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004). Las rocas de la ZCI que aparecen en la Hoja son unos pequeños afloramientos del Dominio del Ollo de Sapo en su esquina suroeste. El Dominio del Ollo de Sapo se caracteriza por presentar rocas del Cámbrico-Ordovícico inferior constituidas por areniscas y pizarras con porfiroides intercalados que están afectadas por pliegues acostados vergentes al este y noreste. En este dominio se desarrolla un metamorfismo regional que alcanza el grado alto. Otra característica esencial de este Dominio es la gran abundancia de rocas plutónicas.

En la ZAOL se distinguen dos dominios: Dominio del Navia-Alto Sil, situado al norte y Dominio del Manto de Mondoñedo, situado al sur (MARCOS, 2004). Las únicas rocas de la ZAOL que afloran en la Hoja son unos pequeños afloramientos del Dominio del Navia-Alto Sil en su esquina suroeste. La ZAOL se caracteriza por el gran espesor de rocas del Cámbrico y Ordovícico, afectadas por una primera generación de pliegues vergentes al este, cortados por cabalgamientos con la misma vergencia, y una segunda generación de pliegues de plano axial vertical. En esta zona se desarrolla un metamorfismo regional de grado bajo a medio.

1.1.2. Cuenca del Duero

La Cuenca del Duero es una depresión rodeada de relieves montañosos, la Cordillera Cantábrica al norte, los relieves del Macizo Ibérico al oeste, el Sistema Central al sur y el Sistema Ibérico al este, y rellena de sedimentos terciarios de naturaleza litológica variada y poco deformados.

Sectores

La Cuenca del Duero ha sido dividida en cuatro sectores en función de las características estratigráficas y tectónicas de los sedimentos terciarios que la rellenan (ALONSO-GAVILÁN *et al.*, 2004): sector norte, sector occidental, sector oriental y sector sur. Atendiendo a estas divisiones, la Hoja se sitúa en los sectores norte y occidental.

El sector norte está constituido por sedimentos terciarios procedentes de las formaciones carbonatadas y silíceas paleozoicas y mesozoicas de la Cordillera Cantábrica, mientras que el sector occidental está constituido por sedimentos terciarios procedentes de los metasedimentos precámbricos y paleozoicos y granitoides paleozoicos de los relieves del Macizo Ibérico, situados, a escala de cuenca, al oeste de la Cuenca del Duero y, a escala de Hoja, en los Montes de León.

Los principales depocentros del relleno sedimentario terciario de la Cuenca del Duero se sitúan, según ALONSO *et al.* (1996), en sus sectores norte y oriental con un espesor máximo de sedimentos calculado en 2.500 m y, según HERRERO (2001) y HERRERO *et al.* (2004), en sus sectores norte y occidental con un espesor de 3.500 m.

Los sedimentos terciarios de la Cuenca del Duero han sido divididos en tres secuencias estratigráficas en función de sus características estratigráficas (ALONSO-GAVILÁN *et al.*, 2004): finicretáctica-paleocena, eocena-oligocena y neógena. La secuencia finicretáctica-paleocena aparece en los bordes de cuenca y está constituida por una transición progresiva de sedimentos marinos carbonatados a continentales detrítico-carbonatados. Esta secuencia está representada por la Formación Boñar. La secuencia eocena-oligocena está

constituida por sedimentos continentales detríticos, depositados por abanicos aluviales que distalmente evolucionan a sistemas fluviales y lacustres. Esta secuencia está representada por la Formación Vegaquemada (COLMENERO *et al.*, 1982 a, b; MANJÓN *et al.*, 1982 a, b; HERRERO *et al.*, 2002). La secuencia neógena está constituida por sedimentos detríticos rojos y ocres y sedimentos químicos blanco-grisaceos. Esta secuencia está representada por las formaciones que afloran en la Hoja (ver apartado 2.2).

La disposición estructural de los sedimentos terciarios es simple puesto que aparecen prácticamente sin deformación, horizontales, excepto en las proximidades de los afloramientos de rocas paleozoicas, fuera de la Hoja, donde los sedimentos terciarios muestran una estructura tectónica con cierta complejidad.

1.1.3. Antecedentes

Estratigrafía

Entre las primeras publicaciones de la Cuenca del Duero hay que destacar los trabajos de E. HERNÁNDEZ PACHECO (1915, 1930, 1932, 1943), ROYO GÓMEZ (1926), CIRY (1939), BATALLER y HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1944), SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1946, 1952) y CRUSA FONT y VILLALTA (1954). En estos trabajos se analiza la sedimentología y estratigrafía de los materiales terciarios de la Cuenca del Duero y se agrupan en unidades.

E. HERNÁNDEZ PACHECO (1915, 1930) dividió los materiales terciarios del sector central de la Cuenca del Duero incluidos en las provincias de Palencia y Valladolid en tres grandes unidades con continuidad sedimentaria:

- Arcillas de la Tierra de Campos
- Margas yesíferas de las Cuestas
- Calizas de los Páramos.

Esta división estratigráfica de las facies centrales de la Cuenca del Duero se sigue utilizando en numerosos trabajos actuales, aunque matizando sus límites.

Posteriormente tienen lugar los estudios de MABESOONE (1959, 1961), PASTOR GÓMEZ (1963, 1969), EVERES (1967), RAYNAL y NONN (1968), MANJÓN (1969), LEGUEY y RODRÍGUEZ (1970), DE JONG (1971), GARCÍA ABBAD y REY SALGADO (1973), STAALDUINEN (1973), GARCÍA DEL CURA (1974, 1975), GARCÍA DEL CURA y LÓPEZ AGUAYO (1974), HOCQUARD (1975) y TORRENT (1976). Estos estudios sientan las bases del conocimiento sedimentológico y estratigráfico de los materiales terciarios.

MABESOONE (1959) define una serie de facies para el borde palentino de la Cuenca del Duero.

PASTOR GÓMEZ (1963, 1969) estudia los depósitos paleógenos y neógenos discordantes de las Hojas de La Robla (Nº 129) y Benavides (Nº 160).

EVERS (1967) estudia los niveles inferiores de los materiales terciarios de la Cuenca del Duero a los que denomina Formación Vegaquemada (Paleógeno).

MANJÓN (1969) y HOCQUARD (1975) trabajan en los sedimentos rojos del borde noroeste de la Cuenca del Duero.

STAALDUINEN (1973) realiza un estudio parcial en el entorno de La Robla en el contacto entre la Cuenca del Duero y la Cordillera Cantábrica.

Más recientemente se realizan los estudios de SÁNCHEZ DE LA TORRE (1982), CORRALES *et al.* (1978, 1986), COLMENERO et

al. (1982 a, b, c), GARCÍA-RAMOS *et al.* (1982 a, b), MANJÓN *et al.* (1982 a, b), ARMENTEROS y CORROCHANO (1983, 1994), LEYVA *et al.* (1984), VARGAS *et al.* (1984 a, b), MEDIAVILLA y DABRIO (1986, 1987, 1989), MARTÍN-SERRANO (1988 a, b, 1989), BARDAJÍ (1989), CORROCHANO y ARMENTEROS (1989), MEDIAVILLA *et al.* (1995, 1996) y HERRERO y PINEDA (2006).

CORRALES *et al.* (1986) diferencian varios sistemas de abanicos en la esquina noroeste de la Cuenca del Duero a partir de su mineralogía, litología, geometría, área fuente, mecanismos de transporte y modelo fluvial. Estos autores definen estos abanicos como sistemas fluviales confinados hacia el oeste y no confinados con características de un sistema fluvial *braided* hacia el este, donde coalescen, lo que dificulta su diferenciación.

Entre los trabajos de síntesis estratigráfica destacan los de PÉREZ GARCÍA (1977), PORTERO GARCÍA *et al.* (1978, 1982 a, 1983), JIMÉNEZ *et al.* (1983), ALONSO GAVILÁN *et al.* (1983, 2004), PORTERO GARCÍA y AZNAR (1984), PÉREZ GONZÁLEZ *et al.* (1994), BARBA *et al.* (1994), ARMENTEROS *et al.* (2002).

PÉREZ GARCÍA (1977) al noroeste de la Hoja describe parte de la estratigrafía de los materiales miocenos. Este autor define varias facies, asignándoles edades y ambientes sedimentarios y establece una correlación con unidades anteriormente diferenciadas en otras partes del borde norte de la Cuenca del Duero.

PORTERO GARCÍA *et al.* (1978, 1982 a, 1983) establecen la síntesis estratigráfica de la sucesión cenozoica de la Cuenca del Duero más ampliamente utilizada. Estos autores, integrando los datos recopilados en los trabajos de cartografía de las primeras Hojas del proyecto MAGNA-Segunda Serie y atendiendo a los principales yacimientos de vertebrados a lo largo de una sección norte-sur desde Guardo (Palencia) hasta Cardeñosa (Ávila), describen la serie estratigráfica general, los ambientes sedimentarios y la posición espacial y temporal de las diferentes unidades litoestratigráficas. Esta descripción les permite diferenciar varias facies. Con los datos obtenidos durante la realización de la Hoja esta sección norte-sur se modifica en relación a las unidades cenozoicas superiores y su correlación con las unidades centrales de la cuenca.

BARBA *et al.* (1994) separan los depósitos terciarios de la Cuenca del Duero en tres grandes unidades: en la parte inferior el Complejo de Vegaquemada (conglomerados poligénicos), sobre este el Complejo de Abanicos Poligénicos Intermedios, en la parte superior el Complejo de Abanicos Cuarcíticos Superiores y, sobre estos, la raña.

Sobre los sedimentos de la unidad descrita regionalmente como raña cabe destacar los trabajos de PÉREZ GONZÁLEZ (1979), PÉREZ GARCÍA (1977), VARGAS *et al.* (1984 a, b), HERAIL (1984 a, b) y MARTÍN-SERRANO (1988 a, 1988 b, 1991).

Por su parte, los materiales del Cuaternario han sido estudiados parcialmente en los trabajos de F. HERNÁNDEZ PACHECO (1950), RAYNAL y NONN (1968), LEGUEY y RODRÍGUEZ (1970), TORRENT (1976), PÉREZ GARCÍA (1977), BARBA MARTÍN (1981 a, b), ESTÉVEZ y ARCE (1981), GONZÁLEZ *et al.* (1981), VARGAS *et al.*, (1984 a, b; 1985 a, b), BARDAJÍ (1989), Pérez González y Rodríguez Fernández en CASTELLANOS (1986), NOZAL y HERRERO (1994), NOZAL y ESPINA (1994) y HERRERO (1994).

Tectónica

Por último, se deben mencionar, los trabajos de ALONSO *et al.* (1994 y 1996), que a partir de datos nuevos junto con los previos, realizan una novedosa reinterpretación sobre la estructura alpina de la ZC y de los depósitos terciarios sinorogénicos del sector norte de la Cuenca del Duero.

Paleontología

Los estudios paleontológicos en la Cuenca del Duero se inician con los trabajos de EZQUERRA y DEL BAYO (1837, 1850), VILA-NOVA (1873), DANTÍN (1912) y PÉREZ DE PEDRO (1923), donde se describen los primeros fósiles de vertebrados.

Otras aportaciones de índole paleontológica son las realizadas por ROYO GÓMEZ (1929, 1934), E. HERNÁNDEZ PACHECO (1915, 1943), HERNÁNDEZ SAMPELAYO y HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1954), CRUSSAFONT y VILLALTA (1954) CRUSSAFONT y TRUYOLS (1960), JIMÉNEZ FUENTES (1968, 1970, 1971, 1977, 1982, 1984, 1986, 1992), ALBERDI *et al.* (1981), TRUYOLS y PORTA (1982), GONZÁLEZ-DELGADO *et al.* (1986), y CIVIS *et al.* (1985, 1987, 1989 a, b).

Otros trabajos que aportan datos bioestratigráficos son los de MAZO (1977), LÓPEZ MARTÍNEZ y DE BORJA SANCHIZ (1982), ÁLVAREZ SIERRA (1983), GARCÍA MORENO (1983), LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.* (1986, 1987 Y 1993), ÁLVAREZ SIERRA y GARCÍA MORENO (1986), ÁLVAREZ SIERRA *et al.* (1990), CALVO *et al.* (1993), MAZO y JORDÁ (1994, 1997), ARMENTEROS *et al.* (1997), ALONSO GAVILÁN *et al.* (1997) y NOZAL y HERRERO (2007, 2006 y 2005 a, b) que precisan la cronoestratigrafía de algunas de las unidades litoestratigráficas presentes en varios sectores de la Cuenca del Duero.

LÓPEZ MARTÍNEZ y DE BORJA SANCHIZ (1982) elaboran la primera bioestratigrafía del Neógeno de la Cuenca del Duero hecha con micromamíferos.

CALVO *et al.* (1993) proporcionan una bioestratigrafía actualizada para el Neógeno continental de las cuencas terciarias españolas, apoyándose en datos estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos.

Cartografía

La cartografía geológica del Terciario de la Cuenca del Duero ha sido realizada fundamentalmente dentro del Plan MAGNA a escala 1:50.000. A continuación, se enumeran las Hojas MAGNA a escala 1:50.000 que componen la Hoja a escala 1:200.000.

La cartografía geológica histórica del Plan MAGNA-Primera Serie comprende las siguientes Hojas:

- León (Nº 161) elaborada por HERNÁNDEZ SAMPELAYO *et al.* (1932)
- Gradeles (Nº 162) y Villamizar (Nº 163) elaboradas por HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1933, 1934)
- Astorga (Nº 193) elaborada por HERNÁNDEZ SAMPELAYO y HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1934)
- Santa María del Páramo (Nº 194) elaborada por HERNÁNDEZ SAMPELAYO *et al.* (1928)
- Mansilla de las Mulas (Nº 195) y Sahagún (Nº 196) elaboradas por HERNÁNDEZ SAMPELAYO *et al.* (1929 a, b)
- Villamañan (Nº 232) elaborada por HERNÁNDEZ SAMPELAYO *et al.* (1931)

La cartografía del Plan MAGNA-Segunda Serie se ha realizado en tres etapas. Estas etapas se llevaron a cabo durante los años 1975-1982, 1993-1995 y 2001 respectivamente.

La cartografía de la primera etapa comprende las siguientes Hojas:

- Saldaña (Nº 164) elaborada por ARAGONÉS (1978)
- Carrión de los Condes (Nº 197) elaborada por CARRE-RAS y OLIVÉ DAVÓ (1978 a)

- San Cebrián de Campos (Nº 235) elaborada por CARRE-RAS y OLIVÉ DAVÓ (1978 b)
- Benavente (Nº 270) elaborada por BARBA MARTÍN (1981 a)
- Valderas (Nº 271) elaborada por BARBA MARTÍN (1981 b)
- Palencia) (Nº 273) elaborada por PORTERO GARCÍA y DEL OLMO ZAMORA (1978)

La cartografía de la segunda etapa comprende las siguientes Hojas:

- León (Nº 161) elaborada por SUÁREZ RODRÍGUEZ y NOZAL (2005)
- Gradeles (Nº 162) elaborada por NOZAL *et al.* (2005 a)
- Almanza (Nº 163) elaborada por NOZAL *et al.* (2005 b)
- Santa María del Páramo (Nº 194) elaborada por SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (2005)
- Mansilla de las Mulas (Nº 195) elaborada por ESPINA *et al.* (2005)
- Sahagún (Nº 196) elaborada por NOZAL *et al.* (2004 a)
- Villamañán (Nº 232) elaborada por SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (2004)
- Valencia de Don Juan (Nº 233) elaborada por ESPINA *et al.* (2004)
- Villada (Nº 234) elaborada por NOZAL *et al.* (2004 b)

La cartografía de la tercera etapa comprende la siguiente Hoja:

- Villalón de Campos (Nº 272) elaborada por OLMO SANZ *et al.* (2008)

La cartografía del Plan MAGNA-Segunda Serie y sus memorias correspondientes constituyen la base sobre la que se ha realizado la presente Hoja y Memoria Tabla 1.

| | | | |
|--|---|--------------------------------------|---|
| 161 (13-9) León | 162 (14-9) Gradeles | 163 (15-9) Almanza | 164 (16-9) Saldaña |
| 194 (13-10) Santa María del Páramo | 195 (14-10) Mansilla de las Mulas | 196 (15-10) Sahagún | 197 (16-10) Carrión de los Condes |
| 232 (13-11) Villamañán | 233 (14-11) Valencia de Don Juan | 234 (15-11) Villada | 235 (16-11) San Cebrián de Campos |
| 270 (13-12) Benavente | 271 (14-12) Valderas | 272 (15-12) Villalón de Campos | 273 (16-12) Palencia |

Tabla 1. Esquema de las 16 Hojas MAGNA a escala 1:50.000 que componen la Hoja. Se muestra la numeración y nombre correspondiente a la cuadrícula 1:50.000 del M.T.N. (Entre paréntesis se muestra la numeración correspondiente a la cuadrícula 1:50.000 del Servicio Geográfico del Ejército). En el apartado de Bibliografía se muestran los mapas geológicos correspondientes.

Entre las cartografías a otras escalas relacionadas con la Hoja destacan las siguientes.

A escala 1:25.000 y 1:5.000 se encuentra la cartografía de LÓPEZ BENITO *et al.* (1991). En esta cartografía se realiza un estudio geotécnico y de peligrosidad natural del área metropolitana de la ciudad de León.

A escala 1:200.000 se encuentran las cartografías de AEROSER-VICE (1967), IGME (1970) y SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (1994). En estas cartografías se elaboró una síntesis cartográfica de las unidades estratigráficas de la Cuenca del Duero, de la Hoja y de la Provincia de León, respectivamente.

A escala 1:400.000 se encuentra la cartografía de ALONSO HERRERO (1994) incluida en el Atlas de Medio Natural de la Provincia de León. En esta cartografía se realiza una síntesis de los rasgos geomorfológicos de la provincia de León.

Por último, se debe señalar que, en el tiempo transcurrido entre la realización de la presente Hoja y Memoria (2005-2008) y la publicación de las mismas (2020), se ha realizado la Cartografía Geológica Digital Continua de España (GODE), a escala 1:50.000, que representa el resultado de la homogeneización y actualización cartográfica de la serie del mapa geológico MAGNA. El GODE está dividido en Regiones o Zonas geológicas. En la presente Hoja se incluyen parte de las siguientes Regiones Geode: 1100 Zona Asturoccidental-Leonesa, 1300 Zona Centroibérica, Dominio del Ollo de Sapo y 2300 Cuenca del Duero-Almazán, cuya información cartográfica vectorial y leyenda puede visualizarse desde el Portal de cartografía de la página web del IGME (<http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geode.aspx>). Además, durante dicho periodo de tiempo, se han realizado publicaciones, relacionadas con la sedimentación y estructura de los materiales de la Hoja que se encuentran formando parte de la Cuenca del Duero.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja afloran materiales del Paleozoico, Terciario y Cuaternario, siendo los terciarios y cuaternarios los que ocupan la mayor parte de la superficie. Los materiales que afloran en la Hoja están comprendidos entre el Cámbrico (590-488 Ma) y el Cuaternario (<2,6 Ma), faltando depósitos desde el Ordovícico hasta el Cenozoico (488-65 Ma).

2.1. PALEOZOICO

Las únicas rocas paleozoicas de la Hoja son unos pequeños afloramientos en su esquina suroeste de materiales del Macizo Ibérico que son rápidamente cubiertos por los sedimentos terciarios de la Cuenca del Duero. Estas rocas pertenecen a la ZCI y la ZAOL y están constituidas fundamentalmente por cuarcitas y pizarras.

2.1.1. Zona Centroibérica (ZCI)

Las unidades de la ZCI que afloran en la Hoja pertenecen al Dominio del Ollo de Sapo, y dentro de este a la región del Sinclinal de Truchas. La litología es fundamentalmente detrítica y sus edades oscilan entre el Cámbrico y el Ordovícico medio.

A continuación, se enumeran y describen las unidades de la ZCI cartografiadas en la Hoja.

2.1.1.1. *Porfiroides, esquistos y filitas (1). Serie del Ollo de Sapo. Cámbrico-Ordovícico inferior*

Localización

La Serie o Formación Ollo de Sapo solo aparece en un pequeño afloramiento en la esquina suroeste de la Hoja, en las proximidades de la localidad de Quintanilla de Urz.

Descripción

La serie está formada por porfiroides con intercalaciones de esquistos y filitas.

Los porfiroides presentan glándulas de cuarzo de hasta 6 mm, de color azul y orientadas según la esquistosidad. Estos porfiroides suelen presentar glándulas de plagioclasas de hasta 10 cm.

Las intercalaciones de esquistos y filitas son de composición cuarzo-feldespática. Estas intercalaciones se disponen en capas delgadas.

Interpretación

Existen diferentes interpretaciones sobre el origen de la Formación Ollo de Sapo. RIEMER (1963, 1966) y MARTÍNEZ GARCÍA (1973) consideran que esta formación proviene de un conjunto volcánico de carácter ácido, con lavas, tobas y rocas subvolcánicas afectadas por procesos metamórficos; este último autor considera además que existe, durante el depósito de las tobas, un cierto aporte detrítico.

SCHÄFER (1969), BISCHOFF *et al.* (1973, 1978), NAVIDAD (1978), GONZÁLEZ LODEIRO (1981), GONZÁLEZ LODEIRO *et al.* (1982) y CAPOTE (1983) interpretan que tanto las facies con megacristales como las microglandulares son de origen volcánico y/o subvolcánico.

NAVIDAD (1978) considera que existen intercalaciones de niveles sedimentarios, los cuales podrían proceder de la erosión de las rocas volcánicas y subvolcánicas.

DÍEZ MONTES (2006) diferencia en la Formación Ollo de Sapo, a partir de relaciones de campo y análisis petrográficos, una serie de grupos litológicos que incluyen el ortogneis glandular y una secuencia volcánica y volcanosedimentaria, cuyas características composicionales, texturales y estructurales sugieren un origen común. Según este autor los materiales que componen la Formación Ollo de Sapo, incluyendo el ortogneis glandular, son el resultado de una importante actividad volcánica de edad Paleozoico inferior (hasta Tremadociense), reconocida en toda la ZCI y en numerosas regiones de Europa, y que está asociada a un episodio extensional (*rifting*) en el margen pasivo de Gondwana, probablemente provocado por un proceso de desplome de una zona de subducción activa en el margen meridional del Océano Iapetus.

Edad

Varias dataciones isotópicas señalan que la edad de la Formación Ollo de Sapo es Cámbrico-Ordovícico inferior (GEBAUER, 1993; VALVERDE VAQUERO y DUNNING, 1997; FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.*, 2000).

2.1.1.2. *Cuarzoesquistos y filitas (2). Cuarcitas grises y blancas (3). Capas de los Montes. Ordovícico inferior*

Localización

Estos materiales afloran en la esquina suroeste de la Hoja, al norte de la localidad de Quintanilla de Urz.

RIEMER (1966) es el primero en utilizar el nombre de Capas de los Montes para una unidad fundamentalmente cuarcítica situada entre la formación porfiroides del Ollo de Sapo y la cuarcita armoricana.

Descripción

Las Capas de los Montes están constituidas por dos series concordantes: la serie inferior (2) y la serie superior (3). En la Hoja, tanto el contacto como el espesor de estas dos series quedan ocultos por los sedimentos terciarios de la Cuenca del Duero.

La **serie inferior (2)** está formada por cuarzoesquistos y filitas grises con intercalaciones lenticulares de cuarcitas.

Los cuarzoesquistos y filitas grises contienen moscovitas abundantes y orientadas en niveles, también contienen biotitas aisladas y sin orientación. Los minerales accesorios incluyen opacos, leucoxeno, albita, turmalina, circón y apatito. La textura de estos cuarzoesquistos es granolepidoblástica.

Las intercalaciones lenticulares de cuarcitas están constituidas por cuarcitas micáceas grises y blancas. La textura es granoblástica, con moscovita intersticial y escasa sericitia también intersticial. Los minerales accesorios incluyen circón y turmalina, ambos detríticos. Estas cuarcitas presentan frecuentes laminaciones paralelas y cruzadas, y una buena estratificación.

La **serie superior (3)** está constituida por cuarcitas grises y blancas con intercalaciones de niveles cuarcíticos muy micáceos.

Las cuarcitas grises y blancas son de grano fino. Los minerales accesorios incluyen moscovita, turmalina y circón, todos detríticos; otros minerales accesorios son la sericitia, biotita, leucoxeno, apatito y esfena. La textura es granoblástica. Estas cuarcitas se disponen en una serie monótona, con microlaminación paralela, laminación cruzada a gran escala, y bien estratificadas en niveles de 0,5 a 3 m de espesor, aunque hay intercalados algunos bancos de mayor potencia.

Las intercalaciones de cuarcitas micáceas tienen moscovitas abundantes y orientadas en niveles, pudiéndose encontrarse entre ellos niveles delgados de esquistos moscovíticos. La textura es granolepidoblástica. Estas cuarcitas se reconocen en el campo por presentar un mayor lajamiento y erosión diferencial.

Interpretación

La sucesión estratigráfica de las Capas de los Montes es muy similar a la Serie de los Cabos de la ZAOL, sin embargo, existen diferencias cronoestratigráficas que no permiten hacer una correlación fiable. La sedimentación de estos materiales probablemente tuvo lugar en un ambiente marino somero de tipo llanura deltaica.

Edad

En los bancos cuarcíticos se encuentran icnofósiles como pistas bilobuladas de *Hyolites* (QUIROGA DE LA VEGA, 1981) así como *Skolithos*, y *Cruzianas* (FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1994) que han sido datados como Ordovícico inferior-medio.

2.1.1.3. Cuarcitas grises y blancas en bancos (4). Cuarcita Armicana. Ordovícico inferior

Localización

Estos materiales afloran en la esquina suroeste de la Hoja, en las proximidades de la localidad de Manganeses.

Descripción

Esta formación está constituida por cuarcitas grises y blancas y algunos niveles pizarrosos de poco espesor.

Las cuarcitas son generalmente grises y blancas de grano fino. Los minerales accesorios incluyen moscovita, turmalina y circón detríticos, sericita, biotita, leucoxeno, apatito, y esfena. La textura es granoblástica. Estas cuarcitas presentan frecuentemente laminación paralela, laminación cruzada a gran escala, y están bien estratificadas en niveles de 0,5 a 3 m.

Los niveles pizarrosos tienen abundante moscovita concentrada en niveles, presentan textura lepidoblástica, y se encuentran finamente laminadas por lo que en el campo suelen presentar mayor lajamiento y erosión diferencial.

Hacia el techo, esta unidad suele presentar intercalados niveles ferruginosos, cuarcitas de tonos verdosos y ocasionalmente niveles vulcanodetríticos y carbonatados. La zona de tránsito con la unidad suprayacente (denominada Capas de Transición) está formada por una secuencia de cuarcitas, areniscas y pizarras, grano y estratocreciente.

El espesor máximo aproximado de esta unidad es de 300 m.

Interpretación

Los sedimentos de esta unidad se relacionan con una amplia llanura deltaica, incluyendo facies continentales depositadas por ríos de cauces trenzados que alternan con otras facies marinas muy someras.

Edad

La edad de esta unidad en base a icnofósiles de tipo *Cruziana* y *Skolithos* es Ordovícico inferior (Floiene), siendo su techo probablemente Ordovícico medio (Dapingiense inferior).

2.1.2. Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL)

El contacto de la ZCI con la ZAOL queda oculto por los sedimentos terciarios de la Cuenca del Duero. Las unidades de la ZAOL que afloran en la Hoja pertenecen al Dominio del Navia-Alto Sil. La litología es fundamentalmente detrítica y sus edades oscilan entre el Precámbrico y el Ordovícico inferior.

A continuación, se enumeran y describen las unidades de la ZAOL cartografiadas en la Hoja.

2.1.2.1 Pizarras, cuarcitas (5). Dolomías (6). Formación Cándana. Ediacariense?-Cámbrico inferior

Localización

Esta unidad aparece en la esquina suroeste de la Hoja, en las proximidades de Alija del Infantado.

Descripción

La Formación Cándana está constituida por una potente sucesión detrítica de pizarras y cuarcitas (5) con niveles intercalados de dolomías (6).

La sucesión detrítica de **pizarras y cuarcitas (5)** presenta un miembro inferior, un miembro medio y un miembro superior. El miembro inferior está constituido por cuarcitas, a veces conglomeráticas, areniscas y pizarras, ordenadas en secuencias grano-decrecientes y con estratificación cruzada. El miembro medio está constituido por pizarras verdes con intercalaciones de areniscas y cuarcitas. Y por último, el miembro superior está formado por cuarcitas, areniscas y pizarras ordenadas en secuencias grano-crecientes, culminando la formación en una secuencia grano-decreciente de pizarras y areniscas denominada Capas de Transición.

Los niveles de **dolomías (6)** están constituidos por dolomías y calizas, generalmente lenticulares, y situados a diferente altura estratigráfica, aunque predominan en la parte inferior.

El espesor máximo aproximado de la Formación Cándana oscila entre los 800 y 900 m.

Interpretación

Recientemente la Formación Cándana se ha interpretado en relación con la progradación de un sistema deltaico de alta energía (*fan delta*) desde el N-NE sobre una plataforma somera de baja energía con carbonatos de origen no determinable. El miembro inferior representaría a los primeros episodios de la progradación mientras que el miembro medio constituiría un episodio más avanzado, con depósitos de llanura aluvial *braided* en los sectores proximales y depósitos fluviales intercalados con episodios marinos en los sectores distales. El miembro superior marcaría el reinicio de la sedimentación marina bajo condiciones favorables para la vida.

Edad

En la ZAOL el techo del miembro inferior de la Formación Cándana ha proporcionado icnofósiles atribuidos al Precámbrico (Ediacariense), mientras que las Capas de Transición del miembro superior han proporcionado fauna abundante de trilobites y arqueociatos de edad Cámbrico inferior

2.1.2.2. Cuarcitas, pizarras y areniscas (7). Serie de los Cabos. Cámbrico medio-Ordovícico inferior

Localización

Esta unidad aparece en la esquina suroeste de la Hoja.

Descripción

LOZTE (1958) definió la Serie de los Cabos como una potente sucesión detrítica, compuesta por cuarcitas, areniscas y pizarras, y con intercalaciones de rocas volcánicas en distintos niveles.

En el Dominio del Navia-Alto Sil se han separado tres miembros. El Miembro inferior, constituido por cuarcitas principalmente; el Miembro medio, constituido por alternancias de areniscas y pizarras; y el Miembro superior, principalmente cuarcítico.

En la Hoja no aflora el Miembro inferior, en general, como sucede en la columna de San Juan de Torres (Figura 3), aflora el Miembro medio, constituido por capas de cuarcitas con intercalaciones de pizarras con muchas micas blancas y algunas areniscas. Las estructuras más frecuentes son las estratificaciones cruzadas,

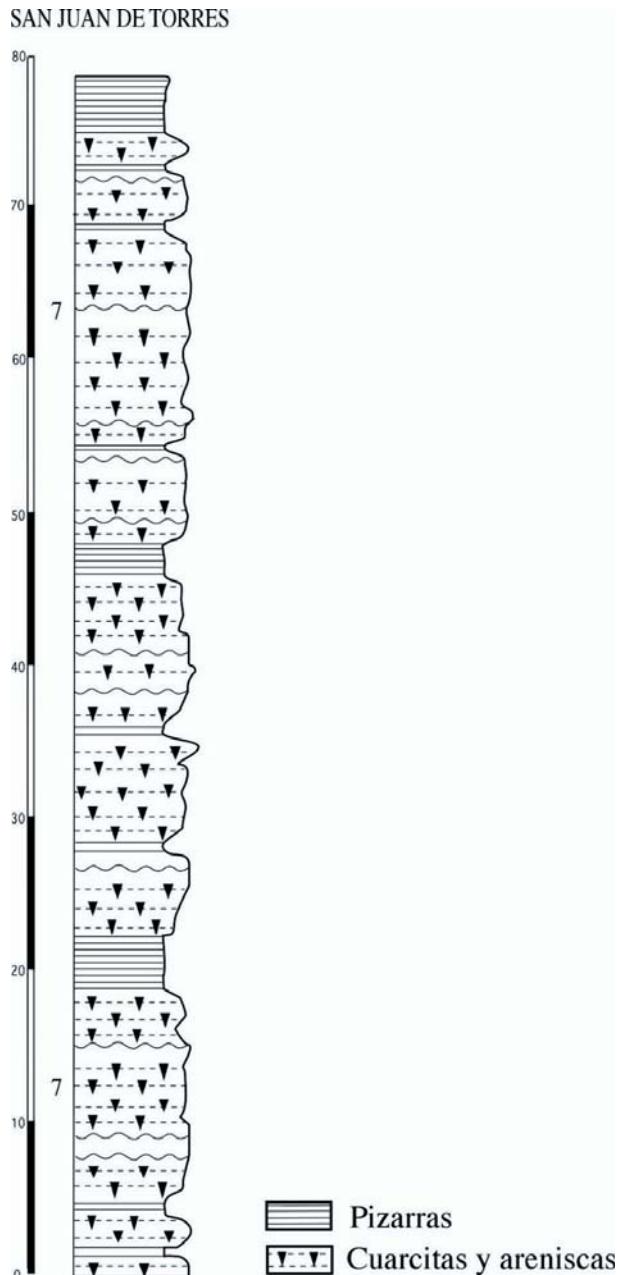


Figura 3. Columna estratigráfica sintética de la Serie de los Ca-
bos en las proximidades de la localidad de San Juan de Torres.
Tomada de SUÁREZ RODRÍGUEZ et al. (2005).

ripples y *megaripples*, y laminación paralela y cruzada. Entre las estructuras orgánicas se encuentran pistas fósiles, como *Skolithos*, *Cruzianas*, y *Rusophycus*.

El espesor de la Serie de los Cabos es difícil de evaluar debido a que están influenciados por el nivel que alcanza la erosión pre-silúrica y a los accidentes tectónicos. La Serie de los Cabos presenta su mayor espesor en el Dominio del Navia-Alto Sil, donde varía desde los 4.000-4.500 m en el sector oriental hasta los 2.500 m en el sector occidental.

Interpretación

El medio sedimentario considerado para esta serie, en trabajos recientes, es el de una plataforma marina somera de baja energía, con eventos esporádicos de alta energía, provocados por tormentas. Los registros de *Skolithos*, se interpretan como asociados a períodos de baja intensidad en la sedimentación.

Edad

Respecto a la edad, existen datos desde antiguo de los niveles pizarrosos inferiores que han librado fauna de trilobites del Cámbrico medio (BARROIS, 1882; LOTZE y SDZUY, 1961; WALTER, 1963; MELENDEZ y ASENSIO AMOR, 1964; FARBER y JARITZ, 1964; SDZUY, 1968; MARCOS, 1973). En el techo de la Serie de los Cabos se han encontrado en muchos lugares pistas orgánicas del Ordovícico Inferior (MARCOS, 1973; BALDWIN, 1975; PÉREZ-ESTAÚN, 1978, VILLAS *et al.*, 1995). Así, en base a estos datos de carácter regional, se acepta que la edad de esta formación está comprendida entre el Cámbrico medio y el Ordovícico inferior.

2.2. TERCIARIO

Los materiales terciarios de la Hoja se pueden clasificar en tres ciclos sedimentarios (BARBA *et al.*, 1994, HERRERO *et al.*, 1994). El primer ciclo sedimentario incluye unidades polimíticas, el segundo ciclo incluye unidades silíceas y el tercer ciclo se denomina regionalmente raña.

2.2.1. Primer ciclo: unidades polimícticas

Estas unidades están constituidas fundamentalmente por conglomerados con clastos polimíticos, arenas, limos y niveles carbonatados. La estratigrafía de estas unidades evidencia un área fuente mesozoica predominantemente carbonatada y otra área paleozoica predominantemente silícea. La edad asignada a estas unidades es Mioceno inferior–Mioceno superior (Vallesiense).

A continuación, se enumeran y describen las unidades polimíticas cartografiadas en la Hoja.

2.2.1.1. *Lutitas, arenas lutíticas y conglomerados silíceos rojos (8). Series Rojas. Mioceno inferior*

Localización

Esta unidad aflora exclusivamente en la esquina suroeste de la Hoja. Se trata de dos pequeños afloramientos situados en los lugares de la Cuesta de Pontes y La Nora. Los afloramientos de esta unidad han sido descritos en la Hoja de Villamañán (Nº 232) a escala 1:50.000 por SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (2004).

Descripción

El afloramiento de la Cuesta de Pontes es un depósito situado discordante sobre un paleo relieve modelado en materiales alterados paleozoicos de la Serie de los Cabos. La parte alta del depósito se encuentra recubierta por depósitos de ladera cuaternarios, sin embargo, la parte baja se encuentra incidida por el perfil de ladera actual. En esta parte del depósito se puede diferenciar una subunidad inferior y una subunidad superior.

La subunidad inferior es un depósito de color rojizo constituido por cantos angulosos de areniscas, cuarcitas y pizarras de la Serie de los Cabos. La matriz es arenosa-arcillosa en proporciones variables, llegando a estar ausente en algunos niveles. En algunos niveles se puede observar estratificación subparalela al paleorelieve y a la ladera actual.

La subunidad superior se sitúa a techo de la subunidad inferior y está constituida por un depósito de ladera de color ocre.

El afloramiento de La Nora es un depósito situado discordante sobre un paleovalle modelado entre dos crestas de cuarcitas. El depósito se encuentra incidido por la actual red de drenaje. En

el depósito se puede diferenciar una subunidad inferior y una subunidad superior (Figura 4).

La subunidad inferior es un depósito de color rojizo con un espesor superior a los 30 m. Este depósito está estructurado en secuencias bien estratificadas, granocrecientes, y de 1-2,5 m de espesor. Estas secuencias se inician con bases erosivas netas y continúan con un depósito en el que se puede diferenciar un tramo inferior y un tramo superior.

El tramo inferior de hasta 1,5 m de espesor está constituido por cantos de cuarcita, pizarra, cuarzo y arenisca, angulosos, heterométricos, clastosportados y alterados (rubefactados). El tamaño de los clastos presenta una media de 10 cm, disminuyendo en algunos niveles hasta los 2-3 cm, y un tamaño máximo de 45 cm. El color rojizo del depósito es herencia de la alteración de los materiales del área fuente. La matriz está ausente o es muy escasa. En este último caso se trata de una matriz lutítica de color rojo. Normalmente los clastos se encuentran orientados e imbricados.

El tramo superior está constituido casi exclusivamente por microconglomerados de pizarras alteradas de color rojo con matriz lutítica que lateralmente pasan a sedimentos más finos.

El análisis por difracción de RX realizado en esta unidad muestra la presencia de cuarzo (46-40%), feldespatos (2% de plagioclásas y 2-5% feldespato potásico) y calcita. En la matriz destaca la presencia de micas, caolín, feldespatos, fragmentos de roca y minerales opacos.

La subunidad superior es un depósito de color ocre con un espesor de unos 4 m. El depósito está constituido por conglomerados de cantos de cuarcita y arenisca organizados en niveles de cantos redondeados y, en menor medida, angulosos. El tamaño de los clastos redondeados presenta una media de 3 cm, mientras que la de los clastos angulosos es de 15 cm. La matriz, más abundante que en la unidad inferior, está constituida por fragmentos de pizarras alteradas de color ocre. En el muro de esta subunidad se observan laminaciones.

Interpretación

El depósito de la Cuesta de Pontes se interpreta como un depósito de ladera, mientras que el depósito de La Nora se interpreta como un depósito de abanico proximal.

Correlación

La subunidad inferior de los dos afloramientos es la facies proximal de las Series Rojas descritas en la región occidental zamorana por MARTÍN-SERRANO (1988 a), mientras que la subunidad superior de los dos afloramientos es la facies proximal de las Series Ocres descritas en la región occidental zamorana por MARTÍN-SERRANO (1988 a).

Edad

Las Series Rojas de MARTÍN SERRANO (1988 a) son azoicas, sin embargo, este mismo autor les asigna una edad Mioceno inferior debido a que aparecen fosilizadas por las Series Ocres.

2.2.1.2. Margas verdes y blancas, arcillas con niveles carbonatados y yesíferos (9). Facies Dueñas. Mioceno inferior

Localización

Esta unidad aflora en el cuadrante sureste de la Hoja, en las proximidades de la provincia de Palencia. Esta unidad fue descrita por primera vez por PORTERO GARCÍA *et al.* (1982 a).

LA NORA

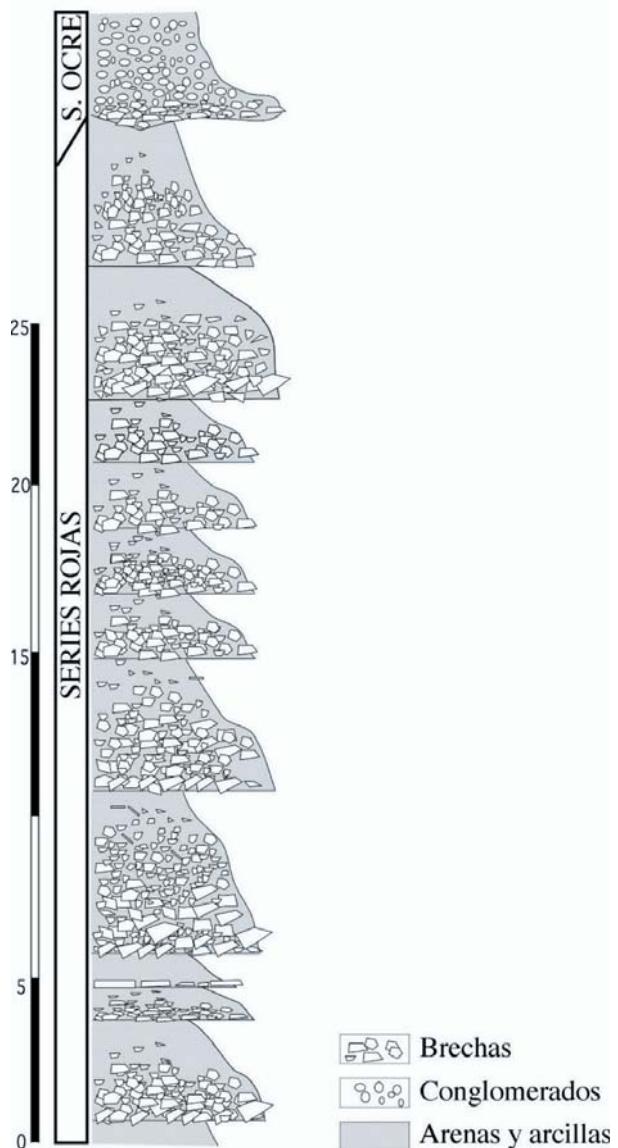


Figura 4. Columna estratigráfica sintética, incluyendo las Series Rojas y Ocres, que aflora en las proximidades de la localidad de la Nora. Tomada de SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (2005).

Descripción

Esta unidad está constituida por un conjunto de margas, arcillas y calizas con colores claros, verdes, blancos y grises. Asimismo, es frecuente la presencia de yesos diagenéticos llenando fisuras.

Las margas y arcillas aparecen en estratos tabulares de espesor variable, en general, inferior a los 2 m, y con una extensión lateral alta. Sus límites inferior y superior suelen ser netos, pudiendo ser, a veces, graduales. Los estratos tienen una estructura masiva, aunque, en ocasiones, se aprecia una intensa laminación horizontal.

Las calizas son biomicritas y micritas fosilíferas y se presentan en intercalaciones de espesor reducido que varía entre 10-30 cm. En estos niveles son muy abundantes los fragmentos de invertebrados como gasterópodos, ostrácodos y caráceas.

El espesor máximo visible de esta unidad es de 20 m.

Interpretación

Esta unidad se interpreta como depósitos de playas salinas y efímeras (PORTERO GARCÍA *et al.*, 1982 a).

Correlación

La Facies Dueñas es la facies distal de las Series Rojas descritas en la región occidental zamorana por MARTÍN-SERRANO (1988 a).

Edad

A esta unidad se le asigna una edad Mioceno inferior.

2.2.1.3. Conglomerados silíceos (10). Formación Villarroquel. Mioceno medio-superior

Localización

Los principales afloramientos de esta unidad se encuentran en la esquina noroeste de la Hoja, en los valles de los ríos Bernesga y Órbigo, concretamente entre las poblaciones de Carrizo de la Ribera, Villarroquel y La Robla.

Descripción

La Formación Villarroquel está constituida exclusivamente por conglomerados y arenas, cuyo rasgo más común es la ausencia de cementación (Figura 5).

Los conglomerados son clasto o matriz-soportados, con una composición mayoritariamente silícea. Estos conglomerados aparecen en grandes cuerpos amalgamados que generan morfologías tabulares con una extensión lateral de hasta 200-300 m. Entre ellos se intercalan capas de arenas de escasa entidad. Los cuerpos de conglomerados pueden ser masivos (Gm), o bien, presentar imbricaciones, estratificaciones cruzadas o una difusa estratificación horizontal (Gt) (Figura 6).

Las arenas tienen un tamaño de grano medio a grueso, y pueden presentarse en capas masivas (Sm) o con estratificaciones cruzadas (St) remarcadas por óxidos de hierro (Figura 6).

Tanto los conglomerados como las arenas forman secuencias grano-decrecientes cuyo espesor varía entre 10 y 15 m. Las secuencias están separadas por superficies erosivas de fuerte relieve. Hacia el sur los conglomerados experimentan una progresiva disminución tanto en el espesor de las capas como en el tamaño de grano hasta quedar aislados en morfologías canaliformes dispersas entre arenas de color ocre.

Esta unidad presenta en el borde norte de la Cuenca del Duero, concretamente en el valle del río Bernesga, un espesor de 1.000-1.200 m, mientras que hacia el sur el espesor visible disminuye hasta ser inferior a los 100 m (HERRERO, 2001, SUÁREZ RODRÍGUEZ et al., 2004 y HERRERO et al., 2002, 2004).

Interpretación

Las características sedimentológicas de esta unidad permiten relacionarla con un medio sedimentario de abanicos aluviales húmedos al pie de un frente montañoso. En estos abanicos se pueden diferenciar canales *braided* de baja sinuosidad en los que se pueden diferenciar canales menores de escasa profundidad y anchura, y barras de gravas longitudinales y transversales entre ellos.

En este modelo sedimentario se pueden diferenciar en un perfil longitudinal N-S de aproximadamente 15-20 km, entre La Robla al norte y Montejo del Camino al oeste de la ciudad de León, zonas proximales y distales respectivamente. Las zonas proximales, localizadas al norte, están constituidas fundamentalmente por conglomerados. Hacia las zonas distales, es decir, hacia el sur, los conglomerados disminuyen su espesor, llegando a constituir niveles intercalados entre arenas masivas.

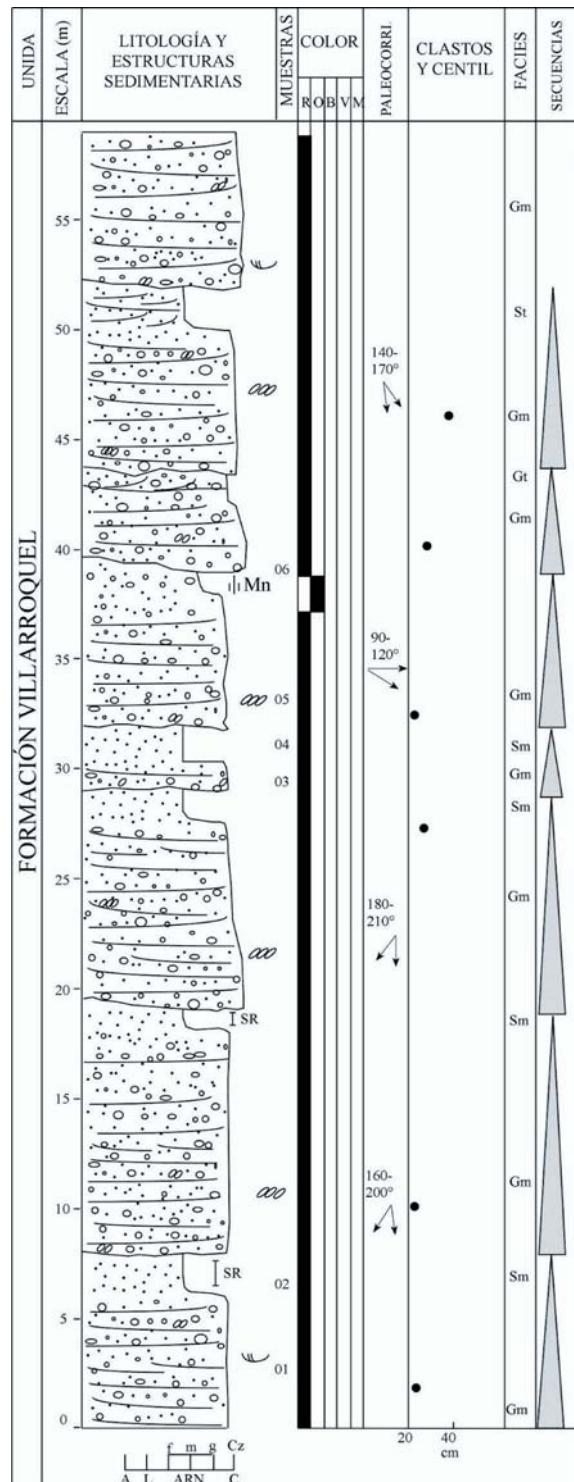


Figura 5. Columna estratigráfica sintética de la Formación Villarroquel en las proximidades de la localidad del mismo nombre. Tomada de HERRERO (2001) y SUÁREZ RODRÍGUEZ et al. (2005).

Correlación

Esta unidad es la facies proximal de las Series Ocres descritas en la región occidental zamorana por MARTÍN-SERRANO (1988 a), y es equivalente a la Facies de las Omañas-Villarroquel descrita en Las Omañas por PÉREZ-GARCÍA (1977), a la Unidad Poligénica de REMONDO y CORROCHANO (1992) y HERRERO (1994, 2005), y dentro de esta, a la Facies Villarroquel descrita en la Hoja de León (Nº 161) a escala 1: 50.000 por SUÁREZ RODRÍGUEZ et al. (2005), y a la Formación Villarroquel descrita por HERRERO (1994).

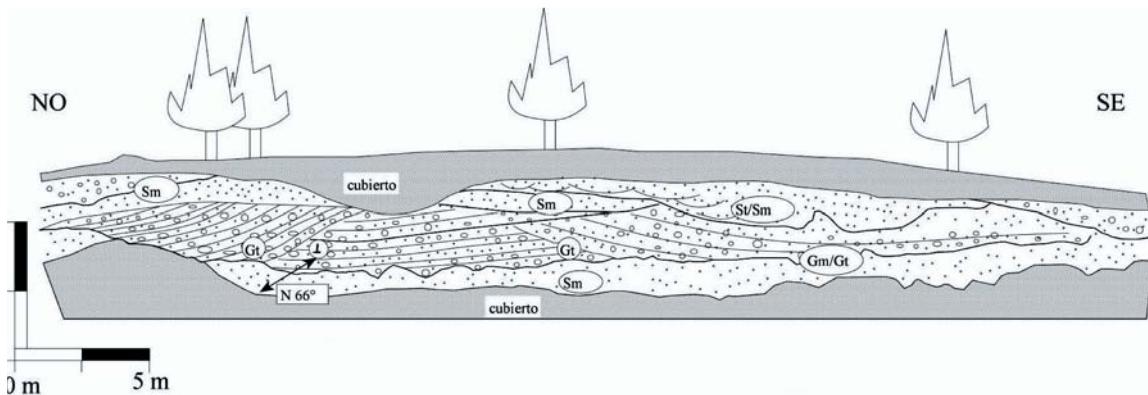


Figura 6. Esquema del afloramiento de la Formación Villarroquel en las proximidades de la localidad de Montejos del Camino. Tomada de Herrero (2001).

Edad

La edad asignada a la Formación Villarroquel es Mioceno inferior (Ageniense inferior)-Mioceno superior (Vallesiense) (HERRERO *et al.*, 2002).

2.2.1.4. *Conglomerados polimíticos, arenas y limos con concreciones carbonatadas (11 y 11'). Formación Mansilla de las Mulas. Mioceno medio-superior*

Localización

La Formación Mansilla de las Mulas es la unidad de mayor extensión, apareciendo en gran parte de la Hoja, principalmente al sur de la ciudad de León. Esta unidad fue descrita por primera vez por HERRERO (2001) asimilándola o haciéndola coincidente a la descrita por COLMENERO *et al.* (1982 a) en afloramientos de los ríos Esla, en la localidad de Modino, Cea, en la localidad de Puente Almuhey, y Carrión.

Descripción

El espesor máximo visible de esta formación es de 250 m. La base de la Formación Mansilla de las Mulas no aparece en los afloramientos de la Hoja, sin embargo, el estudio del subsuelo permite obtener un espesor máximo de 1.900 m hacia el norte, al noroeste de la localidad de Almanza, y de 600-700 m hacia el sur, en la localidad de Valencia de Don Juan (HERRERO, 2001 y HERRERO *et al.*, 2004).

Las capas de la Formación Mansilla de las Mulas se presentan subhorizontales, con inclinaciones deposicionales de 3-5° hacia el sur, sin embargo, en algunos afloramientos septentrionales se pueden observar buzamientos de 6-40° hacia el sur.

Se trata de una unidad continental constituida por conglomerados, arenas, lutitas y carbonatos, siendo las litologías dominantes las arenas y calizas. Dentro de esta unidad y teniendo en cuenta la proporción de conglomerados y carbonatos, se han diferenciado dos zonas: zona proximal (11) y zona distal (11'). En la zona proximal predominan los conglomerados mientras que en la zona distal predominan los limos y aparecen niveles de carbonatos. El límite entre estas dos zonas se sitúa aproximadamente en el paralelo de Mansilla de las Mulas.

La **zona proximal (11)** está constituida fundamentalmente por conglomerados, arenas y limos organizados en secuencias granodecrecientes que llegan a alcanzar los 15 m de espesor (Figura 7).

Los conglomerados son poligénicos y cementados por carbonato cálcico u óxidos de hierro. Estos conglomerados pueden presen-

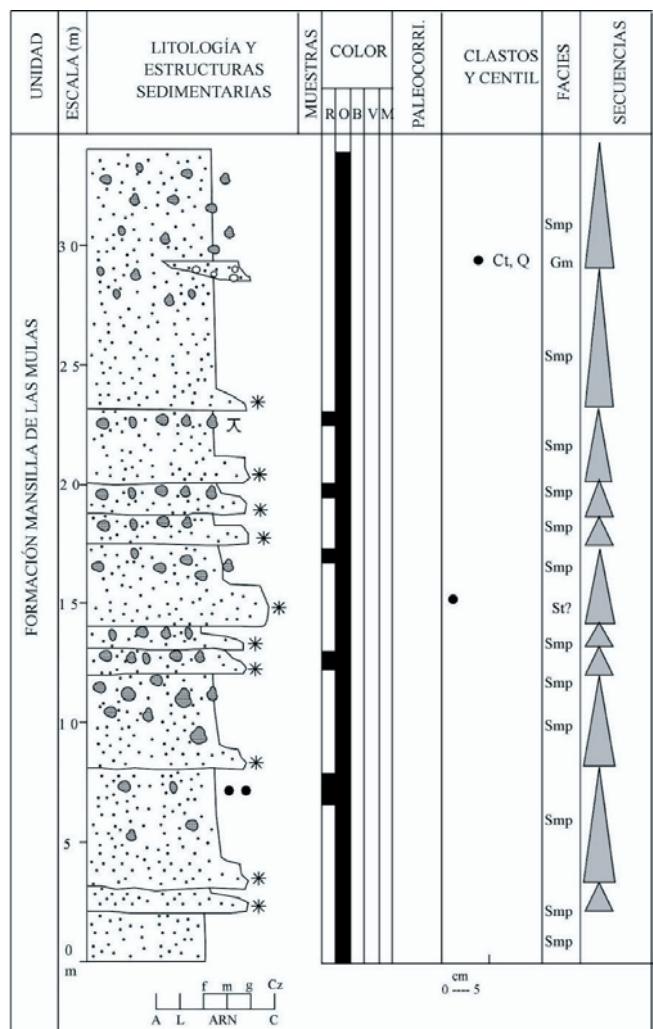


Figura 7. Columna estratigráfica sintética de la Formación Mansilla de las Mulas en las proximidades de la localidad de Corbilllos de los Oteros. Tomada de Herrero (2001).

tar estratificación cruzada, en surco o planar o bien presentar un aspecto masivo con frecuentes imbricaciones. Los cuerpos conglomeráticos presentan una morfología canaliforme que llegan a alcanzar los 10-20 m de anchura.

Las arenas son litarenitas. Estas arenas son masivas, aunque en ocasiones presentan laminaciones de *ripples*, estratificación cruzada, en surco o planar. Los cuerpos de arenas pueden presentar una morfología tabular de gran extensión lateral que puede

llegar a los cientos de metros. También se pueden observar rasgos edáficos como acumulaciones de carbonato aisladas en agregados prismáticos o políédricos o concentradas en niveles, nódulos de sesquióxidos de hierro (algunos de hasta 3-4 cm de diámetro), cutanes, rizocreciones o bioturbaciones de animales.

Los limos son arenosos. Estos limos pueden ser masivos o presentar laminación paralela. Los cuerpos de limos están estrechamente relacionados con las arenas, presentando una geometría tabular de gran extensión lateral que puede llegar a alcanzar los cientos de metros. También se pueden observar costras de composición carbonatada, formando cuerpos tabulares de espesor inferior a 4 m, extensión lateral de hasta 300 m. Estas costras carbonatadas se reconocen en el campo por los escarpes que condicionan en las laderas.

Hacia el sur, los conglomerados van disminuyendo su espesor, granulometría y presencia, a la vez que va aumentando el número de niveles carbonatados.

La **zona distal (11')** está constituida por una sucesión de arcillas, limos, arenas, escasos conglomerados y algunos niveles carbonatados muy dispersos. Estos sedimentos tienen un color amarillo, ocre y, a veces, rojizo (Figura 8).

Los limos presentan un contenido alto en arena fina y a veces se intercalan con niveles carbonatados con rasgos edáficos. Los cuerpos de limos tienen una geometría tabular superior a 150 m de extensión lateral. En estos sedimentos se pueden observar rasgos relacionados con diferentes procesos de alteración y edáficos como estratos de geometría tabular, alternancia neta de colores rojizos y ocre-amarillentos, concentraciones de carbonato cálcico y oxihidróxidos de hierro y manganeso, bioturbación animal y vegetal, cutanes o revestimientos (migración de arcillas, oxihidróxidos de hierro y manganeso), *slikensides* y ausencia de estructuras sedimentarias.

Las arenas tienen un tamaño de medio a fino, buena clasificación, no están cementadas y presentan estructuras sedimentarias como laminaciones cruzadas y planares y estratificaciones cruzadas en surco. Los cuerpos de arenas presentan una geometría de canales suaves, un espesor inferior a los 4 m y una extensión lateral inferior a los 150 m.

Los conglomerados forman cuerpos canaliformes de pequeño tamaño.

Interpretación

La Formación Mansilla de las Mulas se interpreta como las facies distales de abanicos aluviales en las que dominan los ambientes de llanuras de inundación, surcadas por canales fluviales aislados y efímeros, y afectadas por procesos edáficos con desarrollo de paleosuelos.

El volumen de sedimentos de los canales de las zonas proximal y distal es mínimo en relación al de las llanuras de inundación, sin embargo, es importante destacar alguna de sus características. Los canales fluviales evolucionan desde la zona proximal hacia la zona distal (HERRERO, 2004 a). En la zona proximal los canales están constituidos fundamentalmente por gravas, la relación anchura/profundidad es inferior a 10 y la sinuosidad es alta, mientras que en la zona distal los canales están constituidos fundamentalmente por arenas, la relación anchura/profundidad varía entre 2,5-5 y la sinuosidad es baja. Las direcciones de paleocorrientes tomadas en clastos imbricados y estratificaciones en surco muestran una fuerte unidireccionalidad en un arco comprendido entre N220-230°E (HERRERO, 2006).

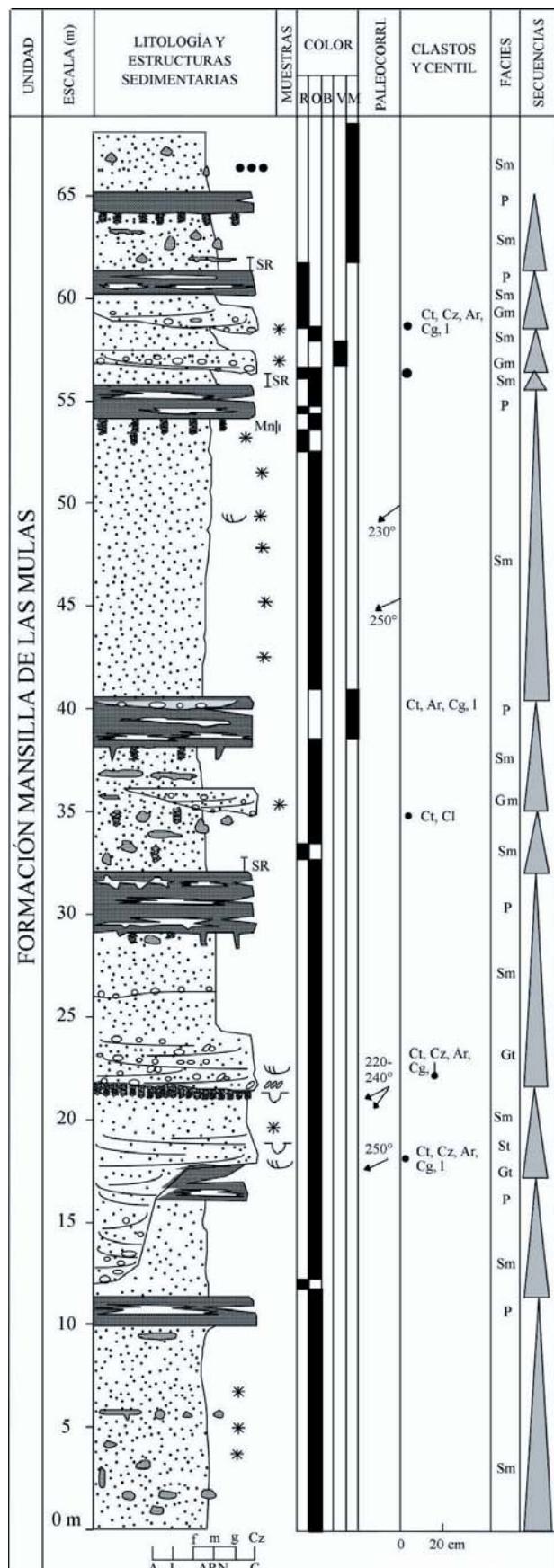


Figura 8. Columna estratigráfica sintética de la Formación Mansilla de las Mulas en las proximidades de la localidad de Villasabariego. Tomada de Herrero (2001).

Correlación

La Formación Mansilla de las Mulas es equivalente a la Facies Cimanes descrita en Las Omañas por PÉREZ-GARCÍA (1977), a la Unidad Poligénica descrita por REMONDO y CORROCHANO (1992) y HERRERO *et al.* (1994, 2005), y dentro de esta, a la Facies Cimanes y Unidad Poligénica (s.l.) descrita por SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.*, (2004, 2005), NOZAL y HERRERO (2005 a, b) y NOZAL *et al.* (2005 a, b).

Adicionalmente, la Formación Mansilla de las Mulas es el equivalente distal de la Formación Villarroquel (10) situada hacia el noroeste.

Edad

La edad de la Formación Mansilla de las Mulas (11 y 11') está comprendida entre el Mioceno inferior (Ageniense inferior)-Mioceno superior (Vallesiense) según HERRERO *et al.*, (2002).

2.2.1.5. Lutitas ocres (fangos) con niveles discontinuos de calizas limolíticas arenosas (suelos calcimorfos) (12). Costras calcáreas (a). Facies Tierra de Campos. Mioceno inferior-medio

Localización

Esta unidad aparece en el tercio meridional de la Hoja.

Descripción

Esta unidad está constituida por una sucesión de limos arenosos, interrumpidos por niveles detríticos de arenas y gravas finas. Esta sucesión se ordena en secuencias granodecrescentes, la mayoría de las veces incompletas, formadas por las arenas y gravas a muro y los limos arenosos a techo (Figura 9).

Las arenas son litarenitas, con un alto contenido en cuarzo, un 25% de fragmentos de rocas y un bajo contenido en matriz, de grano medio-fino, y color ocre-amarillento. Estas arenas presentan laminaciones y estratificaciones cruzadas. Los cuerpos arenosos son lenticulares, con límites inferiores erosivos, espesores máximos de 4 m, y extensiones laterales no superiores a los 25 m.

Los limos son la unidad dominante, están constituidos por limos y arenas de grano fino de cuarzo y fragmentos de roca en menor medida, y presentan un color ocre, rojizo y verdoso. Los cuerpos de limos presentan morfologías tabulares de espesor variable, gran extensión lateral, límite inferior neto o, más raramente, gradual desde las litologías arenosas, y límite superior gradual hacia facies más arcillosas. Estos limos no presentan estructuras tractivas, pero sí pueden mostrar rasgos postsedimentarios edáficos, entre los que destacan las concentraciones nodulares de carbonato cálcico y las rizocreciones o rizolitos alargados verticalmente. También pueden aparecer laminillas de oxihidróxidos de hierro y manganeso, así como bioturbaciones animales y vegetales.

Entre estos niveles detríticos se intercalan **costras calcáreas (a)** o niveles carbonatados discontinuos de calizas arenosas y paleosuelos calcimorfos (caliches). Estos niveles están formados por capas individuales de espesor decímetrico que, con intercalaciones de niveles detríticos, se superponen verticalmente en secuencias de espesor métrico y decamétrico. La continuidad lateral de estos niveles es superior al centenar de metros. OLMO SANZ *et al.*, (2008) señalan, en la Hoja de Villalón de Campos (Nº 272), que estos niveles carbonatados son de naturaleza micrítica y oquerosa, presentando una cierta ordenación y ciclicidad, y moldes de raíces, que indican un origen edáfico según los autores citados.

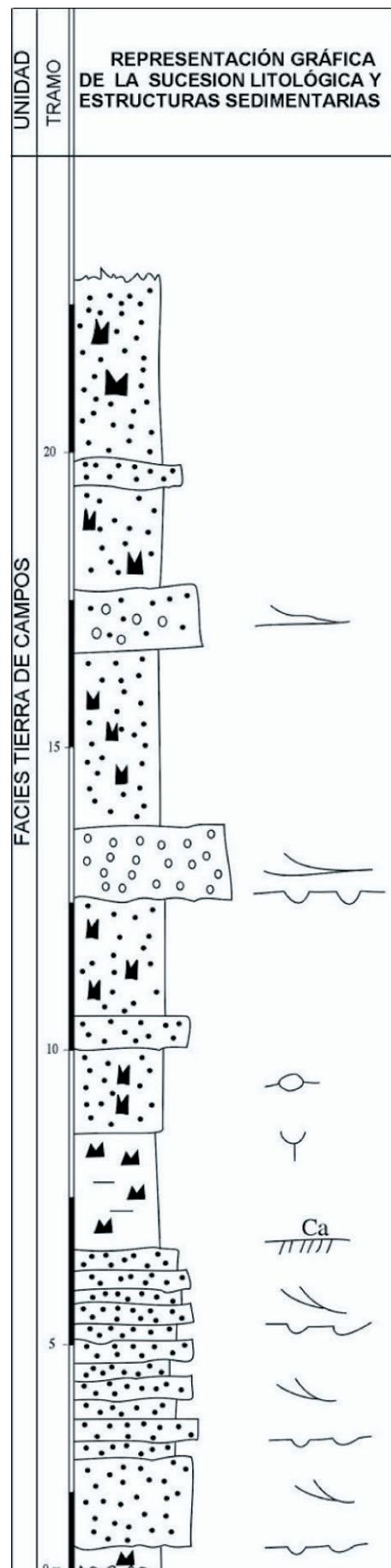


Figura 9. Columna estratigráfica sintética de la Facies Tierra de Campos en las proximidades de la localidad de Villanueva de la Condesa. Tomada de OLMO SANZ *et al.* (2008).

Los niveles detriticos incorporan en numerosas ocasiones cantos blandos e intraclastos carbonatados de la propia unidad y cuando estan cementados es por carbonato calcico.

El limite inferior de esta unidad no aflora en la Hoja, siendo su espesor visible inferior a los 70 m.

Interpretación

Desde el punto de vista sedimentológico esta unidad se interpreta como una sucesión de extensas llanuras de inundación y paleosuelos asociados a un sistema fluvial distal.

La menor presencia de cuerpos canaliformes de arenas y gravas en relación con los depósitos finos de llanuras de inundación, el mínimo desarrollo de superficies de reactivación y la escasez de depósitos de desbordamiento indican un medio fluvial con cursos fluviales aislados, confinados y sometidos a ciclos de crecidas y estiaje y amplias llanuras de inundación.

Por su parte, la presencia de niveles carbonatados indica la existencia de sectores con ausencia de sedimentación y desarrollo de paleosuelos carbonatados relacionados con largos períodos de exposición subaérea y un clima árido o semiárido con lluvias estacionales.

Correlación

La Facies Tierra de Campos es el equivalente distal de la base de la Formación Mansilla de las Mulas (11 y 11') situada hacia el norte.

Edad

HERNÁNDEZ-PACHECO (1915), atendiendo a datos paleontológicos de vertebrados, asigna a esta unidad una edad Mioceno medio. Posteriormente, PORTERO GARCÍA *et al.* (1982 b) le asignan una edad Astarciense.

2.2.1.6 Fangos ocres con suelos calcimorfos y paleocanales de arena y grava (13). Costras calcáreas (b). Facies de la Serna. Mioceno medio-superior

Localización

Esta unidad se extiende por la parte central de la provincia de Palencia. En la Hoja, esta unidad se localiza exclusivamente en el cuadrante noreste. La Facies de la Serna fue cartografiada y definida en las Hojas de Saldaña (164) y Carrión de los Condes (197), a escala 1:50.000 por ARAGONÉS (1978), ARAGONÉS *et al.*, (1982), CARRERAS y OLIVÉ DAVÓ (1978 b) y CARRERAS *et al.* (1982) y recogida en la histórica sección de la Cuenca del Duero de PORTERO GARCÍA *et al.* (1982 b, 1983).

Descripción

Esta unidad está integrada fundamentalmente por limos arcillosos ocres, entre los que se intercalan arenas y gravas y con frecuencia nódulos de carbonatos. Pueden existir ocasionalmente horizontes de arcillas limosas rojas.

Las arenas y gravas se encuentran poco cementadas y forman cuerpos canaliformes. Estos canales presentan una anchura del orden de los 100 m y una potencia inferior a 4 m, base erosiva y estructuras internas bien visibles, como estratificaciones cruzadas. El centímetro es inferior a 10 cm. Ocasionalmente se aprecian intraclastos. Las medidas de paleocorrientes indican direcciones de aporte hacia el sur y sureste. PORTERO GARCÍA *et al.* (1983) las consideró equivalentes laterales de los Abanicos de Cantoral y

Guardo; hacia el centro de la Cuenca (Palencia-Valladolid-Burgos) pasan a las Facies Cuestas.

Entre estos niveles detriticos se intercalan nódulos carbonatados que pueden llegar a constituir **costras calcáreas (b)** o niveles carbonatados. Estos niveles carbonatados presentan aspecto ruiniforme, oqueroso, de alrededor de 1 a 2 m de potencia, que a muro pasan gradualmente a fangos ocres, mientras que hacia techo pueden presentar costras calcáreas. Contienen frecuentes cavidades, a veces llenas por carbonato calcico de relleno en grandes cristales (esparita). Su continuidad lateral es elevada y el color varía entre blanco sucio y ocre.

En la columna estratigráfica levantada en las proximidades de Itero Seco las litologías predominantes en esta unidad son lutitas entre los que se intercalan capas de conglomerados con una buena continuidad lateral en los afloramientos (Figura 10).

Las lutitas son arenosas, con elementos de tamaño arena, constituidas por cuarzo y fragmentos de rocas (cuarcitas, pizarras) y areniscas), de aspecto masivo y se identifica un bandeado métrico de colores ocres y marrón rojizo. La matriz es arcillosa moteada. Las lutitas contienen abundantes rasgos paleoedáficos como nódulos calcáreos, rizolitos, estructuras prismáticas, *slickensides*, cutanes, excepcionalmente nodulizaciones ferruginosas, ordenación de arcillas y en etapas posteriores, calcitización. Las lutitas presentan abundantes nódulos de carbonatos sin llegar a observar horizontes continuos y compactos. Adicionalmente, estas lutitas presentan un moteado oscuro de oxihidróxidos de hierro relacionados con procesos de bioturbación. La escasa o nula presencia de arcillas neoformadas de carácter confinante (esmectita o paligorskita) indica condiciones de drenaje relativamente abiertas y con suficiente contraste estacional para la formación de encostramientos.

Los conglomerados están cementados por carbonato calcico, están normalmente mal clasificados, presentan un espesor inferior a los 2,5 m y geometrías claramente canaliformes. En la composición predominan las cuarcitas, areniscas, calizas y cantos procedentes de la desmantelación de caliches, cuarzo y lítitas. Ocasionalmente son de composición exclusivamente silícea. Los cantos, en todos los casos, presentan grados altos de esfericidad y rodamiento; pudiendo llegar a alcanzar un centímetro de 10 cm. La matriz es microconglomerática y arenosa, apareciendo habitualmente con intensa cementación de carbonatos. Estos conglomerados presentan abundantes imbricaciones de cantos, cicatrices internas, estratificaciones horizontales difusas, y más frecuentemente estratificaciones cruzadas en surco y planar, forman grandes paleocanales con una relación anchura/profundidad baja. Las paleocorrientes medidas presentan una dirección N200-220°E.

En la columna levantada en las proximidades de Gozón de Ucieza se aprecian lutitas, fuertemente edafizadas y con intercalaciones de niveles carbonatados (Figura 11).

Los niveles carbonatados están constituidos por un esqueleto de granos de cuarzo, cuarcita y pizarra, poco desgastados, de tamaño arena y limo con una matriz lutítica o cemento carbonatado. La matriz suele estar constituida por limos o arcillas de color pardo y/o rojo acumuladas por procesos de iluvación en algunos huecos. El cemento es micrítico pasando a microesparítico, y a veces con presencia de óxidos. Se aprecian varias generaciones de cementación.

Interpretación

Esta unidad se interpreta como una sucesión de extensas llanuras de inundación con facies de desbordamiento en un ambiente

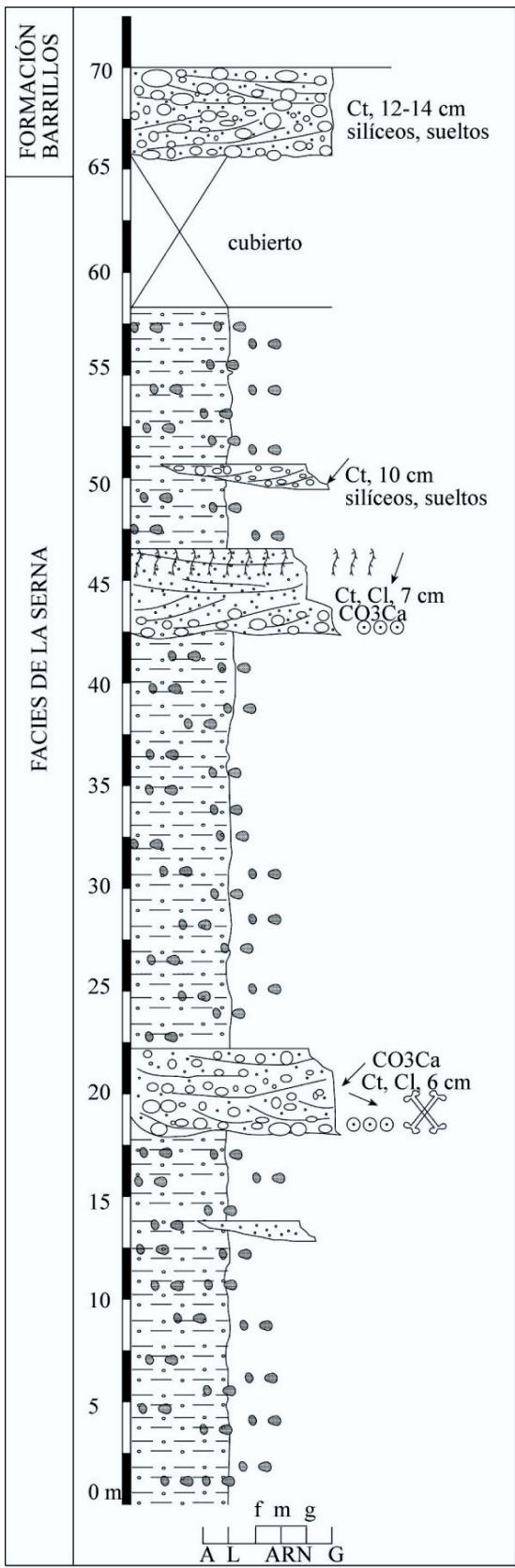


Figura 10. Columna estratigráfica sintética de la Facies de la Serna en las proximidades de la localidad de Itero Seco. Tomada de Herrero (2001).

sedimentario de abanicos aluviales en facies medias y distales. La sedimentación en las llanuras de inundación estaría controlada por flujos acuosos poco confinados y relacionados con procesos de desbordamiento.

La geometría de los depósitos canaliformes, estrechos y profundos y de baja sinuosidad, junto con su granulometría, arenas y gravas, indica un fuerte poder erosivo y una energía de transporte muy elevada.

Adicionalmente, se localizan importantes procesos edáficos con transformaciones y removilizaciones de material en los perfiles edáficos. La presencia de niveles carbonatados, indican la presencia de paleosuelos (calcretas o caliches) desarrollados en llanuras de inundación con áreas, más o menos extensas, inactivas durante períodos prolongados de tiempo, y afectadas por un clima árido o semiárido con lluvias estacionales.

Correlación

Esta unidad es el equivalente distal del techo de la Formación Mansilla de las Mulas (11 y 11'), situándose por encima de la Facies Tierra de Campos (12).

Edad

Según los datos de PORTERO GARCÍA *et al.*, (1982 b), los yacimientos de mamíferos en los afloramientos de esta unidad en las localidades de Relea, Saldaña y de Itero Seco proporcionan

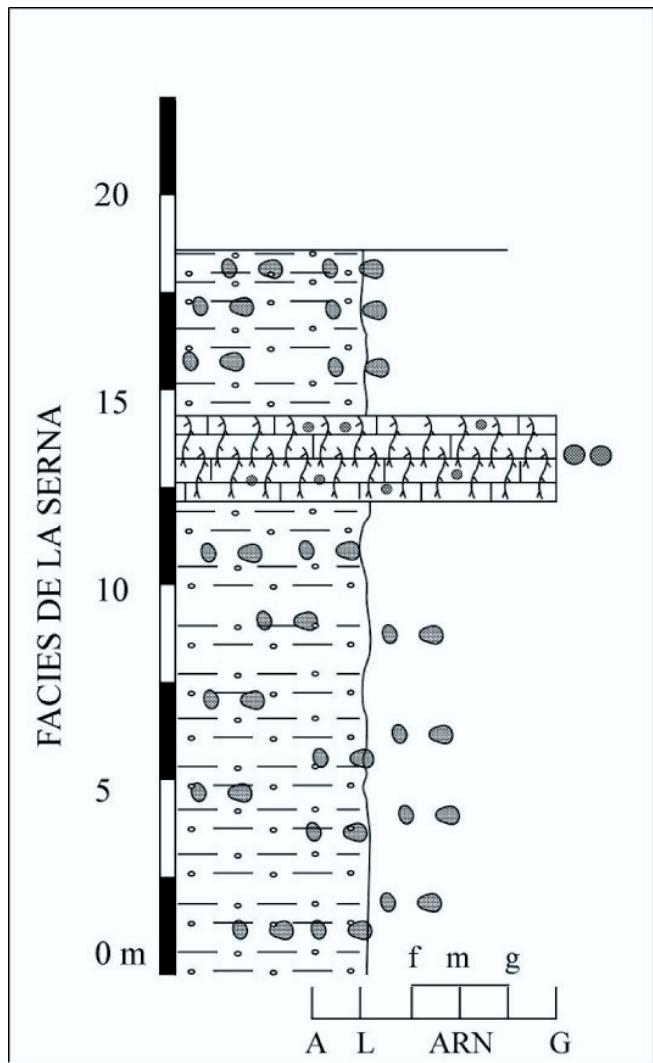


Figura 11. Columna estratigráfica sintética de la Facies de la Serna en las proximidades de la localidad de Gozón de Ucieza. Tomada de Herrero (2001).

una edad Mioceno medio (Astaraciense)-Mioceno superior (Vallesiense).

2.2.1.7 Arcillas calcáreo-limolíticas grises. Fangos salinos con yesos y calizas (14). Facies Cuestas. Mioceno medio-superior

Localización

Esta unidad aflora mayormente en la esquina sureste de la Hoja. Adicionalmente se localiza un afloramiento aislado al noreste de Benavente, en el cerro de San Vicente.

Descripción

La base de esta unidad se dispone sobre una discontinuidad ampliamente analizada en la Cuenca del Duero. El límite inferior de la Facies de las Cuestas se sitúa a techo de la Facies Tierra de Campos. Desde el punto de vista cartográfico, este límite se ha situado en el techo de una capa de limos arenosos que desarrollan una importante hidromorfía y una coloración blanca y ocre pálida típica de paleosuelos (SÁNCHEZ DE LA TORRE, 1982; PORTERO GARCÍA *et al.*, 1983; PINEDA *et al.*, 2007; PILES *et al.*, 2007; HERRERO y PINEDA, 2006).

La Facies de las Cuestas puede ser subdividida, en dos subunidades claramente reconocibles en el campo.

La primera subunidad está constituida por lutitas, y niveles de calizas y margas con yesos. Esta subunidad se reconoce bien en el campo por su alteración de color blancuzco, en contraste con los colores rojizo-ocre de la Facies Tierra de Campos.

Las lutitas están constituidas por arcillas y limos, de color gris verdoso, con restos fósiles, bioturbación, y laminadas.

Los niveles de calizas y margas son numerosos. La base de estos niveles es frecuentemente erosiva. Los niveles presentan aspecto oquero, color gris-crema, laminación paralela, estratificación cruzada y ondulada, huellas de raíces, grietas de desecación, suelen contener fósiles como gasterópodos y caráceas, y pueden alcanzar los 2 m de espesor. Entre estos niveles pueden aparecer horizontes oscuros, con restos de gasterópodos, ostrácodos y caráceas, y con cierta continuidad lateral. Estos horizontes han sido descritos por SÁNCHEZ DE LA TORRE (1982), quien los ha interpretado como ciénagas.

Los yesos aparecen en cristales, bien diagénéticos lenticulares con diferentes formas cristalinas, o bien detríticos con estructuras sedimentarias. Su espesor a veces puede alcanzar 1,5 m.

Intercalados en esta primera subunidad aparecen niveles de limos arenosos, de color rojizo-ocre, lenticulares, y en algunos casos con un desarrollo cartografiable. Estos niveles son de características similares a la Facies Tierra de Campos, por lo que el contacto entre la Facies Tierra de campos y la Facies de las Cuestas sería lateral y en la vertical transicional.

Esta subunidad fue denominada Facies Zaratán en las proximidades de Valladolid por SÁNCHEZ DE LA TORRE (1982).

La segunda subunidad está constituida por margas y calizas y, ocasionalmente, areniscas finas.

Las margas presentan tonos grises, rosados o verdes, y una estructura masiva, pudiéndose apreciar a veces laminación paralela. Las margas presentan una fuerte bioturbación, y con frecuencia suelen contener en su interior abundantes restos de fósiles invertebrados, como gasterópodos (también opérculos), ostrácodos y caráceas (enteros o fragmentados). Las margas

rosadas suelen ser especialmente abundantes en restos fósiles. En algunas ocasiones estas margas son azoicas. Los estudios paleontológicos realizados en la provincia de Valladolid por GONZÁLEZ-DELGADO *et al.* (1986) y CIVIS *et al.* (1989 a, b) muestran que los restos fósiles más abundantes son los de gasterópodos (entre los que destacan el género *Valvata* y los opérculos *Bithynia*) y ostrácodos. Estas margas se organizan en niveles tabulares, de varios metros de espesor, y una extensión lateral que puede superar los 300 m. Los límites de muro y techo de estos niveles suelen ser netos, y en ocasiones ondulados, aunque también pueden observarse límites transicionales.

Las calizas son micritas, de colores claros y grises, en ocasiones cremas, y presentan abundantes fósiles y rasgos de exposición subaérea. Estas calizas se organizan en niveles tabulares, con un espesor que no supera los 1,5 m, y a veces de gran extensión lateral. Los límites de muro y techo de estos niveles suelen ser netos, y en ocasiones ondulados.

Intercalados en esta segunda subunidad aparecen calcarenitas de color blanco. Estas calcarenitas están constituidas, por orden de abundancia, por partículas de cuarzo, fragmentos de rocas, y feldespato potásico, de tamaño arena fina, y por valvas de ostrácodos y conchas de gasterópodos. Estas calcarenitas presentan laminación de *ripples*, geometría tabular, tendencia granocreciente, un espesor inferior a los 0,45 m y una extensión lateral del orden de la decena de metros.

En la Hoja de León la **Facies Cuestas** se localiza entre los 820-840 m de altitud, siendo esta diferencia de cotas el espesor máximo.

Interpretación

Las dos subunidades en las que se ha dividido la Facies Cuestas registran ambientes sedimentarios diferentes, la primera subunidad registra un ambiente de delta lacustre, mientras que la segunda registra un ambiente lacustre.

La base de la primera subunidad está constituida por arcillas con restos fósiles y bioturbación; estas características se relacionan con una sedimentación continua y lenta en un ambiente lacustre, interno, y profundo. Sobre estas arcillas se depositan niveles de calizas y margas con laminación paralela y restos fósiles, alternando con otros niveles de calizas y margas con estratificación ondulada y restos fósiles; estas características se relacionan con un ambiente de prodelta. Y por último, se depositan calizas y margas, con restos fósiles, e intercalaciones de limos arenosos, de color rojizo-ocre; estas características se relacionan con un ambiente de frente deltaico. Deltas lacustres similares han sido descritos en el Neógeno de la Cuenca del Duero por MEDIAVILLA y DABRIO (1986), SÁNCHEZ BENAVIDES *et al.* (1988) y CORRO-CHANO y ARMENTEROS (1989).

En la subunidad superior se depositan de forma alternante margas con laminación paralela, bioturbación y restos fósiles dispersos, calcarenitas con laminación de *ripples* y tendencia granocreciente, y finalmente, calizas en bancos de tamaño medio con restos fósiles y rasgos de exposición subaérea; estas características se relacionan con una sedimentación lacustre carbonatada y somera. En las zonas lacustres más internas se sedimentan las facies margosas, mientras que en las más externas se sedimentan las calizas y las calcarenitas. En las zonas externas se puede producir incluso un retrabajamiento de los sedimentos por la acción de olas y corrientes.

La superposición de ambas subunidades refleja una evolución en el tiempo desde un ambiente de delta lacustre a un ambiente

lacustre. Esta evolución puede estar registrando una elevación del nivel lacustre, fluctuaciones en la entrada de sedimento o episodios de subsidencia tectónica. Estos episodios de subsidencia tectónica han sido señalados en el Neógeno de la Cuenca del Duero por MEDIAVILLA y DABRIO (1987) y MEDIAVILLA *et al.*, (1996).

Correlación

La Facies Cuestas es el equivalente distal de la base de la Facies de la Serna (13), situándose por encima de la Facies Tierra de Campos (12).

Edad

A esta unidad se le atribuye una edad comprendida entre Mioceno medio (Astaracense)–Mioceno superior (Vallesiense inferior).

2.2.1.8 Calizas, dolomías y margas con niveles arcillosos (15). Calizas del Páramo. Mioceno superior

Localización

Las Calizas del Páramo se localizan en la esquina sureste de la Hoja. Los materiales de esta unidad destacan en el paisaje de las proximidades de Palencia, concretamente en el páramo de Autilla y el páramo Llano, formando una superficie horizontal por encima de los 840 m de altitud.

Descripción

Esta unidad está constituida por calizas de color gris oscuro en superficie y color blanco, gris claro o crema en corte, con abundantes restos de gasterópodos y moldes internos generados por la disolución de éstos (Figura 12).

Las calizas suelen ser masivas, aunque en ocasiones pueden presentar laminaciones paralelas remarcadas por restos de fósiles invertebrados y estratificación cruzada en surco. Los restos de fósiles invertebrados, como gasterópodos, opérculos, caráceas y ostrácodos, pueden aparecer enteros o fragmentados, y en ocasiones, se acumulan en posición horizontal. En la mayoría de las veces, el registro fósil se halla en forma de moldes. En estas calizas también son muy abundantes las rizocreciones, frecuentemente llenas de arcillas rojas. Estas calizas se presentan en bancos con un espesor máximo de medio metro y una gran extensión lateral. Los límites a techo y muro son netos, y con frecuencia ondulados.

Ocasionalmente, separando los bancos de calizas aparecen margas de color blanco. En estas margas no se han encontrado estructuras sedimentarias tractivas. Estas margas presentan geometrías tabular y lenticular, con un espesor inferior a 3 m, y una extensión lateral variable.

Interpretación

Esta unidad se relaciona con un ambiente sedimentario de lagos carbonatados, poco profundos, de baja pendiente, y con una franja palustre bien desarrollada. Al tratarse de lagos poco profundos, las variaciones en el nivel de agua dejan los ambientes lacustres marginales al descubierto. Estos ambientes lacustres marginales son colonizados por las plantas y expuestos a procesos pedogenéticos típicos de ambientes palustres. Ambientes lacustres-palustres similares a estos han sido descritos por FREYTET (1973, 1984) y FREYTET y PLAZIAT (1982).

En esta unidad se pueden reconocer varios ciclos de expansión-retracción lacustre-palustre hasta encontrar prácticamente

todo el techo de la unidad tapizada por depósitos de *terra rossa* ocasionados por procesos erosivos y de karstificación. Esta característica representa la progradación de las facies palustres, hacia el centro de la cuenca.

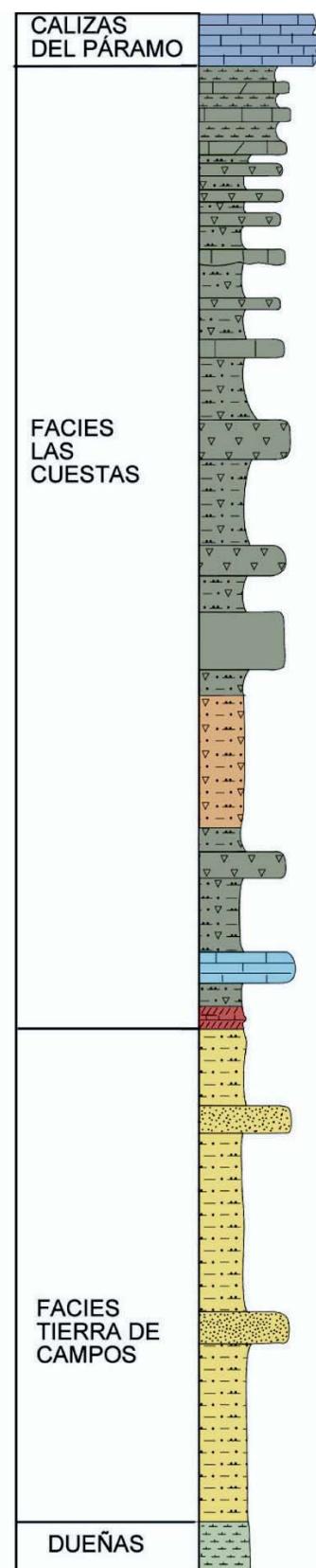


Figura 12. Columna estratigráfica sintética de las unidades en la zona del Páramo Llano, con las Calizas del Páramo a techo de la misma. Tomada de HERRERO (2005).

Correlación

Las Calizas del Páramo es el equivalente distal del techo de la Facies de la Serna (13), situándose por encima de la Facies de las Cuestas (14).

Edad

LÓPEZ MARTÍNEZ y DE BORJA SANCHIZ (1982), atendiendo a restos fósiles de micromamíferos, asignan a esta unidad una edad Mioceno superior (Turolense)-Plioceno. Por su parte, MEDIAVILLA *et al.* (1995), atendiendo a los restos de *Hippurion*, *Tragopontax* y *Tetralophodon* en el yacimiento de Tariego de Cerrato (Palencia), indican que en esta unidad está presente la sedimentación Turolense. Por su parte, ARMENTEROS *et al.* (2002) sitúan el techo de las Calizas del Páramo en el Mioceno superior, concretamente en la discontinuidad intra-Vallesiense (separando las biozonas MN 5 y MN 6).

2.2.2. Segundo ciclo: unidades silíceas

Las unidades silíceas se disponen disconformes sobre las unidades polimíticas, mostrando un paralelismo de capas a escala de afloramiento y un contacto suavemente erosivo a escala cartográfica (LÓPEZ OLMEDO *et al.*, 1990, 1991 a, b; MEDIAVILLA *et al.*, 1996). Los materiales están constituidos por conglomerados con clastos silíceos y arenas. Estos materiales evidencian un área fuente paleozoica predominantemente silícea. Aunque no existe una datación precisa, la edad asignada a estas unidades es Mioceno superior (Vallesiense).

A continuación, se describe la única unidad silícea cartografiada en la Hoja.

2.2.2.1 Conglomerados silíceos, arenas y limos (16). Formación Barrillos. Mioceno superior

Localización

Esta unidad se localiza en el tercio septentrional de la Hoja, apareciendo en las partes más altas de los interfluvios de los ríos, por ello, su distribución areal es muy irregular, presentándose en grandes bandas paralelas, de dirección N-S, y separadas por el resto de las unidades infrayacentes.

Descripción

En los trabajos de HERRERO (2001) y HERRERO *et al.*, (2002) se analizan las características sedimentológicas y estratigráficas de esta unidad, que a continuación se resumen.

El límite inferior de la Formación Barrillos es disconforme (HERRERO 1994) y forma un paleorelief que puede alcanzar desniveles de hasta 180 m. En otras ocasiones, esta disconformidad es más suave.

La Formación Barrillos está constituida por conglomerados, arenas y limos que se suelen ordenar en secuencias granodecrescentes de espesor variable entre 2 y 6 m. Por lo general, falta el término final de la asociación litológica. Ocasionalmente, se observan cementaciones por óxidos de hierro que afectan principalmente a las fracciones más gruesas (Figura 13).

Los conglomerados son clasto-soportados y, ocasionalmente, pueden tener un alto contenido en matriz tamaño arena. Los clastos son de composición silícea. La geometría puede ser lenticular, aunque, lo más frecuente es que sean tabulares. Las capas alcanzan potencias de hasta 5 m, y suelen presentar más intercalaciones de areniscas de poco espesor.

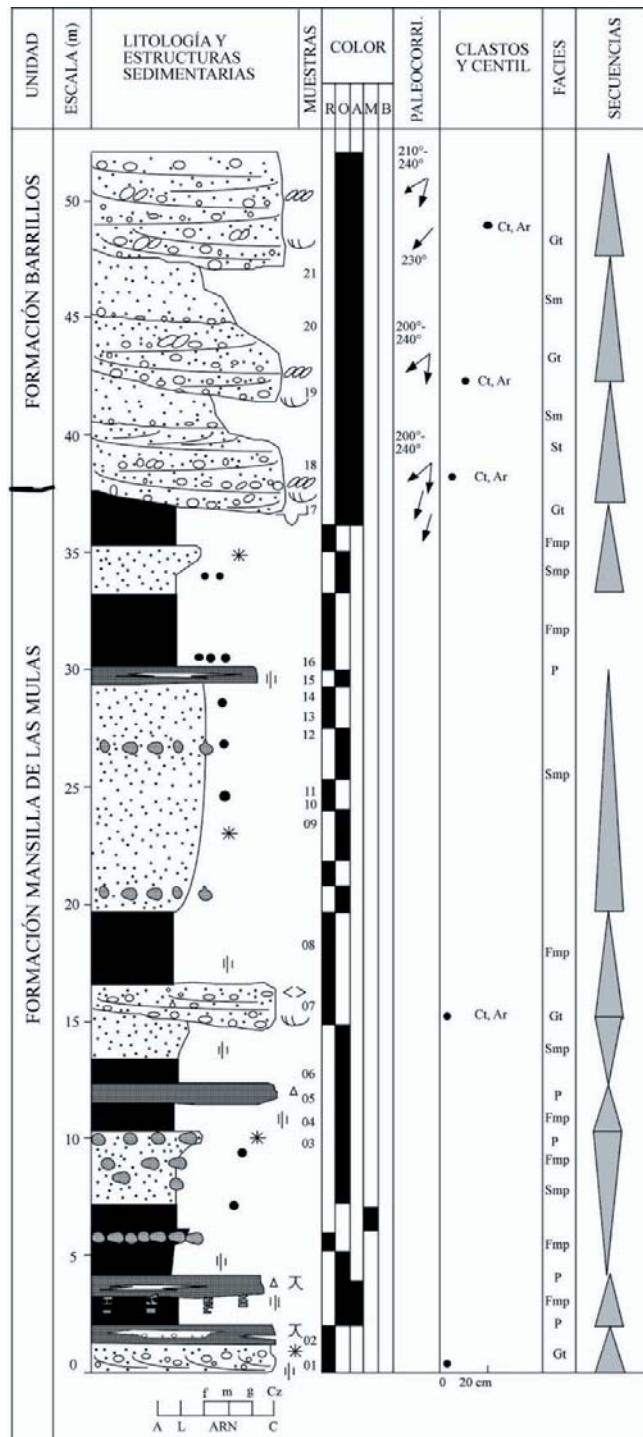


Figura 13. Columna estratigráfica sintética de la Formación Barrillos en las proximidades de la localidad de Valdavia. Tomada de HERRERO (2001).

Las arenas son litarenitas de tamaño grueso y medio. Pueden tener rasgos edáficos (hidromorfías, concreciones y nódulos de oxihidróxidos de hierro, migraciones de arcilla etc.). En general, su espesor no supera los 2 m, y la geometría que presentan es tabular, excepto cuando separan estratos conglomeráticos.

Los limos, ocasionales en esta formación, son masivos y presentan los mismos rasgos edáficos que las arenas.

Los cortes de esta unidad son pequeños y no permiten calcular su espesor, sin embargo, atendiendo a diferencias topográficas, se ha estimado un espesor máximo en 150 m.

Interpretación

La Formación Barrillos se relaciona con un conjunto de abanicos aluviales enraizados en los frentes montañosos y coalescentes entre sí. La sedimentación conglomerática de esta unidad se extiende hasta zonas muy alejadas del frente montañoso, alcanzando una longitud superior a los 40 Km, por lo que es fácilmente reconocible en campo.

La Hoja de León está ocupada por los sectores medios y distales de los abanicos aluviales de esta unidad que están dominados por canales fluviales activos de tipo *braided*, dentro de los cuales se forman barras longitudinales y transversales de gravas. En estos canales el valor de la relación anchura/profundidad es mayor de 5. Los sistemas fluviales tendrían canales amplios, someros y con alta energía de transporte.

Los sedimentos de la llanura de inundación están poco representados en esta unidad y presentan rasgos edáficos, entre los que se pueden destacar agregados estructurales en el sedimento, rubefacciones, hidromorfías y localmente rizocreciones ferruginosas.

Correlación

La Formación Barrillos es equivalente a los abanicos de composición silícea descritos en las localidades de Barrillos, Vidanes, Cegoñal, Cantoral y Guardo por COLMENERO *et al.* (1982 a), GARCÍA RAMOS *et al.* (1982 c) y MANJÓN *et al.* (1982 a), a los abanicos descritos en las localidades de Villarrodrigo de Ordás y Camposagrado por LEYVA *et al.* (1984), y a la denominada Unidad Silícea descrita al norte del valle del río Cea por REMONDO y CORROCHANO (1992) y al sur del paralelo de León por HERRERO (1994), SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (2005) y NOZAL y HERRERO (2006, 2007). Desde el punto de vista estratigráfico, la Formación Barrillos se sitúa por encima de la Formación Villarroquel (10), la Formación Mansilla de las Mulas (11 y 11'), la Facies de la Serna (13) y las Calizas del Páramo (15).

Edad

HERRERO (2001) y HERRERO *et al.* (2002) sitúan la Formación Barrillos entre el Mioceno superior, concretamente entre la discontinuidad intra-Vallesiense, y el límite entre el Mioceno superior (Turolense)-Plioceno (Rusciniense).

Las características sedimentológicas de las unidades infrayacentes y suprayacentes a la discontinuidad intra-Vallesiense representan un cambio en las condiciones paleoclimáticas de la cuenca, pasando de un clima cálido y seco a otro más frío y húmedo (HERRERO, 2001 y 2004 c).

En el sector noroeste de la Cuenca del Duero, esta discontinuidad registra un cambio de facies finas con lutitas y caliches a facies conglomeráticas, un alcance de las facies conglomeráticas superior a los 40-50 km desde el frente montañoso, y una ausencia de paleosuelos calcimorfos, hecho que sólo se puede mantener con un clima más frío. Ello permite deducir a partir de esta discontinuidad el desarrollo de un sistema fluvial con una corriente tractive fuerte, constante, y con un caudal de agua elevado. Este régimen hidráulico se generaría bajo unas condiciones de un clima de fuerte humedad, con lluvias constantes.

Por su parte, en el centro de la Cuenca del Duero durante el Mioceno superior (Vallesiense) tuvo lugar un cambio de facies carbonatadas y evaporíticas (yesos) a facies detríticas y carbonatadas, con la desaparición progresiva de las facies salinas por encima de las Calizas del Páramo inferior.

2.2.3. Tercer ciclo: raña

Esta unidad, al igual que las unidades silíceas, también está constituida por conglomerados con clastos silíceos y arenas. Esta unidad es el resultado del último episodio aluvial de relleno de la Cuenca del Duero. Sin argumentos paleontológicos que lo confirme, la raña se ha atribuido tradicionalmente al tránsito Plioceno-Pleistoceno.

2.2.3.1 Cantos, gravas y arenas (17). Aluvial finineógeno. Raña. Mio-Plioceno

Localización

Los depósitos de raña se sitúan en el borde norte de la Hoja. Destacan la raña de Guardo en la esquina noreste de la Hoja (NOZAL *et al.*, 2005 a, b) y la de Camposagrado al noroeste de la Hoja (COLMENERO *et al.*, 1982 a, b, c) y SUÁREZ RODRÍGUEZ y NOZAL (2005).

Descripción

Se denomina raña a las superficies planas, de escasa pendiente, desarrolladas desde la culminación de los interfluvios que bordean los macizos montañosos hacia el interior de la Cuenca del Duero y con depósitos conglomeráticos asociados. La pendiente media de las superficies de raña, desde el borde de la Cuenca hacia su interior, es del 1,2-0,3%. Si bien la presencia de la raña se observa en las cotas más altas del relieve actual de la Cuenca del Duero, las zonas más distales de la raña de Guardo aparecen ligeramente encajadas.

La base de los depósitos es erosiva y normalmente se dispone sobre los sedimentos terciarios más recientes, aunque localmente pueden observarse sobre materiales mesozoicos o paleozoicos.

Los depósitos están constituidos por ortoconglomerados de cuarcita, arenisca y cuarzo, redondeados y mal calibrados, y oscilando su tamaño entre grava y bloque. La matriz es arenosa-arcilloso rojiza o amarillenta y presenta una distribución irregular. Rara vez se observa ordenamiento interno o estructuras sedimentarias. Las arenas presentan generalmente estratificación cruzada o laminación paralela. Los depósitos suelen presentar una secuencia granodecreciente.

Los cantos suelen encontrarse decolorados, arenizados, caolinizados, rubefactados y/o cementados con películas y costras de óxidos de hierro y manganeso. En el horizonte superior de los depósitos de raña es frecuente la presencia de cantos arenizados o caolinizados, de cantos con pátinas marrón-rojizas casi negras e incluso de costras de óxidos de hierro y manganeso que llegan a cementar los cantos. Estos horizontes de alteración no son exclusivos de los depósitos de raña, sino que pueden aparecer en depósitos terciarios topográficamente más altos que ellas o incluso en los depósitos de terrazas más antiguas (NOZAL y MARTÍN-SERRANO, 1989).

El espesor máximo es del orden de los 30 m, siendo el espesor más frecuente inferior a los 10 m e incluso a 1 m.

En los depósitos de raña se observan facies proximales, próximas a los macizos montañosos, y distales, hacia el centro de la Cuenca. Las facies proximales se caracterizan por presentar sedimentos más gruesos, con menor redondeamiento, y con mayor espesor que los de las facies distales.

Como se ha descrito en apartados anteriores, las formaciones neógenas más recientes están constituidas por facies detríticas de abanicos aluviales coalescentes con características sedimentológicas idénticas. Cuando la raña se apoya sobre estos

materiales su diferenciación sedimentológica y, en consecuencia, cartográfica es imposible.

La extensión de los afloramientos de raña es variable en función del grado de disección de la red fluvial, alcanzando su máxima extensión en las localidades de Guardo, Cistierna, Quintana del Monte, El Rabizo y Camposagrado.

Raña de Guardo

ARAGONÉS *et al.* (1982) y COLMENERO (1982 b) denominan raña en el norte de Guardo a una superficie en forma de abanico extenso y de topografía plana y escasa pendiente con depósitos siliciclásticos de base erosiva y ligeramente encajados en los sedimentos miocenos de la Cuenca del Duero.

La raña de Guardo se prolonga hasta Vidanes, en la esquina noreste de la Hoja, en la superficie de culminación del interflujo de los ríos Cea y Carrión entre las cotas de 1090-1000 m.

Raña de Camposagrado

SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (2005) cartografián la raña de Camposagrado, en el norte de la Hoja, en las cotas de 1200 m, y dentro de la Hoja que tratamos, en las cotas de 1060-1050 m. Esta raña se puede correlacionar cartográficamente con la raña que MARTÍN PARRA (1989) cartografía en la Hoja N° 128 (Riello) a escala 1:50.000. La raña de Camposagrado es una superficie de topografía suavemente ondulada que en el paraje del Alto de los Negrones se encuentra encajada al menos 100 m en la Formación Barrillos.

Otras rañas

Se han cartografiado también como raña a las superficies de culminación de los interfluvios de los ríos Esla y Cea entre las cotas de 1060-990 m, de los ríos Órbigo y Bernesga y de los ríos Porma y Esla entre las cotas 1010-1060 m.

Interpretación

La interpretación de la raña varía según los autores (MARTÍN-SERRANO, 1988 a). En cualquier caso, parece que los depósitos de raña están relacionados con grandes abanicos aluviales coalescentes, con una superficie de colmatación plana y con escasa pendiente hacia el centro de la Cuenca (MARTÍN-SERRANO, 1991). Las superficies de colmatación de estos abanicos en numerosas ocasiones se prolongan hacia el macizo montañoso mediante una superficie erosiva.

Para unos autores la raña corresponde al último estadio de relleno de la Cuenca del Duero, es decir, representaría la colmatación de la Cuenca y para otros representa el primer depósito de la actual red de drenaje, cuando aún no existía una jerarquización clara.

GARCÍA RAMOS *et al.* (1982 b) interpretan la raña de Guardo como el primer depósito del actual sistema fluvial, cuando todavía no existía una clara jerarquización de la red de drenaje.

Edad

La edad mínima de la raña se debe obviamente a la posición geomorfológica de la raña, ya que a partir de ella se encajan los depósitos fluviales cuaternarios (MARTÍN SERRANO, 1988 a, 1991).

La raña se ha atribuido al Plioceno (HERNÁNDEZ PACHECO 1932) o al tránsito Plioceno-Pleistoceno (HERNÁNDEZ PACHECO, 1949; AGUIRRE *et al.* 1976, PÉREZ GONZÁLEZ 1989). ARAGONÉS *et al.* (1982), incluso al Pleistoceno inferior (Villafranquense).

2.3. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de la Hoja ocupan más del 60% de su superficie total.

La mayoría de los depósitos cuaternarios de la Hoja son de origen fluvial, destacando las extensas y numerosas terrazas fluviales. El resto de depósitos cuaternarios son depósitos de ladera y poligénicos.

Los depósitos cuaternarios se relacionan con el inicio del exorreísmo de la Cuenca del Duero hacia el Océano Atlántico, es decir, con el inicio de la incisión de la red fluvial cuaternaria. Normalmente se considera que el paso del Plioceno al Pleistoceno en las cuencas terciarias del Macizo Ibérico está marcado por un cambio en el régimen fluvial, de endorreico a exorreico. Así todas las terrazas altas de los ríos se incluyen en el Pleistoceno (AGUIRRE, 1989). Sin embargo, el diferente grado de disección fluvial en las distintas cuencas terciarias muestra que el cambio de régimen fluvial no fue sincrónico (MARTÍN SERRANO, 1988 a, 1991). Este hecho implica que el límite Plioceno-Pleistoceno es un límite cronológico arbitrario propio de cada cuenca, incluso de cada sector de la misma. Atendiendo a estas hipótesis y puesto que no existen dataciones, todo material relacionado directa o indirectamente con la red fluvial actual se incluye en el Cuaternario.

2.3.1. Depósitos fluviales

A continuación, se enumeran y describen los depósitos fluviales cartografiados en la Hoja.

2.3.1.1 Gravas silíceas y arenas (18-34). Terrazas fluviales (altas, medias y bajas). Plioceno-Holoceno

Localización

Las terrazas fluviales son los depósitos cuaternarios de mayor extensión. Entre las terrazas fluviales destacan, de oeste a este, las de los ríos Eria, Órbigo, Bernesga, Torío, Porma, Esla, Cea, Valderaduey, Sequillo, Valdavia y Carrión (Tabla 2).

Descripción

Los depósitos fluviales de la Hoja muestran cambios bruscos de pendiente o escarpes que permiten representar diferentes niveles de terrazas fluviales. Los sedimentos fluviales que presentan escarpes con un desnivel inferior a 1 m no han sido clasificados como terrazas. Las terrazas que exhiben escarpes con un desnivel superior al espesor del depósito se han clasificado como *terrazas colgadas*, mientras que las terrazas que presentan escarpes con un desnivel inferior al espesor del depósito se han clasificado como *terrazas solapadas*. Las *terrazas solapadas* se han diferenciado en sistemas de terrazas complejos, en llanuras aluviales, o en terrazas con escarpes muy degradados y donde no aflore el sustrato.

La mayoría de los depósitos de terraza son siliciclásticos con un color rojizo predominante, presentando los más antiguos tonos más fuertes y cementaciones ferruginosas. Los depósitos de terraza están constituidos, al igual que en otros sectores de la Cuenca (MOLINA y PÉREZ GONZÁLEZ, 1989), por sedimentos de cantos y gravas (60-70%), principalmente de cuarcita, cuarzo y areniscas ferruginosas, en menor medida de sedimentos del Terciario, rocas ígneas y pizarras, y sin presencia de calizas. Los tamaños oscilan entre los 4 y 25 cm de diámetro, localizándose los mayores tamaños en las terrazas de los ríos Órbigo y Esla. La matriz, si existe, suele ser arenosa y mayoritariamente silícea,

con granos de cuarzo, feldespatos, y ocasionalmente microconglomerática.

En los depósitos de terraza se pueden observar estructuras internas tales como bases erosivas, cicatrices internas de relleno de canal, imbricaciones de cantes, laminaciones cruzadas y paralelas, estratificaciones cruzadas en surco y planar, barras longitudinales, transversales y de acreción lateral.

En las terrazas altas han tenido lugar procesos de alteración que básicamente han consistido en procesos de rubefacción asociada a iluviación de arcillas, hidromorfismo y cantes decolorados y desarrollo de suelos rojos del orden de los altisoles con diferente grado de madurez en función de la antigüedad de la terraza. En los sedimentos de terraza del río Órbigo se observan cantes recubiertos con pátinas de manganeso y algunos cantes fracturados.

Aunque la extensión superficial de los depósitos de terraza puede ser grande, la potencia de éstos oscila entre 2-5 m, llegando a superar en casos puntuales los 10 m. El espesor del depósito no

siempre es fácil de observar ya que la base no suele aflorar y se encuentran muy modificadas por la acción antrópica.

Cuenca del río Órbigo

En el río Órbigo se han llegado a identificar hasta 18 niveles de terrazas, agrupados en terrazas altas, medias y bajas.

Las terrazas altas del río Órbigo se encuentran entre los +90-70 m, las terrazas medias entre los +65-32 m, y las terrazas bajas entre los +31-8 m sobre el cauce actual.

Cuenca del río Bernesga

En la cuenca del río Bernesga hay que diferenciar dos áreas muy diferentes. En la primera, al norte de la ciudad de León, se localizan las terrazas altas a +190-135 m. En la segunda, al sur de la ciudad de León, las terrazas altas se encuentran entre +95-70 m, las terrazas medias entre +75-30 m, y las terrazas bajas entre +30-5 m sobre el cauce actual.

| | ERIA | ÓRBIGO | BERNESGA | TORÍO | PORMA | ESLA | CEA | VALDERADUEY SEQUILLO | VALDAVIA | CARRIÓN |
|----|------|--------|----------|----------|---------|----------|---------|----------------------|----------|---------|
| 28 | | | +190-160 | | | +160 | | | | |
| 27 | | | +150-135 | | | | | | | |
| 26 | | | +140 | | | +140 | | | | |
| 25 | | | +130 | | | +130 | | | | |
| 24 | | | +120 | | | +130-125 | +120 | | | |
| 23 | | | +115 | +115 | | +115 | | | | |
| 22 | | | +110 | +110 | | +130-110 | | | | |
| 21 | | | +130-105 | +105 | +105 | +105 | | | | |
| 20 | | | +100 | +115-100 | +100 | +100 | | | | |
| 19 | | | +95 | +95 | +105-95 | +100-95 | +115-95 | | | |
| 18 | | +90 | +100-90 | +98-90 | +90 | +90 | +90 | | | +90 |
| 17 | | +85 | +85 | +85 | +90-85 | +90-85 | | | | +90-85 |
| 16 | | +80 | +80-70 | +80 | +80-77 | +80 | +85-80 | | | +90-80 |
| 15 | | +77-75 | +75 | +75 | +75-70 | +75 | +90-75 | | | +80-75 |
| 14 | | +70 | +75-70 | +80-70 | +70 | +75-67 | +80-70 | | | +75-70 |
| 13 | | +65 | +65 | +65 | +65 | +65 | +65 | | | |
| 12 | | +70-60 | +65-60 | +60 | +60 | +60 | +70-60 | | | |
| 11 | | +55 | +60-55 | +60-53 | +60-55 | +55 | +60-55 | | | |
| 10 | | +50-43 | +50 | +50 | +50 | +55-50 | +55-50 | +50 | | |
| 9 | | +42-41 | +50-47 | +50-43 | +60-45 | +45 | +50-45 | +45 | | |
| 8 | | +40 | +40 | +40 | +45-40 | +45-40 | +45-40 | +40 | | |
| 7 | | +37-32 | +40-30 | +35 | +40-35 | +35 | +40-30 | +40-30 | | |
| 6 | | +31-21 | +30 | +40-30 | +35-30 | +30 | +30-25 | +35-30 | | |
| 5 | | +30-18 | +30-25 | +28-25 | +25 | +25-20 | +25-20 | +25-30 | | |
| 4 | | +25-20 | +20 | +22-18 | +20 | +15 | +20 | +25-15 | | |
| 3 | | +15-12 | +18-15 | | +15 | +15-12 | +15-13 | +15-11 | | |
| 2 | | +10 | +10 | +10 | +10 | +10-7 | +12-8 | +13-10 | | |
| 1 | | +8 | +5 | +8-5 | +4 | +5-2 | +8-2 | +8-5 | | |

Tabla 2. Correlación entre los diferentes niveles de terrazas cartografiadas en la Hoja de León (Nº 19) a escala 1:200.000. (Alturas en metros).

Interfluvi de los ríos Bernesga y Porma

En el interfluvi de los ríos Bernesga y Porma las terrazas altas se encuentran entre +105-77 m, las terrazas medias entre +75-35 m, y las terrazas bajas entre +35-4 m sobre el cauce actual. La disposición espacial de estas terrazas parece indicar que estos dos ríos pudieron confluir en el pasado.

Cuenca del río Esla

Entre las terrazas mejor estudiadas destacan las del río Esla. LEGUEY y RODRÍGUEZ (1970) identifican 3 niveles de terrazas, TORRENT (1976) identifica 13 niveles de terrazas, y, por último, SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (1994) agrupa las terrazas del río Esla en 4 niveles (terrazas superior, media-superior, media-inferior e inferior). Aunque en la presente Hoja de León se pueden identificar hasta 28 niveles de terraza, se han representado 12 niveles de terraza, agrupados en terrazas altas (18-25), terrazas medias (26-30) y terrazas bajas (31-34). Las terrazas altas se encuentran entre +160-85 m, las terrazas medias entre +80-35 m y las terrazas bajas entre +30-2 m sobre el cauce actual. Estos niveles son aproximadamente correlacionables entre las diferentes cuencas fluviales.

Cuenca del río Cea

El río Cea divide la Hoja aproximadamente en dos mitades. Este río también discurre por un valle bastante asimétrico, desarrollando la mayoría de las terrazas en su margen derecha. Las terrazas altas se encuentran entre +120-90 m, las terrazas medias entre +85-30 m y las terrazas bajas entre +30-2 m sobre el cauce actual.

Cuencas de los ríos Valderaduey y Sequillo

Los ríos Valderaduey y Sequillo nacen en la propia cuenca y, en consecuencia, presentan un escaso caudal. Los depósitos de terraza asociados a estos ríos presentan una pequeña extensión superficial. Las terrazas medias se encuentran en un interfluvi elevado a +50-30 m y las terrazas bajas entre +35-5 m sobre el cauce actual de ambos ríos.

Cuenca del río Carrión

El río Carrión se localiza en el margen oriental de la Hoja. Este río discurre por un valle marcadamente asimétrico, desarrollando todas las terrazas en su margen derecha. En estas terrazas se pueden reconocer hasta 20 niveles (OLIVÉ DAVÓ *et al.* 1982 a, b). En esta Hoja solo se localizan terrazas medias entre +90-70 m sobre el cauce actual. Estas terrazas muestran una mayor presencia y extensión en el margen occidental.

Interpretación

Las terrazas fluviales se encuentran asociadas a los cursos fluviales que drenan las áreas montañosas, tanto del norte como del oeste de la Hoja, y la ciclicidad de los procesos de encajamiento y colmatación que provocan en la Cuenca del Duero.

El hecho de que la red fluvial que drena la Cuenca del Duero tenga un nivel de base local en la Meseta, hace que las terrazas estén poco condicionadas por las oscilaciones del nivel marino y, por el contrario, condicionadas por el clima, es decir, por los frecuentes cambios de condiciones templado-húmedas y frías-áridas a lo largo del Pleistoceno.

Los sedimentos de estas terrazas proceden de las áreas montañosas, tanto del norte como del oeste de la Hoja, donde se encuentran las cabeceras de los sistemas fluviales y de los propios

sedimentos de la cuenca. El predominio de facies de gravas sobre las arenosas y la escasa presencia de facies lutíticas indica un modelo de canales de tipo *braided* (HERRERO, 1994).

Edad

La edad de las terrazas es muy problemática por la práctica ausencia de fauna y flora datable. No obstante, se pueden hacer algunas precisiones; por una parte, es evidente que a partir de la raña se produce la jerarquización de la red fluvial y si para éstas se admite de forma generalizada, aunque con las debidas reservas, una edad Pleistoceno inferior (Villafranquiense), todas las terrazas altas de los principales ríos pueden asignarse al Pleistoceno.

Las terrazas altas, al igual que las de los ríos de la Península Ibérica, pueden asignarse al Plioceno superior-Pleistoceno inferior (AGUIRRE 1989). Por su parte, las terrazas bajas se asignan al Pleistoceno superior-Holoceno. Estas edades se apoyan en los yacimientos arqueológicos estudiados por CASTELLANOS (1986). Este autor encuentra en las terrazas medias de los ríos Bernesga y Órbigo próximas a la ciudad de León restos removilizados de industria lítica datada como Achelense medio (400-128 ka) (Figura 14). El hecho de que los restos no aparezcan en su posición original (*in situ*) limita la datación, pero en todo caso las terrazas medias tendrían una edad máxima Pleistoceno medio y las terrazas más recientes o bajas serían contemporáneas o anteriores al período considerado (hace 400.000 y 128.000 años).

2.3.1.2 Arcillas, limos y cantos cuarcíticos (35a). Terraza superior del río Retortillo. ¿endorreica? Pleistoceno.

Localización

La terraza superior y quizás pre-endorreica del río Retortillo se sitúa en la esquina suroriental de la Hoja, en las cercanías de la ciudad de Palencia.

Descripción

Esta terraza cartografiada ha sido diferenciada de las terrazas endorreicas altas (35b) y bajas (36), por estar más elevada y porque su disposición en abanico no indica exactamente que sea totalmente endorreica o lacustre. La terraza se encuentra a +40-60 m sobre el cauce del río Retortillo (MOLINA y OLIVE, 1982).

Los depósitos de terraza están constituidos por cantos blandos en la base, limos y fangos con arcillas y cantos de cuarcita. Estos depósitos proceden de los materiales de la Formación Mansilla de las Mulas y de la Facies Tierra de Campos.

El espesor oscila entre 0,5 y 1,5 m.

Interpretación

De acuerdo con GUTIÉRREZ ELORZA y PORTERO GARCÍA (1982) estas terrazas se generan en áreas endorreicas drenadas por una red difusa y temporal. Aunque esta terraza podría corresponder al desarrollo de una antigua cuenca de 864 km² drenada por los ríos Valdejinate y Retortillo. Los niveles de terraza se originan en diferentes etapas de depósito y apertura exorreica de estos ríos hacia el río Carrión.

Edad

La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno medio-superior.

2.3.1.3. Gravas, limos y arcillas (35b y 36). Terrazas endorreicas.
Pleistoceno superior-Holoceno

Localización

Las terrazas endorreicas se sitúan en la esquina suroriental de la Hoja, en las cercanías de la ciudad de Palencia.

Descripción

Las terrazas endorreicas o lacustres cartografiadas han sido agrupadas en terrazas endorreicas altas (**35b**) y bajas (**36**). Las terrazas endorreicas altas se encuentran a +20 m y las terrazas bajas entre +12-5 m sobre el cauce del río Valdejinate (MOLINA y OLIVE, 1982).

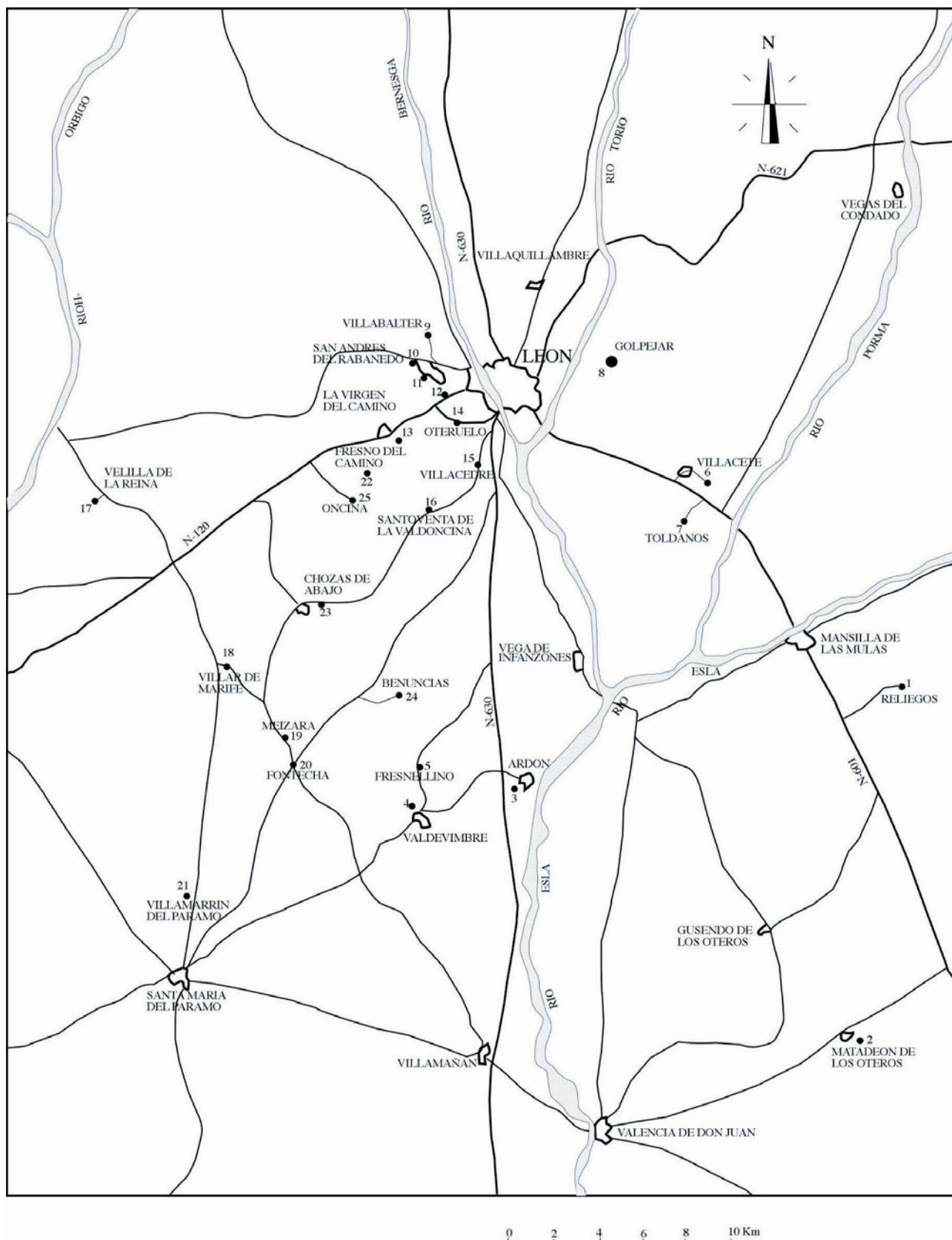


Figura 14. Localización de los yacimientos del Paleolítico inferior de los alrededores de la ciudad de León. Tomado de CASTELLANOS (1986)

Los depósitos de terraza están constituidos por cantos blandos en la base, limos y fangos con arcillas hinchables (montmorillonita) y cantos de cuarcita y caliza esporádicos. Estos depósitos proceden de los materiales de la Facies Tierra de Campos.

El espesor oscila entre 0,5 y 1,5 m.

Interpretación

De acuerdo con GUTIÉRREZ ELORZA y PORTERO GARCÍA (1982) estas terrazas se generan en áreas endorreicas drenadas por una red difusa y temporal. Esta área endorreica era una antigua cuenca de 864 km² drenada por los ríos Valdejinate y Retortillo. Los niveles de terraza se originan en diferentes etapas de depósito y apertura exorreica de estos ríos hacia el río Carrión.

En la parte occidental de la cuenca se situaba la antigua laguna de La Nava (MACAU, 1960). En la actualidad esta cuenca se encuentra desecada y los ríos que la atraviesan encauzados de manera artificial

Edad

La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno superior-Holoceno.

2.3.1.4. Zonas endorreicas (37). Holoceno

Localización

Las zonas endorreicas se localizan en diferentes puntos de la Hoja, destacando las situadas en el interfluvio de los ríos Valderaduey y Sequillo.

Descripción

Se trata de áreas subredondeadas, ligeramente deprimidas, y conectadas o próximas con arroyos actuales.

Interpretación

Estas zonas se generan en áreas con escaso o nulo drenaje.

Edad

La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.3.1.5. Gravas, arenas y limos (38). Fondo de valle. Holoceno

Localización

En esta unidad se incluyen los depósitos asociados a pequeñas vaguadas estacionales de fondo plano.

Descripción

Los fondos de valle están constituidos por cantos subredondeados embebidos en una matriz arenosa-limosa.

Interpretación

Estos depósitos están originados por la combinación de procesos fluviales y de ladera.

Edad

La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.3.1.6. Gravas, arenas y limos (39). Llanuras de inundación. Holoceno

Localización

Las llanuras de inundación son extensas en los cursos fluviales principales, como en el caso de los ríos Órbigo, en la confluencia Bernesga, Porma, Esla y en el río Carrión.

Descripción

En la llanura de inundación del Esla se observan áreas separadas por escarpes con desniveles inferiores a 1 m. Siendo estas áreas *terrazas solapadas*, la escala cartográfica ha obligado a incluirlas en la llanura de inundación.

En las llanuras de inundación pueden aparecer localmente charcas y lagunas relacionadas con tramos de río abandonados. En las llanuras de inundación, especialmente en las de los ríos Esla y Órbigo, se detectan meandros y cauces abandonados. Estos tramos de río abandonados presentan charcas y lagunas asociadas, sin embargo, en la mayoría de las ocasiones las plantaciones forestales o los cultivos de regadío dificultan su reconocimiento.

Los depósitos de llanura de inundación están constituidos por gravas no consolidadas, de composición fundamentalmente cuarcítica, y matriz arenosa-limosa. Estos sedimentos, aunque de composición similar a los depósitos de terraza, suelen presentar un mayor contenido en finos. Los finos suelen aparecer a techo, sobre los que se desarrollan fértiles suelos pardos (entisoles).

En general constituyen depósitos poco potentes.

Interpretación

En la actualidad estos depósitos han dejado de ser en gran parte funcionales debido a la regulación hidráulica de las presas situadas en las cabeceras de los principales cursos fluviales, fundamentalmente las de los ríos Órbigo y Esla. Es necesario comentar adicionalmente que esta regulación disminuye, pero no elimina los riesgos de inundación en casos de lluvias excepcionales.

Edad

A la llanura de inundación del río Esla se le asigna una edad mínima de 3.300 años. Esta edad se apoya en la datación por Carbono-14 de graneros y hogares a +3 m sobre el lecho del cauce realizada por TORRENT y ROQUERO (1974).

2.3.1.7 Arenas y gravas (40). Lecho actual. Holoceno

Localización

Los depósitos de lecho actual se localizan en los cursos fluviales de los ríos Eria, Órbigo, Esla, Cea, Carrión y Valdavia.

Descripción

La unidad de lecho actual incluye depósitos estrictamente fluviales asociados a cursos fluviales permanentes. Estos depósitos normalmente se encuentran ligeramente encajados (1-2 m) en las llanuras de inundación.

Interpretación

Estos depósitos están relacionados con la actividad de los cursos fluviales durante las estaciones lluviosas.

Edad
Estos depósitos son actuales o subactuales.

2.3.1.8 *Cantos, limos y arenas (41). Abanicos y conos aluviales. Holoceno*

Localización

Los abanicos y conos aluviales se localizan fundamentalmente en los cauces de los ríos Cea, Esla, Porma, Torío y Bernesga.

Descripción

Los abanicos y conos aluviales son formas con planta en forma de abanico. Los abanicos aluviales son formas amplias y aplanadas mientras que los conos son formas más pequeñas y con mayor pendiente.

La composición es muy heterogénea, con gran porcentaje de cantos de composición variada y finos.

El espesor de estos depósitos, aunque generalmente es de orden métrico, es muy variable.

Interpretación

El origen, tanto de los abanicos como de los conos aluviales, está relacionado con el transporte de materiales por corrientes fluvio-torrenciales de alta energía y la descarga y expansión de estos materiales en áreas que presentan cambios de pendiente, fundamentalmente en la salida de pequeños barrancos que desembocan en un valle de fondo plano.

Edad

La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.3.2. Depósitos de ladera

A continuación, se describe el único depósito de ladera cartografiado en la Hoja.

2.3.2.1 *Arenas con cantos (42). Coluviones. Holoceno*

Localización

Los coluviones más importantes de la Hoja son los relacionados con los relieves del Paleozoico, en la esquina suroccidental de la Hoja. Por su parte, los materiales terciarios de la Hoja dan lugar a extensos coluviones superpuestos a los propios materiales terciarios, en este sentido, en el mapa geológico se han representado tan solo los principales coluviones con el objeto de no ocultar la geología del terciario.

Descripción

Los coluviones normalmente están constituidos por cantos angulosos y subangulosos embebidos en una matriz arenosa-limosa.

Interpretación

Estos depósitos están originados por procesos gravitacionales asociados a la evolución de las laderas.

Edad

La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.3.3. Depósitos poligénicos

A continuación, se describe el único depósito poligénico cartografiado en la Hoja.

2.3.3.1 *Gravas silíceas, arenas y limos (43). Glacis. Pleistoceno-Holoceno*

Localización

Los glacis cartografiados en la Hoja de León se observan en los sectores norte, suroeste y este de la misma.

Descripción

Los glacis son superficies inclinadas con pendientes bajas y progresivamente menores desde cotas altas hacia cotas bajas. Los glacis pueden ser formas erosivas o deposicionales, siendo la mayoría de los glacis de la Hoja glacis deposicionales. Los depósitos están constituidos por gravas silíceas, tanto de cuarcitas como de areniscas, de tamaños variables (entre 1 y 10 cm), con matriz arenosa-limosa. En algunos afloramientos del norte de la Hoja los cantos situados en el nivel más superficial presentan una tonalidad rojiza oscura. Estos sedimentos presentan una composición similar a la de las terrazas, pero con una matriz limosa más abundante. Sobre ellos se desarrollan suelos que varían de pardos rojizos a rojos fersialíticos. El espesor de los depósitos de glacis suele ser inferior a los 2 m.

RAYNAL y NONN (1968) citan la presencia de glacis en Carbajal de la Legua y al suroeste de la ciudad de León. Estos autores describen a estos glacis como depósitos de cantos, moderadamente consolidados por una matriz de material fino, a veces con intercalaciones de pequeños niveles calcáreos de colores rojizos y gris-ocre, y con espesores superiores a 1,5 m.

Aunque no se han diferenciado en el mapa, algunos autores diferencian dos generaciones de glacis.

ESPINA *et al.* (2005) diferencian en la Hoja de Valencia de Don Juan (Nº 233) relieves miocenos que enlazan con un glacis superior entre cotas de 790-760 m y un glacis inferior entre cotas de 760-730 m que enlaza con las terrazas bajas del río Esla.

NOZAL *et al.* (2005 b) diferencian en la Hoja de Almanza (Nº 163) un glacis superior entre cotas de 980-930 m que enlaza con las terrazas altas de los ríos Esla y Cea y un glacis inferior en cotas más bajas que enlaza con terrazas medias y bajas o con fondos de valle.

Interpretación

Estos glacis se interpretan como paleoladeras resultantes de la degradación de paleorelieves, conservados en los actuales interfluvios, o terrazas fluviales por procesos de vertiente en las primeras etapas de encajamiento de la actual red de drenaje o fluvial.

Edad

A estos depósitos se les ha asignado una edad Pleistoceno-Holoceno.

3. TECTÓNICA

Como ya se ha mencionado (ver apartado 1.1), las rocas y sedimentos de la Hoja de León Escala 1:200.000 y su entorno,

se pueden clasificar en dos grandes unidades en función de sus características tectónicas: el Macizo Ibérico y la Cuenca del Duero. En este sentido, los materiales paleozoicos del Macizo Ibérico muestran numerosas estructuras de deformación, encontrándose intensamente fracturados y plegados, mientras que los materiales terciarios de la Cuenca del Duero apenas muestran deformación, y se encuentran prácticamente horizontales salvo en las proximidades de los materiales paleozoicos donde muestran una ligera deformación.

Estas diferencias tectónicas se relacionan con la superposición de dos procesos orogénicos diferentes: la Orogenia Varisca y la Orogenia Alpina. En este sentido, los materiales paleozoicos del Macizo Ibérico se encuentran deformados en mayor medida por la Orogenia Varisca, durante el Paleozoico, y en menor medida por la Orogenia Alpina, durante el Terciario; mientras que los materiales terciarios de la Cuenca del Duero solo se han deformado por la Orogenia Alpina.

A continuación, se describe la tectónica, es decir, las estructuras de deformación relacionadas con cada uno de estos procesos orogénicos.

3.1. TECTÓNICA VARISCA

Como ya se ha mencionado (ver apartado 1.1.1), el Macizo Ibérico ha sido dividido en seis zonas en función de sus características estratigráficas, metamórficas, magmáticas y tectónicas, concretamente en función de su tectónica varisca: la ZGTM, ZCI, ZAOL y ZC. Las únicas zonas del Macizo Ibérico que afloran en la Hoja son unos pequeños afloramientos de la ZCI y la ZAOL en su esquina suroeste.

En el Macizo Ibérico la deformación disminuye desde las zonas situadas al oeste hasta las zonas situadas al este, siendo las estructuras de deformación más importantes los cabalgamientos y pliegues. Dichos cabalgamientos limitan las diferentes zonas. En la Hoja, la ZCI se sitúa al sur de la ZAOL, sin embargo, a escala regional la ZCI es la más occidental de las dos.

En este sector, la ZCI y la ZAOL están limitadas por la Falla de Morredero-Villavieja, que es una estructura con una larga historia geológica: inicialmente actuó como una falla normal sinsedimentaria durante el Cámbrico-Ordovícico, posteriormente se reactivó durante la Orogenia Varisca como un cabalgamiento, y finalmente jugó de nuevo como falla normal.

En base al marco geológico es posible distinguir dos tipos principales de metamorfismo. El primer tipo de metamorfismo tiene una extensión regional por lo que se le ha denominado metamorfismo regional. Este metamorfismo se produce a grandes rasgos por el progresivo enterramiento de las rocas, como consecuencia del apilamiento y engrosamiento cortical que se produce durante el proceso orogénico por lo que también se le ha denominado, además de metamorfismo regional, *tectonometamorfismo*. El segundo tipo de metamorfismo presenta una extensión local. Este metamorfismo se produce por el calentamiento de las rocas en torno a intrusiones magmáticas por lo que se le ha denominado metamorfismo de contacto. El metamorfismo en las rocas de la ZCI y ZAOL de la Hoja es esencialmente un metamorfismo regional.

En general el metamorfismo regional disminuye desde la ZCI hacia la ZAOL con la singularidad del límite de estas dos zonas, la Falla de Villavieja-Morredero. En este límite existe un importante salto metamórfico, de manera que, en su bloque oeste en el Dominio del Ollo de Sapo (ZCI), el grado metamórfico es menor que en el Dominio del Manto de Mondoñedo (ZAOL). Sin

embargo, en su límite meridional no existe un salto metamórfico, caracterizándose ambas zonas por presentar un *metamorfismo epizonal* (zona de la clorita). Este metamorfismo afecta a la mayor parte de los afloramientos de las rocas paleozoicas de la Hoja.

A continuación, se describen las principales estructuras de deformación variscas de estas dos zonas.

3.1.1. Zona Centroibérica (ZCI)

La ZCI presenta una deformación polifásica con características dúctiles a dúctiles-frágiles como resultado de unas condiciones metamórficas similares a las de la zona más interna, la ZGTM, con una disminución clara del magmatismo y por lo tanto del metamorfismo de contacto hacia el este, en el límite con la ZAOL.

Como ya se ha mencionado (ver *epígrafe 1.1.1.*) en la ZCI se distinguen dos dominios: el Dominio del Ollo de Sapo, situado al norte, y el Dominio Esquisto-Grauváquico, situado al sur (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004). Las únicas rocas de la ZCI que afloran en la Hoja son unos pequeños afloramientos del Dominio del Ollo de Sapo en su esquina suroeste. A su vez, dentro del Dominio del Ollo de Sapo se pueden diferenciar diferentes regiones: Sinclinorio del Sil, Sinclinal de Truchas, Anticlinorios de Viana do Bolo y Sanabria y Sinclinorios de Alcañices y Hiendelaencina (Sierra de Guadarrama). Las únicas rocas del Dominio del Ollo de Sapo que afloran en la Hoja son unos pequeños afloramientos del Sinclinal de Truchas en su esquina suroeste.

El Sinclinal de Truchas es una gran estructura sinclinal de trazado NO-SE y ligera vergencia al suroeste y con escasa presencia de cabalgamientos. Los cabalgamientos existentes aparecen circunscritos al borde noreste. Estas características indican la presencia de una gran lámina cabalgante que incluye un pliegue de gran longitud de onda apenas compartimentado.

En esta región se pueden diferenciar hasta tres generaciones de estructuras y microestructuras de deformación o Fases de deformación superpuestas.

La *primera Fase de deformación* (F1) es la mejor desarrollada. En la F1 se incluyen un gran número de pliegues con ejes de dirección ONO-ESE, de pequeña longitud de onda y escala variada que destacan en la cartografía por la Cuarcita Armoricana. Se trata de pliegues asimétricos, tumbados o vergentes al NNE, en algunos casos subverticales, y con esquistosidad de plano axial muy bien desarrollada.

En la *segunda Fase de deformación* (F2) se incluyen cabalgamientos y micropliegues de ejes generalmente curvos con esquistosidad de crenulación muy espaciada. Estas estructuras, aunque son muy escasas pueden llegar a ser localmente muy importantes. Su origen se relaciona con el cabalgamiento que superpone la ZCI sobre la ZAOL.

La *tercera Fase de deformación* (F3) es retrovergente y prácticamente homoaxial con la F1. En la F3 se incluyen pliegues de amplia longitud de onda (Sinclinal de Truchas) con una esquistosidad de crenulación espaciada e irregularmente distribuida. Estos pliegues deforman a los pliegues de F1, en este sentido, en el flanco sur del Sinclinal de Truchas los planos axiales y la esquistosidad asociada presentan un buzamiento subhorizontal o suave hacia el SSO, mientras que en el flanco norte estas estructuras presentan un buzamiento fuerte o subvertical. Esta deformación de las estructuras de F1 en el flanco norte del Sinclinal de Truchas también está condicionada por la presencia de numerosos cabalgamientos en dicho flanco. Estos cabalgamientos están relacionados con el emplazamiento, por debajo

de la ZCI, de varias láminas de la ZAOL. El emplazamiento de estos cabalgamientos da lugar a un levantamiento mayor de dicho flanco y al aspecto retrovergente del Sinclinal de Truchas.

La deformación de estas tres Fases se ha realizado bajo unas condiciones metamórficas sincinemáticas (sintectónicas) de bajo grado. El clímax metamórfico se produce entre las F1 y F2, originando la neoformación de minerales y su orientación paralela a la foliación principal. La práctica totalidad del área se encuentra incluida en la zona de la clorita, pudiendo alcanzar localmente la zona de la biotita.

En la ZCI, se producen con posterioridad a la F3 una serie de estructuras que por su carácter muy localizado no se han asignado a ninguna fase de deformación. Estas estructuras son principalmente fallas normales longitudinales, fallas, *kink bands*, crenulaciones y diaclasas radiales.

3.1.2. Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL)

La ZAOL presenta una *deformación polifásica* con características dúctiles a frágiles acompañada por un metamorfismo que varía de mesozonal a epizonal hacia el contacto con la ZC. El Magmatismo es más escaso que en la ZCI, concentrándose en dos alineaciones, la primera situada cerca de la Falla de Vivero, en el contacto con la ZCI; y la segunda por delante del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (FARIAS *et al.*, 1987; JULIVERT, 1971; LOTZE, 1945; SUÁREZ *et al.*, 1990).

Como ya se ha mencionado (ver epígrafe 1.1.1.) en la ZAOL se distinguen dos dominios: Dominio del Navia y Alto Sil, situado al norte y el Dominio del Manto de Mondoñedo, situado al sur (MARCOS, 2004). Las únicas rocas de la ZAOL que afloran en la Hoja son unos pequeños afloramientos del Dominio de Navia-Alto Sil en su esquina suroeste.

La ZAOL presenta en términos generales una estructura caracterizada por la presencia de numerosos cabalgamientos y pliegues de gran tamaño, pudiendo distinguirse como en la zona anterior tres generaciones de estructuras superpuestas (MARCOS, 1973).

La primera Fase de deformación (F1) da lugar a pliegues isoclinales (MATTE, 1968), de plano axial que varía desde subhorizontal a fuertemente inclinado, vergentes hacia el este o noreste. Estos pliegues desarrollan siempre una foliación de plano axial muy penetrativa (S1) que se observa perfectamente cuando hay alternancia de capas de distinta competencia. Las características de los pliegues y de la S1 varían desde el oeste hacia el este de la zona (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1990).

La segunda Fase de deformación (F2) da lugar a cabalgamientos subparalelos a los pliegues de F1, vergentes al este o noreste y que se horizontalizan en profundidad. Estos cabalgamientos presentan zonas de cizalla asociadas, iniciadas durante la F1, y una foliación (S2) (MARCOS, 1973; PÉREZ-ESTAÚN, 1978; BASTIDA y PULGAR, 1978; MARTÍNEZ CATALÁN, 1985).

La tercera Fase de deformación (F3) da lugar a grandes pliegues abiertos, de plano axial subvertical y aproximadamente homoxiales con los primeros, así como pliegues menores y un clivaje de crenulación desarrollado localmente (S3). La superposición de los pliegues de F1 y F3 da lugar a un modelo de interferencia complejo.

Con posterioridad a la F3 se desarrollan una serie de estructuras tardías que por su carácter muy localizado no se han asignado a ninguna fase de deformación. Estas estructuras son principalmente fallas normales longitudinales, pliegues, *kink*

bands, crenulaciones y diaclasas radiales (PÉREZ-ESTAÚN, 1978; BASTIDA *et al.*, 1986; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1990, 1992; PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1991).

En la esquina suroeste de la Hoja solo se observa un pliegue a escala cartográfica. Se trata de un sinclinal de dimensiones hectométricas que forma parte de una estructura mayor denominada Anticlinorio de Casas Viejas (VARGAS *et al.*, 1984 c). Este sinclinal está formado por materiales de la Serie de los Cabos, tiene una forma bastante apretada, con un plano axial subvertical, un eje subhorizontal y una esquistosidad relacionada. Dicho pliegue se clasifica como de F1. En otros afloramientos de la Serie de los Cabos se pueden observar pliegues de dimensiones decamétricas, con características similares al anteriormente descrito. Estos pliegues también se clasifican como de F1. VARGAS *et al.*, 1984 c indica que estos pliegues se encuentran verticalizados respecto a su posición original por una estructura mayor de F3.

En la Hoja no se observan cabalgamientos de F2. Probablemente estas estructuras se encuentran ocultas por los materiales terciarios de la Cuenca del Duero.

Como estructura tardía se pueden reconocer fallas de pequeñas dimensiones de dirección NO-SE, N-S y NE-SO.

3.2. TECTÓNICA ALPINA

Las rocas y sedimentos de la Hoja y su entorno se pueden dividir en dos unidades en función de su tectónica alpina: la Cordillera Cantábrica y la Cuenca del Duero. La Cordillera Cantábrica se sitúa al norte de la Hoja, mientras que la Hoja está incluida en la Cuenca del Duero, concretamente en su sector noroccidental.

La tectónica alpina consistió mayormente en el reapretamiento de pliegues y en la reactivación de cabalgamientos variscos. Además, se produjo la reactivación como fallas inversas de algunas fallas extensionales mesozoicas. Estas estructuras se pueden observar en las secciones sísmicas del basamento de la Cuenca del Duero (ver apartado 4.1.2).

A continuación, se describen las principales estructuras de deformación alpinas de estas dos unidades.

3.2.1. Cordillera Cantábrica

La estructura alpina de la Cordillera Cantábrica en el borde septentrional de la Cuenca del Duero consiste en una gran flexión monoclinal regional. Esta flexión puede explicarse con un modelo de pliegue de flexión de falla originado por el despegue solidario del basamento precámbrico-paleozoico y la cubierta mesozoico-terciaria (PULGAR y ALONSO, 1993; ALONSO *et al.*, 1994, 1995, 2004). Este despegue tiene lugar sobre en un cabalgamiento basal que, situado a una profundidad de aproximadamente 15 km, desplaza y levanta el bloque norte (Cordillera Cantábrica) a lo largo de una gran rampa de unos 25 km, y cubre, deforma e invierte los sedimentos terciarios del bloque sur (Cuenca del Duero). Asociado al cabalgamiento basal aparece una banda de pliegues y cabalgamientos y fallas inversas.

Este cabalgamiento basal alcanza la superficie sólo en el sector central del frente sur de la Cordillera Cantábrica, mientras que al este y al oeste el cabalgamiento acomoda su desplazamiento mediante un pliegue de propagación de falla. Las variaciones estructurales que se presentan a lo largo de este cabalgamiento están relacionadas con la disposición previa de las estructuras variscas (ALONSO *et al.*, 1994, 1995, 2004).

3.2.2. Cuenca del Duero

La Cuenca del Duero consiste en la cuenca de antepaís situada por delante del cabalgamiento basal alpino de la Cordillera Cantábrica. Hacia el oeste, la Cuenca del Duero termina en la Región de los Montes Galaico-Leoneses (MARTÍN-GONZÁLEZ y HEREDIA, 2011) que se emplazaron hacia el norte, más tarde que la Cordillera Cantábrica y hacia el sur de ésta, permitiendo la fragmentación y erosión casi completa de dicha cuenca en esa región.

Los materiales del borde septentrional de la Cuenca del Duero muestran estructuras de deformación relacionadas con la actividad del cabalgamiento basal de la Cordillera Cantábrica, mientras que hacia el centro de la Cuenca los materiales apenas muestran estructuras de deformación.

En la Hoja, los materiales terciarios presentan una disposición horizontal o con una ligera pendiente deposicional que disminuye de norte (1,2%) a sur (0,05%). Sin embargo, también pueden presentar estructuras, tanto sedimentarias como de deformación, relacionadas con la tectónica alpina. A continuación, se describen algunas de estas estructuras.

Como ya se ha comentado (ver apartado 2.2.2) las unidades silíceas se disponen disconformes sobre las unidades polimíticas. Esta disconformidad puede corresponder a la discordancia angular que algunos autores (GARCÍA-RAMOS *et al.*, 1982 a; ALONSO *et al.*, 1996) identifican en los materiales terciarios del borde septentrional de la Cuenca del Duero y relacionan con la actividad del cabalgamiento basal de la Cordillera Cantábrica.

Cabe destacar que los cursos fluviales principales presentan una tendencia a situarse en las márgenes izquierdas de los valles; esta tendencia podría explicarse con un basculamiento de la Cuenca del Duero que levante su margen occidental y hunda su margen oriental. Por el contrario, las terrazas fluviales no presentan ninguna tendencia, únicamente las terrazas del río Cea tienden a situarse en el margen derecho del valle.

En algunos afloramientos se han localizado suaves deformaciones o basculamientos de la serie. Uno de estos afloramientos se localiza en el talud de la carretera Nacional VI, kilómetro 268, donde en los materiales miocenos se observa un anticlinal y un sinclinal de amplio radio. En este mismo afloramiento también se observan pequeñas fracturas con pequeños desplazamientos en la vertical. El origen tectónico de estas fracturas, en este y otros afloramientos, no es claro ya que pueden explicarse por la actuación de procesos geomorfológicos de tipo gravitacional.

En la esquina sureste de la Hoja, concretamente en la localidad de Paredes de Nava, GRACIA PRIETO *et al.* (1991) localiza en algunos niveles de la Formación Tierra de campos una familia de fallas de dirección aproximada E-O, con un buzamiento de 60°, estrías sub-verticales y saltos de 1-2 m.

En el Esquema Tectónico de la Hoja se ha representado una falla deducida que afecta a materiales terciarios. Esta falla, denominada Falla del Ferral (SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.*, 2005 a), se localiza en la esquina noroeste de la Hoja, a lo largo de los arroyos de los Gambones y del Ferral y afecta exclusivamente a las formaciones Villarroquel, Mansilla de las Mulas y Barrillos con una dirección prácticamente O-E. La existencia de esta falla se ha deducido de la posición de la Formación Barrillos, más alta en la vertiente sur de estos arroyos, lo que parece indicar una acomodación de los materiales de la Formación Barrillos a un escarpe de falla previo. Al igual que otras fallas localizadas al oeste de la Hoja de León, se trataría de una falla inversa vergente

al norte. Autores precedentes como VARGAS *et al.* (1984 a, b), MARTÍN PARRA (1989) y ALONSO *et al.* (1996, 2004) citan fallas con estas direcciones, las cuales describen como fallas variscas o tardivariscas rejugadas durante el Alpino.

La distribución de isosistos del terremoto de Zamora del 2 de octubre de 1961 (PAYO SUBIZA, 1962), reflejan una elongación de las isosistos de intensidad II y III a favor del río Valderaduey de dirección NE-SO y de la red fluvial secundaria de Villalpando de dirección ENE-OSO. NOZAL *et al.* (2004 b) relacionan estas anomalías con la existencia de una fracturación en el zócalo de la Cuenca del Duero.

Algunos autores, a partir de la fotointerpretación geológica, observan lineamientos en cambios de facies, en escarpes de terrazas fluviales o en la red fluvial que relacionan con fracturas. ARAGONÉS *et al.* (1982) observan, en el margen oriental de la Hoja, concretamente en las terrazas fluviales de los ríos Cuezas y Carrión varios lineamientos de dirección N 120-130° E que relacionan con una fracturación cuaternaria (Pleistoceno medio). GRACIA PRIETO *et al.* (1991) observa en la red fluvial secundaria del margen meridional de la Hoja una serie de lineamientos de dirección N 60° E, relacionada, a su vez, con una densa familia de fracturas escalonadas, de escaso salto, desarrolladas sobre el relleno terciario de la Cuenca del Duero; estos autores relacionan esta familia de fracturas con una posible banda de deformación de dirección ENE-OSO, de unos 50 km de anchura, desde el norte de Palencia (ENE) al sur de Villafáfila (OSO), relacionada, a su vez, con una posible fractura de dirección ENE-OSO que cruza el basamento del sector norte de la Cuenca del Duero. OLIVÉ DAVÓ y CARRERAS (1982) y PORTERO GARCÍA y DEL OLMO ZAMORA (1982) también observan en la red fluvial de los ríos Valderaduey y Pisuerga lineamientos de dirección N 30°, y en la red fluvial del río Cuezas lineamientos de dirección N 120-130° E. Por último, MEDIAVILLA y DABRIO (1988) y MEDIAVILLA *et al.* (1991) relacionan algunos contactos en la Facies Cuestas y en las Calizas del Páramo del sector central de Cuenca del Duero con fracturas de dirección NE-SO, NO-SE y N-S; estos autores concluyen que la sedimentación ha estado controlada por fracturas que afectan el zócalo de la Cuenca del Duero, en este sentido, la distribución de sedimentos y facies estuvo controlada por procesos de subsidencia regional, controlados a su vez por fracturas del zócalo.

En la Hoja no se ha detectado ningún accidente tectónico cuaternario. Sin embargo, se debe hacer mención que, al oeste de la Hoja que tratamos, y en la Hoja a escala 1:50.000 de La Bañeza (231), concretamente en el valle del Jamuz, VARGAS *et al.* (1984 c) proponen la existencia de pequeñas fallas normales que afectan a materiales miocenos, deduciendo movimientos tectónicos cuaternarios que basculan bloques en distintos sentidos y provocan el confinamiento y la captura de algunos cursos fluviales (PÉREZ GARCÍA, 1977). Estos datos podrían indicar cierta actividad tectónica cuaternaria en las proximidades del borde occidental de la Hoja.

4. GEOLOGÍA DEL SUBSUELO

Los trabajos estratigráficos y tectónicos de los materiales que afloran en la Hoja son relativamente numerosos, sin embargo, los trabajos sobre la geología del subsuelo de esta zona son menos abundantes. En este apartado se analiza, en primer lugar, una serie de datos de partida con el objetivo de describir, en segundo lugar, la estructura del relleno sedimentario cenozoico de la Hoja.

4.1. DATOS DE PARTIDA

Los datos de partida para poder describir la estructura del relleno sedimentario cenozoico de la Hoja proceden del estudio de los antecedentes bibliográficos, así como del análisis de secciones sísmicas y sondeos.

4.1.1. Antecedentes

Entre los estudios sobre la geología del subsuelo de la región noroccidental de la Cuenca del Duero, en la que se incluye la presente Hoja, destaca el "Estudio Sísmico de la Corteza Ibérica Norte (ESCRIN)". Este estudio ha sido publicado en los trabajos de FERNÁNDEZ VIEJO (1997), FERNÁNDEZ VIEJO *et al.* (1998, 2000), GALLART *et al.* (1995-1997), GALLASTEGUI (2000) y GALLASTEGUI *et al.* (2002).

Otros trabajos sobre la geología del subsuelo de esta región son los de REDONDO *et al.* (1995) y HERRERO (2001).

4.1.2. Análisis de secciones sísmicas

Este análisis consiste en el estudio de un conjunto de secciones sísmicas de reflexión realizadas entre los años 1985-1987 por la empresa REPSOL en la Cuenca del Duero. Estas secciones han sido analizadas en los trabajos de HERRERO (2001) y HERRERO *et al.* (2004).

Las secciones sísmicas de reflexión se han realizado desde el mismo borde de la Cordillera Cantábrica hacia el sur. En estas secciones se han identificado cuatro unidades sísmicas afectadas por dos sistemas de fracturas principales.

4.1.2.1. Unidades sísmicas

Teniendo en cuenta las diferencias encontradas en las propiedades sísmicas, como la variación en los parámetros de la reflexión (amplitud, configuración, continuidad, frecuencia e intervalo de velocidad), y la forma y geometría de la reflexión, en el subsuelo de la Hoja se han observado cuatro unidades sísmicas denominadas de muro a techo: Paleozoica (USPz), Mesozoica (USMz), Paleógena (USPg) y Neógena (USNg) (HERRERO, 2001, 2004 b; HERRERO *et al.*, 2004). Las dos primeras se encuentran en el zócalo de la Cuenca del Duero, mientras que las dos segundas se encuentran en los sedimentos terciarios. A su vez, estas cuatro unidades se hallan separadas por tres reflectores principales denominados basal, intermedio y superior (Figura 15). Estas unidades se han controlado con algunos sondeos, observándose su continuidad por toda la región noroccidental de la Cuenca del Duero.

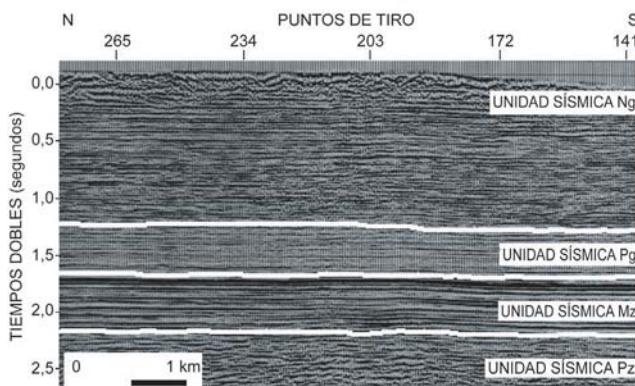


Figura 15. Parte de una sección sísmica donde se aprecian las características de las unidades sísmicas y los reflectores principales. Tomada de Herrero *et al.* (2004)

A continuación, se describen las principales características de estas cuatro unidades sísmicas.

Unidad Sísmica Paleozoica (USPz)

Esta unidad forma el sustrato de la Hoja, aflorando únicamente en el borde de la Cuenca del Duero. El análisis de la estructura de esta unidad permite deducir que la corteza bajo la Cuenca del Duero es horizontal y está estructurada sísmicamente en tres niveles, corteza superior hasta los 13 Km de profundidad, corteza media hasta los 24 Km y corteza inferior hasta los 30-32 Km, (GALLASTEGUI, 2000 y GALLASTEGUI *et al.*, 2002). Otros trabajos que analizan el basamento de la Cuenca del Duero son los de FERNÁNDEZ VIEJO (1997), FERNÁNDEZ VIEJO *et al.* (1998, 2000) y GALLART *et al.* (1995-1997).

Los reflectores internos que afectan a esta unidad muestran las siguientes características: a) son discontinuos, b) presentan valores muy bajos de amplitud, c) su frecuencia es baja, y d) aparecen con frecuencia fracturados.

La USPz presenta, en las secciones situadas al norte, algunas fracturas inversas de trazado E-O, inclinadas al norte, y que afectan a todas las unidades posteriores (Figura 16).

Unidad Sísmica Mesozoica (USMz)

Al igual que la unidad anterior, esta unidad forma el sustrato de la Hoja, aflorando únicamente en el borde de la Cuenca del Duero. Esta unidad presenta una geometría tabular, aunque hacia el oeste y suroeste su espesor disminuye hasta desaparecer.

Los reflectores internos que afectan a esta unidad muestran las siguientes características: a) son continuos, b) presentan valores altos de amplitud, c) su frecuencia es alta, d) aparecen con frecuencia fracturados, e) la inclinación oscila entre los 20-40° hacia el sur, y f) la terminación es convergente hacia los límites inferior y superior de la unidad.

La USMz se halla afectada por el segundo sistema de fracturas antes mencionado. Este sistema de fracturas afecta al fondo de la cuenca sedimentaria cenozoica con una disposición en escalera que desciende progresivamente hacia el norte. A su vez, estas fracturas están fosilizadas por las unidades cenozoicas que rellenan la cuenca, las cuales se definen a continuación.

Unidad Sísmica Paleógena (USPg)

Esta unidad muestra una geometría en forma de cuña con un espesor mínimo hacia el sur y oeste que aumenta progresivamente hacia el noreste (Figura 17). Hacia el oeste, esta unidad se apoya sobre la USPz.

El mapa de isobatas obtenido para el límite basal de la USPg (reflector intermedio) proporciona la profundidad y geometría de la base del Terciario en el dominio noroccidental de la Cuenca del Duero (Figura 18)

En este mapa se aprecia una zona con valores de profundidad superiores a los 2.800 m entre las localidades de Cistierna y Almanza; estos valores de profundidad disminuyen hasta los 500 m hacia el oeste y suroeste de esta zona. Esta geometría es indicativa de la existencia de un surco configurado en la USPg y adosado al frente montañoso. Adicionalmente se identifican domos y cubetas relacionadas con las fracturas de la base de la USPg.

Los valores de velocidad sísmica obtenidos para esta unidad oscilan, hacia el norte, entre los 4.200 y 4.600 m/s, mientras que, hacia el sur, estos valores son cada vez menores hasta alcanzar los 2.000 m/s. Los valores anómalamente altos de la zona norte pueden deberse a la fuerte inclinación de las capas sedimentarias en esta zona, con buzamientos entre 70°S y 80°S, mientras que

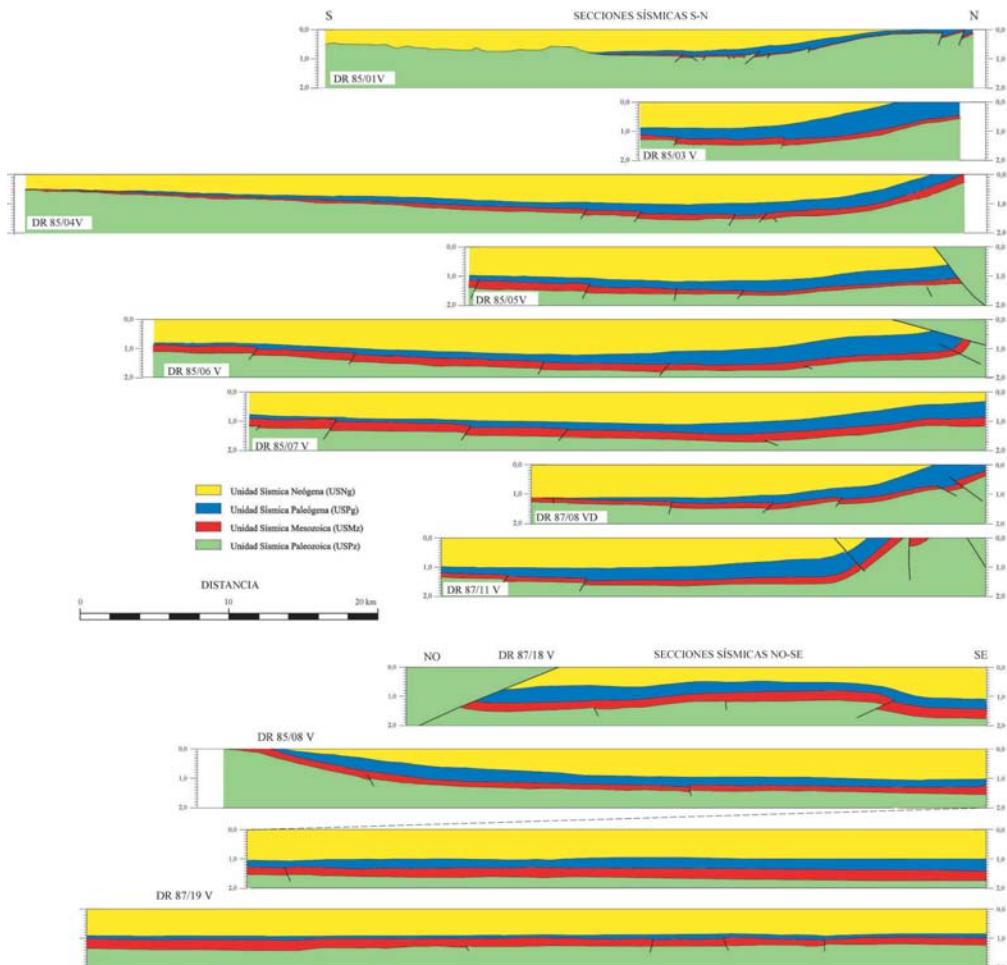


Figura 16. Interpretación de las principales secciones sísmicas de dirección N-S. En ordenadas se representa el tiempo doble en segundos. Situación geográfica de las secciones en la Figura 24. Tomada de Herrero (2001).

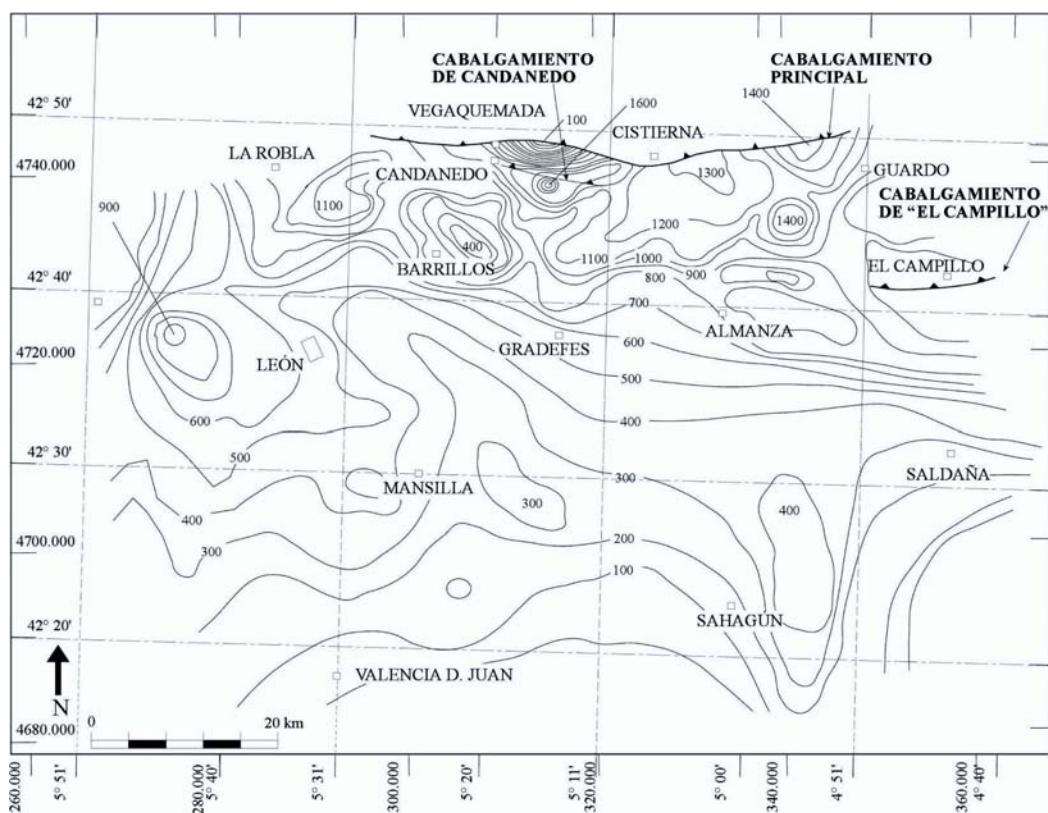


Figura 17. Mapa de isopacas de la Unidad Sísmica Paleógena (USPg). Intervalo de contorno de 100 m. El plano de referencia es el de 900 m sobre el nivel del mar. Tomada de HERRERO et al. (2004).

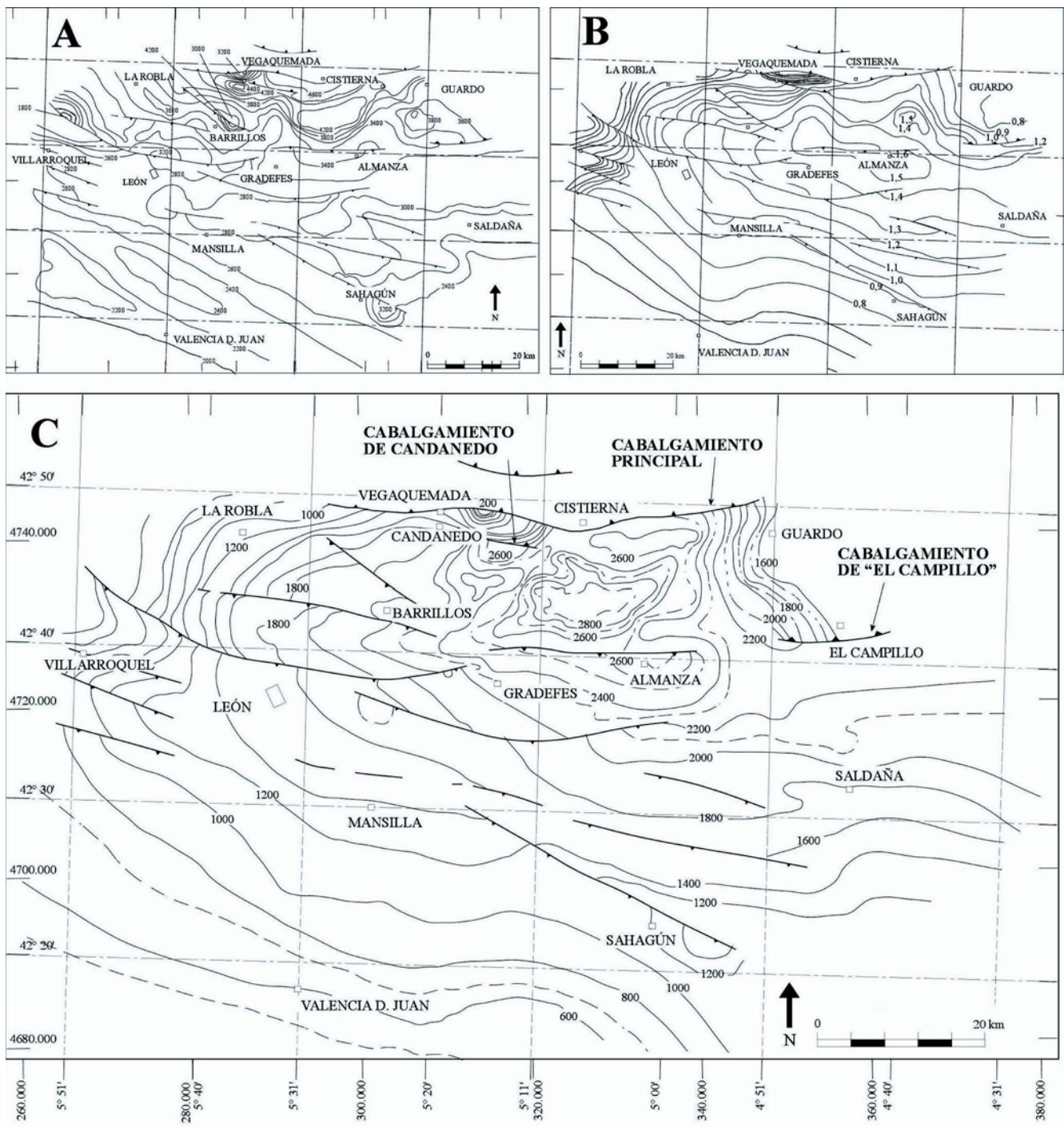


Figura 18. Mapas de contornos de la Unidad Sísmica Paleógena (USPg). A) Mapa de isovelocidad. B) Mapa de isócronas. C) Mapa de isobatas. El intervalo de contorno es de 200 metros/segundo, 0,1 segundos y 100 metros respectivamente. Tomada de HERRERO et al. (2004).

los valores bajos de la zona sur parecen correlacionarse con la presencia de arcillas, arenas y gravas.

Los reflectores internos que afectan a esta unidad muestran las siguientes características: a) no presentan una gran continuidad lateral y en ocasiones se observa una sustitución por otros de características similares, b) su amplitud y frecuencia es muy baja, aunque hacia el norte aumentan, c) su inclinación es variable, y d) la terminación es concordante hacia la base.

La USPg está afectada, en las secciones situadas al norte, por un conjunto de cabalgamientos de dirección E-O.

Unidad Sísmica Neógena (USNg)

Esta unidad muestra una geometría en forma de cuña con un espesor mínimo hacia el sur y oeste que aumenta progresivamente hacia el norte y este, localizándose los máximos espesores en el eje La Robla-Saldaña. Hacia el oeste, esta unidad se apoya sobre la USPg o sobre la USPz.

El mapa de isobatas obtenido para el límite basal de la USNg (reflector superior) (Figura 19) muestra una profundidad máxima en las localidades de Barrillos (1.700 m) y Almanza (1.900 m).

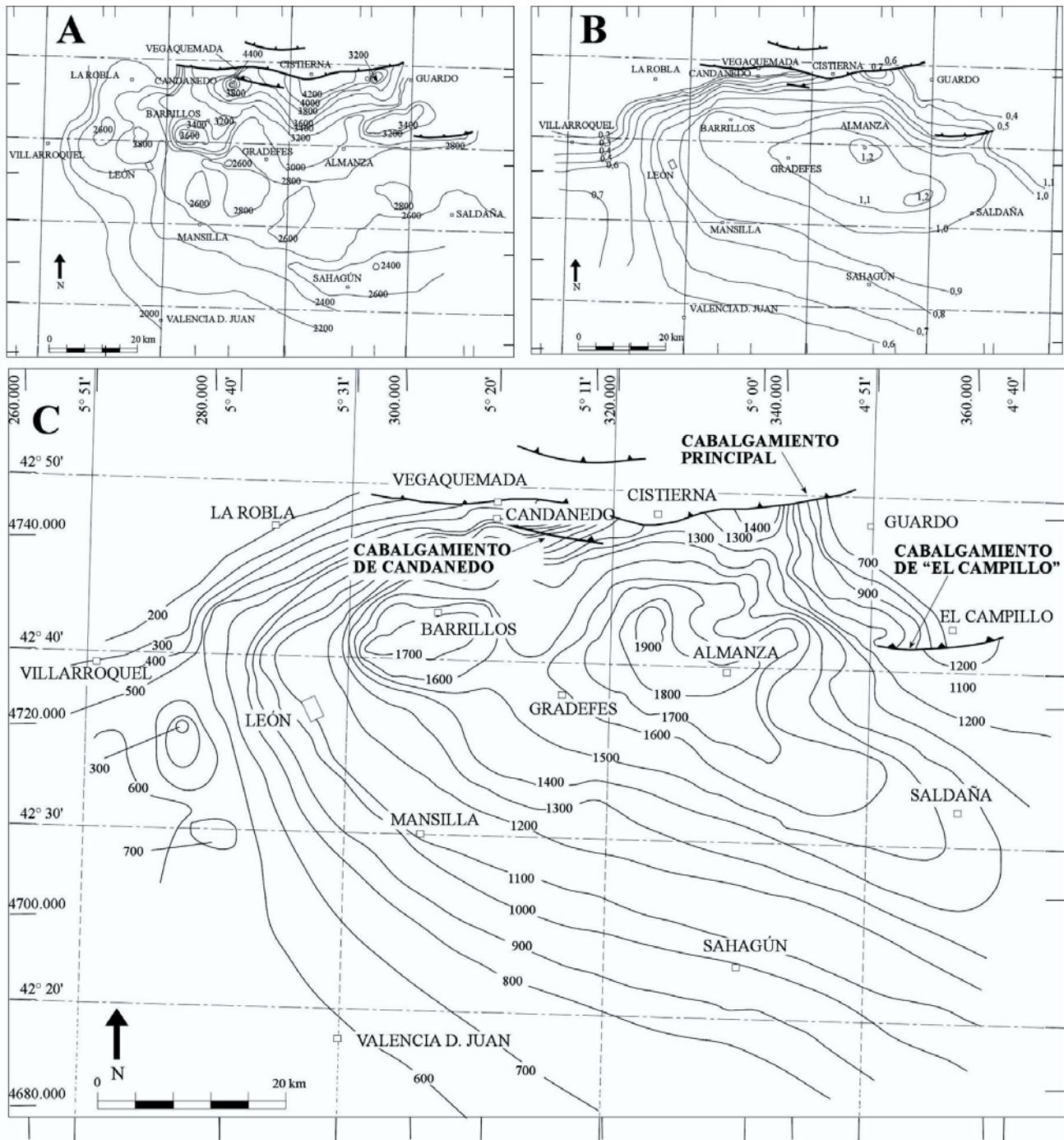


Figura 19. Mapa de contornos de la Unidad Sísmica Neógena (USNg). A) Mapa de isovelocidad. B) Mapa de isócronas. C) Mapa de isobatas. El intervalo de contorno es de 200 metros/segundo, 0,1 segundos y 100 metros respectivamente. Tomada de HERRERO et al. (2004).

Esta profundidad disminuye progresivamente su valor hacia el norte y hacia el sur. La diminución de la profundidad hacia el norte puede deberse a un efecto de distorsión creado por la inclinación de las capas o por la existencia de un paleoreliefie terciario.

Los reflectores internos que afectan a esta unidad muestran las siguientes características: a) presentan una gran continuidad lateral, tanto en las áreas del norte como hacia el sur, b) su amplitud es fuerte hacia el norte, mientras que es moderada-baja hacia el sur, c) su frecuencia suele ser alta, aunque localmente llegue a ser moderada, y es el carácter más representativo de esta

unidad, d) su inclinación oscila entre los 30-40° en la zona norte, mientras que es subhorizontal hacia el sur, y e) su terminación es concordante hacia la base, mientras que hacia el techo presentan un *toplap*, bien identificado en la zona norte.

La USNg está afectada, en las secciones situadas al norte, por un conjunto de cabalgamientos de dirección E-O.

4.1.2.2 Sistemas de fracturas

Los sistemas de fracturas de las secciones sísmicas se han clasificado atendiendo a la inclinación del plano de falla (Figura 20).

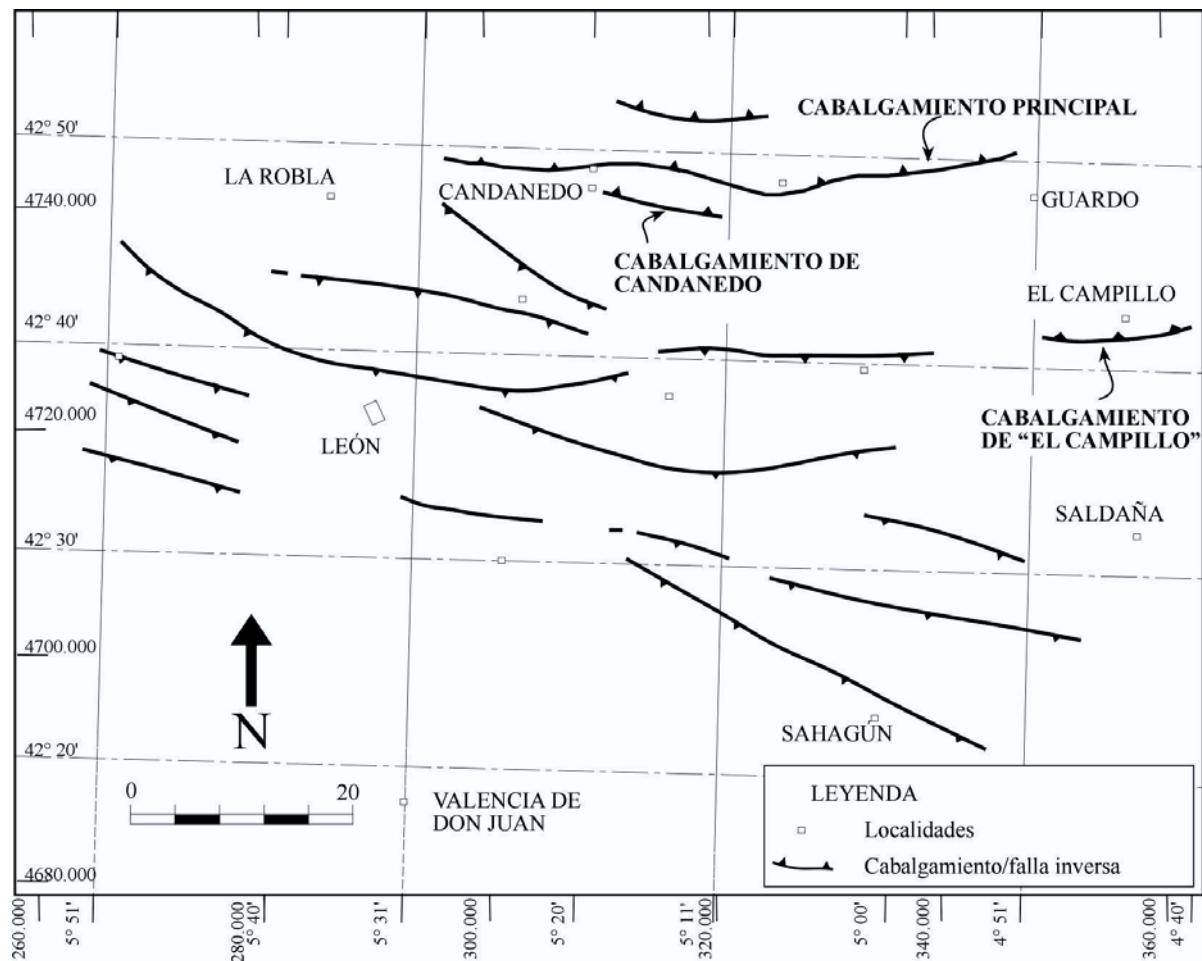


Figura 20. Situación geográfica de los dos sistemas de fracturas identificados en las secciones sísmicas. Modificada de HERRERO (2001).

El primer sistema de fracturas tiene una dirección E-O y el plano de falla inclinado al norte. Este sistema de fracturas se identifica con el conjunto de cabalgamientos frontales alpinos, responsables de la elevación de la Cordillera Cantábrica. Entre estos cabalgamientos se incluyen el cabalgamiento principal de la Cordillera Cantábrica (ALONSO y PULGAR, 2004), el cabalgamiento de El Campillo (Figura 21) y el cabalgamiento de Candanedo.

El segundo sistema de fracturas tiene el plano de falla inclinado al sur y está ampliamente distribuido en la mitad norte de la Hoja, inmediatamente al sur de las fracturas relacionadas con la elevación de la Cordillera Cantábrica. Este sistema de fracturas está formado por más de una decena de fracturas inversas, dispersas, con una dirección NO-SE, y con una dirección comprendida entre N 90° y N 140°. Estas fracturas afectan a unidades paleozoicas y mesozoicas y están fosilizadas por las unidades terciarias. Este sistema de fracturas se interpreta como cabalgamientos variscos reactivados y rotados en la orogenia alpina (ALONSO y PULGAR, 2004).

4.1.3. Análisis de sondeos

Este análisis consiste en el estudio de una serie de sondeos con testificación geofísica con una profundidad relativamente alta realizados para aprovechamiento hidrogeológico y exploración de hidrocarburos en la Cuenca del Duero. Estos sondeos han sido analizados en los trabajos de LANAJA et al. (1987), REDONDO et al. (1995), HERRERO (2001) y HERRERO (2004 a, c).

Estos sondeos proporcionan información, por un lado, sobre el análisis secuencial y arquitectura estratigráfica de los 700 m

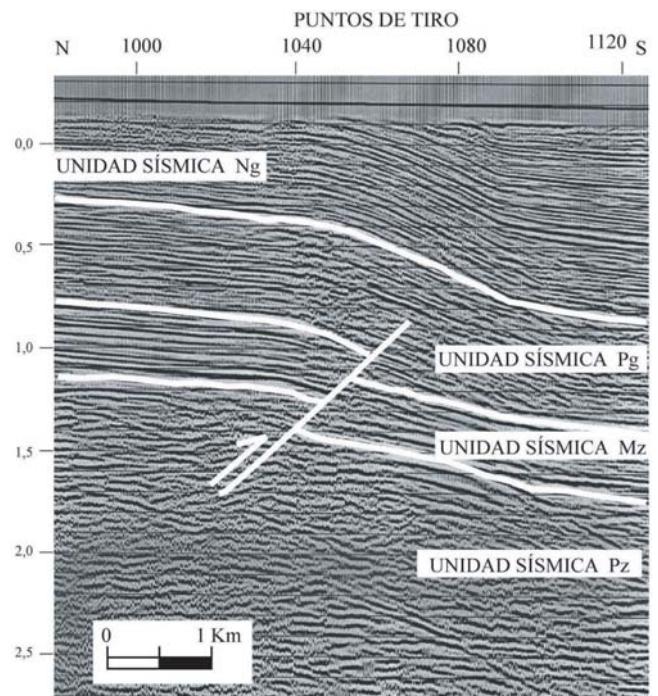


Figura 21. Parte de una sección sísmica donde se observan las unidades sísmicas Paleozoica (USPz), Mesozoica (USMz) Paleogena (USPg) y parte inferior de la Neógena (USNg), estando las tres primeras unidades afectadas por el cabalgamiento de El Campillo. Tomada de HERRERO et al. (2004).

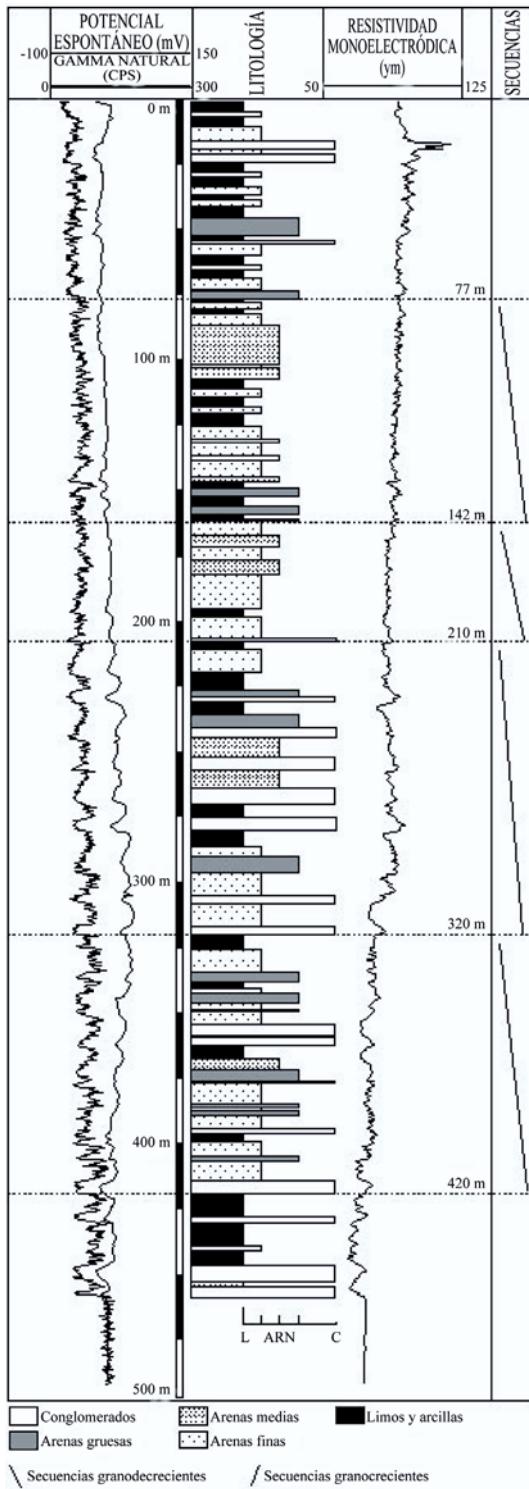


Figura 22. Sondaje de Villaquilambre.

superiores de relleno terciario, y, por otro, sobre la geometría de las unidades sísmicas señaladas anteriormente (HERRERO, 2001, 2004 a, b y HERRERO et al., 2004).

Los principales sondeos analizados son los de Villaquilambre y Sahagún de Campos. En ambos sondeos se atraviesa la USNg.

Sondeo de Villaquilambre

El sondeo de Villaquilambre tiene una profundidad de 458 m y los parámetros geofísicos analizados fueron la resistividad monoelectrónica, el potencial espontáneo y la radioactividad gamma-natural (Figura 22).

La arquitectura estratigráfica de este sondeo muestra cuatro secuencias completas y otras dos incompletas al faltarle el techo o el muro. Estas secuencias están ordenadas en secuencias menores presentando formas de campana (granodecrescentes) o de embudo (granocrescentes). En la mitad inferior del sondeo (458-210 m) las secuencias tienen forma de campana y de embudo, mientras que en la mitad superior del sondeo (210-0 m) las secuencias son más homogéneas, sin ninguna tipología definida.

Estas secuencias parecen indicar que, en la mitad inferior, hay presencia de conglomerados, mientras que, en la mitad superior, existe una disminución de la granulometría. Todo ello permite interpretar una tendencia de tipo granodecrescente para todo el sondeo.

Sondeo de Sahagún de Campos

El sondeo de Sahagún de Campos tiene una profundidad de 583 m y los parámetros geofísicos medidos fueron resistividad monoelectrónica, resistividad corta, potencial espontáneo y gamma natural (Figura 23).

La arquitectura estratigráfica de este sondeo muestra tres secuencias completas. Estas secuencias también están ordenadas en secuencias menores presentando formas de campana (granodecrescentes) o de embudo (granocrescentes). Por su parte, las grafías de resistividad y gamma natural se muestran muy dentadas indicando rápidos y frecuentes cambios en la composición y textura de la roca.

Atendiendo a estas características se puede decir que este sondeo está compuesto por limos y arcillas, con niveles intercalados de areniscas y conglomerados, cuyo espesor y abundancia aumentan hacia el techo, especialmente en la mitad superior del sondeo (190-0 m). Todo ello permite interpretar una tendencia de tipo granocrescente para todo el sondeo.

4.2. ESTRUCTURA DE LA CUENCA DEL DUERO

Teniendo en cuenta los datos de partida anteriormente analizados se pueden describir algunas características sobre la estructura del límite basal de la Cuenca del Duero, del relleno sedimentario y del basamento.

Límite basal

El límite basal de la Cuenca del Duero presenta una geometría en forma de surco. Este surco es, longitudinalmente, alargado en dirección O-E por delante del frente montañoso de la Cordillera Cantábrica, y, transversalmente, profundo hacia el norte y oeste y somero hacia el sur y este. Este límite aparece a profundidades de 2.800 m al norte de la Hoja, mientras que esta profundidad va disminuyendo hacia el sur y oeste, concretamente hasta los 600 m en las proximidades de Valencia de Don Juan.

Esta geometría presenta unas características estructurales similares a las de un surco de antepaís, modelo que ha sido considerado para el sector noroccidental de la Cuenca del Duero por MABESOONE (1959, 1961), DE JONG (1971), ALONSO et al. (1996), GALLASTEGUI (2000), HERRERO (2001), (ALONSO y PULGAR, 2004), y HERRERO et al., (2004). En este modelo la Cordillera Cantábrica se emplaza tectónicamente (cabalgamiento basal de la Cordillera Cantábrica) sobre el relleno sedimentario cenozoico de la Cuenca del Duero.

Relleno sedimentario

El relleno sedimentario de la Cuenca del Duero está constituido por la USPg y la USNg. La USPg tiene una geometría en forma de cuña, con espesores máximos hacia el norte y este y mínimos

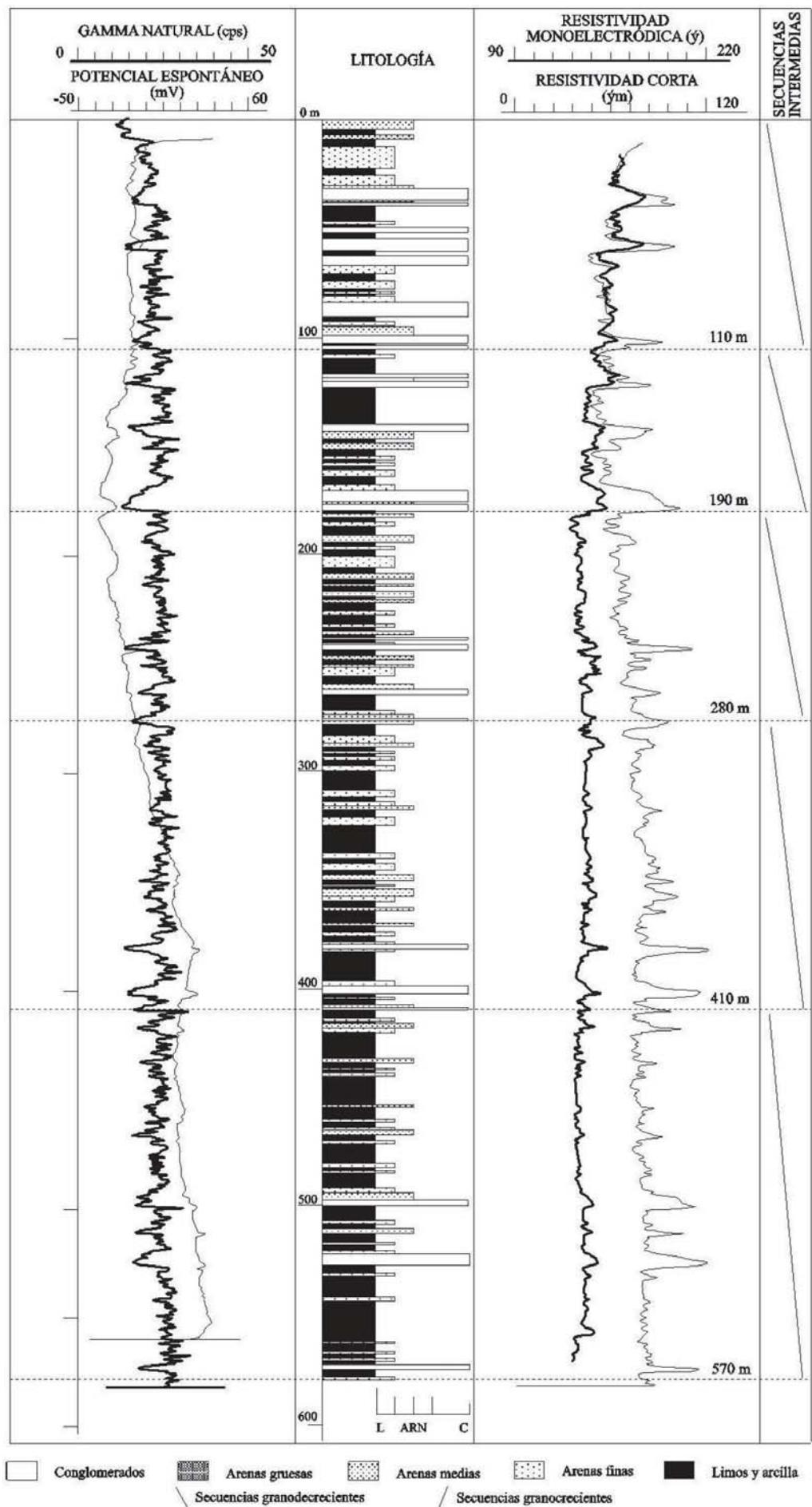


Figura 23. Sondeo de Sahagún de Campos.

hacia el sur y oeste (Figura 24). Por su parte, la USNg presenta una geometría también en forma de cuña, con profundidades mayores hacia el norte del eje La Robla-Saldaña (noroeste de Almanza) y mínimas hacia el sur y oeste de la Hoja. Esta geometría permite deducir para el dominio noroccidental de la Cuenca del Duero un espesor máximo de sedimentos de 3.500 m.

Esta forma de cuña se relaciona con una mayor subsidencia hacia el norte, en el contacto con el cabalgamiento basal de la Cordillera Cantábrica (ALONSO y PULGAR, 2004).

El análisis secuencial sólo es posible obtenerlo en los 700 m superiores de la USNg. Este análisis muestra una tendencia granodecreciente y retrogradante, al menos para los 700 m superiores de la USNg (HERRERO, 2001 y HERRERO *et al.*, 2004). Esta tendencia también se observa al norte de la Hoja, donde la Formación

Mansilla de las Mulas se superpone a la Formación Villarroquel (Figura 25).

Basamento

El basamento de la Cuenca del Duero está constituido por la USPz y la USMz. Hacia el sur y oeste del sector noroccidental de la Cuenca del Duero, en las proximidades de Valencia de Don Juan, la profundidad de la USPz disminuye, la USMz y la USPg desaparecen y la USNg presenta un espesor mínimo

Estos datos parecen indicar la existencia de un umbral periférico provocado por un levantamiento flexural del basamento de la Cuenca del Duero por delante del surco de antepaís (ALONSO y PULGAR, 2004, GALLASTEGUI *et al.*, 2002). La existencia de este umbral condicionó la existencia de un paleorelief tectónicamente pasivo y este, a su vez, la sedimentación del relleno cenozoico (HERRERO, 2006).

5. GEOMORFOLOGÍA

Las unidades fundamentales del relieve de la Hoja y su entorno son la Cordillera Cantábrica, localizada al norte, los Montes de León, al oeste, y la Cuenca del Duero, en la que se incluye esta Hoja (MARTÍN SERRANO, 1989).

5.1. CORDILLERA CANTÁBRICA

La Cordillera Cantábrica, situada al norte de la Cuenca del Duero, es un sistema montañoso con una alineación general E-O. El sector de la Cordillera Cantábrica situado al norte de la Hoja puede ser dividido en macizos montañosos separados por importantes cursos fluviales. Los macizos y cumbres más importantes son, de oeste a este, la Gistre (Catoute, 2117 m), Añares (Cuiña, 1987 m), Ubiñas (Peña Ubiña, 2417 m), Mampodres (Peña de la Cruz, 2195 m), Picos de Europa (Torre Cerredo, 2648 m) y Fuentes Carrionas (Peña Prieta, 2538 m). Estos macizos montañosos se encuentran disectados por importantes cursos fluviales, destacando, de oeste a este, los ríos Luna (que a partir de su confluencia con el río Omaña se denomina Órbigo), Bernesga, Torío, Curueño, Porma, Esla y Carrión.

La Cordillera Cantábrica es un relieve montañoso creado durante la orogenia alpina. El sector de la Cantábrica situado al norte de la Hoja de León está compuesto principalmente por rocas paleozoicas afectadas por cabalgamientos alpinos con un rumbo general E-O y vergentes al sur. En este sentido, el flanco meridional de la Cordillera Cantábrica, condicionado por el cabalgamiento frontal que lo superpone a los sedimentos

cenozoicos de la Cuenca del Duero (ALONSO y PULGAR, 2004), es una vertiente abrupta y neta.

5.2. MONTES DE LEÓN

Los Montes de León, situados al oeste de la Cuenca del Duero y de la Hoja, son un sistema de sierras y cumbres, con una alineación general ONO-ESE. Los macizos montañosos (y cumbres) más importantes son, de norte a sur, los Aquilianos (Cabeza de la Yegua, 2142 m) y Teleno (Teleno, 2183 m), Eixo (Trevinca, 2127 m), Cabrera (Vizcodillo, 2121 m) y Segundera (Moncalvo, 2044 m). Estos macizos, con cotas superiores a los 2000 m, van perdiendo altura hacia el este, hasta llegar a las cotas medias de la Meseta.

Los Montes de León están condicionados por la lito-estructura varisca y, a su vez, afectadas por cabalgamientos alpinos con un rumbo subparalelo a las estructuras variscas y vergentes al norte. En este sentido, la mayoría de estas sierras están constituidas por rocas paleozoicas resistentes, fundamentalmente cuarcitas, con un rumbo general ONO-ESE. Las litologías más resistentes corresponden a las cuarcitas de la Cuarcita Armoricana (8), la Serie de los Cabos (7) y la Formación Cándana (5-6). Como ya se ha comentado, las estribaciones orientales de las sierras de los Montes de León van perdiendo altura hacia el este, hasta dar lugar a un contacto lobulado con los sedimentos cenozoicos de la Cuenca del Duero y formar parte de su basamento.

5.3. LA CUENCA DEL DUERO

La Cuenca del Duero es una meseta o altiplanicie, es decir, una extensa superficie de topografía plana, con muy baja pendiente y elevada con una altitud media de 700-800 m. La Hoja se sitúa en su sector noroccidental (PÉREZ GONZÁLEZ *et al.*, 1994), próxima a los relieves de la Cordillera Cantábrica y de los Montes de León, y con altitudes que oscilan entre los 750-1065 m.

El relieve de la Cuenca del Duero en general y de la Hoja en particular se puede clasificar en unidades del paisaje y unidades geomorfológicas.

5.3.1. Unidades del paisaje

El relieve se puede clasificar en dos unidades del paisaje principales: los páramos y la Tierra de Campos. Estas unidades atienden a las diferencias en el relieve, clima, hidrografía y vegetación (ver epígrafe 1- *Introducción*).

Páramos

Los páramos son altiplanicies, es decir, extensas superficies de topografía plana, con muy baja pendiente y elevadas entre los principales cursos fluviales.

Los páramos se clasifican en páramos detríticos cuando presentan un delgado depósito de cantos cuarcíticos o en páramos carbonatados cuando están constituidos por sedimentos carbonatados.

En los páramos detríticos se incluyen la raña y las terrazas fluviales altas y medias. Los páramos detríticos son singularmente extensos en las cuencas de los ríos Esla y Órbigo. El río Esla desarrolla numerosas terrazas altas en su margen izquierda, constituyendo una amplia superficie conocida regionalmente como páramo de los Payuelos. Por su parte, el río Órbigo también desarrolla numerosas terrazas fluviales, constituyendo el denominado Páramo Leonés.

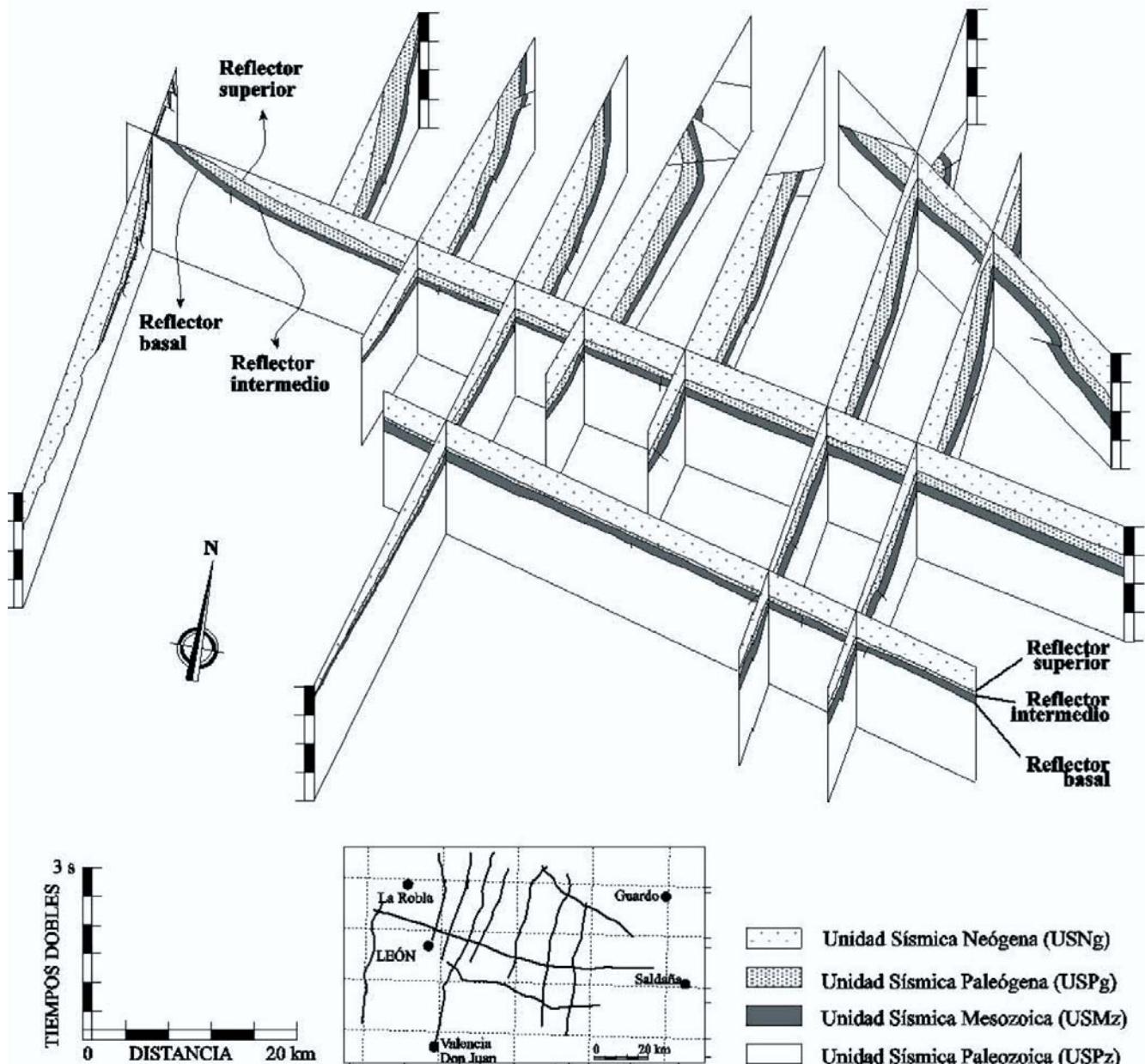


Figura 24. Situación geográfica y panel de correlación de las principales secciones sísmicas. Se aprecia la geometría tridimensional y las fracturas que afectan a las unidades sísmicas. Modificada de HERRERO et al. (2004).

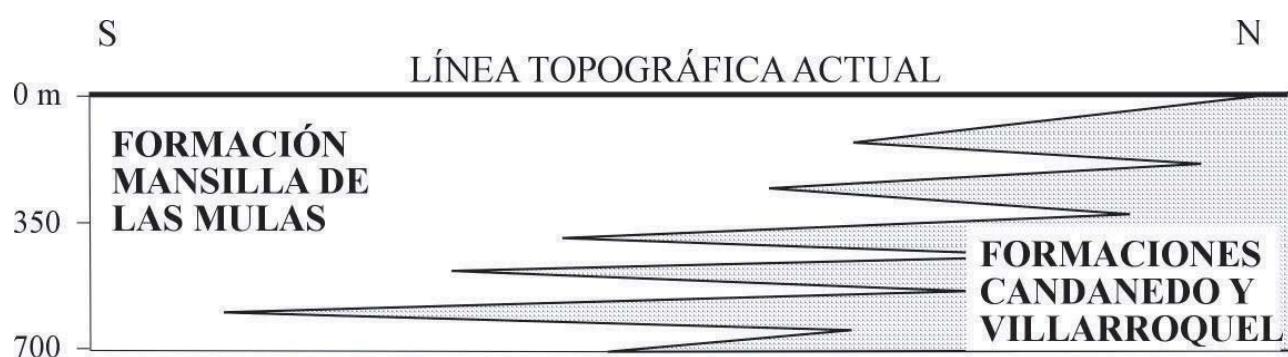


Figura 25. Retrogradación de las Formaciones Candanedo y Villarroquel hacia el norte y la consiguiente expansión de la Formación Mansilla de las Mulas en los 700 m superiores de la Unidad Sísmica Neógena (USNg). Tomada de HERRERO (2001).

A la vez, los páramos carbonatados tienen un gran desarrollo en el centro de la Cuenca del Duero.

Tierra de Campos

La Tierra de Campos incluye a las superficies de topografía suave y deprimida relacionada con los cursos fluviales.

5.3.2. Unidades geomorfológicas

El relieve de la Hoja se puede clasificar en tres unidades geomorfológicas principales: la Superficie Culminante, la Superficie Intermedia y la Superficie Fluvial Reciente. Estas unidades atienden a la génesis y evolución del relieve de la Cuenca del Duero.

En la Hoja, concretamente en los interfluvios de los ríos Esla y Cea se pueden observar estas tres unidades con distintos grados de extensión y conservación.

Superficie Culminante

La Superficie Culminante se corresponde con la superficie de colmatación del relleno sedimentario de la Cuenca del Duero. En el sector noroccidental de la Cuenca del Duero, esta superficie aparece conservada en las zonas más altas, aproximadamente entre las cotas de 900 y 1100 m. En esta superficie se incluye la raña.

Superficie Intermedia

La Superficie Intermedia se relaciona con la degradación de la Superficie Culminante en las primeras etapas de la morfogénesis fluvial. En esta superficie se incluyen los glaciares.

Superficie Fluvial Reciente

En la Superficie Fluvial Reciente se incluyen los cursos fluviales actuales, así como sus terrazas y llanuras de inundación.

De acuerdo con NOZAL y ESPINA (1994), NOZAL *et al.* (2005 a, b) y ESPINA *et al.* (2005), los principales cursos fluviales de esta red de drenaje, los ríos Órbigo, Bernesga, Porma, Esla y Cea, presentan una jerarquización arborescente y un encajamiento conforme tanto con la pendiente general de escorrentía como con la litología del sustrato en este sector de la Meseta. La jerarquización y encajamiento de esta red de drenaje continúa en la actualidad.

El encajamiento de la red de drenaje ha reciclado materiales terciarios y cuaternarios, depositando sedimentos de acreción lateral que forman terrazas muy desarrolladas y llanuras de inundación a lo largo del Cuaternario. Estos depósitos fluviales presentan una distribución asimétrica respecto a los cursos fluviales actuales, reflejando una migración del cauce desde las terrazas fluviales más altas a las más bajas. Adicionalmente, la migración lateral de los cauces fluviales principales ha producido capturas fluviales (NOZAL y ESPINA, 1994), dando como resultado terrazas asimétricas y, en ocasiones, transversales a la dirección del cauce actual (Figura 26).

Las terrazas del río Esla se conservan en su totalidad en el margen oriental. Esta disposición de las terrazas parece reflejar una migración del río Esla hacia el O-NO, sin embargo, el análisis de las cartografías realizadas permite demostrar que esta disposición refleja un proceso de migración y captura más complicado. El trazado del río Esla, desde que abandona los relieves de la Cordillera Cantábrica hasta que penetra en la Cuenca del Duero, sigue una dirección NE-SO mientras que, desde su confluencia con los

ríos Porma y Bernesga hasta su confluencia con el río Cea, sigue una dirección N-S. En el sistema de terrazas del río Esla se han identificado 12 niveles: T_1 (+160-105 m), T_2 (+100-95 m), T_3 (+90 m), T_4 (+90-85 m), T_5 (+80 m), T_6 (+75-67 m), T_7 (+65-55 m), T_8 (+30-20 m), T_9 (+15 m), T_{10} (+15-12 m), T_{11} (+10-7 m) y T_{12} (+5-2 m). Las 7 terrazas más altas se disponen con una dirección N-S, convergiendo con las terrazas más altas del río Cea y divergiendo con las 5 terrazas más bajas del río Esla de dirección NE-SO. Así pues, el río Esla, de acuerdo con la disposición de sus 7 terrazas más altas, adoptaba una dirección N-S para confluir con el río Cea al norte de la localidad de Mayorga (35 km al noreste de donde lo hace en la actualidad) y, a partir de esta confluencia, girar hacia el suroeste y migrar hacia el sureste, abandonando una serie de terrazas en su margen derecha. Posteriormente un afluente del río Porma capturó por erosión remontante a la altura de Mansilla de las Mulas la cabecera del río Esla, abandonando en su margen izquierda las 5 terrazas más bajas. La terraza T_7 representaría, por tanto, el trazado del último cauce del paleo-Esla antes de su captura. Este paleo-cauce da lugar a un valle colgado que ha perdido su funcionalidad aguas arriba, estando aguas abajo aprovechado por el actual arroyo de La Vega.

Las terrazas del río Cea y Valderaduey muestran una mayor presencia y extensión en el margen occidental de dichos cursos fluviales, reflejando una migración del río Cea hacia el E-SE y del río Valderaduey hacia el este.

En la Hoja de León, la Superficie Fluvial Reciente ha sido modelada fundamentalmente durante el Cuaternario. Sin embargo, se debe precisar que los ríos Eria, Órbigo, Bernesga, Torío, Porma, Esla, Cea, Valdavia y Carrión nacen en los Montes de León y la Cordillera Cantábrica, mientras que los ríos Valderaduey y Sequillo nacen en la propia Cuenca del Duero. Esta distribución de las cuencas de drenaje parece indicar que estos últimos se originaron ligeramente retardados en el tiempo.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales de la Hoja pueden agruparse en dos ciclos orogénicos. En primer lugar, los materiales del Paleozoico, sedimentados y deformados durante el Ciclo Varisco y, en segundo lugar, los materiales del Terciario y Cuaternario, correspondientes al relleno sedimentario de la Cuenca del Duero durante el Ciclo Alpino.

Adicionalmente, en los ciclos orogénicos pueden diferenciarse dos etapas de sedimentación: etapa preorogénica y etapa sinorogénica.

La etapa preorogénica se desarrolla entre dos procesos orogénicos y suele ser la más extensa temporalmente. Esta etapa se caracteriza por estar relacionada con importantes procesos distensivos que, a su vez, dan lugar a márgenes continentales pasivos. Sobre estos márgenes, se instalan plataformas continentales relativamente extensas y estables, en muchos casos de tipo carbonatado y con una sedimentación constante, tanto en la horizontal como en la vertical. La profundidad y subsidencia de estas plataformas están controladas fundamentalmente por el propio proceso distensivo.

La etapa sinorogénica se desarrolla durante el proceso orogénico y ocupa un lapso temporal más restringido. Esta etapa se caracteriza por estar relacionada con procesos orogénicos que generan cuencas de antepaís con acumulación de potentes cuñas de sedimentos procedentes de las áreas más elevadas. Debido a la inestabilidad de estas cuencas, las variaciones de las facies sedimentarias son muy frecuentes, tanto en la horizontal como

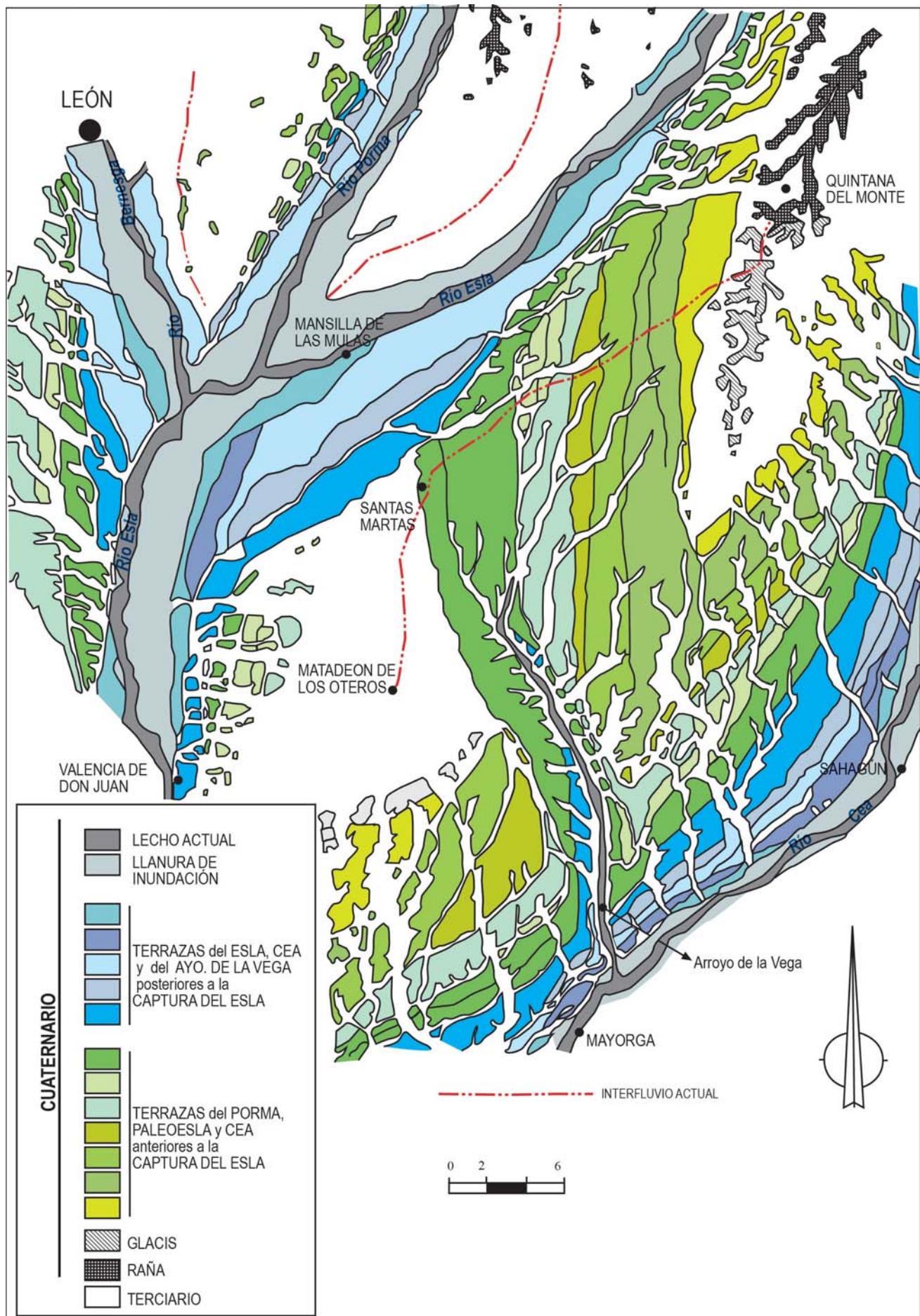


Figura 26. Terrazas del sistema Esla-Cea. A partir de NOZAL y ESPINA (1994).

en la vertical. Las facies sedimentarias predominantes son las detríticas y dentro de estas son muy comunes las conglomeráticas. Las facies carbonatadas aparecen de forma más restringida, localizándose en áreas no afectadas por aportes detríticos.

6.1. CICLO VARISCO

El Ciclo Varisco abarca la mayor parte del Paleozoico, presentando una etapa preorogénica desde el Precámbrico superior-Cámbrico hasta el Devónico superior y otra sinorogénica desde el Devónico superior-Carbonífero inferior hasta el Carbonífero superior.

En la Península Ibérica los materiales depositados y deformados en este ciclo forman parte del denominado Macizo Ibérico.

6.1.1. Etapa preorogénica

En el Paleozoico de la Hoja sólo afloran rocas de edades comprendidas desde el Cámbrico inferior al Ordovícico inferior, es decir, parte de la sucesión preorogénica varisca. Estas formaciones, entre las que se incluyen las formaciones Cándana, la Serie de los Cabos, la Cuarrita Armoricana, etc., se depositaron en una plataforma marina somera de baja energía abierta hacia el oeste en unas condiciones claramente preorogénicas pero afectada por importantes procesos distensivos (BARBA *et al.* 1994). En relación con estos procesos distensivos, esta plataforma presentaba una topografía relativamente accidentada, con zonas elevadas y zonas deprimidas, dando lugar a zonas paleogeográficas distintas y, en consecuencia, a condiciones de sedimentación diferentes.

El inicio del proceso orogénico acentuó estas diferencias, provocando la pérdida de las zonas paleogeográficas de tránsito y de los accidentes tectónicos que las generaron e incluso provocando la superposición de las zonas paleogeográficas. La actual sucesión preorogénica muestra zonas y dominios separados por grandes estructuras cabalgantes y diferente sucesión estratigráfica. Sin embargo, la sucesión estratigráfica en cada zona y dominio es bastante constante, como corresponde a una sedimentación en condiciones preorogénicas.

6.1.2. Etapa sinorogénica

Posteriormente, la sucesión preorogénica paleozoica fue afectada por la Orogenia Varisca. Este orógeno fue el resultado de la colisión entre los continentes de Laurasia y Gondwana (MATTE, 1968) desde el Devónico superior (370 m.a.) hasta el Carbonífero superior (300 m.a.) (PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1990).

Cordillera Varisca

Este proceso orogénico deformó la sucesión preorogénica paleozoica dando lugar a una cordillera de plegamiento denominada Cordillera Varisca. Una de las unidades en las que se divide esta cordillera aflora en la mitad occidental de la Península Ibérica, en lo que ha sido denominado Macizo Ibérico.

Como en todas las cordilleras de plegamiento, el Macizo Ibérico presenta una deformación polifásica acompañada de metamorfismo regional e intrusión de rocas ígneas. Esta deformación, metamorfismo y magmatismo disminuye desde las zonas internas o más próximas a la colisión continental, situadas al oeste, hasta las zonas externas o más alejadas, situadas al este.

Dichas zonas están limitadas por importantes cabalgamientos. Estos cabalgamientos son responsables de las grandes diferencias estratigráficas entre las distintas zonas debido a que han super-

puesto tectónicamente zonas paleogeográficas originalmente alejadas entre sí.

6.2. CICLO ALPINO

El Ciclo Alpino abarca desde el Pérmico hasta la actualidad, presentando una etapa preorogénica desde el Pérmico hasta el Paleoceno y otra sinorogénica desde el Paleoceno hasta la actualidad.

Por lo que respecta a los materiales depositados y deformados en este ciclo, en la Hoja no existe un registro sedimentario completo, sin embargo, atendiendo al borde septentrional de la Cuenca del Duero, con un registro sedimentario más completo, pueden establecerse las principales etapas de la evolución tectonoestratigráfica alpina de la Cuenca del Duero.

6.2.1. Etapa preorogénica

Desde el Pérmico y hasta el Cretácico superior, la Cordillera Varisca europea es afectada por un importante periodo extensional (MARTÍNEZ GARCÍA, 1983; LEPVRIER Y MARTÍNEZ GARCÍA, 1990; ESPINA, 1992). Este hecho determina la separación de la Cordillera Varisca europea en el Macizo Ibérico, situado en la Península Ibérica, y el Macizo Armoricano, situado en Bretaña, y la creación entre ellas de una zona oceánica, situada en el Golfo de Vizcaya.

Golfo de Vizcaya

El Golfo de Vizcaya se encuentra limitado por una plataforma continental somera en la que se depositaron las potentes series de sedimentos de la sucesión preorogénica alpina. De estas series de sedimentos la más próxima a la Hoja de León es la serie mesozoica de la Cuenca Vasco-Cantábrica. La sedimentación de la Cuenca Vasco-Cantábrica, tanto las facies como la potencia, está controlada por numerosas fallas normales ligadas al proceso extensional.

Cuenca del Duero

En el Cretácico superior la Cuenca del Duero se configura como una cuenca intraplaca cuya geometría y relleno está condicionada por los relieves que la rodean, la Cuenca Vasco-Cantábrica al norte, los relieves del Macizo Ibérico al oeste y al sur y el Macizo del Ebro al este.

Secuencia finicretácica-paleocena

En el sector norte de la Cuenca del Duero la sucesión preorogénica alpina está representada por materiales del Cretácico superior. A pesar de que estos materiales no afloran en la Hoja, las secciones sísmicas muestran su existencia en su subsuelo (USMz). Estos materiales presentan un origen marino relacionado con los procesos extensionales que originaron la apertura del Golfo de Vizcaya y la Cuenca Vasco-Cantábrica.

A finales del Cretácico superior, durante el Maastrichtiense fundamentalmente, se produjo un cambio en el ambiente de sedimentación, de marino a continental, relacionado con el final de la apertura del Golfo de Vizcaya y las primeras fases compresivas de la Orogenia Alpina.

6.2.2. Etapa sinorogénica

Con posterioridad al periodo extensional, el Macizo Ibérico y la sucesión preorogénica alpina fue afectada por la Orogenia

Alpina. Este orógeno fue el resultado de la colisión entre las placas placas africana, ibérica y euroasiática desde el Cretácico superior (60 m.a.) hasta la actualidad, teniendo su máximo desarrollo desde el Eoceno hasta el Mioceno (ALONSO *et al.*, 1996; PULGAR *et al.*, 1996; ALONSO y PULGAR, 2004).

Cordillera Cantábrica

Este proceso orogénico dio lugar a un pequeño proceso de subducción de la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya por debajo del borde continental septentrional de la Placa Ibérica. En el borde septentrional de la Placa Ibérica la tectónica alpina deformó el Macizo Ibérico y la Cuenca Vasco-Cantábrica dando lugar al levantamiento de la Cordillera Cantábrica.

En la Cordillera Cantábrica la deformación alpina se concentra en determinadas bandas muy espaciadas entre sí, lo que permite que en el Macizo Ibérico la estructura varisca se conserve prácticamente intacta entre ellas.

Estas bandas de deformación son fundamentalmente dos: la primera se sitúa cerca de la costa cantábrica y la segunda en el borde norte de la Cuenca del Duero (ALONSO y PULGAR, 2004). La primera de ellas da lugar a una serie de cabalgamientos vergentes al sur que cortan los materiales de la Depresión Mesozoico-Terciaria Asturiana. Por su parte, la segunda, mucho más importante que la primera, está constituida por el cabalgamiento basal de la Cordillera Cantábrica y una zona de pliegues y cabalgamientos y fallas inversas que levantan el bloque norte.

Estas bandas de deformación se amortiguan hacia el oeste, desde la Cuenca Vasco-Cantábrica hacia el Macizo Ibérico, de manera que incluso la situada en el límite con la Cuenca del Duero se continua con dificultadas desde la ZC hacia la ZAOL.

Durante la deformación alpina se produce el rejuego de numerosas estructuras variscas y adicionalmente, algunas fallas normales mesozoicas pasan a comportarse como fallas inversas.

Cuenca del Duero

A partir del Eoceno la Cuenca del Duero se configura como una cuenca de antepaís cuya geometría y relleno está controlada por los relieves que la rodean, la Cordillera Cantábrica al norte, los relieves del Macizo Ibérico al oeste, el Sistema Central al sur y el Sistema Ibérico al este.

En el sector norte de la Cuenca del Duero la flexión cortical provocada por el levantamiento de la Cordillera Cantábrica originó una cuenca de antepaís asimétrica y continental (ALONSO *et al.*, 1996) cuya geometría y relleno está controlado por el emplazamiento del cabalgamiento basal de la Cordillera Cantábrica a partir del Eoceno. Hacia el sur, y suficientemente alejada de la influencia del frente orogénico, la Cuenca adquiere un carácter atectónico. En el sector occidental de la Cuenca del Duero el relleno sedimentario está controlado por los relieves del Macizo Ibérico a escala de cuenca y por los Montes de León a escala de Hoja.

Los sectores norte y occidental de la Cuenca del Duero han ido rellenándose con materiales detríticos procedentes de la erosión de los relieves de la Cordillera Cantábrica al norte y de los Montes de León al oeste. En este sentido, los materiales del Macizo Ibérico constituyen el basamento de la Cuenca del Duero y, a su vez, el área fuente de los sedimentos que llenan la Cuenca.

Secuencia eocena-oligocena

Los relieves que limitan la Cuenca del Duero van a condicionar la red de drenaje y, en consecuencia, su relleno sedimentario. Esta sedimentación se caracteriza por ser endorreica, constituida por materiales detríticos y carbonatados relacionados respectivamente con ambientes fluviales en las zonas proximales a los relieves montañosos y lacustres en las distales. Los materiales detríticos de origen fluvial están constituidos por abanicos aluviales de carácter polimítico que evolucionan distalmente a sistemas fluviales más desarrollados. Por su parte, los materiales carbonatados de origen lacustre están constituidos por carbonatos, yesos y sales.

En la Hoja el relleno sedimentario terciario es fundamentalmente detrítico y de origen fluvial. Los únicos sedimentos carbonatados de origen lacustre de la Hoja se encuentran en unos pequeños afloramientos en su esquina sureste. Los procesos erosivos que afectan a los relieves de la Cordillera Cantábrica y de los Montes de León desarrollan grandes abanicos aluviales progradantes que, con diferente desarrollo y composición litológica, se solapan y superponen (COLMENERO *et al.*, 1982 a, b, c; GARCÍA-RAMOS *et al.*, 1982 a, b, c; MANJÓN *et al.*, 1982 a, b, c).

La geometría del relleno sedimentario es asimétrica, con el depocentro en las facies proximales septentrionales y un adelgazamiento en las facies distales meridionales.

Este proceso de sedimentación no es continuo, sino que presenta interrupciones y discordancias estratigráficas como consecuencia de la actividad de los frentes de cabalgamientos del borde sur de la Cordillera Cantábrica (GARCÍA-RAMOS *et al.*, 1982 a, b, c). La geometría de dichas discontinuidades sintectónicas se explica en función de la variación lateral de la estructura del frente tectónico de la Cordillera Cantábrica (ALONSO *et al.*, 1994, 1996; ESPINA, 1994; ESPINA *et al.*, 1994; ALONSO y PULGAR, 2004).

A partir de las características sedimentarias y paleontológicas del relleno sedimentario de la Cuenca del Duero, se deduce un clima semiárido, con temperaturas cálidas y dos estaciones muy marcadas, una seca y otra húmeda, parecido al de las sabanas actuales. En este sentido, la sedimentación carbonatada se relaciona con un balance hídrico descompensado, con temperaturas elevadas y precipitaciones escasas, que favorecen la evaporación y, en consecuencia, la precipitación de carbonatos, yesos y sales solubles e insolubles durante el Mioceno medio y superior.

Secuencia neógena

Durante el Mioceno superior se produce una ralentización en la sedimentación, incluso con una probable interrupción en la misma, para posteriormente continuar con un nuevo ciclo sedimentario constituido por abanicos silíceos postectónicos desarrollados en condiciones más húmedas que las precedentes (HERRERO, 1994).

En el centro de la cuenca, los últimos sedimentos carbonatados (Calizas del Páramo) se relacionan con un balance hídrico más compensado, con precipitaciones más abundantes, que favorecen una mayor disolución de sales y, en consecuencia, una menor concentración de sales solubles. Este cambio en la sedimentación química carbonatada se ve adicionalmente favorecido por el inicio de un régimen semiendorreico que favorece la evacuación de las sales más solubles al mar.

Secuencia plio-cuaternaria

Durante el Mioceno superior-Plioceno el relleno sedimentario de la Cuenca del Duero alcanza su superficie de colmatación,

es decir, la raña (MARTÍN-SERRANO, 1988 a, b). El proceso de construcción de la raña y de los piedemontes asociados a los frentes montañosos se enmarca en un clima más cálido y húmedo que el actual.

Secuencia cuaternaria

El régimen endorreico de la Cuenca del Duero queda concluido con la captura de su red fluvial por parte de la red de drenaje atlántica que progresó hacia el este por procesos de erosión remontante (MARTÍN-SERRANO, 1988 a, b, 1991). Este proceso de captura está favorecido por un clima todavía más cálido y húmedo que el actual. Tradicionalmente, este proceso de captura se atribuye al tránsito Plioceno-Pleistoceno (AGUIRRE, 1989), sin embargo, se debe precisar que el proceso no es sincrónico en toda la cuenca, sino que progresó desde el Océano Atlántico hacia el este, lo que determina el heterocronismo de la raña y de las terrazas altas de los grandes ríos hacia el este. La nueva red de drenaje se inicia desde la raña y define la red fluvial actual. Esta red fluvial, además de encajarse y desmantelar los materiales terciarios, comienza a depositar extensos depósitos fluviales, entre los que destacan las terrazas. Además, se producen otros depósitos como son los depósitos de ladera y glaciares.

Durante el Pleistoceno, el clima de la Cuenca del Duero se caracteriza por una alternancia de períodos fríos y cálidos. Estos períodos fríos presentan un clima más suave que el de los relieves montañosos que la bordean por lo que tanto los procesos fluviales como los de ladera continúan activos.

En la actualidad, la red de drenaje de la Cuenca del Duero presenta un encajamiento moderado, con la existencia de valles amplios y perfiles suaves semejantes a la superficie de colmatación de la Cuenca. Este encajamiento moderado está relacionado con la permanencia de un nivel de base fluvial local elevado. Los procesos fluviales activos son propios de un clima mediterráneo continental y un régimen pluvio-fluvial. Las precipitaciones de otoño y primavera producen apreciables crecidas, aumentando su capacidad de erosión y transporte del sustrato terciario y de los propios depósitos fluviales cuaternarios y sedimentando en las salidas de los cursos menores y en las llanuras aluviales de los cursos mayores. Es frecuente que la erosión del sustrato terciario modele las áreas acarcavadas.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

En la Hoja existen dos recursos geológicos principales: los materiales de construcción y la hidrogeología. Hasta este momento no se han detectado indicios de materiales metálicos o energéticos.

7.1. MATERIALES DE CONSTRUCCIÓN

Los materiales de construcción explotados en la Hoja son, por orden de importancia económica, arcillas, áridos y rocas ornamentales.

Las arcillas, en general, se utilizan en la fabricación, en instalaciones a pie de cantera, de ladrillos de construcción. El importante contenido de estas arcillas en limos y arenas impide que sean aptas para la fabricación de cerámicas.

Los áridos, entre los que se incluyen depósitos de arenas y gravas, se utilizan en construcción y obras públicas. Estos áridos proceden de los abundantes niveles de terrazas y depósitos fluviales cuaternarios e incluyen arenas y gravas.

Las rocas ornamentales que son o han sido objeto de explotación incluyen las siguientes: calizas y dolomías, cuarcita y mármol.

El total de explotaciones e indicios de materiales de construcción es de 85. En la actualidad, la mayoría de las explotaciones de arcillas y áridos se encuentran activas, y las explotaciones de calizas, cuarcita y mármol abandonadas. Se debe destacar la presencia de un indicio de mármol que presenta unas reservas limitadas pero una calidad con interés comercial. En el Mapa de Rocas y Minerales Industriales de León (Nº 19) a escala 1:200.000 (1992) se describe un estudio más detallado de estas explotaciones e indicios.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

La Hoja pertenece a la Cuenca Hidrográfica del Duero (Figura 27). En la Hoja se encuentran tres dominios hidrogeológicos, el primero de ellos corresponde a los acuíferos de los materiales paleozoicos del Macizo Hespérico, el segundo a los acuíferos de los materiales mesozoicos de la Cuenca del Duero, y el tercero a los acuíferos de los materiales detríticos continentales de la Cuenca del Duero.

7.2.1. Dominio hidrogeológico paleozoico de la Cuenca del Duero

Este dominio hidrogeológico aparece escasamente representado en la esquina suroccidental de la Hoja. En este dominio los acuíferos se suelen localizar en los niveles cuarcíticos y a favor de la red de diaclasado y fracturación. En estos acuíferos, en general, la calidad del agua en sus manantiales y escasos pozos es buena y su vulnerabilidad frente a la contaminación es baja, sin embargo, se recomiendan estudios complementarios ante la implantación de actividades potencialmente contaminantes, especialmente las actividades agropecuarias.

7.2.2. Dominio hidrogeológico mesozoico de la Cuenca del Duero

Este dominio hidrogeológico aparece representado en el eje La Robla-Guardo. En este dominio los acuíferos se localizan en materiales cretácicos, fundamentalmente calcáreos, muy verticalizados que constituyen un conjunto de acuíferos periféricos al norte de los materiales terciarios de la Cuenca del Duero. Esta unidad tiene escasa importancia a nivel regional dada su baja relación entre superficie de afloramiento y superficie permeable (90/30 km²).

7.2.3. Dominio hidrogeológico terciario de la Cuenca del Duero

Los acuíferos del terciario de la Cuenca del Duero son los más aprovechados en la actualidad. Las aguas de estos acuíferos son de tipo bicarbonatado cálcico-magnésico y, al suroeste de la Cuenca, de tipo clorurado sódico.

A continuación, se describen las diferentes unidades diferenciadas dentro de este dominio.

Unidad del Esla-Valderaduey

La Unidad del Esla-Valderaduey es la más importante en cuanto a recursos hídricos. Esta unidad abarca las cuencas de los ríos Esla y Valderaduey y parte del Carrión. La extensión de su superficie de afloramiento es de 16.360 km².

Litológicamente está constituida por niveles discontinuos de potencia métrica de arenas y gravas con matriz semipermeable de arcillas arenosas hacia el norte y de margas hacia el sur. Estos

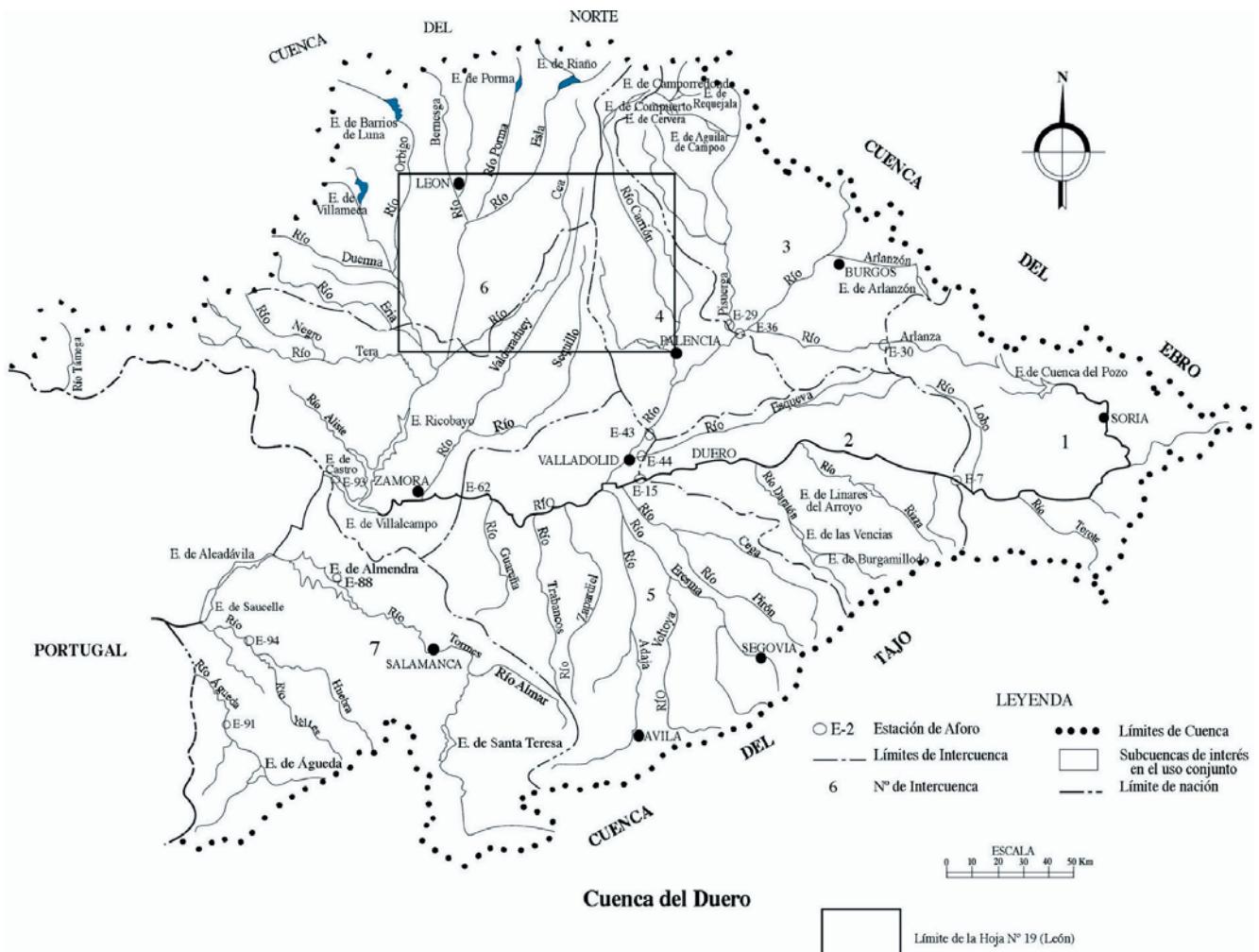


Figura 27. Situación de la Hoja de León (Nº 19) a escala 1:200.000 en la Cuenca Hidrográfica del Duero.

niveles presentan diferentes extensiones y se encuentran superpuestos sin una gran conexión entre ellos.

La recarga de estos acuíferos se produce por infiltración en los interfluvios de los cursos fluviales, existiendo además aportes de las distintas unidades periféricas, principalmente al norte y oeste de la unidad. Por su parte, la descarga se produce por flujo subterráneo hacia los cursos fluviales. En estos acuíferos, en general la vulnerabilidad frente a la contaminación es baja, siendo los terrenos poco permeables en los que dicha contaminación afecta solo a los metros más superficiales, aunque, se debe prestar atención a las actividades potencialmente contaminantes que afectan a los niveles más permeables.

Unidad de Rañas

La Unidad de rañas incluye los acuíferos emplazados en las rañas y terrazas fluviales más altas. Los acuíferos de las terrazas altas se incluyen en esta unidad por estar desconectados hidráulicamente de las terrazas más bajas y del resto de depósitos fluviales. Este conjunto de acuíferos se apoya directamente sobre la Unidad de Esla-Valderaduey, con la que puede estar conectada por procesos de percolación.

Estos acuíferos están constituidos por cantos cuarcíticos incluidos en una matriz arcillosa-arenosa con baja permeabilidad y transmisividad y presentan espesores que varían entre 3-25 m.

Las posibilidades de explotación de esta unidad son limitadas debido a su baja permeabilidad y transmisividad, sin embargo, pueden cubrir necesidades puntuales.

Unidad aluvial

La unidad de acuíferos aluviales incluye los depósitos aluviales y las terrazas más bajas. Los acuíferos de las terrazas más bajas se incluyen en esta unidad por estar conectados hidráulicamente.

Estos acuíferos están constituidos por arenas y gravas de alta porosidad y permeabilidad con arcillas y limos de inundación y presentan espesores inferiores a los 10 m.

A pesar de su gran extensión tienen poco interés debido a su escaso espesor. Localmente se pueden obtener caudales superiores a los 25 l/seg. La calidad de sus aguas es variable ya que se encuentra condicionada por el caudal y la calidad de las aguas de los cursos fluviales. La vulnerabilidad de esta unidad es alta debido a que incluye acuíferos superficiales con alta permeabilidad y porosidad. Las principales fuentes de contaminación son las antrópicas, destacando la industrial.

8. BIBLIOGRAFÍA

- AEROSERVICE, LTD. (1967): *Mapa Geológico de la Cuenca del Duero*, E. 1: 250.000. Inst. Nacional de Colonización e IGME. Madrid.
- AGUIRRE, E. (1989): El límite inferior del Pleistoceno. En: *Mapa del Cuaternario de España*. ITGE, 87-94 pp.
- AGUIRRE, E., DÍAZ MOLINA, M., y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur española. Trab. sobre Neógeno-Cuaternario, CSIC, 5, 7-29 pp.
- ALBERDI, M.T.; LÓPEZ, N.; MORALES, J.; SESE, C.; SORIA, D. (1981): Bioestratigrafía y biogeografía de la fauna de mamíferos de Los Valles de Fuentidueña (Segovia). *Estudios Geol.*, 37: 503-511.
- ALONSO, J.L y PULGAR, J.A. (2004): Estructura alpina de la Cordillera Cantábrica: generalidades. En: *Geología de España*, 332-334 pp. (J.A. Vera, Ed.).
- ALONSO, J.L; PULGAR, J.A.; GARCÍA-RAMOS, J.C. (1994): Las discordancias sintectónicas del Borte Norte de la Cuenca del Duero: El papel de las variaciones laterales en la Estructura. En: *II Congreso del G.E.T. (Jaca)*. Com.: 19-22.
- ALONSO, J.L; PULGAR, J.A.; GARCÍA-RAMOS, J.C.; BARBA, P. (1996): *Tertiary Basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain)*. En: *Tertiary Basins of Spain* (P.F. Friend & C.J. Dabrio Eds). Cambridge University Press, 19-22.
- ALONSO GAVILÁN, G.; ARMENTEROS, I (2004): Cuenca del Duero. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 550-556.
- ALONSO GAVILÁN, G.; ARMENTEROS, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; DABRIO, C.; JIMÉNEZ, E.; LÓPEZ, N.; OLIVÉ DAVÓ, A.; DEL OLMO ZAMORA, P.; POL, C.; PORTERO GARCÍA, J.M., (1983): La depresión del Duero. En: *Geología de España*. Libro Jubilar J.M. Ríos, 2, Inst. Geol. Min. España, 487-489. Madrid.
- ALONSO GAVILÁN, G.; VALLE, M.F.; ARMENTEROS, I.; GONZÁLEZ DELGADO, J.A.; CIVIS, J.; HERRERO, A. (1997): Stratigraphy and palaeoecology Upper Miocene of Castrillo del Val area (Burgos, Spain). En: *The Neogene Continental of the Duero Basin (Spain)*, (G. Alonso Gavilán y M. F. Valle Coordinators). Second Congress Regional Committee on Atlantic Stratigraphy (R. C. A. N. S.), Salamanca (Spain), Field Trip Guide N° 1: 46-55.
- ALONSO HERRERO, E. (1994): Mapa de Síntesis de Rasgos Geomorfológicos, E. 1:400.000. En: *Atlas del Medio Natural de la Provincia de León*. ITGE-Diputación de León.
- ÁLVAREZ SIERRA, M.A. (1983): Paleontología y Bioestratigrafía del Mioceno superior del sector central de la Cuenca del Duero. Estudio de los micromamíferos de la serie de Torremormojón (Palencia). *Tesis de Licenciatura*. Univ. Complutense. Madrid.
- ÁLVAREZ SIERRA, M.A.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DABRIO, C.J.; GARCÍA MORENO, E.; GONZÁLEZ, A.; LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; MEDIAVILLA, R.; RIVAS CARBALLO, R.; VALLE, M.F. (1990): Un estratotipo del límite Aragoniense-Vallesiense (Mioceno medio-Mioceno superior) en la sección de Torremormojón (Cuenca del Duero, provincia de Palencia). IV Jornadas de Paleontología, Salamanca. *Actas de Paleontología*, 57-64.
- ARAGONÉS, E. (1978): *Mapa Geológico de España*, E. 1: 50.000, Hoja N° 164 (16-09) (Saldaña). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- ARAGONÉS, E.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MOLINA, E. (1982): Memoria del *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, Hoja N° 164(16-09) (Saldaña). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 34 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- ARMENTEROS, I.; CORROCHANO, A. (1983). El Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero. En: *Libro Geología de España* (Jubilar J.M. RIOS). IGME, T-II, IV.2.7., pp: 521-526.
- ARMENTEROS, I.; CORROCHANO, A. (1994): Lacustrine record in the continental Tertiary Duero basin (northern Spain). En: *Global Geological Record of lacustrine basins* (E. Gierlowski y K. Kelts, Eds.). Cambridge Univ. Press, 47-52.
- ARMENTEROS, I.; VALLE, M.F.; ALONSO GAVILÁN, G.; RIVAS CARBALLO, M.R.; HERRERO, A. (1997): Continental Neogene of Peñafiel-Los Valles de Fuentidueña (Valladolid- Segovia) area. Biostratigraphic problems. In: *The Neogene Continental of the Duero Basin (Spain)*, (G. Alonso Gavilán y M. F. Valle Coordinators). Second Congress Regional Committee on Atlantic Stratigraphy (R. C. A. N. S.), Salamanca (Spain), Field Trip Guide N° 1: 24-39.
- ARMENTEROS, I.; CORROCHANO, A.; ALONSO GAVILÁN, G.; CARBALLEIRA, J.; RODRÍGUEZ, J. M. (2002): Duero basin (northern Spain). En: *The Geology of Spain*. (W. Gibbons & T. Moreno, eds.). Geological Society. London; 304-315.
- BALDWIN, C.T. (1975): The stratigraphy of the Cabos series in the section between Cadavedo and Luarca, province of Oviedo, north-west Spain. *Brev. Geol. Asturica*, 19, 4-9.
- BARBA, P.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A. (1994): Estratigrafía. En: *Mapa Geológico de la Provincia de León*, E 1:200.000. ITGE-Diputación provincial de león. Madrid.
- BARBA MARTÍN, A.; LÓPEZ, M.J.; CABRA, P.; MENA, J.M.; MAURA, C. (1981 b): Mapa y Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 270 (13-12) (Benavente). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 32 p. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- BARBA MARTÍN, A.; CABRA, P.; ALCALDE, A.; MENA, J.M.; MAURA, C. (1981 a): Mapa y Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 271 (14-12) (Valderas). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 19 p. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- BARDAJÍ, T. (1989): Geomorfología y Mapa Geomorfológico. En: *Mapa Geológico de España*, N° 128 (Riello), E. 1:50.000. Segunda Serie MAGNA, ITGE. Madrid.
- BARROIS, C. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord*, 2: 1-630.
- BASTIDA, F.; PULGAR, J.A. (1978): La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, 10: 75-124.
- BASTIDA, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PULGAR, J.A. (1986): Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 8: 415-430.

- BATALLER, J.R.; HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1944): Contribución al estudio del Mioceno de la Cuenca del Duero en la zona leonesa. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 13: 21-35.
- BISCHOFF, L.; SCHÄFER, G.; SCHMIDT, K.; WALTER, R. (1973): Zur geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentalspanien). *Münsterche Forchungen zur Geologie und Palaeontologie*, 28: 27-30.
- BISCHOFF, L.; LENZ, H.; MÜLLER, P.; SCHMIDT, K. (1978): Geochimische und geochronologische untersuchunge an metavulkaniten und orthogneisen der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanim). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paäontologia Montshefte*, 410: 470-478.
- CALVO, J.P.; DAAMS R.; MORALES, J.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; AGUSTI, J.; ANADÓN, P.; ARMENTEROS, L.; CABRERA, L.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DÍAZ-MOLINA, M.; ELÍZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍN-SUÁREZ, E.; MARTÍNEZ, J.; MOISSENET, E.; MUÑOZ, A.; PÉREZ-GARCÍA, A.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; PORTERO GARCÍA, J.M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C.; TORRES, T.; VAN DER MEULEN, A.J.; VERA, J.A.; MEIN, P. (1993): Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paieoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. Esp.* 6: 29-40.
- CARRERAS, F.; OLIVÉ DAVÓ, A. (1978 a): Mapa Geológico de España E. 1: 50.000, Hoja N° 197 (16-10) (Carrión de los Condes). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- CARRERAS, F.; OLIVÉ DAVÓ, A. (1978 b): Mapa Geológico de España E. 1: 50.000, Hoja N° 235 (16-11) (San Cebrián de Campos). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- CARRERAS, F.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MOLINA, E. (1982): Memoria explicativa del Mapa Geológico de España E. 1: 50.000, Hoja N° 197 (16-10) (Carrión de los Condes). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 44 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- CASTELLANOS, P. (1986): *El Paleolítico Inferior en la Submeseta Norte (León)*. Instituto Fray Bernardino de Sahagún. Diputación de León-CSIC. 241.
- CAPOTE, R. (1983): El Precámbrico de la Zona Centroibérica y su borde oriental. IGME. Libro Jubilar de J.M. Ríos. *Geología de España*. Tomo I: 81.
- CIRY, R. (1939): Etude geologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 74, 504 p.
- CIVIS, J.; VALLE, M.F.; GONZÁLEZ-DELGADO, J.A.; SIERRO, F.J.; FLORES, J.A.; ANDRÉS, I. (1985): Los Invertebrados y la Palinología en la Cuenca del Duero. En: Investigaciones Salmantinas en Paleontología. *Rev. Prog. de Estudios* N° 15. 30-34.
- CIVIS, J.; SIERRO, F.J.; FLORES, J.A.; ANDRÉS, I.; GONZÁLEZ-DELGADO, J.A.; VALLE, M.F.; RIVAS CARBALLO, M.R. (1987): *Estudio de Invertebrados y palinomorfos del Paleógeno y Neógeno en la Provincia de Burgos*. Obra Social de la Caja de Ahorros Municipal de Burgos (Inédito), 128 p.
- CIVIS, J.; ARMENTEROS, I.; VALLE, M.F.; GONZÁLEZ-DELGADO, J.A.; RIVAS, M.R. SIERRO, F.J.; FLORES, J.A., (1989 a): Moluscos, Ostrácodos y Palinología de las facies fluvio-lacustres del Neógeno del SE de la provincia de Valladolid (Cuenca del Duero). *Geogaceta*, 6, 78-81.
- CIVIS, J.; ARMENTEROS, I.; FLORES, J.A.; GONZÁLEZ-DELGADO, J.A.; MEDIAVILLA, M.R.; RIVAS CARBALLO, M.R. SIERRO, F.J.; VALLE, M.F. (1989 b): La fauna (Invertebrados) y Flora Fósil del Neógeno en Castilla y león (Zamora, Palencia y Valladolid). *Informe Interno*, Univ. de Salamanca. Inédito, 76 págs. 7 láms.
- COLMENERO, J.R.; GARCÍA RAMOS, J.C.; MANJÓN, M.; VARGAS, I. (1982 a): Evolución de la sedimentación terciaria en el borde N. de la Cuenca del Duero entre los valles del Torío y Pisueña (León-Palencia). I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 171-181.
- COLMENERO, J.R.; MANJÓN, M.; GARCÍA RAMOS, J.C.; VARGAS, I. (1982 b): Depósitos aluviales cílicos en el Paleógeno del borde N. de la Cuenca del Duero (León-Palencia). I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 185-196.
- COLMENERO, J.R.; VARGAS, I.; GARCÍA RAMOS, J.C.; MANJÓN, M.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MOLINA, E. (1982 c): Memoria explicativa del Mapa Geológico de España E. 1: 50.000, Hoja N° 131(15-08) (Cistierna). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 95 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- CORRALES, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; POL, C.; ARMENTEROS, I. (1978): Las facies miocenas del sector sur de la cuenca del Duero. *Publ. Dpto. Estrat. Univ. Salamanca*, 9: 7-15.
- CORRALES, I.; CARBALLEIRA, J.; FLOR, G.; POL, C.; CORROCHANO, A.: (1986): Alluvial systems in the northwestern part of the Duero Basin (Spain). *Sedim. Geol.*, 47, 149-166.
- CORROCHANO, A.; ARMENTEROS, I. (1989): Los sistemas lacustres de la Cuenca terciaria del Duero. *Acta Geol. Hisp.*, 24: 259-279.
- CRUSSAFONT, M.; VILLALTA, J.F. (1954): Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta Castellana. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, T. Extr. Homenaje Hernández-Pacheco 215-227.
- CRUSAFONT, M.; TRUYOLS, J. (1960): El Mioceno de la Cuenca de Castilla y de la Cordillera Ibérica. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, 60: 127-140.
- DANTÍN, J. (1912): Noticias del descubrimiento del Mastodon y otros mamíferos en el cerro del Cristo del Otero (Palencia). *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 12: 78-84.
- DE JONG, J.D. (1971): Molasse and clastic-wedge sediments of the southern Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators. *Geol. Mijnb.*, 50, 399-416.
- DÍEZ MONTES, A. (2006). La geología del Dominio "Ollo de Sapo" en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo. *Tesis Doctoral*. Universidad de Salamanca - IGME. 496 pp.
- ESPINA, R.G. (1992): La estructura del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica en el área de Campoo (Cantabria-Palencia, Norte de España). En: *Actas del VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, tomo I, 149-178.
- ESPINA, R.G. (1994): Extensión mesozoica y acortamiento alpino en el borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 137-150.
- ESPINA, R.G.; ALONSO, J.L.; PULGAR, J.A. (1994): Discordancias sintectónicas originadas por el plegamiento "buckling" en la

- banda de Ubierna (Cordillera Cantábrica). *II Congreso del Grupo Esp. Terciario, Jaca (Huesca)*. Comunicaciones: 105-108.
- ESPINA, R.G.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; NOZAL, F. (2004): Mapa y Memoria del *Mapa Geológico de España*, a E. 1:50.000, Nº 233 (Valencia de Don Juan). Segunda Serie MAGNA. IGME. Madrid.
- ESPINA, R.G.; NOZAL, F.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A. (2005): Mapa Geomorfológico del *Mapa Geológico de España*, a E. 1:50.000, Nº 195 (Mansilla de las Mulas). Segunda Serie MAGNA. ITGE. Madrid.
- ESTEVEZ, C.; ARCE, J.M. (1981): Hoja y Memoria del *Mapa Geológico de España* a E 1:50.000, Nº 269 (Arrabalde). Segunda Serie-MAGNA. IGME, Madrid.
- EVERS, H.J. (1967): Geology of the Leonides between the Berresga and Porma rivers. Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41: 83-151.
- EZQUERRA DEL BAYO J. (1837): Indicaciones geognósticas sobre las formaciones terciarias del centro de España. *Anales de Minas*, 3.
- EZQUERRA DEL BAYO J. (1850): Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la Península. *Mem. Acad. Cien.* Madrid, 1, 3a Serie.
- FARBER, A.; JARITZ, M. (1964): Die geologie des westasturischen Kustengebientes zwischen San Esteban de Pravia and Ribadeo (NW Spanien). *Geol. Jb.*, 81, 679-738.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN-PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACÍA, J.G.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia central. *Mem. Museo e Lab. Miner. Geol.*, Fac. Ciencias, Univ. Porto, 1: 411-431.
- FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, A. (1994): Geología y metalogenia de las mineralizaciones sedimentarias de Fe ordovícicas del Siniforme de Alcañices (Flanco S, Zamora). *Tesis Doctoral*, Universidad de Salamanca, 340 pp.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J.; DUNNING, G.R.; JENNER, G.A.; GUTIÉRREZ ALONSO, G. (2000): Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U-Pb geochronology of granitoids. *Journal of the Geological Society*, London, 157: 565576.
- FERNÁNDEZ VIEJO G. (1997): Estructura cortical de la Cordillera Cantábrica y su transición a la Cuenca del Duero a partir de datos de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo. *Tesis Doctoral*, Univ. Barcelona, 316 p.
- FERNÁNDEZ VIEJO, G.; GALLART, J.; PULGAR, J.A.; GALLASTEGUI, J.; DAÑOBETIA, J.J.; CÓRDOBA, D. (1998): Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian margin from wide angle seismic and gravity data. *Geophys. Res. Letters*, 25: 4249-4252.
- FERNÁNDEZ VIEJO, G.; GALLART, J.; PULGAR, J.A.; GALLASTEGUI, J.; CÓRDOBA, D.; DAÑOBETIA, J.J. (2000): Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: Crustal structure of the Cantabrian Mountains and the Duero basin. *Jour. Geophys. Res.*, 105: 3001-3018.
- FREYTEM, P. (1973): Petrography and paleoenvironment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc. *Sedimentary Geology* 10: 25-60.
- FREYTEM, P. (1984): Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émergence et pedogénèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. *Bulletin Centre Recherches Exploration Production Elf-Aquitaine* 8.1; 223-247.
- FREYTEM, P.; PLAZIAT, J.C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early *Tertiary* of southern France. (B. H. Purser Ed.). Contribution Sedimentology. 12. Stuttgart. 212 p.
- GALLART, J.; FERNÁNDEZ VIEJO, G.; DÍAZ, J.; VIDAL, N.; PULGAR, J.A. (1995-1997): Deep structure of the transition between the Cantabrian Mountains and the North Iberian Margin from wide-angle ESCI-N data. *Rev. Soc. Geol. España*, 8: 365-382.
- GALLASTEGUI, J. (2000): Estructura cortical de la Cordillera y Margen continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*. Univ. Oviedo 22: 9-231.
- GALLASTEGUI, J.; PULGAR, J.A.; GALLART, J. (2002): Initiation of an active margin at the North Iberian continent ocean transition. *Tectonics*, 21: 1501-1514.
- GARCÍA ABAD, F.J.; REY SALGADO, J., (1973): Cartografía Geológica del Terciario y Cuaternario de Valladolid. *Bol. Geol. y Minero*, 84, 213-227.
- GARCÍA DEL CURA, M.A. (1974): Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geológicos* 30: 579-597.
- GARCÍA DEL CURA, M.A. (1975): Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Terciario continental de la Cuenca del Duero (zona oriental). *Actas del Coloquio internacional sobre Bioestratigrafía Continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior*. Montpellier, 25-IX - Madrid, 11-X de 1974. (M. T. Alberdi y E. Aguirre, eds.): Actas I; 77-82.
- GARCÍA DEL CURA, M.A.; LÓPEZ AGUADO, F. (1974): Estudio mineralógico de las facies detritico-calcáreas del Terciario de la Zona Centro-Occidental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geológicos* XXX, 503-513.
- GARCÍA MORENO, E. (1983): Bioestratigrafía del Mioceno medio del sector central de la Cuenca del Duero. Estudio de los micromamíferos de la serie de Torremormojón. (Palencia) *Tesis de Licenciatura*. Univ. Complutense, Madrid. 200 p.
- GARCÍA RAMOS, J.C.; COLMENERO, J.R.; MANJÓN, M. (1982 a): Utilización de minerales pesados y de espectros litológicos como ayuda en la identificación del área madre y en la separación de los diferentes sistemas de abanicos aluviales. Terciario del borde N. de la Cuenca del Duero. I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 293-301.
- GARCÍA RAMOS, J.C.; COLMENERO, J.R.; MANJÓN, M.; VARGAS, I. (1982 b): Modelo de sedimentación en los abanicos aluviales de clastos carbonatados del borde N de la Cuenca del Duero. I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 275-289.

- GARCÍA RAMOS, J.C.; VARGAS, I.; MANJÓN, M.; COLMENERO, J.R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MOLINA, E. (1982 c): Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000, Hoja N° 132 (16-08) (Guardo). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 75 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- GEBAUER, D. (1993): Intra-grain zircon dating within the Iberian Massif: Oollo de Sapo augengneiss, bimodal gneisses from the massif de Guilleries (Girona), Graywacke of the Tentudía group (Serie Negra, SW, Spain) and the HP/HT-rock association at Cabo Ortegal (Galicia). *XII Reunión de Geología do Oeste Peninsular*, p.: 41-46.
- GONZÁLEZ, J.C.; MONTESERÍN, V.; ARCE, J.M. (1981): *Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000*, Hoja N° 268 (Molezuleas de la Carballeda). Inst. Geol. Min. de España. Madrid.
- GONZÁLEZ-DELGADO, J.A.; CIVIS, J.; VALLE, M.F.; SIERRO, F.J.; FLORES, J.A. (1986): Distribución de los Foraminíferos, moluscos y Ostrácodos en el Neógeno de la Cuenca del Duero. Aspectos más significativos. *Stvd. Geol. Salmant.* 22: 277-292.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981): Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. *Cuadernos del Lab. Xeol. Laxe*, 2: 125-134.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACÍA, J.G. (1982): Mapa y memoria de la Hoja N° 8 (Lugo), del *Mapa Geológico de España* a escala 1:200.000. IGME, Madrid.
- GRACIA PRIETO, F.J.; MORENO, F.; NOZAL, F. (1991): Neotectonics and associate seismicity in the NorthWestern Duero basin. Monografías IGN, N° 8: 255-267.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M.; PORTERO GARCÍA, J.M. (1982): Esquema geomorfológico y geomorfología. En: Memoria del *Mapa Geológico de España a E 1.50.000 N° 273* (Palencia). 2ª serie-MAGNA, IGME.
- HERAIL, G. (1984 a): Dinamique geomorphologique et sedimentologique de piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne et Géologie de l'or détritique. *Chron. rech. min.*, N° 474, 49-68.
- HERAIL, G. (1984 b): Géomorphologie et Géologie de l'or détritique. Piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne. C.N.R.S. Centre Regional de Publications de Toulouse. 456 p. París.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1915): Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Com. Invest. Paleont. Prehist.* 5: 1-295 p.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1930): Sobre la extensión del Neógeno al Norte de la altiplanicie de Castilla la Vieja. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 30: 396-398.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1932): Síntesis fisiográfica y geológica de España. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales*, Madrid, 584 p.
- HERNÁNDEZ PACHECO E. (1943): Observaciones respecto al Paleógeno continental hispánico. *Las Ciencias* 8 (3): 545-555.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1949): Las rañas de las regiones centrales de Extremadura. *C. R. XVI Congr. Intern. Geogr.* Lisboa, 1949. 87-109.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1933): Memoria y *Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000*, N° 162 (Gradeles). Primera serie, 37 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1934): Memoria y *Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000 N° 163* (Villamizar). Primera serie, 39 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.; HERNANDEZ SAMPELAYO, A. (1934): Memoria explicativa del *Mapa Geológico Nacional a Escala 1:50.000*, N° 193 (Astorga). IGME. 36. Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO P.; HERNÁNDEZ SAMPELAYO, A. (1954): Memoria explicativa de la Hoja N° 369 (Coreses). I. G.M.E., 1-45.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.; LACASA, F.; COMBA, A.; LACASA, A. (1928): Memoria explicativa del *Mapa Geológico Nacional a Escala 1: 50.000, N° 194* (Santa María del Páramo). Primera serie, 39 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.; COMBA, A.; LACASA, F. (1929 a): Memoria y *Mapa Geológico de España a Escala 1: 50.000, N° 195* (Mansilla de las Mulas). Primera serie, 23 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.; LACASA, F.; COMBA, A. (1929 b): Memoria explicativa del *Mapa Geológico Nacional a Escala 1: 50.000, N° 196* (Sahagún). Primera serie, 24 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.; LACASA, F.; COMBA, A. (1931): Memoria explicativa del *Mapa Geológico Nacional a Escala 1: 50.000, N° 232* (Villamañán). Primera serie, 24 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.; LACASA, F.; COMBA, A. (1932): Mapa y Memoria explicativa del *Mapa Geológico Nacional a Escala 1: 50.000, N° 161* (León). Primera serie, 31 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- HERRERO, A. (1994): Sedimentación fluvial en la Terraza Media del río Esla entre Vega de Infanzones y Villaquejida (León). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 7 (3-4): 229-238.
- HERRERO, A. (2001): Estratigrafía y Sedimentología de los depósitos terciarios del borde norte de la Cuenca del Duero en la provincia de León. *Tesis Doctoral*, 490 p. Univ. de Salamanca. (Inédita).
- HERRERO, A. (2004 a): Sedimentología e interpretación paleoambiental de los canales fluviales de la Formación Mansilla en el Mioceno de la provincia de León. *Geogaceta* 36: 83-86.
- HERRERO, A. (2004 b): Facies diagráficas en el subsuelo terciario de la provincia de León (Formación Mansilla). *Geogaceta* 36: 79-82.
- HERRERO, A. (2004 c): La discontinuidad intra Vallesiense desde el borde noroeste hasta el centro de la Cuenca del Duero. *Geogaceta* 36: 86-90.
- HERRERO, A. (2005): *Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales cenozoicos de la Hoja N° 19 (León) a escala 1:200.000*. Informe técnico, 60 p.
- HERRERO, A. (2006): Influencia de la tectónica en el paleodrenaje de la sedimentación fluvial miocena al sureste de la provincia

- de León. VI Congr. Grupo. Esp. Terciario, Salamanca. Comunicaciones. *Geotemas* 8.
- HERRERO, A.; PINEDA, A. (2006): Sedimentación fluvio-deltaica en el Mioceno medio-superior en las proximidades de Villabráigma (Valladolid). VI Congr. Grupo. Esp. Terciario, Salamanca. Comunicaciones. *Geotemas* 8.
- HERRERO, A.; NOZAL, F.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; HEREDIA, N. (1994): Aportación al Neógeno de la provincia de León. II Congr. Grupo. Esp. Terciario, Jaca (Huesca). Comunicaciones: 133-136.
- HERRERO A.; COLMENERO, J.R.; ALONSO GAVILÁN, G. (2002): Estratigrafía y sedimentología de los depósitos terciarios del sector norte de la Cuenca del Duero en la provincia de León. *Stvd. Geol. Salmant.* 38: 129-181.
- HERRERO, A.; ALONSO GAVILÁN, G.; COLMENERO, J.R. (2004): Estratigrafía del subsuelo en el sector noroeste de la Cuenca del Duero (provincia de León). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 17 (3-4): 197-215.
- HERRERO, A.; NOZAL, F.; ESPINA, R. G. (2005): Estratigrafía. En: Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 195 (14-10) (Mansilla de las Mulas). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, (IGME), Madrid.
- HOCQUARD (1975): Etude sedimentologique des formations rouges miocens du Nord-Ouest de l'Espagne. Alications a la projection des placers aurifères associes. *Thesis*, Univ. de Nancy. Inst. Nat. Polit. de Lorraine Ecole Nat. Sup. de Geologie Aliquée.
- IGME (1970): *Mapa Geológico de España*, E. 1: 200.000, N° 19 (León). Síntesis de la cartografía existente. 1ª edición. IGME. Madrid.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1968): Stereogenis salmanticensis nov.sp. quelonio eocénico del Valle del Duero. *Estudios Geol.* 24: 191-203.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1970): Estratigrafía y Paleontología del borde SO de la Cuenca del Duero. *Tesis Doctoral* (Inédita). Univ. de Salamanca. 323 p.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1971): Nuevos fragmentos específicos de Pelomedusidoa lutecientes del Valle del Duero. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 68: 24:3-957.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1977): Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora. *Bol. Geol. Min.*, 88 (5): 357-364.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1982): Quelonios y cocodrilos fósiles de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmant.*, 17: 125-127.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1984): Quelonios fósiles de Salamanca. *Ediciones de la Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Salamanca*. Serie monografía 1: 1-205.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1986): Redescubrimiento de unos fósiles hallados por J. Royo Gómez en Corrales (Zamora) en 1922. *Stvd. Geol. Salmant.*, 22: 61-70.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1992): Las dataciones del Paleógeno de Castilla y León. In: *Vertebrados fósiles de Castilla y León*. (Jiménez-Fuentes, E., Coord.). Museo de Salamanca. p. 39-41.
- JIMÉNEZ FUENTES, E.; CORROCHANO, A.; ALONSO GAVILÁN, G. (1983): El Paleógeno de la Cuenca del Duero. In: Libro Hom. J. M: Ríos, *Geología de España*. (Comba, J.A., Ed.). IGME. II: 489-491.
- JULIVERT, M. (1971): Decollement tectonics in the hercynian Cordillera of NW Spain. *Amer. Jour. Sci.*, 270: 1-29.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A.; NABAIS CONDE, L.E. (1972): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*, E. 1:1.000.000, Memoria explicativa: 1-113. Inst. Geol. Min. España.
- LANAJA, J. M.; QUEROL, R.; NAVARRO, A. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. IGME, 465 p., 17 pl., Madrid.
- LEGUEY, S.; RODRIGUEZ, J. (1970): Estudio de las terrazas y sedimentos de los ríos de la cuenca del Esla. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 68, 41-56.
- LEPVRIER, C.; MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1990): Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, NW Spain). *Tectonophysics*, 184: 345-356.
- LEYVA, F.; MATAS, J.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1984): Hoja y Memoria explicativa del *Mapa Geológico Nacional* E. 1:50.000. N° 129 (La Robla) 2ª Serie MAGNA Primera Edición. IGME. 98.
- LÓPEZ BENITO, F.; PEÑA PINTO, J.; BARBA REGIDOR, P. (1991): Mapa Geoténico y de Peligrosidad Natural de la ciudad de León y su Aglomeración Urbana. E: 1:25.000 y 1:5.000. Serie *Ingeniería GeoAmbiental*. I.T.G.E-Diputación Provincial de León. Madrid.
- LÓPEZ MARTÍNEZ N.; DE BORJA SANCHIZ, F. (1982): Los primeros microvertebrados de la Cuenca del Duero: listas faunísticas preliminares e implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 339-353.
- LÓPEZ OLMEDO, F.; CABRA GIL, P.; ENRILE ALBIAR, A. (1990): Hoja y Memoria del *Mapa Geológico de España*, E. 1: 50.000, N° 198 (Osorno). 2ª Serie. MAGNA. ITGE. Madrid.
- LÓPEZ OLMEDO, F.; ENRILE ALVIR, A.; CABRA GIL, P. (1991 a): Hoja y Memoria del *Mapa Geológico de España*, E: 1: 50.000 N° 165 (Herrera de Pisuerga). 2ª Serie MAGNA. ITGE. Madrid.
- LÓPEZ OLMEDO, F.; ENRILE ALVIR, A.; CABRA GIL, P. (1991 b): Hoja y Memoria del *Mapa Geológico de España*, E. 1: 50.000 N° 133 (Pradanos de Ojeda). 2ª Serie MAGNA. ITGE. Madrid.
- LOTZE, F. (1929): Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gottingen, math. phys. Kl. N. F.*, 14: *Beitr. Geol. Wesl. Meditarrangebiet*, 3: 320 p.
- LOTZE, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Feotekt. Forsch.*, 6: 78-92.
- LOTZE, F. (1958): Zur Stratigraphie des spanischen kambriums. *Geologie*, 7, pp. 727-750.
- LOTZE, F.; SDZUY, H. (1961): El Cámbrico en España. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t.75, 256 p.

- MABESONE, J.M. (1959): Tertiary and Quaternary sedimentation in a part of the Duero basin, Palencia (Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, 24, 31-181.
- MABESONE, J.M. (1961): La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la Cuenca del Duero (provincia de Palencia). *Estudios Geol.*, 17, 101-130.
- MACAU, F. (1969): Assecement et mise en irrigation de "La Nava de Campos". 5.000 Ha. Int. Comm. Irr. And Drain. 4' Congr. Irr. And Drain. Madrid. Reports for discussion. Question II Part. IR.I. to 20. 11305-11332.
- MANJÓN, M. (1969): El Terciario de Herrera de Pisuerga. *Tesis de Licenciatura*. Inédito.
- MANJÓN, M.; COLMENERO, J. R.; GARCÍA RAMOS, J. C.; VARGAS, I. (1982 a): Génesis y distribución espacial de los abanicos siliciclásticos del Terciario superior en el borde N de la Cuenca del Duero (León-Palencia). I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 357-370.
- MANJÓN, M.; GARCÍA RAMOS, J. C.; COLMENERO, J. R.; VARGAS, I. (1982 b): Procedencia, significado y distribución de diversos sistemas de abanicos aluviales con clastos poligénicos en el Neógeno del borde N. de la Cuenca del Duero. I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 373-388.
- MANJÓN, M.; VARGAS, I.; COLMENERO, J.R.; GARCÍA RAMOS, J.C.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MOLINA, E. (1982 c): Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 130 (14-08) (Vegas del Condado). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 60p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico Inferior y la estructura hercíniana del Occidente de Asturias (NW de España), *Trabajos de Geología*, 6: 1-113.
- MARCOS, A (2004): Zona Asturoccidental-Leonesa. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 49.
- MARTÍN-GONZÁLEZ, F.; HEREDIA, N. (2011). Geometry, structures and evolution of the western termination of the Alpine-Pyrenean Orogen reliefs (NW Iberian Peninsula). *Journal of Iberian Geology* 37, 103-120.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988 a): Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamiento antiguo y tendencias actuales. *Bol. Geol. Min.*, 99 (6): pp. 21-36.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988 b): *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Instituto de Estudios Zamoranos Florián de Ocampo-CSIC. Diputación de Zamora. 306 pp.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1989): Características, rango y significado de las Series Ocres del borde Occidental de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmant.*, Vol. Esp. 5, 239-252.
- MARTÍN SERRANO, A. (1991): La definición y 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.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1985): Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa). *Corpus Geol. Gallaeciae* (2ª serie), 2, 291 p.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., PÉREZ-ESTAÚN, A., BASTIDA, F., PULGAR, J.A.; MARCOS, A. (1990): West Asturian-Leonesa Zone: Structure. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García, Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 103-114.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., HACAR RODRÍGUEZ, M.P., VILLAR ALONSO, P., PÉREZ-ESTAÚN, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992): Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonesa and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geol. Rundschau*, 81: 545-560.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; BEA, F. (2004): Zona Centroibérica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 68-69.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973): Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (Provincia de Zamora, León y Orense, Noroeste de España). *Stvdia Geológica Salmanticensia*, V: 7-106.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1983): El Pérmico de la región Cantábrica. En: *Carbonífero y Pérmico en España* (Martínez, C., Ed.). IGME, Madrid, 391-402.
- MARTÍN PARRA, L.M. (1989): Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. N° 128 (Riello). Segunda serie MAGNA. Primera edición. IGME. Madrid.
- MATTE, P. (1968): La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Revue de Géologie Alpine*, 44: 1-128.
- MAZO, A.V. (1977): Revisión de los Mastodontes de España. *Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid* (inédita), 527 pp.
- MAZO, A.V.; JORDÁ, J.F. (1994): Los Proboscídeos Neógenos de Piquera de San Esteban (Cuenca del Duero, Soria). Implicaciones bioestratigráficas. *Estudios Geol.* 50: 239-245.
- MAZO, A.V.; JORDÁ, J.F. (1997): Un *Tetralophodon longirostris* (Kaup, 1832) (Proboscidea, Mammalia) en el Mioceno medio de Villavieja del Cerro (Sector Central de la Cuenca del Duero, Valladolid). *Rev. Soc. Geol. España* 10 (3-4): 219-235.
- MEDIAVILLA, R.M.; DABRIO, C.J. (1986): La sedimentación continental del Neógeno en el sector Centro-Septentrional de la depresión del Duero (Provincia de Palencia). *Stud. Geol. Salmant.*, Univ. Salamanca, XXII: 111-132.
- MEDIAVILLA, R.M.; DABRIO, C.J. (1987): Controles sedimentarios neógenos en la depresión del Duero (Sector Central). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 187-195.
- MEDIAVILLA, R.M.; DABRIO, C.J. (1988): Controles sedimentarios neógenos en la Depresión del Duero (Sector Central). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 1 (1-2): 187-195.
- MEDIAVILLA, R.M.; DABRIO, C.J. (1989): Análisis sedimentológico de los Conglomerados de Tariego (Unidad 4, Neógeno de la Depresión del Duero). *Stud. Geol. Salmant.* Univ. Salamanca, Vol. Esp. 5: 293-310.
- MEDIAVILLA, R.M.; DABRIO, J.C.; SANTISTEBAN, J.I. (1991): Factores alocíclicos que controlan el desarrollo de ciclos evaporíticos en el Sector Central de la Cuenca del Duero (Provincia de Palencia). En: *Comunicaciones I Congreso del GET*. 214-217.
- MEDIAVILLA, R.; ALCALÁ, L.; SANTISTEBAN, J.I.; ALBERDI, M.T.; DE LUQUE, L.; MAZO, A.; DE MIGUEL, I.; MORALES, J.; PÉREZ, B. (1995): Estratigrafía y Paleontología del Mioceno Superior del sur de

- la provincia de Palencia (Sector Central de la Cuenca del Duero). *XIII Congr. Español de Sedimentología*, Teruel, Comunicaciones: 153-154.
- MEDIAVILLA, R.; DABRIO, C.J.; MARTÍN SERRANO, A.; SANTISTEBAN, J.I. (1996): Lacustrine Neogene systems of the Duero Basin: evolution and controls. En: *Tertiary basins of Spain. Stratigraphic record of crustal kinematics* (P. F. Friend, y C. Dabrio, Eds.). Cambridge Univ. Press. Cambridge, 228-236 p.
- MELÉNDEZ, B.; ASENSIO AMOR, I. (1964): El yacimiento de trilobites del Cámbrico medio de presa (Monte Pruida, Castropol, Asturias). *Brev. Geol. Ast.*, VIII, 1-4, 28-36.
- MOLINA, E. y OLIVE DAVÓ, A. (1982): Cuaternario y Formaciones superficiales En: Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 235 (San Cebrián de Campos). Segunda serie MAGNA-Primera edición. (IGME), Madrid.
- MOLINA, E.; PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1989): Depresión del Duero. En: *Mapa del Cuaternario de España*. E. 1: 1.000.000. I.T.G.E. Madrid. 153-163.
- NAVIDAD, M. (1978): Las series glandulares "Ollo de Sapo" en los sectores nord-occidental y centro-oriental del Macizo Ibérico. *Estudios geológicos*, 34: 511-528.
- NOZAL, F.; ESPINA, R. G. (1994): Evolución morfológica del Esla: un ejemplo de captura. Resúmenes. XVI Reunión de Xeoloxía e Minería do NO Peninsular. *Lab. Xeoloxico de Laxe*. 23-26.
- NOZAL, F.; HERRERO, A. (1994): Cuaternario y Geomorfología. En: *Mapa Geológico de la Provincia de León*, E.1:200.000. ITGE-Diputación Provincial de León. Madrid.
- NOZAL, F.; HERRERO, A. (2005 a): Estratigrafía. En: Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 163 (15-09) (Almanza). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, (IGME), Madrid.
- NOZAL, F.; HERRERO, A. (2005 b): El Mioceno del borde meridional del Corredor Aranda de Duero-Burgo de Osma (SE Cuenca del Duero) *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (1-2): 21-37.
- NOZAL, F.; HERRERO, A. (2006): Estratigrafía. En: Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja N° 376 (20-15) (San Esteban de Gormaz). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- NOZAL, F.; HERRERO, A. (2007): Estratigrafía del Terciario. En: *Mapa Geológico de España* 1:50.000, Hoja N° 404 (Ayllón). IGME, Madrid: 35-59.
- NOZAL, F.; MARTÍN-SERRANO, A. (1989): Memoria y Mapa Geológico de España a E 1.50.000 N° 709 (Anchuras). 2ª Serie-MAGNA. IGME.
- NOZAL, F.; ESPINA, R.G.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A. (2004 a): Mapa y Memoria del *Mapa Geológico de España*, a E. 1:50.000, N° 196 (Sahagún). Segunda Serie MAGNA. IGME. Madrid.
- NOZAL, F.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; ESPINA, R.G (2004 b): Mapa Geomorfológico del *Mapa Geológico de España*, a E. 1:50.000, N° 234 (Villada). Segunda Serie MAGNA. IGME. Madrid.
- NOZAL, F.; HERRERO, A.; SUÁREZ, A. (2005 a): Estratigrafía. En: Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1:
- 50.000, Hoja N° 162 (14-09) (Gradefés). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, (IGME), Madrid.
- NOZAL, F.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; ESPINA, R.G. (2005 b): Mapa Geomorfológico del *Mapa Geológico de España*, a E. 1:50.000, N° 163 (Almanza). Segunda Serie MAGNA. IGME. Madrid.
- OLIVÉ DAVÓ, A; CARRERAS, F. (1982): Memoria y *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000 N° 235 (San Cebrián de campos). 2ª Serie-MAGNA. IGME:
- OLIVÉ DAVÓ, A., GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MOLINA, E. (1982 a): Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 235 (16-11) (San Cebrián de Campos). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 42 p. Instituto Geológico y Minero de España, (IGME), Madrid.
- OLIVÉ DAVÓ, A.; PORTERO GARCIA, J.M.; DEL OLMO ZAMORA, P.; ARAGÓNÉS VALLS, E.; CARRERAS SUÁREZ, F; MOLINA, E.; GUTIÉRREZ ELORZA. (1982 b): El Sistema De Terrazas Del Río Carrión. *I Reunión sobre La Geología de La Cuenca del Duero*, Salamanca, 1979. 451-463.
- OLMO SANZ, A. SUÁREZ RODRÍGUEZ A.; PINEDA VELASCO, A. (2008) *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000, Hoja N° 272 (Villalón de Campos). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, (IGME), Madrid.
- PASTOR GÓMEZ, V. (1963): Mapa y Memoria del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000 N° 129 (La Robla). 1ª Serie. IGME. Madrid.
- PASTOR GÓMEZ, V. (1969): Mapa y Memoria del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000 N° 128 (Riello). 1ª Serie. IGME. Madrid.
- PAYO SUBIZA, G. (1962): El notable sismo de Zamora del 10 de Febrero de 1961. *Mem. Inst. Geogr. y Catastral*, 4-16.
- PENAS MERINO, A.; HERRERO CEMBRANOS, L.; GARCÍA GONZÁLEZ, M.E. (1995 a): Mapa de Unidades Fisionómicas de Vegetación, E. 1:400.000. *Atlas del Medio Natural de la Provincia de León*. ITGE-Diputación de León.
- PENAS MERINO, A.; GARCÍA GONZÁLEZ, M.E.; HERRERO CEMBRANOS, L. (1995 b): Mapa de Vegetación, E. 1:200.000. *Atlas del Medio Natural de la Provincia de León*. ITGE-Diputación de León.
- PENAS MERINO, A.; GARCÍA GONZÁLEZ, M.E.; HERRERO CEMBRANOS, L.; PUENTE GARCÍA, E. (1995 c): Mapa de Ombroclimas, E. 1:400.000. *Atlas del Medio Natural de la Provincia de León*. ITGE-Diputación de León.
- PENAS MERINO, A.; GARCÍA GONZÁLEZ, M.E.; HERRERO CEMBRANOS, L.; PUENTE GARCÍA, E.; DE GODOZ de Francisco, M. (1995 d): Mapa de Pisos Bioclimáticos, E. 1:400.000. *Atlas del Medio Natural de la Provincia de León*. ITGE-Diputación de León.
- PÉREZ DE PEDRO, F. (1923): Noticia sobre el hallazgo de un nuevo yacimiento de mamíferos fósiles en La Cistérniga (Valladolid). Sesión del 10 de Enero de 1923. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 23.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1978): Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92: 1-149.

- PÉREZ-ESTAÚN, A.; BASTIDA, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; MARCOS, A.; PULGAR, J. A. (1990): Stratigraphy. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R. D. Dallmeyer & E. Martínez-García, Eds.) Springer-Verlag, Berlin. 92-102 p.
- PÉREZ-ESTAÚN, A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; BASTIDA, F. (1991): Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, 191: 243-253.
- PÉREZ ESTAÚN, A.; BEA, F.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MARTÍNEZ Poyatos, D.; ARENAS, R.; DÍAZ GARCÍA, F.; AZOR, A.; SIMANCAS, J.F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F (2004): La Cordillera Varisca europea: El Macizo Ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 21-25.
- PÉREZ GARCÍA, L.C. (1977): Los sedimentos auríferos del NO de la Cuenca del Duero (provincia de León, España) y su prospección. *Tesis*, Univ. Oviedo, 403 p. (inédito).
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979): El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neógeno Cuaternario*, CSIC, 9, 23-26 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, A.; POL MÉNDEZ, C. (1994): Depresión del Duero. En: *Geomorfología de España*. Ed. Rueda. 351-388 pp.
- PILES MATEO, E.; HERRERO, A.; CABRA GIL, P. (2007). Estratigrafía. En: *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000 Hoja N° 342 (Villabrágima). IGME, Madrid: 6-82.
- PINEDA VELASCO, A., HERRERO, A.; SALAZAR RINCÓN, A. (2007). Estratigrafía. En: *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000 Hoja N° 371 (Tordesillas). IGME, Madrid: 6-82.
- PORTERO GARCÍA, J.M.; DEL OLMO ZAMORA, P. (1978): *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000, Hoja N° 273 (16-12) (Palencia). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- PORTERO GARCÍA, J.M.; DEL OLMO ZAMORA, P. (1982): Memoria y Mapa Geológico de España, E 1:50.000, N° 273 (Palencia). 2ª serie-MAGNA. IGME, 64 pp.
- PORTERO GARCÍA, J.M.; AZNAR, J.M. (1984): Evolución morfotectónica y sedimentación terciaria en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Congr. Geol. Esp. Segovia*, Tomo III: 253-263.
- PORTERO GARCÍA, J.M.; DEL OLMO ZAMORA, P.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; VARGAS ALONSO, I. (1982 a): Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. IGME, 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca. 1979 *Temas Geológico-Mineros*. 6 (1): pp 11-37.
- PORTERO GARCÍA; J. M.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MOLINA, E. (1982 b): Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 273 (16-12) (Palencia). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 64 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- PORTERO GARCÍA, J.M.; DEL OLMO ZAMORA, P.; OLIVÉ DAVÓ, A. (1983): El Neógeno de la transversal Norte-sur de la Cuenca del Duero.
- En: Libro Jubilar J. M. Ríos. *Geología de España*. T. II. Inst. Geol. Min. España, 494-502 p.
- PULGAR, J.A.; ALONSO, J.L (1993): La estructura alpina de la Cordillera Cantábrica. Resumes. XV Reunión de Xeoloxía e Minería do NO Peninsular. *Laboratorio Xeoloxico de Laxe*. 68-69.
- PULGAR, J.A.; PÉREZ-ESTAÚN, A.; GALLART, J.; ÁLVAREZ-MARRÓN, J.; ALONSO, J.L.; GALLASTEGUI, J.; ESCIN Group (1995): The ESCIN-2 deep seismic reflection profile: a traverse across the cantabrian Mountain and adjacent Duero Basin. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (4) 383-394.
- PULGAR, J. A., GALLART, J., FERNANDEZ-VIEJO, G., PÉREZ-ESTAÚN, A., and ÁLVAREZ-MARRÓN, J. ESCIN Group. (1996): Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenean belt from integrated reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264: 1-19.
- QUIROGA DE LA VEGA, J.L. (1981): Estudio geológico del paleozoico del W de Zamora (Alba y Aliste). *Tesis Doctoral*, Universidad de Oviedo, 210 pp
- RAYNAL, R.; NONN, H. (1968): Glacis étagés et formations quaternaires de Galicie oriental et de Leon: quelques observations et données nouvelles. *Rev. Geomorph. Dynam.*, N° 3, T.XVIII, 97-117., Paris.
- REDONDO LOPEZ, T; GALLASTEGUI SUAREZ, J.; ÁLVAREZ PULGAR, J. (1995): Estudio de la Geología del Subsuelo en el NW de la Cuenca del Duero (Provincia de León). Informe interno, ITGE. Proyecto ITGE: "Estudio geológico de las Hojas del MAGNA a E. 1:50.000. N°: 161, 162, 163, 194, 195, 196, 232, 233 y 234".
- REMONDO, J.; CORROCHANO, A. (1992): Estudio del Terciario del valle del río Cea entre Almanza y Puente Almuhey: Estratigrafía y Sedimentología. *III Congr. Geol. Esp. S. G. E.*, Salamanca. Actas 1:191-195.
- RIEMER, W. (1963): Entwicklung des Palaeozoiiks in der südlichen provinz Lugo (Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont.*, 117: 273-285.
- RIEMER, W. (1966): Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Not. Com. IGME*, 81: 7-20.
- ROYO GÓMEZ, J. (1926): Terciario continental de Burgos. *XIV Congreso Geológico Internacional*, Madrid. Excursión A-6. IGE; 67 p.
- ROYO GÓMEZ, J. (1929): Nuevos yacimientos de mamíferos miocenos en la provincia de Valladolid. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 29: 105-112.,
- ROYO GÓMEZ, J. (1934): Algunos vertebrados fósiles de la Cuenca del Duero. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 30: 395-396.
- SÁNCHEZ BENAVIDES, F.J., DABRIO, C.J.; CIVIS, J. (1988): Interpretación paleoecológica de los depósitos lacustres neógenos de Casttrillo del Val (Noreste de la Depresión del Duero). *Stvd. Geol. Salmant.*, 25: 87-108.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1982): Características de la sedimentación miocena en la zona norte de la Cuenca del Duero. I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 701-705.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1946): Explicación de la Hoja N° 346, Aranda de Duero. *Mapa Geológico de España*. Escala 1: 50.000. IGME. Madrid.

- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1952): *Mapa Geológico de España* 1:50.000, Hoja N° 375 (Fuentelcésed). Primera serie. IGME, Madrid.
- SCHÄFER, G. (1969): Geologie und Petrographie im östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). *Munster. Forsch. Geol. Palaont.*, 10: 207 p.
- SDZUY, K. (1968): Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de Los Barrios de Luna (León) y otras sucesiones comparables. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 2, 45-67.
- STAALDUINEN VAN, C. J. (1973): Geology of the area between the Luna and Torío rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49, 167-205.
- SUÁREZ, O.; CORRETGÉ, L.G.; MARTÍNEZ, F.J. (1990): West Asturian-Leonese Zone Distribution and characteristics of the hercynian metamorphism. En: *Pre-mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 129-133.
- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; NOZAL, F. (2005): Mapa Geológico y Memoria del *Mapa Geológico de España* a E. 1:50.000 N° 161 (León), Segunda Serie MAGNA. IGME. Madrid.
- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; BARBA, P.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; FERNÁNDEZ, LP.; HERRERO, A. (1994): *Mapa Geológico de la Provincia de León* a E. 1:200.000. ITGE-Diputación Provincial de León.
- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; HERRERO, A.; ESPINA, R. G.; NOZAL, F. (2004): Estratigrafía. En: Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 232 (13-11) (Villamañán). Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME. Madrid.
- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; NOZAL, F.; ESPINA, R.G. (2005): Memoria y Mapa Geológico del *Mapa Geológico de España* a E. 1:50.000, N° 194 (Santa María del Páramo) Segunda Serie MAGNA. IGME. Madrid.
- TORRENT, J. (1976): Soil development in a sequence of the river terraces in Northern Spain. *Catena*, 3: 137-151.
- TORRENT, J.; ROQUERO, C. (1974): The occurrence of an argilic horizon in a late neolithic settlement of northern Spain. *X International Congress of Soil Science*. Moscow, 1994. 354-360.
- TRYOLLS J.; PORTA, J. (1982): Observaciones sobre los niveles fosilíferos del Mioceno de Castrillo del Val (Burgos). *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 663-683.
- VALVERDE-VAQUERO, P.; DUNNING, G.R. (1997): Magmatismo "Sárlico" Arenig en el Dominio del Ollo de Sapo de la Zona Centroibérica: Nuevas evidencias U-Pb en la Sierra de Guadarrama. En: *XIV Reunao de Geología do Oeste Peninsular. Evolução Geológica do Maciço Iberico e seu enquadramento continental*. Comunicações, Vila Real, Portugal: 265-270.
- VARGAS, I.; CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I.; CORROCHANO, A.; FLOR, G.; MANJÓN, M.; POL, C.; DÍAZ GARCÍA, F.; FERNÁNDEZ RUIZ, J.; PÉREZ ESTAÚN, A. (1984 a): Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 160 (12-09) (Benavides). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 73 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- VARGAS, I.; FLOR, G.; CORROCHANO, A.; CORRALES, I.; CARBALLEIRA, J.; POL, C.; MANJÓN, M.; DÍAZ GARCÍA, F.; FERNÁNDEZ RUIZ, J.; PÉREZ ESTAÚN, A. (1984 b): Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000, Hoja N° 193 (12-10) (Astorga). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 77 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- VARGAS, I.; CARBALLEIRA, J.; POL, C.; CORRALES, I.; MANJÓN, M.; CORROCHANO, A.; FLOR, G.; DÍAZ, F.; FERNÁNDEZ, J. (1985 a): *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000, Hoja N° 160 (12-09) (Benavides). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- VARGAS, I.; MANJÓN, M.; CORROCHANO, A.; FLOR, G.; CARBALLEIRA, J.; POL, C.; CORRALES, I.; DÍAZ, F. Y FERNÁNDEZ, J. (1985 b): *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 193 (12-10) (Astorga). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- VARGAS, I.; POL, C.; CORROCHANO, A.; CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I.; FLOR, G.; MANJÓN, M.; DÍAZ GARCÍA, F.; FERNÁNDEZ RUIZ, J.; PÉREZ-ESTAÚN, A. (1984 c): Memoria del *Mapa geológico de España* a E 1:50.000 N° 231 (La Bañeza) 2ª Serie-MAGNA. IGME. Madrid. 73 pp.
- VILANOVA, J. (1873): Noticia de vertebrados hallados en Sanzoles (Zamora). *Acta Real Soc. Española Hist. Nat.* 2, 42: 47-52.
- VILLAS, E.; ARBIZU, M.; BERNÁRDEZ, E.; MÉNDEZ-BEDIA, I.; ARAMBURU, C. (1995): Protambonites primigenius (Brachiopoda, Clitambonitidina) y el límite Cámbrico-Ordovícico en la Serie de los Cabos (Zona Asturooccidental-Leonesa, NO de España). *Rev. Esp. Paleontología*, 10: 140-150.
- WALTER, R. (1963): Breitag zur stratigraphie das Kambrium in Galicien (Nordwest-Spanien). *Neues Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 360-371.

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:200.000

LEÓN-19

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid www.igme.es

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser
reproducida o transmitida en cualquier forma
o por cualquier medio, electrónico o mecánico,
incluido photocopias, grabación o por cualquier
sistema de almacenar información sin el previo
permiso escrito del autor y editor.

NIPO en línea:836-20-015-6
ISBN: 978-84-9138-101-3
Depósito legal: M-25022-2020

Fotocomposición: Gráficas Muriel S.A.

Las presentes Hoja y Memoria de León-19, a escala 1:200.000 han sido realizadas por el IGME junto con la Universidad de León, siguiendo las Normas, Dirección y Supervisión del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), habiendo intervenido los siguientes autores

Autores

Mapa Geológico:

- Paleozoico: N. Heredia (IGME) y A. Suárez Rodríguez (IGME)
- Terciario: A. Suárez Rodríguez (IGME) y A. Herrero (Universidad de León)
- Cuaternario: A. Suárez Rodríguez (IGME) y V. Cañas Fernández (IGME)

Cortes geológicos:

- V. Cañas Fernández (IGME)

Memoria:

- Paleozoico: N. Heredia (IGME) y A. Suárez Rodríguez (IGME)
 - Terciario: A. Herrero (Universidad de León) y A. Suárez Rodríguez (IGME)
 - Cuaternario: A. Suárez Rodríguez (IGME)
- Adicionalmente, ha colaborado:
- A. Rodríguez García (Universidad de León)

Dirección y supervisión:

N. Heredia (IGME) y A. Suárez Rodríguez (IGME)

Edición

- G. Romero Canencia (IGME)
- L.F. Miguel Cabrero (IGME)

Referencias Bibliográficas

Referencia Bibliográfica para citar el Mapa Geológico:

A. Suárez Rodríguez; V. Cañas Fernández; N. Heredia y A. Herrero (2020). Mapa geológico de la Hoja nº 19 (León). Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Primera edición. IGME.

Referencia Bibliográfica para citar la Memoria:

A. Suárez Rodríguez; A. Herrero y N. Heredia (2020). Memoria de la Hoja nº 19 (León). Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Primera edición. IGME, 59 p.

ÍNDICE

| | |
|--|-----------|
| 1. INTRODUCCIÓN | 7 |
| 1.1. SITUACIÓN GEOLÓGICA | 8 |
| 1.1.1. Macizo Ibérico | 8 |
| 1.1.2. Cuenca del Duero | 9 |
| 1.1.3. Antecedentes | 9 |
| 2. ESTRATIGRAFÍA | 11 |
| 2.1. PALEOZOICO | 11 |
| 2.1.1. Zona Centroibérica (ZCI) | 11 |
| 2.1.1.1. Porfiroides, esquistos y filitas (1). Serie del Ollo de Sapo. Cámbrico-Ordovícico inferior | 12 |
| 2.1.1.2. Cuarzoesquistos y filitas (2). Cuarcitas grises y blancas (3). Capas de los Montes. Ordovícico inferior | 12 |
| 2.1.1.3. Cuarcitas grises y blancas en bancos (4). Cuarcita Armoricana. Ordovícico inferior-medio | 13 |
| 2.1.2. Zona Asturooccidental-Leonesa (ZAOL) | 13 |
| 2.1.2.1. Pizarras, cuarcitas (5). Dolomías (6). Formación Cándana. Ediacariense?-Cámbrico inferior | 13 |
| 2.1.2.2. Cuarcitas, pizarras y areniscas (7). Serie de los Cabos. Cámbrico medio-Ordovícico inferior | 13 |
| 2.2. TERCIARIO | 14 |
| 2.2.1. Primer ciclo: unidades polimíticas | 14 |
| 2.2.1.1. Lutitas, arenas lutíticas y conglomerados silíceos rojos (8). Series Rojas. Mioceno inferior | 14 |
| 2.2.1.2. Margas verdes y blancas, arcillas con niveles carbonatados y yesíferos (9). Facies Dueñas. Mioceno inferior | 15 |
| 2.2.1.3. Conglomerados silíceos (10). Formación Villarroquel. Mioceno medio-superior | 16 |
| 2.2.1.4. Conglomerados polimíticos, arenas y limos con concreciones carbonatadas (11 y 11'). Formación Mansilla de las Mulas. Mioceno medio-superior | 17 |
| 2.2.1.5. Lutitas ocres (fangos) con niveles discontinuos de calizas limolíticas arenosas (suelos calcimorfos) (12). Costras calcáreas (a). Facies Tierra de Campos. Mioceno inferior-medio | 19 |
| 2.2.1.6. Fangos ocres con suelos calcimorfos y paleocanales de arena y grava (13). Costras calcáreas (b). Facies de la Serna. Mioceno medio-superior | 20 |
| 2.2.1.7. Arcillas calcáreo-limolíticas grises. Fangos salinos con yesos y calizas (14). Facies Cuestas. Mioceno medio-superior | 22 |
| 2.2.1.8. Calizas, dolomías y margas con niveles arcillosos (15). Calizas del Páramo. Mioceno superior | 23 |
| 2.2.2. Segundo ciclo: unidades silíceas | 24 |
| 2.2.2.1. Conglomerados silíceos, arenas y limos (16). Formación Barrillos. Mioceno superior | 24 |
| 2.2.3. Tercer ciclo: raña | 25 |
| 2.2.3.1. Cantos, gravas y arenas (17). Aluvial finineógeno. Raña. Mio-Plioceno | 25 |
| 2.3. CUATERNARIO | 26 |
| 2.3.1. Depósitos fluviales | 26 |
| 2.3.1.1. Gravas silíceas y arenas (18-34). Terrazas fluviales (altas, medias y bajas). Plioceno-Holoceno | 26 |
| 2.3.1.2. Arcillas, limos y cantos cuarcíticos (35a). Terraza superior del río Retortillo (endorreica?). Pleistoceno | 28 |
| 2.3.1.3. Gravas, limos y arcillas (35b y 36). Terrazas endorreicas. Pleistoceno-Holoceno | 29 |
| 2.3.1.4. Zonas endorreicas (37). Holoceno | 30 |

| | | |
|---------------------------------|---|-----------|
| 2.3.1.5. | Gravas, arenas y limos (38). Fondo de valle. Holoceno | 30 |
| 2.3.1.6 | Gravas, arenas y limos (39). Llanuras de inundación. Holoceno | 30 |
| 2.3.1.7. | Arenas y gravas (40). Lecho actual. Holoceno | 30 |
| 2.3.1.8. | Cantos, limos y arenas (41). Abanicos y conos aluviales. Holoceno | 31 |
| 2.3.2. | Depósitos de ladera | 31 |
| 2.3.2.1. | Arenas con cantos (42). Coluviones. Holoceno | 31 |
| 2.3.3. | Depósitos poligénicos | 31 |
| 2.3.3.1. | Gravas silíceas, arenas y limos (43). Glacis. Pleistoceno-Holoceno..... | 31 |
| 3. TECTÓNICA | | 31 |
| 3.1. | TECTÓNICA VARISCA..... | 32 |
| 3.1.1. | Zona Centroibérica (ZCI) | 32 |
| 3.1.2. | Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL) | 33 |
| 3.2. | TECTÓNICA ALPINA..... | 33 |
| 3.2.1. | Cordillera Cantábrica | 33 |
| 3.2.2. | Cuenca del Duero | 34 |
| 4. GEOLOGÍA DEL SUBSUELO | | 34 |
| 4.1. | DATOS DE PARTIDA | 35 |
| 4.1.1. | Antecedentes..... | 35 |
| 4.1.2. | ANÁLISIS DE SECCIONES SÍSMICAS | 35 |
| 4.1.2.1. | UNIDADES SÍSMICAS..... | 35 |
| 4.1.2.2. | SISTEMAS DE FRACTURAS..... | 38 |
| 4.1.3. | ANÁLISIS DE SONDEOS..... | 39 |
| 4.2. | ESTRUCTURA DE LA CUENCA DEL DUERO..... | 40 |
| 5. GEOMORFOLOGÍA | | 42 |
| 5.1. | CORDILLERA CANTÁBRICA | 42 |
| 5.2. | MONTES DE LEÓN..... | 42 |
| 5.3. | LA CUENCA DEL DUERO | 42 |
| 5.3.1. | UNIDADES DEL PAISAJE | 42 |
| 5.3.2. | UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS..... | 44 |
| 6. HISTORIA GEOLÓGICA | | 44 |
| 6.1. | CICLO VARISCO | 46 |
| 6.1.1. | ETAPA PREOROGÉNICA | 46 |
| 6.1.2. | ETAPA SINOROGÉNICA..... | 46 |
| 6.2. | CICLO ALPINO | 46 |
| 6.2.1. | ETAPA PREOROGÉNICA | 46 |
| 6.2.2. | ETAPA SINOROGÉNICA..... | 46 |
| 7. GEOLOGÍA ECONÓMICA | | 48 |
| 7.1. | MATERIALES DE CONSTRUCCIÓN | 48 |
| 7.2. | HIDROGEOLOGÍA..... | 48 |
| 7.2.1. | Dominio hidrogeológico paleozoico de la Cuenca del Duero | 48 |
| 7.2.2. | Dominio hidrogeológico mesozoico de la Cuenca del Duero | 48 |
| 7.2.3. | Dominio hidrogeológico terciario de la Cuenca del Duero | 48 |
| 8. BIBLIOGRAFÍA | | 50 |

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de León (Nº 19) a escala 1:200.000 (Figura 1) se sitúa en el noroeste de la Península Ibérica, en el borde noroeste de la depresión del Duero, al sur de la Cordillera Cantábrica y al este de los Montes de León.

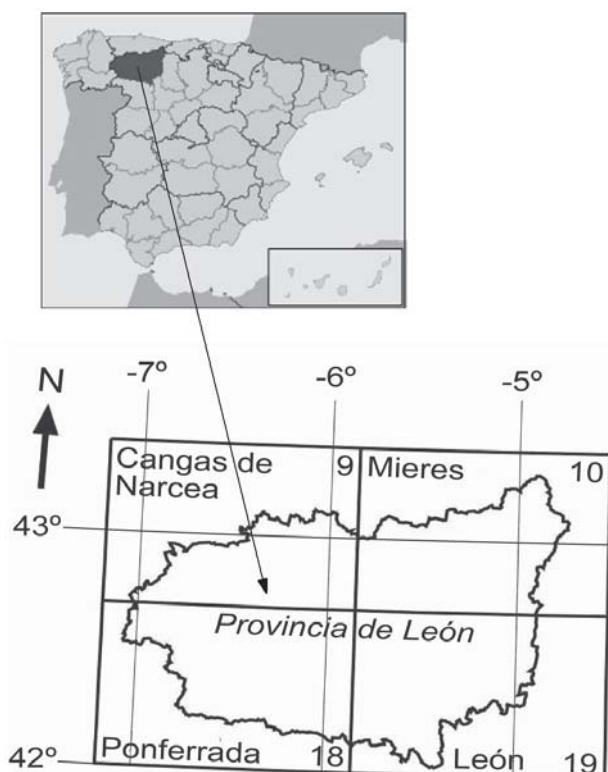


Figura 1. Situación de la Hoja de León (Nº 19) a escala 1:200.000 respecto a las adyacentes.

RELIEVE

El relieve de la Hoja es relativamente suave. La altura media está entorno a los 750-800 m. Las alturas más elevadas se encuentran en los márgenes septentrional y occidental de la Hoja, en las estribaciones meridionales de la Cordillera Cantábrica y orientales de los Montes de León respectivamente.

En el margen septentrional de la Hoja se alcanzan alturas cercanas a los 1.100 metros, encontrándose las máximas en la esquina noroeste la Hoja (1.091 m en el margen izquierdo del río Órbigo). En el margen meridional las alturas son inferiores a los 750 m, encontrándose las mínimas en la esquina suroeste de la Hoja (en las confluencias de los ríos Esla y Cea). El desnivel entre estos dos márgenes es de aproximadamente 300 m. Entre los márgenes occidental y oriental de la Hoja apenas existe diferencia altimétrica.

CLIMA

El clima es mediterráneo-continental con inviernos lluviosos y fríos y veranos secos y cálidos. La precipitación media anual varía entre los 300-800 mm, con cantidades máximas en los meses de noviembre y diciembre y mínimas en los meses de julio y agosto. Por su parte, la temperatura media anual varía entre los 8-12° C. Los meses más fríos y más cálidos son los meses de enero y julio con temperaturas medias que oscilan entre los 2-4° C y 18-22° C respectivamente. Desde el punto de vista climático, hay que destacar el fenómeno de pantalla que ejerce la Cordillera Cantábrica.

HIDROGRAFÍA

La Hoja se sitúa en el margen noroccidental de la cuenca hidrográfica del río Duero. En la Hoja, la red fluvial se encuentra bien desarrollada con una tendencia de recorrido de norte a sur. Los principales cursos fluviales de la Hoja son, de oeste a este, el Tera, Eria, Duerna, Órbigo, Bernesga, Torío, Porma, Esla, Cea, Valderaduey, Sequillo, y Carrión. Los ríos, Eria, Duerna y Tera nacen en los Montes de León. Los ríos Órbigo, Bernesga, Torío, Porma, Esla, Cea y Carrión nacen en la Cordillera Cantábrica, mientras que los ríos Valderaduey y Sequillo nacen al sur de la Cordillera Cantábrica. Todos ellos vierten sus aguas en el río Duero.

El río Esla discurre por la mitad occidental de la Hoja. Los principales afluentes del río Esla son, de oeste a este, los ríos Tera, Órbigo, Bernesga, Porma y Cea; los ríos Porma y Bernesga vierten sus aguas en la margen derecha del río Esla al sur de la ciudad de León; el río Cea vierte sus aguas en la margen izquierda del río Esla al este de la localidad de Benavente; y los ríos Tera y Órbigo vierten sus aguas en la margen derecha del río Esla al sur de la localidad de Benavente. Los ríos Eria y Duerna son afluentes del río Órbigo; estos ríos vierten sus aguas en la margen derecha del río Órbigo al norte de la localidad de Benavente. El río Torío es afluente del río Bernesga; este río vierte sus aguas en la margen izquierda del río Bernesga en la ciudad de León.

El río Valderaduey discurre por el centro de la Hoja. El principal afluente del río Valderaduey es el río Sequillo; este río vierte sus aguas en la margen izquierda del río Valderaduey al sur del límite meridional de la Hoja. El río Carrión discurre por la mitad oriental de la Hoja.

VEGETACIÓN

Existe una gran diversidad de vegetación y cultivos. En el norte aparecen amplios bosques de robles (*Quercus Pyrenaica*) y en el sur aparecen, localmente, bosques de robles (*Quercus Rotundifolia*), encinas (*Quercus Ilex*), jaras (*Cistus*) y plantas herbáceas (aulagas y tomillo). En las vegas de los ríos existen importantes cultivos de regadío (remolacha principalmente) y, en el resto de secano, (cereales, oleaginosas y viñedos). Adicionalmente existe una superficie importante en la ribera de los principales cursos

fluviales repoblada con chopos (*Populus*). Estos datos pueden consultarse en el Mapa de Vegetación y en el Mapa de Unidades Fisionómicas de vegetación del Atlas del Medio Natural de la Provincia de León (PENAS *et al.*, 1995 a, b, c, d).

Antiguamente, los cultivos de regadío se ubicaban solamente en la vega de los ríos, mientras que, en la actualidad, los cultivos se riegan a través de una amplia red de canales. Los canales más recientes son los canales alto y bajo de Payuelos, entre los ríos Esla y Cea; otro canal importante es el Canal de Castilla y, partiendo de este, el Canal de Campos, en la esquina sureste de la Hoja.

PAISAJE

Las diferencias en el relieve, clima, hidrografía y vegetación permiten la división de la Hoja en dos unidades del paisaje principales: los páramos y la Tierra de Campos. Los páramos son altiplanicies, es decir, extensas superficies de topografía plana, con muy baja pendiente y elevadas entre los principales cursos fluviales, mientras que la Tierra de Campos incluye a las superficies de topografía suave y deprimida relacionada con los cursos fluviales.

ADMINISTRACIÓN

La Hoja se sitúa en la Comunidad Autónoma de Castilla y León, incluyendo, en el norte de la Hoja, parte de las provincias de León (47% de la Hoja) y Palencia (34% de la Hoja), y, en el sur, parte de las provincias de Valladolid (13% de la Hoja) y Zamora (6% de la Hoja). Las principales poblaciones son las ciudades de León (131.500 hab., 2012) y Palencia (81.000 hab., 2012), situadas al noroeste y sureste de la Hoja respectivamente. Otras localidades relevantes de la Hoja son San Andrés del Rabanedo (31.500 hab., 2012), Valencia de Don Juan (5.000 hab., 2012), Sariegos (4.500 hab., 2012), La Virgen del Camino (4.500 hab., 2011), Santa María del Páramo (3.000 hab., 2012), Sahagún (2.500 hab., 2012) y Mansilla de las Mulas (2.000 hab., 2012) en la provincia de León; Benavente (19.000 hab., 2012) en la

provincia de Zamora; y Saldaña (3.000 hab., 2012) y Carrión de los Condes (2.000 hab., 2012) en la provincia de Palencia.

Las vías de comunicación más importantes son la Autopista Ruta de la Plata (AP-66) entre las localidades de León y Benavente, la Autopista León-Astorga (AP-71) entre las localidades del mismo nombre y la Autovía del Camino de Santiago (A-231) entre las localidades de León y Burgos. Especial importancia tiene el Camino de Santiago (Camino Francés), atravesando toda la Hoja desde Carrión de los Condes hasta sobrepasar la ciudad de León.

1.1. SITUACIÓN GEOLÓGICA

Las rocas y sedimentos de la Hoja y su entorno se pueden clasificar en dos grandes unidades en función de sus características estratigráficas, tectónicas, metamórficas y magmáticas: el Macizo Ibérico y la Cuenca del Duero. Los materiales del Macizo Ibérico afloran en la esquina suroeste de la Hoja, así como al norte y oeste de sus límites (a una distancia media de 20-30 km); por su parte, los materiales de la Cuenca del Duero afloran en la mayor parte de la Hoja.

1.1.1. Macizo Ibérico

El Macizo Ibérico es la denominación que reciben los extensos afloramientos de rocas del Precámbrico y especialmente del Paleozoico que ocupan la mitad occidental de la Península Ibérica.

ZONAS

El Macizo Ibérico ha sido dividido en seis zonas en función de sus características estratigráficas, tectónicas, metamórficas y magmáticas (LOTZE, 1929, 1945, 1958; JULIVERT *et al.*, 1972; FARIAS *et al.*, 1987): Zona Cantábrica (ZC), Zona Asturooccidental-Leonesa (ZAOL), Zona Centroibérica (ZCI), Zona de Galicia-Tras-Os-Montes (ZGTM), Zona de Ossa Morena (ZOM) y Zona Sudportuguesa (ZSP) (Figura 2).

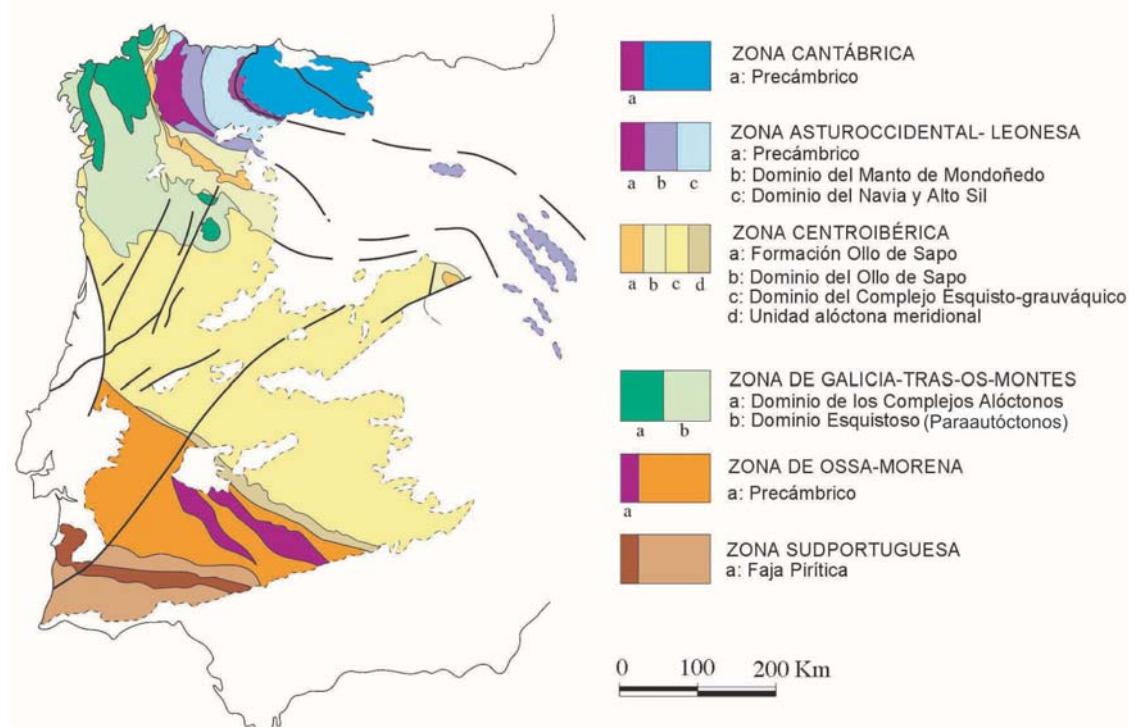


Figura 2. Esquema del Macizo Ibérico, según PÉREZ ESTAÚN *et al.* (2004).

Las únicas zonas del Macizo Ibérico que afloran en la Hoja son unos pequeños afloramientos de la ZCI y la ZAOL en su esquina suroeste.

En la ZCI se distinguen dos dominios: Dominio del Ollo de Sapo, situado al norte, y Dominio del Esquisto-Grauváquico, situado al sur (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004). Las rocas de la ZCI que aparecen en la Hoja son unos pequeños afloramientos del Dominio del Ollo de Sapo en su esquina suroeste. El Dominio del Ollo de Sapo se caracteriza por presentar rocas del Cámbrico-Ordovícico inferior constituidas por areniscas y pizarras con porfiroides intercalados que están afectadas por pliegues acostados vergentes al este y noreste. En este dominio se desarrolla un metamorfismo regional que alcanza el grado alto. Otra característica esencial de este Dominio es la gran abundancia de rocas plutónicas.

En la ZAOL se distinguen dos dominios: Dominio del Navia-Alto Sil, situado al norte y Dominio del Manto de Mondoñedo, situado al sur (MARCOS, 2004). Las únicas rocas de la ZAOL que afloran en la Hoja son unos pequeños afloramientos del Dominio del Navia-Alto Sil en su esquina suroeste. La ZAOL se caracteriza por el gran espesor de rocas del Cámbrico y Ordovícico, afectadas por una primera generación de pliegues vergentes al este, cortados por cabalgamientos con la misma vergencia, y una segunda generación de pliegues de plano axial vertical. En esta zona se desarrolla un metamorfismo regional de grado bajo a medio.

1.1.2. Cuenca del Duero

La Cuenca del Duero es una depresión rodeada de relieves montañosos, la Cordillera Cantábrica al norte, los relieves del Macizo Ibérico al oeste, el Sistema Central al sur y el Sistema Ibérico al este, y rellena de sedimentos terciarios de naturaleza litológica variada y poco deformados.

Sectores

La Cuenca del Duero ha sido dividida en cuatro sectores en función de las características estratigráficas y tectónicas de los sedimentos terciarios que la rellenan (ALONSO-GAVILÁN *et al.*, 2004): sector norte, sector occidental, sector oriental y sector sur. Atendiendo a estas divisiones, la Hoja se sitúa en los sectores norte y occidental.

El sector norte está constituido por sedimentos terciarios procedentes de las formaciones carbonatadas y silíceas paleozoicas y mesozoicas de la Cordillera Cantábrica, mientras que el sector occidental está constituido por sedimentos terciarios procedentes de los metasedimentos precámbricos y paleozoicos y granitoides paleozoicos de los relieves del Macizo Ibérico, situados, a escala de cuenca, al oeste de la Cuenca del Duero y, a escala de Hoja, en los Montes de León.

Los principales depocentros del relleno sedimentario terciario de la Cuenca del Duero se sitúan, según ALONSO *et al.* (1996), en sus sectores norte y oriental con un espesor máximo de sedimentos calculado en 2.500 m y, según HERRERO (2001) y HERRERO *et al.* (2004), en sus sectores norte y occidental con un espesor de 3.500 m.

Los sedimentos terciarios de la Cuenca del Duero han sido divididos en tres secuencias estratigráficas en función de sus características estratigráficas (ALONSO-GAVILÁN *et al.*, 2004): finicretáctica-paleocena, eocena-oligocena y neógena. La secuencia finicretáctica-paleocena aparece en los bordes de cuenca y está constituida por una transición progresiva de sedimentos marinos carbonatados a continentales detrítico-carbonatados. Esta secuencia está representada por la Formación Boñar. La secuencia eocena-oligocena está

constituida por sedimentos continentales detríticos, depositados por abanicos aluviales que distalmente evolucionan a sistemas fluviales y lacustres. Esta secuencia está representada por la Formación Vegaquemada (COLMENERO *et al.*, 1982 a, b; MANJÓN *et al.*, 1982 a, b; HERRERO *et al.*, 2002). La secuencia neógena está constituida por sedimentos detríticos rojos y ocres y sedimentos químicos blanco-grisaceos. Esta secuencia está representada por las formaciones que afloran en la Hoja (ver apartado 2.2).

La disposición estructural de los sedimentos terciarios es simple puesto que aparecen prácticamente sin deformación, horizontales, excepto en las proximidades de los afloramientos de rocas paleozoicas, fuera de la Hoja, donde los sedimentos terciarios muestran una estructura tectónica con cierta complejidad.

1.1.3. Antecedentes

Estratigrafía

Entre las primeras publicaciones de la Cuenca del Duero hay que destacar los trabajos de E. HERNÁNDEZ PACHECO (1915, 1930, 1932, 1943), ROYO GÓMEZ (1926), CIRY (1939), BATALLER y HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1944), SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1946, 1952) y CRUSA FONT y VILLALTA (1954). En estos trabajos se analiza la sedimentología y estratigrafía de los materiales terciarios de la Cuenca del Duero y se agrupan en unidades.

E. HERNÁNDEZ PACHECO (1915, 1930) dividió los materiales terciarios del sector central de la Cuenca del Duero incluidos en las provincias de Palencia y Valladolid en tres grandes unidades con continuidad sedimentaria:

- Arcillas de la Tierra de Campos
- Margas yesíferas de las Cuestas
- Calizas de los Páramos.

Esta división estratigráfica de las facies centrales de la Cuenca del Duero se sigue utilizando en numerosos trabajos actuales, aunque matizando sus límites.

Posteriormente tienen lugar los estudios de MABESOONE (1959, 1961), PASTOR GÓMEZ (1963, 1969), EVERES (1967), RAYNAL y NONN (1968), MANJÓN (1969), LEGUEY y RODRÍGUEZ (1970), DE JONG (1971), GARCÍA ABBAD y REY SALGADO (1973), STAALDUINEN (1973), GARCÍA DEL CURA (1974, 1975), GARCÍA DEL CURA y LÓPEZ AGUAYO (1974), HOCQUARD (1975) y TORRENT (1976). Estos estudios sientan las bases del conocimiento sedimentológico y estratigráfico de los materiales terciarios.

MABESOONE (1959) define una serie de facies para el borde palentino de la Cuenca del Duero.

PASTOR GÓMEZ (1963, 1969) estudia los depósitos paleógenos y neógenos discordantes de las Hojas de La Robla (Nº 129) y Benavides (Nº 160).

EVERS (1967) estudia los niveles inferiores de los materiales terciarios de la Cuenca del Duero a los que denomina Formación Vegaquemada (Paleógeno).

MANJÓN (1969) y HOCQUARD (1975) trabajan en los sedimentos rojos del borde noroeste de la Cuenca del Duero.

STAALDUINEN (1973) realiza un estudio parcial en el entorno de La Robla en el contacto entre la Cuenca del Duero y la Cordillera Cantábrica.

Más recientemente se realizan los estudios de SÁNCHEZ DE LA TORRE (1982), CORRALES *et al.* (1978, 1986), COLMENERO et

al. (1982 a, b, c), GARCÍA-RAMOS *et al.* (1982 a, b), MANJÓN *et al.* (1982 a, b), ARMENTEROS y CORROCHANO (1983, 1994), LEYVA *et al.* (1984), VARGAS *et al.* (1984 a, b), MEDIAVILLA y DABRIO (1986, 1987, 1989), MARTÍN-SERRANO (1988 a, b, 1989), BARDAJÍ (1989), CORROCHANO y ARMENTEROS (1989), MEDIAVILLA *et al.* (1995, 1996) y HERRERO y PINEDA (2006).

CORRALES *et al.* (1986) diferencian varios sistemas de abanicos en la esquina noroeste de la Cuenca del Duero a partir de su mineralogía, litología, geometría, área fuente, mecanismos de transporte y modelo fluvial. Estos autores definen estos abanicos como sistemas fluviales confinados hacia el oeste y no confinados con características de un sistema fluvial *braided* hacia el este, donde coalescen, lo que dificulta su diferenciación.

Entre los trabajos de síntesis estratigráfica destacan los de PÉREZ GARCÍA (1977), PORTERO GARCÍA *et al.* (1978, 1982 a, 1983), JIMÉNEZ *et al.* (1983), ALONSO GAVILÁN *et al.* (1983, 2004), PORTERO GARCÍA y AZNAR (1984), PÉREZ GONZÁLEZ *et al.* (1994), BARBA *et al.* (1994), ARMENTEROS *et al.* (2002).

PÉREZ GARCÍA (1977) al noroeste de la Hoja describe parte de la estratigrafía de los materiales miocenos. Este autor define varias facies, asignándoles edades y ambientes sedimentarios y establece una correlación con unidades anteriormente diferenciadas en otras partes del borde norte de la Cuenca del Duero.

PORTERO GARCÍA *et al.* (1978, 1982 a, 1983) establecen la síntesis estratigráfica de la sucesión cenozoica de la Cuenca del Duero más ampliamente utilizada. Estos autores, integrando los datos recopilados en los trabajos de cartografía de las primeras Hojas del proyecto MAGNA-Segunda Serie y atendiendo a los principales yacimientos de vertebrados a lo largo de una sección norte-sur desde Guardo (Palencia) hasta Cardeñosa (Ávila), describen la serie estratigráfica general, los ambientes sedimentarios y la posición espacial y temporal de las diferentes unidades litoestratigráficas. Esta descripción les permite diferenciar varias facies. Con los datos obtenidos durante la realización de la Hoja esta sección norte-sur se modifica en relación a las unidades cenozoicas superiores y su correlación con las unidades centrales de la cuenca.

BARBA *et al.* (1994) separan los depósitos terciarios de la Cuenca del Duero en tres grandes unidades: en la parte inferior el Complejo de Vegaquemada (conglomerados poligénicos), sobre este el Complejo de Abanicos Poligénicos Intermedios, en la parte superior el Complejo de Abanicos Cuarcíticos Superiores y, sobre estos, la raña.

Sobre los sedimentos de la unidad descrita regionalmente como raña cabe destacar los trabajos de PÉREZ GONZÁLEZ (1979), PÉREZ GARCÍA (1977), VARGAS *et al.* (1984 a, b), HERAIL (1984 a, b) y MARTÍN-SERRANO (1988 a, 1988 b, 1991).

Por su parte, los materiales del Cuaternario han sido estudiados parcialmente en los trabajos de F. HERNÁNDEZ PACHECO (1950), RAYNAL y NONN (1968), LEGUEY y RODRÍGUEZ (1970), TORRENT (1976), PÉREZ GARCÍA (1977), BARBA MARTÍN (1981 a, b), ESTÉVEZ y ARCE (1981), GONZÁLEZ *et al.* (1981), VARGAS *et al.*, (1984 a, b; 1985 a, b), BARDAJÍ (1989), Pérez González y Rodríguez Fernández en CASTELLANOS (1986), NOZAL y HERRERO (1994), NOZAL y ESPINA (1994) y HERRERO (1994).

Tectónica

Por último, se deben mencionar, los trabajos de ALONSO *et al.* (1994 y 1996), que a partir de datos nuevos junto con los previos, realizan una novedosa reinterpretación sobre la estructura alpina de la ZC y de los depósitos terciarios sinorogénicos del sector norte de la Cuenca del Duero.

Paleontología

Los estudios paleontológicos en la Cuenca del Duero se inician con los trabajos de EZQUERRA y DEL BAYO (1837, 1850), VILA-NOVA (1873), DANTÍN (1912) y PÉREZ DE PEDRO (1923), donde se describen los primeros fósiles de vertebrados.

Otras aportaciones de índole paleontológica son las realizadas por ROYO GÓMEZ (1929, 1934), E. HERNÁNDEZ PACHECO (1915, 1943), HERNÁNDEZ SAMPELAYO y HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1954), CRUSSAFONT y VILLALTA (1954) CRUSSAFONT y TRUYOLS (1960), JIMÉNEZ FUENTES (1968, 1970, 1971, 1977, 1982, 1984, 1986, 1992), ALBERDI *et al.* (1981), TRUYOLS y PORTA (1982), GONZÁLEZ-DELGADO *et al.* (1986), y CIVIS *et al.* (1985, 1987, 1989 a, b).

Otros trabajos que aportan datos bioestratigráficos son los de MAZO (1977), LÓPEZ MARTÍNEZ y DE BORJA SANCHIZ (1982), ÁLVAREZ SIERRA (1983), GARCÍA MORENO (1983), LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.* (1986, 1987 Y 1993), ÁLVAREZ SIERRA y GARCÍA MORENO (1986), ÁLVAREZ SIERRA *et al.* (1990), CALVO *et al.* (1993), MAZO y JORDÁ (1994, 1997), ARMENTEROS *et al.* (1997), ALONSO GAVILÁN *et al.* (1997) y NOZAL y HERRERO (2007, 2006 y 2005 a, b) que precisan la cronoestratigrafía de algunas de las unidades litoestratigráficas presentes en varios sectores de la Cuenca del Duero.

LÓPEZ MARTÍNEZ y DE BORJA SANCHIZ (1982) elaboran la primera bioestratigrafía del Neógeno de la Cuenca del Duero hecha con micromamíferos.

CALVO *et al.* (1993) proporcionan una bioestratigrafía actualizada para el Neógeno continental de las cuencas terciarias españolas, apoyándose en datos estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos.

Cartografía

La cartografía geológica del Terciario de la Cuenca del Duero ha sido realizada fundamentalmente dentro del Plan MAGNA a escala 1:50.000. A continuación, se enumeran las Hojas MAGNA a escala 1:50.000 que componen la Hoja a escala 1:200.000.

La cartografía geológica histórica del Plan MAGNA-Primera Serie comprende las siguientes Hojas:

- León (Nº 161) elaborada por HERNÁNDEZ SAMPELAYO *et al.* (1932)
- Gradeles (Nº 162) y Villamizar (Nº 163) elaboradas por HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1933, 1934)
- Astorga (Nº 193) elaborada por HERNÁNDEZ SAMPELAYO y HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1934)
- Santa María del Páramo (Nº 194) elaborada por HERNÁNDEZ SAMPELAYO *et al.* (1928)
- Mansilla de las Mulas (Nº 195) y Sahagún (Nº 196) elaboradas por HERNÁNDEZ SAMPELAYO *et al.* (1929 a, b)
- Villamañan (Nº 232) elaborada por HERNÁNDEZ SAMPELAYO *et al.* (1931)

La cartografía del Plan MAGNA-Segunda Serie se ha realizado en tres etapas. Estas etapas se llevaron a cabo durante los años 1975-1982, 1993-1995 y 2001 respectivamente.

La cartografía de la primera etapa comprende las siguientes Hojas:

- Saldaña (Nº 164) elaborada por ARAGONÉS (1978)
- Carrión de los Condes (Nº 197) elaborada por CARRE-RAS y OLIVÉ DAVÓ (1978 a)

- San Cebrián de Campos (Nº 235) elaborada por CARRE-RAS y OLIVÉ DAVÓ (1978 b)
- Benavente (Nº 270) elaborada por BARBA MARTÍN (1981 a)
- Valderas (Nº 271) elaborada por BARBA MARTÍN (1981 b)
- Palencia) (Nº 273) elaborada por PORTERO GARCÍA y DEL OLMO ZAMORA (1978)

La cartografía de la segunda etapa comprende las siguientes Hojas:

- León (Nº 161) elaborada por SUÁREZ RODRÍGUEZ y NOZAL (2005)
- Gradeles (Nº 162) elaborada por NOZAL *et al.* (2005 a)
- Almanza (Nº 163) elaborada por NOZAL *et al.* (2005 b)
- Santa María del Páramo (Nº 194) elaborada por SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (2005)
- Mansilla de las Mulas (Nº 195) elaborada por ESPINA *et al.* (2005)
- Sahagún (Nº 196) elaborada por NOZAL *et al.* (2004 a)
- Villamañán (Nº 232) elaborada por SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (2004)
- Valencia de Don Juan (Nº 233) elaborada por ESPINA *et al.* (2004)
- Villada (Nº 234) elaborada por NOZAL *et al.* (2004 b)

La cartografía de la tercera etapa comprende la siguiente Hoja:

- Villalón de Campos (Nº 272) elaborada por OLMO SANZ *et al.* (2008)

La cartografía del Plan MAGNA-Segunda Serie y sus memorias correspondientes constituyen la base sobre la que se ha realizado la presente Hoja y Memoria Tabla 1.

| | | | |
|--|---|--------------------------------------|---|
| 161 (13-9) León | 162 (14-9) Gradeles | 163 (15-9) Almanza | 164 (16-9) Saldaña |
| 194 (13-10) Santa María del Páramo | 195 (14-10) Mansilla de las Mulas | 196 (15-10) Sahagún | 197 (16-10) Carrión de los Condes |
| 232 (13-11) Villamañán | 233 (14-11) Valencia de Don Juan | 234 (15-11) Villada | 235 (16-11) San Cebrián de Campos |
| 270 (13-12) Benavente | 271 (14-12) Valderas | 272 (15-12) Villalón de Campos | 273 (16-12) Palencia |

Tabla 1. Esquema de las 16 Hojas MAGNA a escala 1:50.000 que componen la Hoja. Se muestra la numeración y nombre correspondiente a la cuadrícula 1:50.000 del M.T.N. (Entre paréntesis se muestra la numeración correspondiente a la cuadrícula 1:50.000 del Servicio Geográfico del Ejército). En el apartado de Bibliografía se muestran los mapas geológicos correspondientes.

Entre las cartografías a otras escalas relacionadas con la Hoja destacan las siguientes.

A escala 1:25.000 y 1:5.000 se encuentra la cartografía de LÓPEZ BENITO *et al.* (1991). En esta cartografía se realiza un estudio geotécnico y de peligrosidad natural del área metropolitana de la ciudad de León.

A escala 1:200.000 se encuentran las cartografías de AEROSER-VICE (1967), IGME (1970) y SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (1994). En estas cartografías se elaboró una síntesis cartográfica de las unidades estratigráficas de la Cuenca del Duero, de la Hoja y de la Provincia de León, respectivamente.

A escala 1:400.000 se encuentra la cartografía de ALONSO HERRERO (1994) incluida en el Atlas de Medio Natural de la Provincia de León. En esta cartografía se realiza una síntesis de los rasgos geomorfológicos de la provincia de León.

Por último, se debe señalar que, en el tiempo transcurrido entre la realización de la presente Hoja y Memoria (2005-2008) y la publicación de las mismas (2020), se ha realizado la Cartografía Geológica Digital Continua de España (GODE), a escala 1:50.000, que representa el resultado de la homogeneización y actualización cartográfica de la serie del mapa geológico MAGNA. El GODE está dividido en Regiones o Zonas geológicas. En la presente Hoja se incluyen parte de las siguientes Regiones Geode: 1100 Zona Asturoccidental-Leonesa, 1300 Zona Centroibérica, Dominio del Ollo de Sapo y 2300 Cuenca del Duero-Almazán, cuya información cartográfica vectorial y leyenda puede visualizarse desde el Portal de cartografía de la página web del IGME (<http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geode.aspx>). Además, durante dicho periodo de tiempo, se han realizado publicaciones, relacionadas con la sedimentación y estructura de los materiales de la Hoja que se encuentran formando parte de la Cuenca del Duero.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja afloran materiales del Paleozoico, Terciario y Cuaternario, siendo los terciarios y cuaternarios los que ocupan la mayor parte de la superficie. Los materiales que afloran en la Hoja están comprendidos entre el Cámbrico (590-488 Ma) y el Cuaternario (<2,6 Ma), faltando depósitos desde el Ordovícico hasta el Cenozoico (488-65 Ma).

2.1. PALEOZOICO

Las únicas rocas paleozoicas de la Hoja son unos pequeños afloramientos en su esquina suroeste de materiales del Macizo Ibérico que son rápidamente cubiertos por los sedimentos terciarios de la Cuenca del Duero. Estas rocas pertenecen a la ZCI y la ZAOL y están constituidas fundamentalmente por cuarcitas y pizarras.

2.1.1. Zona Centroibérica (ZCI)

Las unidades de la ZCI que afloran en la Hoja pertenecen al Dominio del Ollo de Sapo, y dentro de este a la región del Sinclinal de Truchas. La litología es fundamentalmente detrítica y sus edades oscilan entre el Cámbrico y el Ordovícico medio.

A continuación, se enumeran y describen las unidades de la ZCI cartografiadas en la Hoja.

2.1.1.1. *Porfiroides, esquistos y filitas (1). Serie del Ollo de Sapo. Cámbrico-Ordovícico inferior*

Localización

La Serie o Formación Ollo de Sapo solo aparece en un pequeño afloramiento en la esquina suroeste de la Hoja, en las proximidades de la localidad de Quintanilla de Urz.

Descripción

La serie está formada por porfiroides con intercalaciones de esquistos y filitas.

Los porfiroides presentan glándulas de cuarzo de hasta 6 mm, de color azul y orientadas según la esquistosidad. Estos porfiroides suelen presentar glándulas de plagioclasas de hasta 10 cm.

Las intercalaciones de esquistos y filitas son de composición cuarzo-feldespática. Estas intercalaciones se disponen en capas delgadas.

Interpretación

Existen diferentes interpretaciones sobre el origen de la Formación Ollo de Sapo. RIEMER (1963, 1966) y MARTÍNEZ GARCÍA (1973) consideran que esta formación proviene de un conjunto volcánico de carácter ácido, con lavas, tobas y rocas subvolcánicas afectadas por procesos metamórficos; este último autor considera además que existe, durante el depósito de las tobas, un cierto aporte detrítico.

SCHÄFER (1969), BISCHOFF *et al.* (1973, 1978), NAVIDAD (1978), GONZÁLEZ LODEIRO (1981), GONZÁLEZ LODEIRO *et al.* (1982) y CAPOTE (1983) interpretan que tanto las facies con megacristales como las microglandulares son de origen volcánico y/o subvolcánico.

NAVIDAD (1978) considera que existen intercalaciones de niveles sedimentarios, los cuales podrían proceder de la erosión de las rocas volcánicas y subvolcánicas.

DÍEZ MONTES (2006) diferencia en la Formación Ollo de Sapo, a partir de relaciones de campo y análisis petrográficos, una serie de grupos litológicos que incluyen el ortogneis glandular y una secuencia volcánica y volcanosedimentaria, cuyas características composicionales, texturales y estructurales sugieren un origen común. Según este autor los materiales que componen la Formación Ollo de Sapo, incluyendo el ortogneis glandular, son el resultado de una importante actividad volcánica de edad Paleozoico inferior (hasta Tremadociense), reconocida en toda la ZCI y en numerosas regiones de Europa, y que está asociada a un episodio extensional (*rifting*) en el margen pasivo de Gondwana, probablemente provocado por un proceso de desplome de una zona de subducción activa en el margen meridional del Océano Iapetus.

Edad

Varias dataciones isotópicas señalan que la edad de la Formación Ollo de Sapo es Cámbrico-Ordovícico inferior (GEBAUER, 1993; VALVERDE VAQUERO y DUNNING, 1997; FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.*, 2000).

2.1.1.2. *Cuarzoesquistos y filitas (2). Cuarcitas grises y blancas (3). Capas de los Montes. Ordovícico inferior*

Localización

Estos materiales afloran en la esquina suroeste de la Hoja, al norte de la localidad de Quintanilla de Urz.

RIEMER (1966) es el primero en utilizar el nombre de Capas de los Montes para una unidad fundamentalmente cuarcítica situada entre la formación porfiroides del Ollo de Sapo y la cuarcita armoricana.

Descripción

Las Capas de los Montes están constituidas por dos series concordantes: la serie inferior (2) y la serie superior (3). En la Hoja, tanto el contacto como el espesor de estas dos series quedan ocultos por los sedimentos terciarios de la Cuenca del Duero.

La **serie inferior (2)** está formada por cuarzoesquistos y filitas grises con intercalaciones lenticulares de cuarcitas.

Los cuarzoesquistos y filitas grises contienen moscovitas abundantes y orientadas en niveles, también contienen biotitas aisladas y sin orientación. Los minerales accesorios incluyen opacos, leucoxeno, albita, turmalina, circón y apatito. La textura de estos cuarzoesquistos es granolepidoblástica.

Las intercalaciones lenticulares de cuarcitas están constituidas por cuarcitas micáceas grises y blancas. La textura es granoblástica, con moscovita intersticial y escasa sericitia también intersticial. Los minerales accesorios incluyen circón y turmalina, ambos detríticos. Estas cuarcitas presentan frecuentes laminaciones paralelas y cruzadas, y una buena estratificación.

La **serie superior (3)** está constituida por cuarcitas grises y blancas con intercalaciones de niveles cuarcíticos muy micáceos.

Las cuarcitas grises y blancas son de grano fino. Los minerales accesorios incluyen moscovita, turmalina y circón, todos detríticos; otros minerales accesorios son la sericitia, biotita, leucoxeno, apatito y esfena. La textura es granoblástica. Estas cuarcitas se disponen en una serie monótona, con microlaminación paralela, laminación cruzada a gran escala, y bien estratificadas en niveles de 0,5 a 3 m de espesor, aunque hay intercalados algunos bancos de mayor potencia.

Las intercalaciones de cuarcitas micáceas tienen moscovitas abundantes y orientadas en niveles, pudiéndose encontrarse entre ellos niveles delgados de esquistos moscovíticos. La textura es granolepidoblástica. Estas cuarcitas se reconocen en el campo por presentar un mayor lajamiento y erosión diferencial.

Interpretación

La sucesión estratigráfica de las Capas de los Montes es muy similar a la Serie de los Cabos de la ZAOL, sin embargo, existen diferencias cronoestratigráficas que no permiten hacer una correlación fiable. La sedimentación de estos materiales probablemente tuvo lugar en un ambiente marino somero de tipo llanura deltaica.

Edad

En los bancos cuarcíticos se encuentran icnofósiles como pistas bilobuladas de *Hyolites* (QUIROGA DE LA VEGA, 1981) así como *Skolithos*, y *Cruzianas* (FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1994) que han sido datados como Ordovícico inferior-medio.

2.1.1.3. Cuarcitas grises y blancas en bancos (4). Cuarcita Armicana. Ordovícico inferior

Localización

Estos materiales afloran en la esquina suroeste de la Hoja, en las proximidades de la localidad de Manganeses.

Descripción

Esta formación está constituida por cuarcitas grises y blancas y algunos niveles pizarrosos de poco espesor.

Las cuarcitas son generalmente grises y blancas de grano fino. Los minerales accesorios incluyen moscovita, turmalina y circón detríticos, sericita, biotita, leucoxeno, apatito, y esfena. La textura es granoblástica. Estas cuarcitas presentan frecuentemente laminación paralela, laminación cruzada a gran escala, y están bien estratificadas en niveles de 0,5 a 3 m.

Los niveles pizarrosos tienen abundante moscovita concentrada en niveles, presentan textura lepidoblástica, y se encuentran finamente laminadas por lo que en el campo suelen presentar mayor lajamiento y erosión diferencial.

Hacia el techo, esta unidad suele presentar intercalados niveles ferruginosos, cuarcitas de tonos verdosos y ocasionalmente niveles vulcanodetríticos y carbonatados. La zona de tránsito con la unidad suprayacente (denominada Capas de Transición) está formada por una secuencia de cuarcitas, areniscas y pizarras, grano y estratocreciente.

El espesor máximo aproximado de esta unidad es de 300 m.

Interpretación

Los sedimentos de esta unidad se relacionan con una amplia llanura deltaica, incluyendo facies continentales depositadas por ríos de cauces trenzados que alternan con otras facies marinas muy someras.

Edad

La edad de esta unidad en base a icnofósiles de tipo *Cruziana* y *Skolithos* es Ordovícico inferior (Floiene), siendo su techo probablemente Ordovícico medio (Dapingiense inferior).

2.1.2. Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL)

El contacto de la ZCI con la ZAOL queda oculto por los sedimentos terciarios de la Cuenca del Duero. Las unidades de la ZAOL que afloran en la Hoja pertenecen al Dominio del Navia-Alto Sil. La litología es fundamentalmente detrítica y sus edades oscilan entre el Precámbrico y el Ordovícico inferior.

A continuación, se enumeran y describen las unidades de la ZAOL cartografiadas en la Hoja.

2.1.2.1 Pizarras, cuarcitas (5). Dolomías (6). Formación Cándana. Ediacariense?-Cámbrico inferior

Localización

Esta unidad aparece en la esquina suroeste de la Hoja, en las proximidades de Alija del Infantado.

Descripción

La Formación Cándana está constituida por una potente sucesión detrítica de pizarras y cuarcitas (5) con niveles intercalados de dolomías (6).

La sucesión detrítica de **pizarras y cuarcitas (5)** presenta un miembro inferior, un miembro medio y un miembro superior. El miembro inferior está constituido por cuarcitas, a veces conglomeráticas, areniscas y pizarras, ordenadas en secuencias grano-decrecientes y con estratificación cruzada. El miembro medio está constituido por pizarras verdes con intercalaciones de areniscas y cuarcitas. Y por último, el miembro superior está formado por cuarcitas, areniscas y pizarras ordenadas en secuencias grano-crecientes, culminando la formación en una secuencia grano-decreciente de pizarras y areniscas denominada Capas de Transición.

Los niveles de **dolomías (6)** están constituidos por dolomías y calizas, generalmente lenticulares, y situados a diferente altura estratigráfica, aunque predominan en la parte inferior.

El espesor máximo aproximado de la Formación Cándana oscila entre los 800 y 900 m.

Interpretación

Recientemente la Formación Cándana se ha interpretado en relación con la progradación de un sistema deltaico de alta energía (*fan delta*) desde el N-NE sobre una plataforma somera de baja energía con carbonatos de origen no determinable. El miembro inferior representaría a los primeros episodios de la progradación mientras que el miembro medio constituiría un episodio más avanzado, con depósitos de llanura aluvial *braided* en los sectores proximales y depósitos fluviales intercalados con episodios marinos en los sectores distales. El miembro superior marcaría el reinicio de la sedimentación marina bajo condiciones favorables para la vida.

Edad

En la ZAOL el techo del miembro inferior de la Formación Cándana ha proporcionado icnofósiles atribuidos al Precámbrico (Ediacariense), mientras que las Capas de Transición del miembro superior han proporcionado fauna abundante de trilobites y arqueociatos de edad Cámbrico inferior

2.1.2.2. Cuarcitas, pizarras y areniscas (7). Serie de los Cabos. Cámbrico medio-Ordovícico inferior

Localización

Esta unidad aparece en la esquina suroeste de la Hoja.

Descripción

LOZTE (1958) definió la Serie de los Cabos como una potente sucesión detrítica, compuesta por cuarcitas, areniscas y pizarras, y con intercalaciones de rocas volcánicas en distintos niveles.

En el Dominio del Navia-Alto Sil se han separado tres miembros. El Miembro inferior, constituido por cuarcitas principalmente; el Miembro medio, constituido por alternancias de areniscas y pizarras; y el Miembro superior, principalmente cuarcítico.

En la Hoja no aflora el Miembro inferior, en general, como sucede en la columna de San Juan de Torres (Figura 3), aflora el Miembro medio, constituido por capas de cuarcitas con intercalaciones de pizarras con muchas micas blancas y algunas areniscas. Las estructuras más frecuentes son las estratificaciones cruzadas,

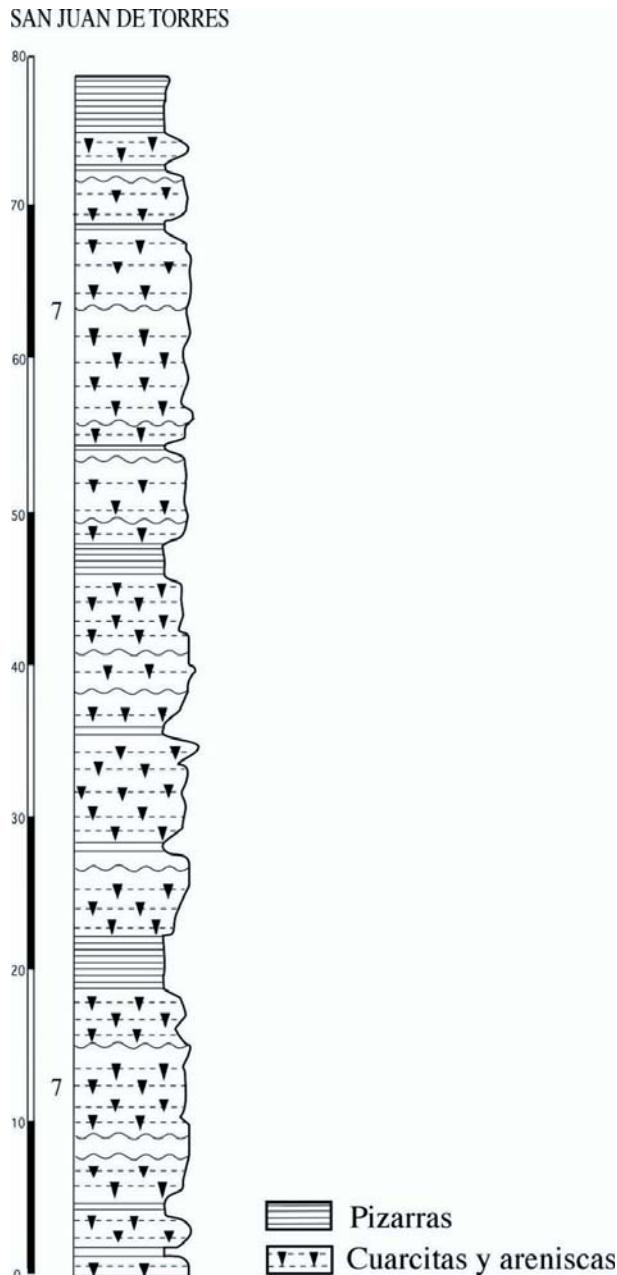


Figura 3. Columna estratigráfica sintética de la Serie de los Ca-
bos en las proximidades de la localidad de San Juan de Torres.
Tomada de SUÁREZ RODRÍGUEZ et al. (2005).

ripples y *megaripples*, y laminación paralela y cruzada. Entre las estructuras orgánicas se encuentran pistas fósiles, como *Skolithos*, *Cruzianas*, y *Rusophycus*.

El espesor de la Serie de los Cabos es difícil de evaluar debido a que están influenciados por el nivel que alcanza la erosión pre-silúrica y a los accidentes tectónicos. La Serie de los Cabos presenta su mayor espesor en el Dominio del Navia-Alto Sil, donde varía desde los 4.000-4.500 m en el sector oriental hasta los 2.500 m en el sector occidental.

Interpretación

El medio sedimentario considerado para esta serie, en trabajos recientes, es el de una plataforma marina somera de baja energía, con eventos esporádicos de alta energía, provocados por tormentas. Los registros de *Skolithos*, se interpretan como asociados a períodos de baja intensidad en la sedimentación.

Edad

Respecto a la edad, existen datos desde antiguo de los niveles pizarrosos inferiores que han librado fauna de trilobites del Cámbrico medio (BARROIS, 1882; LOTZE y SDZUY, 1961; WALTER, 1963; MELENDEZ y ASENSIO AMOR, 1964; FARBER y JARITZ, 1964; SDZUY, 1968; MARCOS, 1973). En el techo de la Serie de los Cabos se han encontrado en muchos lugares pistas orgánicas del Ordovícico Inferior (MARCOS, 1973; BALDWIN, 1975; PÉREZ-ESTAÚN, 1978, VILLAS *et al.*, 1995). Así, en base a estos datos de carácter regional, se acepta que la edad de esta formación está comprendida entre el Cámbrico medio y el Ordovícico inferior.

2.2. TERCIARIO

Los materiales terciarios de la Hoja se pueden clasificar en tres ciclos sedimentarios (BARBA *et al.*, 1994, HERRERO *et al.*, 1994). El primer ciclo sedimentario incluye unidades polimíticas, el segundo ciclo incluye unidades silíceas y el tercer ciclo se denomina regionalmente raña.

2.2.1. Primer ciclo: unidades polimícticas

Estas unidades están constituidas fundamentalmente por conglomerados con clastos polimíticos, arenas, limos y niveles carbonatados. La estratigrafía de estas unidades evidencia un área fuente mesozoica predominantemente carbonatada y otra área paleozoica predominantemente silícea. La edad asignada a estas unidades es Mioceno inferior–Mioceno superior (Vallesiense).

A continuación, se enumeran y describen las unidades polimíticas cartografiadas en la Hoja.

2.2.1.1. *Lutitas, arenas lutíticas y conglomerados silíceos rojos (8). Series Rojas. Mioceno inferior*

Localización

Esta unidad aflora exclusivamente en la esquina suroeste de la Hoja. Se trata de dos pequeños afloramientos situados en los lugares de la Cuesta de Pontes y La Nora. Los afloramientos de esta unidad han sido descritos en la Hoja de Villamañán (Nº 232) a escala 1:50.000 por SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (2004).

Descripción

El afloramiento de la Cuesta de Pontes es un depósito situado discordante sobre un paleo relieve modelado en materiales alterados paleozoicos de la Serie de los Cabos. La parte alta del depósito se encuentra recubierta por depósitos de ladera cuaternarios, sin embargo, la parte baja se encuentra incidida por el perfil de ladera actual. En esta parte del depósito se puede diferenciar una subunidad inferior y una subunidad superior.

La subunidad inferior es un depósito de color rojizo constituido por cantos angulosos de areniscas, cuarcitas y pizarras de la Serie de los Cabos. La matriz es arenosa-arcillosa en proporciones variables, llegando a estar ausente en algunos niveles. En algunos niveles se puede observar estratificación subparalela al paleorelieve y a la ladera actual.

La subunidad superior se sitúa a techo de la subunidad inferior y está constituida por un depósito de ladera de color ocre.

El afloramiento de La Nora es un depósito situado discordante sobre un paleovalle modelado entre dos crestas de cuarcitas. El depósito se encuentra incidiido por la actual red de drenaje. En

el depósito se puede diferenciar una subunidad inferior y una subunidad superior (Figura 4).

La subunidad inferior es un depósito de color rojizo con un espesor superior a los 30 m. Este depósito está estructurado en secuencias bien estratificadas, granocrecientes, y de 1-2,5 m de espesor. Estas secuencias se inician con bases erosivas netas y continúan con un depósito en el que se puede diferenciar un tramo inferior y un tramo superior.

El tramo inferior de hasta 1,5 m de espesor está constituido por cantos de cuarcita, pizarra, cuarzo y arenisca, angulosos, heterométricos, clastosportados y alterados (rubefactados). El tamaño de los clastos presenta una media de 10 cm, disminuyendo en algunos niveles hasta los 2-3 cm, y un tamaño máximo de 45 cm. El color rojizo del depósito es herencia de la alteración de los materiales del área fuente. La matriz está ausente o es muy escasa. En este último caso se trata de una matriz lutítica de color rojo. Normalmente los clastos se encuentran orientados e imbricados.

El tramo superior está constituido casi exclusivamente por microconglomerados de pizarras alteradas de color rojo con matriz lutítica que lateralmente pasan a sedimentos más finos.

El análisis por difracción de RX realizado en esta unidad muestra la presencia de cuarzo (46-40%), feldespatos (2% de plagioclásas y 2-5% feldespato potásico) y calcita. En la matriz destaca la presencia de micas, caolín, feldespatos, fragmentos de roca y minerales opacos.

La subunidad superior es un depósito de color ocre con un espesor de unos 4 m. El depósito está constituido por conglomerados de cantos de cuarcita y arenisca organizados en niveles de cantos redondeados y, en menor medida, angulosos. El tamaño de los clastos redondeados presenta una media de 3 cm, mientras que la de los clastos angulosos es de 15 cm. La matriz, más abundante que en la unidad inferior, está constituida por fragmentos de pizarras alteradas de color ocre. En el muro de esta subunidad se observan laminaciones.

Interpretación

El depósito de la Cuesta de Pontes se interpreta como un depósito de ladera, mientras que el depósito de La Nora se interpreta como un depósito de abanico proximal.

Correlación

La subunidad inferior de los dos afloramientos es la facies proximal de las Series Rojas descritas en la región occidental zamorana por MARTÍN-SERRANO (1988 a), mientras que la subunidad superior de los dos afloramientos es la facies proximal de las Series Ocres descritas en la región occidental zamorana por MARTÍN-SERRANO (1988 a).

Edad

Las Series Rojas de MARTÍN SERRANO (1988 a) son azoicas, sin embargo, este mismo autor les asigna una edad Mioceno inferior debido a que aparecen fosilizadas por las Series Ocres.

2.2.1.2. Margas verdes y blancas, arcillas con niveles carbonatados y yesíferos (9). Facies Dueñas. Mioceno inferior

Localización

Esta unidad aflora en el cuadrante sureste de la Hoja, en las proximidades de la provincia de Palencia. Esta unidad fue descrita por primera vez por PORTERO GARCÍA *et al.* (1982 a).

LA NORA

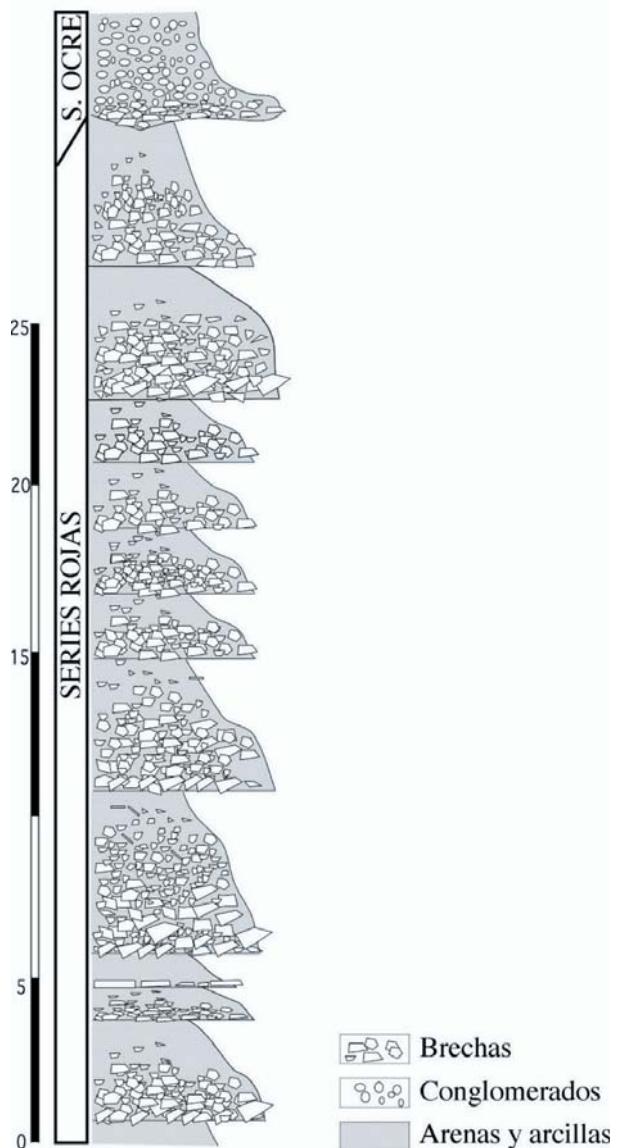


Figura 4. Columna estratigráfica sintética, incluyendo las Series Rojas y Ocres, que aflora en las proximidades de la localidad de la Nora. Tomada de SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (2005).

Descripción

Esta unidad está constituida por un conjunto de margas, arcillas y calizas con colores claros, verdes, blancos y grises. Asimismo, es frecuente la presencia de yesos diagenéticos llenando fisuras.

Las margas y arcillas aparecen en estratos tabulares de espesor variable, en general, inferior a los 2 m, y con una extensión lateral alta. Sus límites inferior y superior suelen ser netos, pudiendo ser, a veces, graduales. Los estratos tienen una estructura masiva, aunque, en ocasiones, se aprecia una intensa laminación horizontal.

Las calizas son biomicritas y micritas fosilíferas y se presentan en intercalaciones de espesor reducido que varía entre 10-30 cm. En estos niveles son muy abundantes los fragmentos de invertebrados como gasterópodos, ostrácodos y caráceas.

El espesor máximo visible de esta unidad es de 20 m.

Interpretación

Esta unidad se interpreta como depósitos de playas salinas y efímeras (PORTERO GARCÍA *et al.*, 1982 a).

Correlación

La Facies Dueñas es la facies distal de las Series Rojas descritas en la región occidental zamorana por MARTÍN-SERRANO (1988 a).

Edad

A esta unidad se le asigna una edad Mioceno inferior.

2.2.1.3. Conglomerados silíceos (10). Formación Villarroquel. Mioceno medio-superior

Localización

Los principales afloramientos de esta unidad se encuentran en la esquina noroeste de la Hoja, en los valles de los ríos Bernesga y Órbigo, concretamente entre las poblaciones de Carrizo de la Ribera, Villarroquel y La Robla.

Descripción

La Formación Villarroquel está constituida exclusivamente por conglomerados y arenas, cuyo rasgo más común es la ausencia de cementación (Figura 5).

Los conglomerados son clasto o matriz-soportados, con una composición mayoritariamente silícea. Estos conglomerados aparecen en grandes cuerpos amalgamados que generan morfologías tabulares con una extensión lateral de hasta 200-300 m. Entre ellos se intercalan capas de arenas de escasa entidad. Los cuerpos de conglomerados pueden ser masivos (Gm), o bien, presentar imbricaciones, estratificaciones cruzadas o una difusa estratificación horizontal (Gt) (Figura 6).

Las arenas tienen un tamaño de grano medio a grueso, y pueden presentarse en capas masivas (Sm) o con estratificaciones cruzadas (St) remarcadas por óxidos de hierro (Figura 6).

Tanto los conglomerados como las arenas forman secuencias grano-decrecientes cuyo espesor varía entre 10 y 15 m. Las secuencias están separadas por superficies erosivas de fuerte relieve. Hacia el sur los conglomerados experimentan una progresiva disminución tanto en el espesor de las capas como en el tamaño de grano hasta quedar aislados en morfologías canaliformes dispersas entre arenas de color ocre.

Esta unidad presenta en el borde norte de la Cuenca del Duero, concretamente en el valle del río Bernesga, un espesor de 1.000-1.200 m, mientras que hacia el sur el espesor visible disminuye hasta ser inferior a los 100 m (HERRERO, 2001, SUÁREZ RODRÍGUEZ et al., 2004 y HERRERO et al., 2002, 2004).

Interpretación

Las características sedimentológicas de esta unidad permiten relacionarla con un medio sedimentario de abanicos aluviales húmedos al pie de un frente montañoso. En estos abanicos se pueden diferenciar canales *braided* de baja sinuosidad en los que se pueden diferenciar canales menores de escasa profundidad y anchura, y barras de gravas longitudinales y transversales entre ellos.

En este modelo sedimentario se pueden diferenciar en un perfil longitudinal N-S de aproximadamente 15-20 km, entre La Robla al norte y Montejo del Camino al oeste de la ciudad de León, zonas proximales y distales respectivamente. Las zonas proximales, localizadas al norte, están constituidas fundamentalmente por conglomerados. Hacia las zonas distales, es decir, hacia el sur, los conglomerados disminuyen su espesor, llegando a constituir niveles intercalados entre arenas masivas.

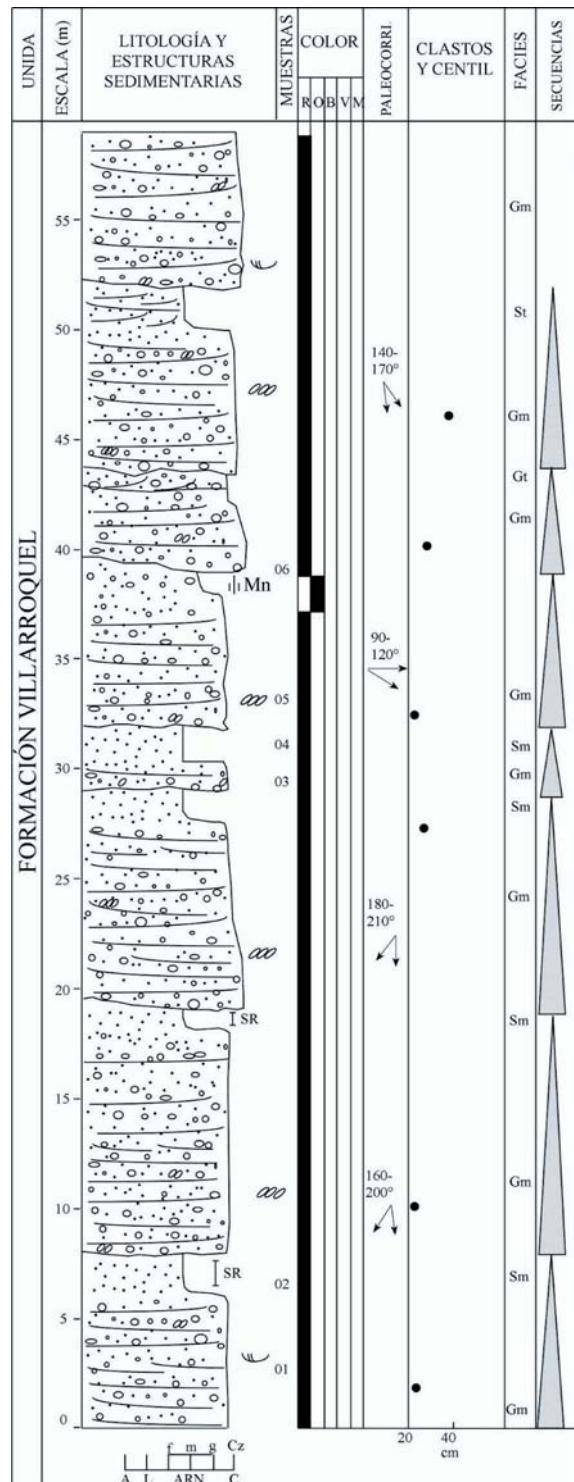


Figura 5. Columna estratigráfica sintética de la Formación Villarroquel en las proximidades de la localidad del mismo nombre. Tomada de HERRERO (2001) y SUÁREZ RODRÍGUEZ et al. (2005).

Correlación

Esta unidad es la facies proximal de las Series Ocres descritas en la región occidental zamorana por MARTÍN-SERRANO (1988 a), y es equivalente a la Facies de las Omañas-Villarroquel descrita en Las Omañas por PÉREZ-GARCÍA (1977), a la Unidad Poligénica de REMONDO y CORROCHANO (1992) y HERRERO (1994, 2005), y dentro de esta, a la Facies Villarroquel descrita en la Hoja de León (Nº 161) a escala 1: 50.000 por SUÁREZ RODRÍGUEZ et al. (2005), y a la Formación Villarroquel descrita por HERRERO (1994).

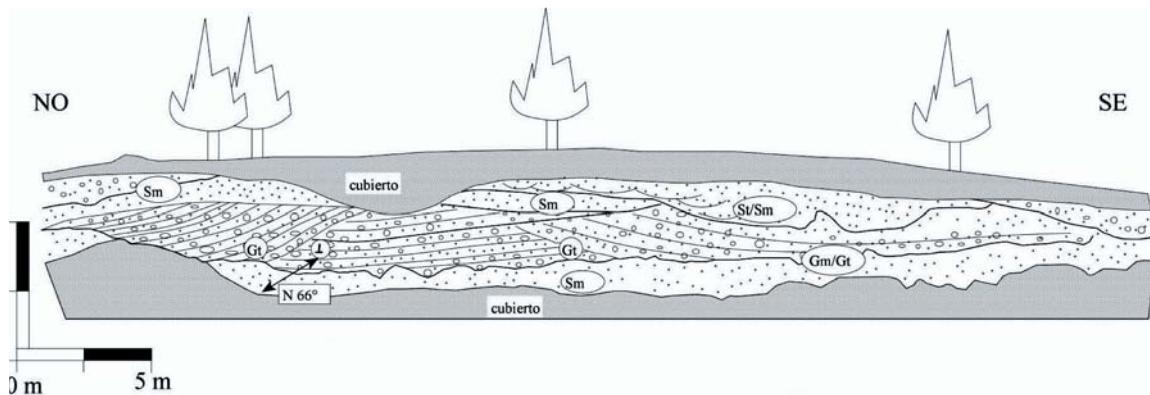


Figura 6. Esquema del afloramiento de la Formación Villarroquel en las proximidades de la localidad de Montejos del Camino. Tomada de Herrero (2001).

Edad

La edad asignada a la Formación Villarroquel es Mioceno inferior (Ageniense inferior)-Mioceno superior (Vallesiense) (HERRERO *et al.*, 2002).

2.2.1.4. Conglomerados polimicticos, arenas y limos con concreciones carbonatadas (11 y 11'). Formación Mansilla de las Mulas. Mioceno medio-superior

Localización

La Formación Mansilla de las Mulas es la unidad de mayor extensión, apareciendo en gran parte de la Hoja, principalmente al sur de la ciudad de León. Esta unidad fue descrita por primera vez por HERRERO (2001) asimilándola o haciéndola coincidente a la descrita por COLMENERO *et al.* (1982 a) en afloramientos de los ríos Esla, en la localidad de Modino, Cea, en la localidad de Puente Almuhey, y Carrión.

Descripción

El espesor máximo visible de esta formación es de 250 m. La base de la Formación Mansilla de las Mulas no aparece en los afloramientos de la Hoja, sin embargo, el estudio del subsuelo permite obtener un espesor máximo de 1.900 m hacia el norte, al noroeste de la localidad de Almanza, y de 600-700 m hacia el sur, en la localidad de Valencia de Don Juan (HERRERO, 2001 y HERRERO *et al.*, 2004).

Las capas de la Formación Mansilla de las Mulas se presentan subhorizontales, con inclinaciones deposicionales de 3-5° hacia el sur, sin embargo, en algunos afloramientos septentrionales se pueden observar buzamientos de 6-40° hacia el sur.

Se trata de una unidad continental constituida por conglomerados, arenas, lutitas y carbonatos, siendo las litologías dominantes las arenas y calizas. Dentro de esta unidad y teniendo en cuenta la proporción de conglomerados y carbonatos, se han diferenciado dos zonas: zona proximal (11) y zona distal (11'). En la zona proximal predominan los conglomerados mientras que en la zona distal predominan los limos y aparecen niveles de carbonatos. El límite entre estas dos zonas se sitúa aproximadamente en el paralelo de Mansilla de las Mulas.

La **zona proximal (11)** está constituida fundamentalmente por conglomerados, arenas y limos organizados en secuencias granodecrescientes que llegan a alcanzar los 15 m de espesor (Figura 7).

Los conglomerados son polígenicos y cementados por carbonato cálcico u óxidos de hierro. Estos conglomerados pueden presen-

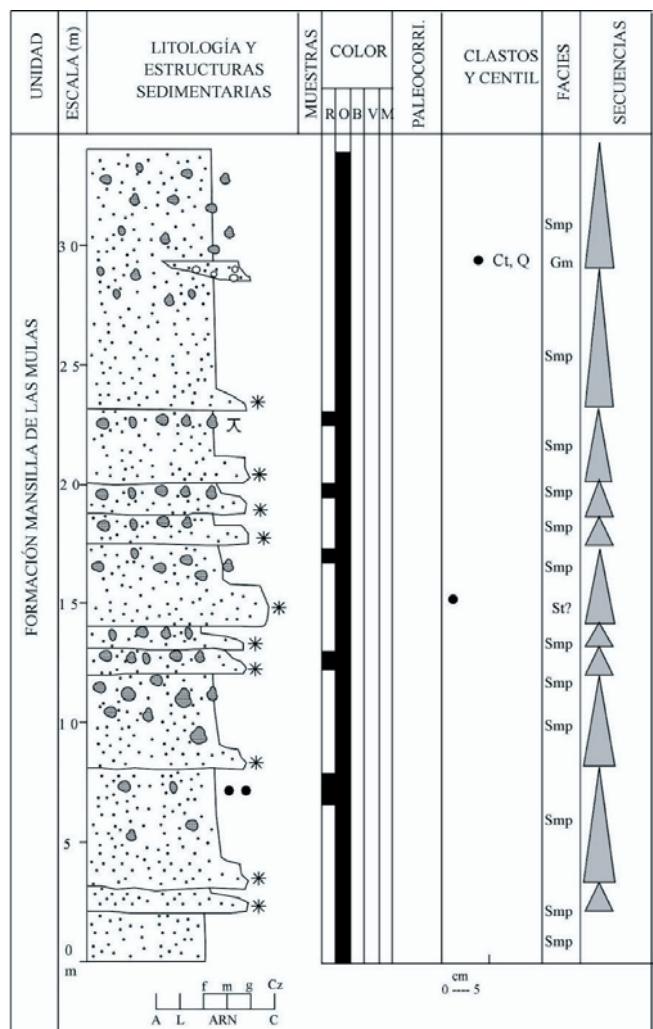


Figura 7. Columna estratigráfica sintética de la Formación Mansilla de las Mulas en las proximidades de la localidad de Corbillos de los Oteros. Tomada de Herrero (2001).

tar estratificación cruzada, en surco o planar o bien presentar un aspecto masivo con frecuentes imbricaciones. Los cuerpos conglomeráticos presentan una morfología canaliforme que llegan a alcanzar los 10-20 m de anchura.

Las arenas son litarenitas. Estas arenas son masivas, aunque en ocasiones presentan laminaciones de *ripples*, estratificación cruzada, en surco o planar. Los cuerpos de arenas pueden presentar una morfología tabular de gran extensión lateral que puede

llegar a los cientos de metros. También se pueden observar rasgos edáficos como acumulaciones de carbonato aisladas en agregados prismáticos o poliédricos o concentradas en niveles, nódulos de sesquióxidos de hierro (algunos de hasta 3-4 cm de diámetro), cutanes, rizocreciones o bioturbaciones de animales.

Los limos son arenosos. Estos limos pueden ser masivos o presentar laminación paralela. Los cuerpos de limos están estrechamente relacionados con las arenas, presentando una geometría tabular de gran extensión lateral que puede llegar a alcanzar los cientos de metros. También se pueden observar costras de composición carbonatada, formando cuerpos tabulares de espesor inferior a 4 m, extensión lateral de hasta 300 m. Estas costras carbonatadas se reconocen en el campo por los escarpes que condicionan en las laderas.

Hacia el sur, los conglomerados van disminuyendo su espesor, granulometría y presencia, a la vez que va aumentando el número de niveles carbonatados.

La **zona distal (11')** está constituida por una sucesión de arcillas, limos, arenas, escasos conglomerados y algunos niveles carbonatados muy dispersos. Estos sedimentos tienen un color amarillo, ocre y, a veces, rojizo (Figura 8).

Los limos presentan un contenido alto en arena fina y a veces se intercalan con niveles carbonatados con rasgos edáficos. Los cuerpos de limos tienen una geometría tabular superior a 150 m de extensión lateral. En estos sedimentos se pueden observar rasgos relacionados con diferentes procesos de alteración y edáficos como estratos de geometría tabular, alternancia neta de colores rojizos y ocre-amarillentos, concentraciones de carbonato cálcico y oxihidróxidos de hierro y manganeso, bioturbación animal y vegetal, cutanes o revestimientos (migración de arcillas, oxihidróxidos de hierro y manganeso), *slikensides* y ausencia de estructuras sedimentarias.

Las arenas tienen un tamaño de medio a fino, buena clasificación, no están cementadas y presentan estructuras sedimentarias como laminaciones cruzadas y planares y estratificaciones cruzadas en surco. Los cuerpos de arenas presentan una geometría de canales suaves, un espesor inferior a los 4 m y una extensión lateral inferior a los 150 m.

Los conglomerados forman cuerpos canaliformes de pequeño tamaño.

Interpretación

La Formación Mansilla de las Mulas se interpreta como las facies distales de abanicos aluviales en las que dominan los ambientes de llanuras de inundación, surcadas por canales fluviales aislados y efímeros, y afectadas por procesos edáficos con desarrollo de paleosuelos.

El volumen de sedimentos de los canales de las zonas proximal y distal es mínimo en relación al de las llanuras de inundación, sin embargo, es importante destacar alguna de sus características. Los canales fluviales evolucionan desde la zona proximal hacia la zona distal (HERRERO, 2004 a). En la zona proximal los canales están constituidos fundamentalmente por gravas, la relación anchura/profundidad es inferior a 10 y la sinuosidad es alta, mientras que en la zona distal los canales están constituidos fundamentalmente por arenas, la relación anchura/profundidad varía entre 2,5-5 y la sinuosidad es baja. Las direcciones de paleocorrientes tomadas en clastos imbricados y estratificaciones en surco muestran una fuerte unidireccionalidad en un arco comprendido entre N220-230°E (HERRERO, 2006).

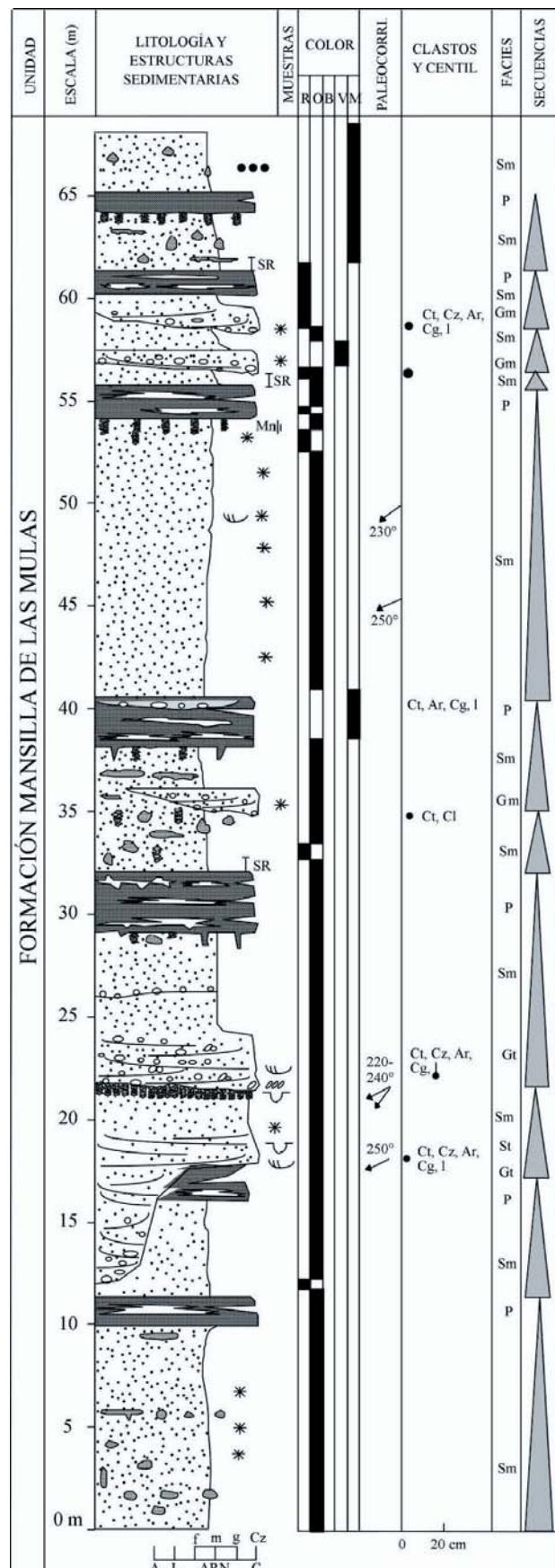


Figura 8. Columna estratigráfica sintética de la Formación Mansilla de las Mulas en las proximidades de la localidad de Villasabariego. Tomada de Herrero (2001).

Correlación

La Formación Mansilla de las Mulas es equivalente a la Facies Cimanes descrita en Las Omañas por PÉREZ-GARCÍA (1977), a la Unidad Poligénica descrita por REMONDO y CORROCHANO (1992) y HERRERO *et al.* (1994, 2005), y dentro de esta, a la Facies Cimanes y Unidad Poligénica (s.l.) descrita por SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.*, (2004, 2005), NOZAL y HERRERO (2005 a, b) y NOZAL *et al.* (2005 a, b).

Adicionalmente, la Formación Mansilla de las Mulas es el equivalente distal de la Formación Villarroquel (10) situada hacia el noroeste.

Edad

La edad de la Formación Mansilla de las Mulas (11 y 11') está comprendida entre el Mioceno inferior (Ageniense inferior)-Mioceno superior (Vallesiense) según HERRERO *et al.*, (2002).

2.2.1.5. Lutitas ocres (fangos) con niveles discontinuos de calizas limolíticas arenosas (suelos calcimorfos) (12). Costras calcáreas (a). Facies Tierra de Campos. Mioceno inferior-medio

Localización

Esta unidad aparece en el tercio meridional de la Hoja.

Descripción

Esta unidad está constituida por una sucesión de limos arenosos, interrumpidos por niveles detríticos de arenas y gravas finas. Esta sucesión se ordena en secuencias granodecrescentes, la mayoría de las veces incompletas, formadas por las arenas y gravas a muro y los limos arenosos a techo (Figura 9).

Las arenas son litarenitas, con un alto contenido en cuarzo, un 25% de fragmentos de rocas y un bajo contenido en matriz, de grano medio-fino, y color ocre-amarillento. Estas arenas presentan laminaciones y estratificaciones cruzadas. Los cuerpos arenosos son lenticulares, con límites inferiores erosivos, espesores máximos de 4 m, y extensiones laterales no superiores a los 25 m.

Los limos son la unidad dominante, están constituidos por limos y arenas de grano fino de cuarzo y fragmentos de roca en menor medida, y presentan un color ocre, rojizo y verdoso. Los cuerpos de limos presentan morfologías tabulares de espesor variable, gran extensión lateral, límite inferior neto o, más raramente, gradual desde las litologías arenosas, y límite superior gradual hacia facies más arcillosas. Estos limos no presentan estructuras tractivas, pero sí pueden mostrar rasgos postsedimentarios edáficos, entre los que destacan las concentraciones nodulares de carbonato cálcico y las rizocreciones o rizolitos alargados verticalmente. También pueden aparecer laminillas de oxihidróxidos de hierro y manganeso, así como bioturbaciones animales y vegetales.

Entre estos niveles detríticos se intercalan **costras calcáreas (a)** o niveles carbonatados discontinuos de calizas arenosas y paleosuelos calcimorfos (caliches). Estos niveles están formados por capas individuales de espesor decímetrico que, con intercalaciones de niveles detríticos, se superponen verticalmente en secuencias de espesor métrico y decamétrico. La continuidad lateral de estos niveles es superior al centenar de metros. OLMO SANZ *et al.*, (2008) señalan, en la Hoja de Villalón de Campos (Nº 272), que estos niveles carbonatados son de naturaleza micrítica y oquerosa, presentando una cierta ordenación y ciclicidad, y moldes de raíces, que indican un origen edáfico según los autores citados.

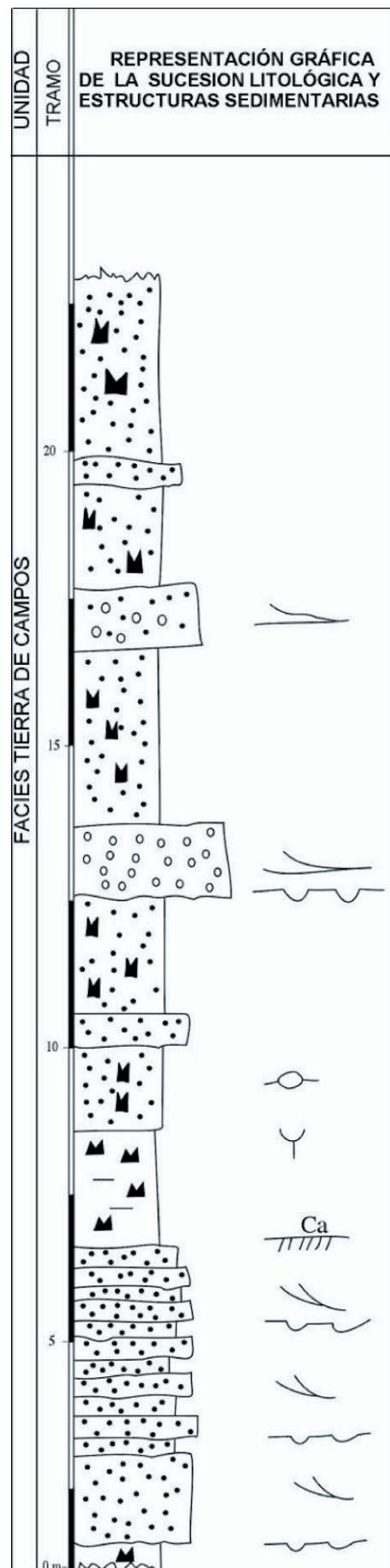


Figura 9. Columna estratigráfica sintética de la Facies Tierra de Campos en las proximidades de la localidad de Villanueva de la Condesa. Tomada de OLMO SANZ *et al.* (2008).

Los niveles detriticos incorporan en numerosas ocasiones cantos blandos e intraclastos carbonatados de la propia unidad y cuando estan cementados es por carbonato calcico.

El limite inferior de esta unidad no aflora en la Hoja, siendo su espesor visible inferior a los 70 m.

Interpretación

Desde el punto de vista sedimentológico esta unidad se interpreta como una sucesión de extensas llanuras de inundación y paleosuelos asociados a un sistema fluvial distal.

La menor presencia de cuerpos canaliformes de arenas y gravas en relación con los depósitos finos de llanuras de inundación, el mínimo desarrollo de superficies de reactivación y la escasez de depósitos de desbordamiento indican un medio fluvial con cursos fluviales aislados, confinados y sometidos a ciclos de crecidas y estiaje y amplias llanuras de inundación.

Por su parte, la presencia de niveles carbonatados indica la existencia de sectores con ausencia de sedimentación y desarrollo de paleosuelos carbonatados relacionados con largos períodos de exposición subaérea y un clima árido o semiárido con lluvias estacionales.

Correlación

La Facies Tierra de Campos es el equivalente distal de la base de la Formación Mansilla de las Mulas (11 y 11') situada hacia el norte.

Edad

HERNÁNDEZ-PACHECO (1915), atendiendo a datos paleontológicos de vertebrados, asigna a esta unidad una edad Mioceno medio. Posteriormente, PORTERO GARCÍA *et al.* (1982 b) le asignan una edad Astarciense.

2.2.1.6 Fangos ocres con suelos calcimorfos y paleocanales de arena y grava (13). Costras calcáreas (b). Facies de la Serna. Mioceno medio-superior

Localización

Esta unidad se extiende por la parte central de la provincia de Palencia. En la Hoja, esta unidad se localiza exclusivamente en el cuadrante noreste. La Facies de la Serna fue cartografiada y definida en las Hojas de Saldaña (164) y Carrión de los Condes (197), a escala 1:50.000 por ARAGONÉS (1978), ARAGONÉS *et al.* (1982), CARRERAS y OLIVÉ DAVÓ (1978 b) y CARRERAS *et al.* (1982) y recogida en la histórica sección de la Cuenca del Duero de PORTERO GARCÍA *et al.* (1982 b, 1983).

Descripción

Esta unidad está integrada fundamentalmente por limos arcillosos ocres, entre los que se intercalan arenas y gravas y con frecuencia nódulos de carbonatos. Pueden existir ocasionalmente horizontes de arcillas limosas rojas.

Las arenas y gravas se encuentran poco cementadas y forman cuerpos canaliformes. Estos canales presentan una anchura del orden de los 100 m y una potencia inferior a 4 m, base erosiva y estructuras internas bien visibles, como estratificaciones cruzadas. El centímetro es inferior a 10 cm. Ocasionalmente se aprecian intraclastos. Las medidas de paleocorrientes indican direcciones de aporte hacia el sur y sureste. PORTERO GARCÍA *et al.* (1983) las consideró equivalentes laterales de los Abanicos de Cantoral y

Guardo; hacia el centro de la Cuenca (Palencia-Valladolid-Burgos) pasan a las Facies Cuestas.

Entre estos niveles detriticos se intercalan nódulos carbonatados que pueden llegar a constituir **costras calcáreas (b)** o niveles carbonatados. Estos niveles carbonatados presentan aspecto ruiniforme, oqueroso, de alrededor de 1 a 2 m de potencia, que a muro pasan gradualmente a fangos ocres, mientras que hacia techo pueden presentar costras calcáreas. Contienen frecuentes cavidades, a veces llenas por carbonato calcico de relleno en grandes cristales (esparita). Su continuidad lateral es elevada y el color varía entre blanco sucio y ocre.

En la columna estratigráfica levantada en las proximidades de Itero Seco las litologías predominantes en esta unidad son lutitas entre los que se intercalan capas de conglomerados con una buena continuidad lateral en los afloramientos (Figura 10).

Las lutitas son arenosas, con elementos de tamaño arena, constituidas por cuarzo y fragmentos de rocas (cuarcitas, pizarras y areniscas), de aspecto masivo y se identifica un bandeado métrico de colores ocres y marrón rojizo. La matriz es arcillosa moteada. Las lutitas contienen abundantes rasgos paleoedáficos como nódulos calcáreos, rizolitos, estructuras prismáticas, *slickensides*, cutanes, excepcionalmente nodulizaciones ferruginosas, ordenación de arcillas y en etapas posteriores, calcitización. Las lutitas presentan abundantes nódulos de carbonatos sin llegar a observar horizontes continuos y compactos. Adicionalmente, estas lutitas presentan un moteado oscuro de oxihidróxidos de hierro relacionados con procesos de bioturbación. La escasa o nula presencia de arcillas neoformadas de carácter confinante (esmectita o paligorskita) indica condiciones de drenaje relativamente abiertas y con suficiente contraste estacional para la formación de encostramientos.

Los conglomerados están cementados por carbonato calcico, están normalmente mal clasificados, presentan un espesor inferior a los 2,5 m y geometrías claramente canaliformes. En la composición predominan las cuarcitas, areniscas, calizas y cantos procedentes de la desmantelación de caliches, cuarzo y líticas. Ocasionalmente son de composición exclusivamente silícea. Los cantos, en todos los casos, presentan grados altos de esfericidad y rodamiento; pudiendo llegar a alcanzar un centímetro de 10 cm. La matriz es microconglomerática y arenosa, apareciendo habitualmente con intensa cementación de carbonatos. Estos conglomerados presentan abundantes imbricaciones de cantos, cicatrices internas, estratificaciones horizontales difusas, y más frecuentemente estratificaciones cruzadas en surco y planar, forman grandes paleocanales con una relación anchura/profundidad baja. Las paleocorrientes medidas presentan una dirección N200-220°E.

En la columna levantada en las proximidades de Gozón de Ucieza se aprecian lutitas, fuertemente edafizadas y con intercalaciones de niveles carbonatados (Figura 11).

Los niveles carbonatados están constituidos por un esqueleto de granos de cuarzo, cuarcita y pizarra, poco desgastados, de tamaño arena y limo con una matriz lutítica o cemento carbonatado. La matriz suele estar constituida por limos o arcillas de color pardo y/o rojo acumuladas por procesos de iluviaión en algunos huecos. El cemento es micrítico pasando a microesparítico, y a veces con presencia de óxidos. Se aprecian varias generaciones de cementación.

Interpretación

Esta unidad se interpreta como una sucesión de extensas llanuras de inundación con facies de desbordamiento en un ambiente

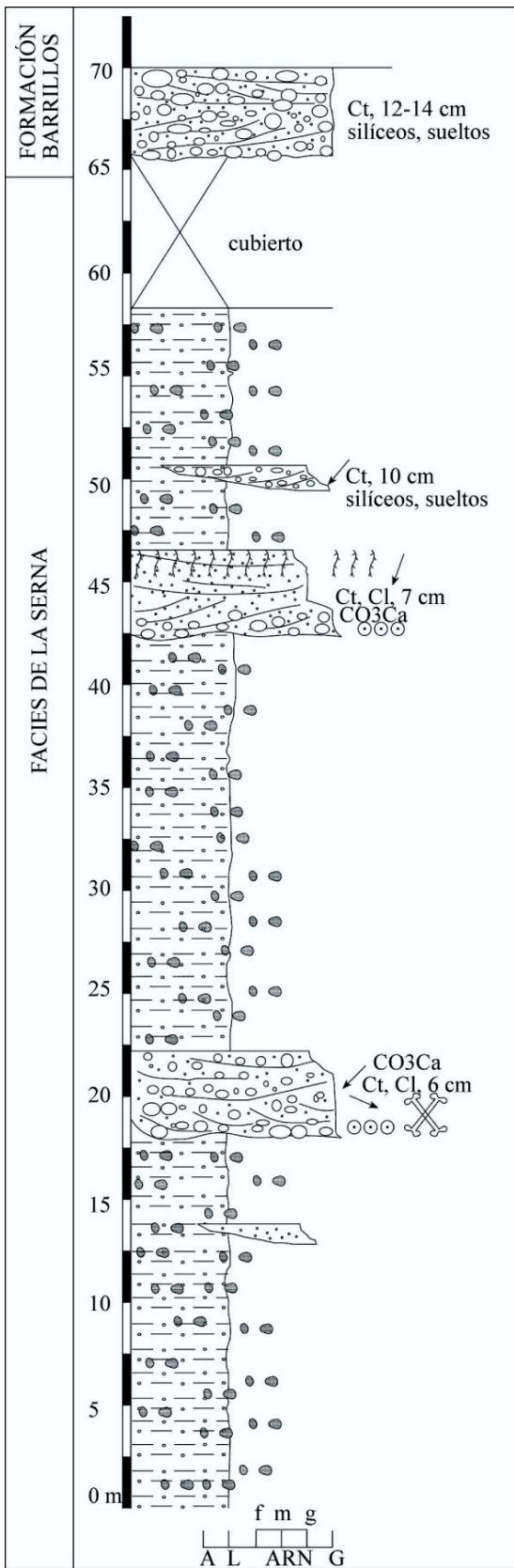


Figura 10. Columna estratigráfica sintética de la Facies de la Serna en las proximidades de la localidad de Itero Seco. Tomada de Herrero (2001).

sedimentario de abanicos aluviales en facies medias y distales. La sedimentación en las llanuras de inundación estaría controlada por flujos acuosos poco confinados y relacionados con procesos de desbordamiento.

La geometría de los depósitos canaliformes, estrechos y profundos y de baja sinuosidad, junto con su granulometría, arenas y gravas, indica un fuerte poder erosivo y una energía de transporte muy elevada.

Adicionalmente, se localizan importantes procesos edáficos con transformaciones y removilizaciones de material en los perfiles edáficos. La presencia de niveles carbonatados, indican la presencia de paleosuelos (calcretas o caliches) desarrollados en llanuras de inundación con áreas, más o menos extensas, inactivas durante períodos prolongados de tiempo, y afectadas por un clima árido o semiárido con lluvias estacionales.

Correlación

Esta unidad es el equivalente distal del techo de la Formación Mansilla de las Mulas (11 y 11'), situándose por encima de la Facies Tierra de Campos (12).

Edad

Según los datos de PORTERO GARCÍA *et al.*, (1982 b), los yacimientos de mamíferos en los afloramientos de esta unidad en las localidades de Relea, Saldaña y de Itero Seco proporcionan

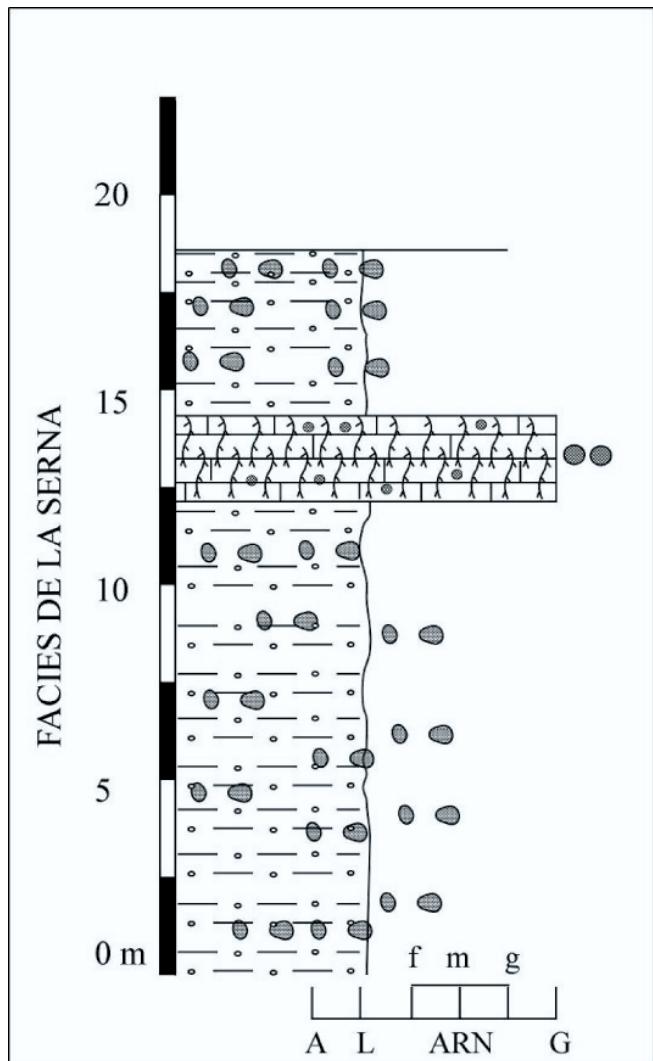


Figura 11. Columna estratigráfica sintética de la Facies de la Serna en las proximidades de la localidad de Gozón de Ucieza. Tomada de Herrero (2001).

una edad Mioceno medio (Astaraciense)-Mioceno superior (Vallesiense).

2.2.1.7 Arcillas calcáreo-limolíticas grises. Fangos salinos con yesos y calizas (14). Facies Cuestas. Mioceno medio-superior

Localización

Esta unidad aflora mayormente en la esquina sureste de la Hoja. Adicionalmente se localiza un afloramiento aislado al noreste de Benavente, en el cerro de San Vicente.

Descripción

La base de esta unidad se dispone sobre una discontinuidad ampliamente analizada en la Cuenca del Duero. El límite inferior de la Facies de las Cuestas se sitúa a techo de la Facies Tierra de Campos. Desde el punto de vista cartográfico, este límite se ha situado en el techo de una capa de limos arenosos que desarrollan una importante hidromorfía y una coloración blanca y ocre pálida típica de paleosuelos (SÁNCHEZ DE LA TORRE, 1982; PORTERO GARCÍA *et al.*, 1983; PINEDA *et al.*, 2007; PILES *et al.*, 2007; HERRERO y PINEDA, 2006).

La Facies de las Cuestas puede ser subdividida, en dos subunidades claramente reconocibles en el campo.

La primera subunidad está constituida por lutitas, y niveles de calizas y margas con yesos. Esta subunidad se reconoce bien en el campo por su alteración de color blancuzco, en contraste con los colores rojizo-ocre de la Facies Tierra de Campos.

Las lutitas están constituidas por arcillas y limos, de color gris verdoso, con restos fósiles, bioturbación, y laminadas.

Los niveles de calizas y margas son numerosos. La base de estos niveles es frecuentemente erosiva. Los niveles presentan aspecto oquero, color gris-crema, laminación paralela, estratificación cruzada y ondulada, huellas de raíces, grietas de desecación, suelen contener fósiles como gasterópodos y caráceas, y pueden alcanzar los 2 m de espesor. Entre estos niveles pueden aparecer horizontes oscuros, con restos de gasterópodos, ostrácodos y caráceas, y con cierta continuidad lateral. Estos horizontes han sido descritos por SÁNCHEZ DE LA TORRE (1982), quien los ha interpretado como ciénagas.

Los yesos aparecen en cristales, bien diagénéticos lenticulares con diferentes formas cristalinas, o bien detríticos con estructuras sedimentarias. Su espesor a veces puede alcanzar 1,5 m.

Intercalados en esta primera subunidad aparecen niveles de limos arenosos, de color rojizo-ocre, lenticulares, y en algunos casos con un desarrollo cartografiable. Estos niveles son de características similares a la Facies Tierra de Campos, por lo que el contacto entre la Facies Tierra de Campos y la Facies de las Cuestas será lateral y en la vertical transicional.

Esta subunidad fue denominada Facies Zaratán en las proximidades de Valladolid por SÁNCHEZ DE LA TORRE (1982).

La segunda subunidad está constituida por margas y calizas y, ocasionalmente, areniscas finas.

Las margas presentan tonos grises, rosados o verdes, y una estructura masiva, pudiéndose apreciar a veces laminación paralela. Las margas presentan una fuerte bioturbación, y con frecuencia suelen contener en su interior abundantes restos de fósiles invertebrados, como gasterópodos (también opérculos), ostrácodos y caráceas (enteros o fragmentados). Las margas

rosadas suelen ser especialmente abundantes en restos fósiles. En algunas ocasiones estas margas son azoicas. Los estudios paleontológicos realizados en la provincia de Valladolid por GONZÁLEZ-DELGADO *et al.* (1986) y CIVIS *et al.* (1989 a, b) muestran que los restos fósiles más abundantes son los de gasterópodos (entre los que destacan el género *Valvata* y los opérculos *Bithynia*) y ostrácodos. Estas margas se organizan en niveles tabulares, de varios metros de espesor, y una extensión lateral que puede superar los 300 m. Los límites de muro y techo de estos niveles suelen ser netos, y en ocasiones ondulados, aunque también pueden observarse límites transicionales.

Las calizas son micritas, de colores claros y grises, en ocasiones cremas, y presentan abundantes fósiles y rasgos de exposición subaérea. Estas calizas se organizan en niveles tabulares, con un espesor que no supera los 1,5 m, y a veces de gran extensión lateral. Los límites de muro y techo de estos niveles suelen ser netos, y en ocasiones ondulados.

Intercalados en esta segunda subunidad aparecen calcarenitas de color blanco. Estas calcarenitas están constituidas, por orden de abundancia, por partículas de cuarzo, fragmentos de rocas, y feldespato potásico, de tamaño arena fina, y por valvas de ostrácodos y conchas de gasterópodos. Estas calcarenitas presentan laminación de *ripples*, geometría tabular, tendencia granocreciente, un espesor inferior a los 0,45 m y una extensión lateral del orden de la decena de metros.

En la Hoja de León la **Facies Cuestas** se localiza entre los 820-840 m de altitud, siendo esta diferencia de cotas el espesor máximo.

Interpretación

Las dos subunidades en las que se ha dividido la Facies Cuestas registran ambientes sedimentarios diferentes, la primera subunidad registra un ambiente de delta lacustre, mientras que la segunda registra un ambiente lacustre.

La base de la primera subunidad está constituida por arcillas con restos fósiles y bioturbación; estas características se relacionan con una sedimentación continua y lenta en un ambiente lacustre, interno, y profundo. Sobre estas arcillas se depositan niveles de calizas y margas con laminación paralela y restos fósiles, alternando con otros niveles de calizas y margas con estratificación ondulada y restos fósiles; estas características se relacionan con un ambiente de prodelta. Y por último, se depositan calizas y margas, con restos fósiles, e intercalaciones de limos arenosos, de color rojizo-ocre; estas características se relacionan con un ambiente de frente deltaico. Deltas lacustres similares han sido descritos en el Neógeno de la Cuenca del Duero por MEDIAVILLA y DABRIO (1986), SÁNCHEZ BENAVIDES *et al.* (1988) y CORRO-CHANO y ARMENTEROS (1989).

En la subunidad superior se depositan de forma alternante margas con laminación paralela, bioturbación y restos fósiles dispersos, calcarenitas con laminación de *ripples* y tendencia granocreciente, y finalmente, calizas en bancos de tamaño medio con restos fósiles y rasgos de exposición subaérea; estas características se relacionan con una sedimentación lacustre carbonatada y somera. En las zonas lacustres más internas se sedimentan las facies margosas, mientras que en las más externas se sedimentan las calizas y las calcarenitas. En las zonas externas se puede producir incluso un retrabajamiento de los sedimentos por la acción de olas y corrientes.

La superposición de ambas subunidades refleja una evolución en el tiempo desde un ambiente de delta lacustre a un ambiente

lacustre. Esta evolución puede estar registrando una elevación del nivel lacustre, fluctuaciones en la entrada de sedimento o episodios de subsidencia tectónica. Estos episodios de subsidencia tectónica han sido señalados en el Neógeno de la Cuenca del Duero por MEDIAVILLA y DABRIO (1987) y MEDIAVILLA *et al.*, (1996).

Correlación

La Facies Cuestas es el equivalente distal de la base de la Facies de la Serna (13), situándose por encima de la Facies Tierra de Campos (12).

Edad

A esta unidad se le atribuye una edad comprendida entre Mioceno medio (Astaracense)–Mioceno superior (Vallesiense inferior).

2.2.1.8 Calizas, dolomías y margas con niveles arcillosos (15). Calizas del Páramo. Mioceno superior

Localización

Las Calizas del Páramo se localizan en la esquina sureste de la Hoja. Los materiales de esta unidad destacan en el paisaje de las proximidades de Palencia, concretamente en el páramo de Autilla y el páramo Llano, formando una superficie horizontal por encima de los 840 m de altitud.

Descripción

Esta unidad está constituida por calizas de color gris oscuro en superficie y color blanco, gris claro o crema en corte, con abundantes restos de gasterópodos y moldes internos generados por la disolución de éstos (Figura 12).

Las calizas suelen ser masivas, aunque en ocasiones pueden presentar laminaciones paralelas remarcadas por restos de fósiles invertebrados y estratificación cruzada en surco. Los restos de fósiles invertebrados, como gasterópodos, opérculos, caráceas y ostrácodos, pueden aparecer enteros o fragmentados, y en ocasiones, se acumulan en posición horizontal. En la mayoría de las veces, el registro fósil se halla en forma de moldes. En estas calizas también son muy abundantes las rizocreciones, frecuentemente llenas de arcillas rojas. Estas calizas se presentan en bancos con un espesor máximo de medio metro y una gran extensión lateral. Los límites a techo y muro son netos, y con frecuencia ondulados.

Ocasionalmente, separando los bancos de calizas aparecen margas de color blanco. En estas margas no se han encontrado estructuras sedimentarias tractivas. Estas margas presentan geometrías tabular y lenticular, con un espesor inferior a 3 m, y una extensión lateral variable.

Interpretación

Esta unidad se relaciona con un ambiente sedimentario de lagos carbonatados, poco profundos, de baja pendiente, y con una franja palustre bien desarrollada. Al tratarse de lagos poco profundos, las variaciones en el nivel de agua dejan los ambientes lacustres marginales al descubierto. Estos ambientes lacustres marginales son colonizados por las plantas y expuestos a procesos pedogenéticos típicos de ambientes palustres. Ambientes lacustres-palustres similares a estos han sido descritos por FREYTET (1973, 1984) y FREYTET y PLAZIAT (1982).

En esta unidad se pueden reconocer varios ciclos de expansión-retracción lacustre-palustre hasta encontrar prácticamente

todo el techo de la unidad tapizada por depósitos de *terra rossa* ocasionados por procesos erosivos y de karstificación. Esta característica representa la progradación de las facies palustres, hacia el centro de la cuenca.

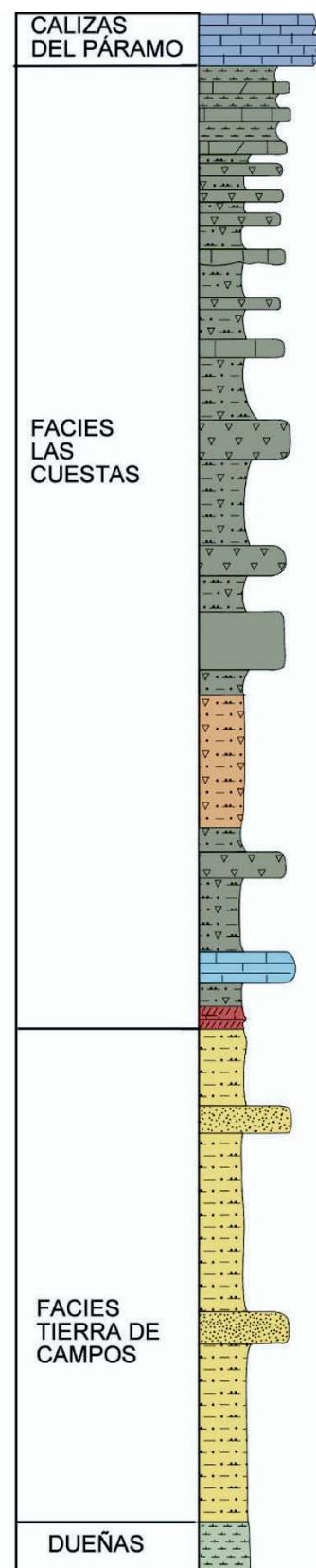


Figura 12. Columna estratigráfica sintética de las unidades en la zona del Páramo Llano, con las Calizas del Páramo a techo de la misma. Tomada de HERRERO (2005).

Correlación

Las Calizas del Páramo es el equivalente distal del techo de la Facies de la Serna (13), situándose por encima de la Facies de las Cuestas (14).

Edad

LÓPEZ MARTÍNEZ y DE BORJA SANCHIZ (1982), atendiendo a restos fósiles de micromamíferos, asignan a esta unidad una edad Mioceno superior (Turolense)-Plioceno. Por su parte, MEDIAVILLA *et al.* (1995), atendiendo a los restos de *Hippurion*, *Tragopontax* y *Tetralophodon* en el yacimiento de Tariego de Cerrato (Palencia), indican que en esta unidad está presente la sedimentación Turolense. Por su parte, ARMENTEROS *et al.* (2002) sitúan el techo de las Calizas del Páramo en el Mioceno superior, concretamente en la discontinuidad intra-Vallesiense (separando las biozonas MN 5 y MN 6).

2.2.2. Segundo ciclo: unidades silíceas

Las unidades silíceas se disponen disconformes sobre las unidades polimíticas, mostrando un paralelismo de capas a escala de afloramiento y un contacto suavemente erosivo a escala cartográfica (LÓPEZ OLMEDO *et al.*, 1990, 1991 a, b; MEDIAVILLA *et al.*, 1996). Los materiales están constituidos por conglomerados con clastos silíceos y arenas. Estos materiales evidencian un área fuente paleozoica predominantemente silícea. Aunque no existe una datación precisa, la edad asignada a estas unidades es Mioceno superior (Vallesiense).

A continuación, se describe la única unidad silícea cartografiada en la Hoja.

2.2.2.1 Conglomerados silíceos, arenas y limos (16). Formación Barrillos. Mioceno superior

Localización

Esta unidad se localiza en el tercio septentrional de la Hoja, apareciendo en las partes más altas de los interfluvios de los ríos, por ello, su distribución areal es muy irregular, presentándose en grandes bandas paralelas, de dirección N-S, y separadas por el resto de las unidades infrayacentes.

Descripción

En los trabajos de HERRERO (2001) y HERRERO *et al.*, (2002) se analizan las características sedimentológicas y estratigráficas de esta unidad, que a continuación se resumen.

El límite inferior de la Formación Barrillos es disconforme (HERRERO 1994) y forma un paleorelief que puede alcanzar desniveles de hasta 180 m. En otras ocasiones, esta disconformidad es más suave.

La Formación Barrillos está constituida por conglomerados, arenas y limos que se suelen ordenar en secuencias granodecrescentes de espesor variable entre 2 y 6 m. Por lo general, falta el término final de la asociación litológica. Ocasionalmente, se observan cementaciones por óxidos de hierro que afectan principalmente a las fracciones más gruesas (Figura 13).

Los conglomerados son clasto-soportados y, ocasionalmente, pueden tener un alto contenido en matriz tamaño arena. Los clastos son de composición silícea. La geometría puede ser lenticular, aunque, lo más frecuente es que sean tabulares. Las capas alcanzan potencias de hasta 5 m, y suelen presentar más intercalaciones de areniscas de poco espesor.

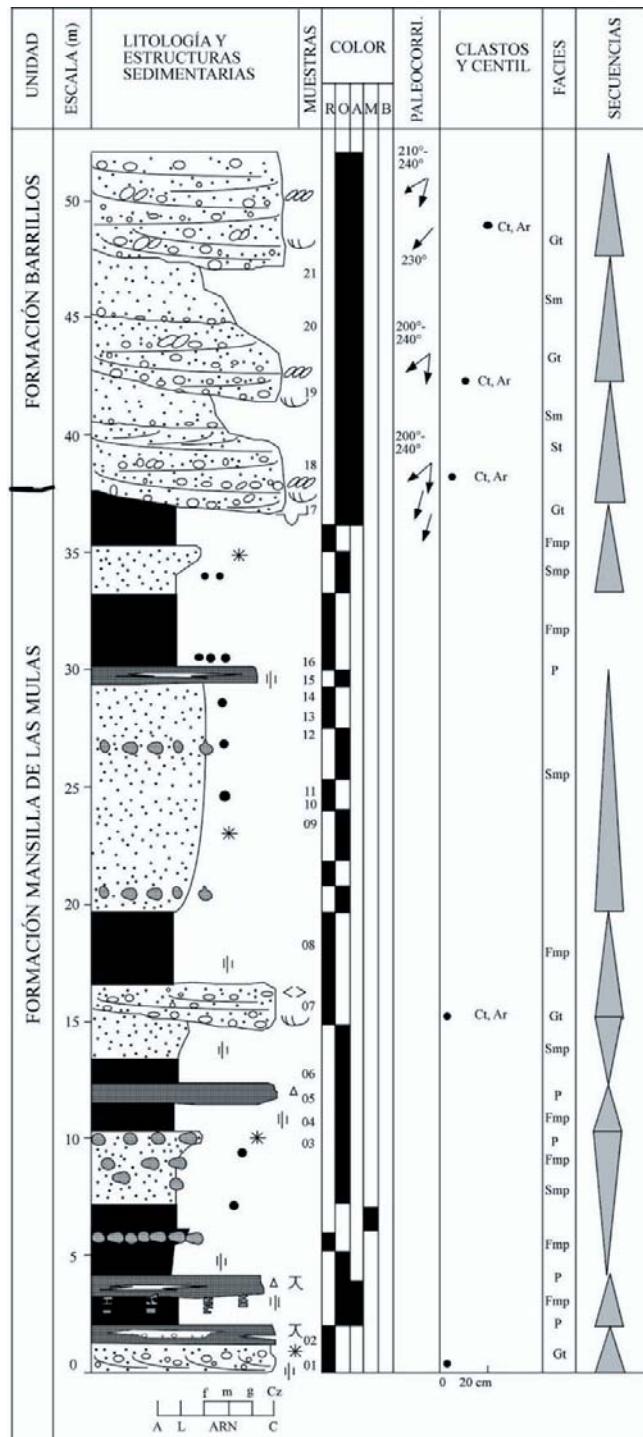


Figura 13. Columna estratigráfica sintética de la Formación Barrillos en las proximidades de la localidad de Valdavia. Tomada de HERRERO (2001).

Las arenas son litarenitas de tamaño grueso y medio. Pueden tener rasgos edáficos (hidromorfías, concreciones y nódulos de oxihidróxidos de hierro, migraciones de arcilla etc.). En general, su espesor no supera los 2 m, y la geometría que presentan es tabular, excepto cuando separan estratos conglomeráticos.

Los limos, ocasionales en esta formación, son masivos y presentan los mismos rasgos edáficos que las arenas.

Los cortes de esta unidad son pequeños y no permiten calcular su espesor, sin embargo, atendiendo a diferencias topográficas, se ha estimado un espesor máximo en 150 m.

Interpretación

La Formación Barrillos se relaciona con un conjunto de abanicos aluviales enraizados en los frentes montañosos y coalescentes entre sí. La sedimentación conglomerática de esta unidad se extiende hasta zonas muy alejadas del frente montañoso, alcanzando una longitud superior a los 40 Km, por lo que es fácilmente reconocible en campo.

La Hoja de León está ocupada por los sectores medios y distales de los abanicos aluviales de esta unidad que están dominados por canales fluviales activos de tipo *braided*, dentro de los cuales se forman barras longitudinales y transversales de gravas. En estos canales el valor de la relación anchura/profundidad es mayor de 5. Los sistemas fluviales tendrían canales amplios, someros y con alta energía de transporte.

Los sedimentos de la llanura de inundación están poco representados en esta unidad y presentan rasgos edáficos, entre los que se pueden destacar agregados estructurales en el sedimento, rubefacciones, hidromorfías y localmente rizocreciones ferruginosas.

Correlación

La Formación Barrillos es equivalente a los abanicos de composición silícea descritos en las localidades de Barrillos, Vidanes, Cegoñal, Cantoral y Guardo por COLMENERO *et al.* (1982 a), GARCÍA RAMOS *et al.* (1982 c) y MANJÓN *et al.* (1982 a), a los abanicos descritos en las localidades de Villarrodrigo de Ordás y Camposagrado por LEYVA *et al.* (1984), y a la denominada Unidad Silícea descrita al norte del valle del río Cea por REMONDO y CORROCHANO (1992) y al sur del paralelo de León por HERRERO (1994), SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (2005) y NOZAL y HERRERO (2006, 2007). Desde el punto de vista estratigráfico, la Formación Barrillos se sitúa por encima de la Formación Villarroquel (10), la Formación Mansilla de las Mulas (11 y 11'), la Facies de la Serna (13) y las Calizas del Páramo (15).

Edad

HERRERO (2001) y HERRERO *et al.* (2002) sitúan la Formación Barrillos entre el Mioceno superior, concretamente entre la discontinuidad intra-Vallesiense, y el límite entre el Mioceno superior (Turolense)-Plioceno (Rusciniense).

Las características sedimentológicas de las unidades infrayacentes y suprayacentes a la discontinuidad intra-Vallesiense representan un cambio en las condiciones paleoclimáticas de la cuenca, pasando de un clima cálido y seco a otro más frío y húmedo (HERRERO, 2001 y 2004 c).

En el sector noroeste de la Cuenca del Duero, esta discontinuidad registra un cambio de facies finas con lutitas y caliches a facies conglomeráticas, un alcance de las facies conglomeráticas superior a los 40-50 km desde el frente montañoso, y una ausencia de paleosuelos calcimorfos, hecho que sólo se puede mantener con un clima más frío. Ello permite deducir a partir de esta discontinuidad el desarrollo de un sistema fluvial con una corriente tractive fuerte, constante, y con un caudal de agua elevado. Este régimen hidráulico se generaría bajo unas condiciones de un clima de fuerte humedad, con lluvias constantes.

Por su parte, en el centro de la Cuenca del Duero durante el Mioceno superior (Vallesiense) tuvo lugar un cambio de facies carbonatadas y evaporíticas (yesos) a facies detríticas y carbonatadas, con la desaparición progresiva de las facies salinas por encima de las Calizas del Páramo inferior.

2.2.3. Tercer ciclo: raña

Esta unidad, al igual que las unidades silíceas, también está constituida por conglomerados con clastos silíceos y arenas. Esta unidad es el resultado del último episodio aluvial de relleno de la Cuenca del Duero. Sin argumentos paleontológicos que lo confirme, la raña se ha atribuido tradicionalmente al tránsito Plioceno-Pleistoceno.

2.2.3.1 Cantos, gravas y arenas (17). Aluvial finineógeno. Raña. Mio-Plioceno

Localización

Los depósitos de raña se sitúan en el borde norte de la Hoja. Destacan la raña de Guardo en la esquina noreste de la Hoja (NOZAL *et al.*, 2005 a, b) y la de Camposagrado al noroeste de la Hoja (COLMENERO *et al.*, 1982 a, b, c) y SUÁREZ RODRÍGUEZ y NOZAL (2005).

Descripción

Se denomina raña a las superficies planas, de escasa pendiente, desarrolladas desde la culminación de los interfluvios que bordean los macizos montañosos hacia el interior de la Cuenca del Duero y con depósitos conglomeráticos asociados. La pendiente media de las superficies de raña, desde el borde de la Cuenca hacia su interior, es del 1,2-0,3%. Si bien la presencia de la raña se observa en las cotas más altas del relieve actual de la Cuenca del Duero, las zonas más distales de la raña de Guardo aparecen ligeramente encajadas.

La base de los depósitos es erosiva y normalmente se dispone sobre los sedimentos terciarios más recientes, aunque localmente pueden observarse sobre materiales mesozoicos o paleozoicos.

Los depósitos están constituidos por ortoconglomerados de cuarcita, arenisca y cuarzo, redondeados y mal calibrados, y oscilando su tamaño entre grava y bloque. La matriz es arenosa-arcilloso rojiza o amarillenta y presenta una distribución irregular. Rara vez se observa ordenamiento interno o estructuras sedimentarias. Las arenas presentan generalmente estratificación cruzada o laminación paralela. Los depósitos suelen presentar una secuencia granodecreciente.

Los cantos suelen encontrarse decolorados, arenizados, caolinizados, rubefactados y/o cementados con películas y costras de óxidos de hierro y manganeso. En el horizonte superior de los depósitos de raña es frecuente la presencia de cantos arenizados o caolinizados, de cantos con pátinas marrón-rojizas casi negras e incluso de costras de óxidos de hierro y manganeso que llegan a cementar los cantos. Estos horizontes de alteración no son exclusivos de los depósitos de raña, sino que pueden aparecer en depósitos terciarios topográficamente más altos que ellas o incluso en los depósitos de terrazas más antiguas (NOZAL y MARTÍN-SERRANO, 1989).

El espesor máximo es del orden de los 30 m, siendo el espesor más frecuente inferior a los 10 m e incluso a 1 m.

En los depósitos de raña se observan facies proximales, próximas a los macizos montañosos, y distales, hacia el centro de la Cuenca. Las facies proximales se caracterizan por presentar sedimentos más gruesos, con menor redondeamiento, y con mayor espesor que los de las facies distales.

Como se ha descrito en apartados anteriores, las formaciones neógenas más recientes están constituidas por facies detríticas de abanicos aluviales coalescentes con características sedimentológicas idénticas. Cuando la raña se apoya sobre estos

materiales su diferenciación sedimentológica y, en consecuencia, cartográfica es imposible.

La extensión de los afloramientos de raña es variable en función del grado de disección de la red fluvial, alcanzando su máxima extensión en las localidades de Guardo, Cistierna, Quintana del Monte, El Rabizo y Camposagrado.

Raña de Guardo

ARAGONÉS *et al.* (1982) y COLMENERO (1982 b) denominan raña en el norte de Guardo a una superficie en forma de abanico extenso y de topografía plana y escasa pendiente con depósitos siliciclásticos de base erosiva y ligeramente encajados en los sedimentos miocenos de la Cuenca del Duero.

La raña de Guardo se prolonga hasta Vidanes, en la esquina noreste de la Hoja, en la superficie de culminación del interflujo de los ríos Cea y Carrión entre las cotas de 1090-1000 m.

Raña de Camposagrado

SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (2005) cartografián la raña de Camposagrado, en el norte de la Hoja, en las cotas de 1200 m, y dentro de la Hoja que tratamos, en las cotas de 1060-1050 m. Esta raña se puede correlacionar cartográficamente con la raña que MARTÍN PARRA (1989) cartografía en la Hoja N° 128 (Riello) a escala 1:50.000. La raña de Camposagrado es una superficie de topografía suavemente ondulada que en el paraje del Alto de los Negrones se encuentra encajada al menos 100 m en la Formación Barrillos.

Otras rañas

Se han cartografiado también como raña a las superficies de culminación de los interfluvios de los ríos Esla y Cea entre las cotas de 1060-990 m, de los ríos Órbigo y Bernesga y de los ríos Porma y Esla entre las cotas 1010-1060 m.

Interpretación

La interpretación de la raña varía según los autores (MARTÍN-SERRANO, 1988 a). En cualquier caso, parece que los depósitos de raña están relacionados con grandes abanicos aluviales coalescentes, con una superficie de colmatación plana y con escasa pendiente hacia el centro de la Cuenca (MARTÍN-SERRANO, 1991). Las superficies de colmatación de estos abanicos en numerosas ocasiones se prolongan hacia el macizo montañoso mediante una superficie erosiva.

Para unos autores la raña corresponde al último estadio de relleno de la Cuenca del Duero, es decir, representaría la colmatación de la Cuenca y para otros representa el primer depósito de la actual red de drenaje, cuando aún no existía una jerarquización clara.

GARCÍA RAMOS *et al.* (1982 b) interpretan la raña de Guardo como el primer depósito del actual sistema fluvial, cuando todavía no existía una clara jerarquización de la red de drenaje.

Edad

La edad mínima de la raña se debe obviamente a la posición geomorfológica de la raña, ya que a partir de ella se encajan los depósitos fluviales cuaternarios (MARTÍN SERRANO, 1988 a, 1991).

La raña se ha atribuido al Plioceno (HERNÁNDEZ PACHECO 1932) o al tránsito Plioceno-Pleistoceno (HERNÁNDEZ PACHECO, 1949; AGUIRRE *et al.* 1976, PÉREZ GONZÁLEZ 1989). ARAGONÉS *et al.* (1982), incluso al Pleistoceno inferior (Villafranquense).

2.3. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de la Hoja ocupan más del 60% de su superficie total.

La mayoría de los depósitos cuaternarios de la Hoja son de origen fluvial, destacando las extensas y numerosas terrazas fluviales. El resto de depósitos cuaternarios son depósitos de ladera y poligénicos.

Los depósitos cuaternarios se relacionan con el inicio del exorreísmo de la Cuenca del Duero hacia el Océano Atlántico, es decir, con el inicio de la incisión de la red fluvial cuaternaria. Normalmente se considera que el paso del Plioceno al Pleistoceno en las cuencas terciarias del Macizo Ibérico está marcado por un cambio en el régimen fluvial, de endorreico a exorreico. Así todas las terrazas altas de los ríos se incluyen en el Pleistoceno (AGUIRRE, 1989). Sin embargo, el diferente grado de disección fluvial en las distintas cuencas terciarias muestra que el cambio de régimen fluvial no fue sincrónico (MARTÍN SERRANO, 1988 a, 1991). Este hecho implica que el límite Plioceno-Pleistoceno es un límite cronológico arbitrario propio de cada cuenca, incluso de cada sector de la misma. Atendiendo a estas hipótesis y puesto que no existen dataciones, todo material relacionado directa o indirectamente con la red fluvial actual se incluye en el Cuaternario.

2.3.1. Depósitos fluviales

A continuación, se enumeran y describen los depósitos fluviales cartografiados en la Hoja.

2.3.1.1 Gravas silíceas y arenas (18-34). Terrazas fluviales (altas, medias y bajas). Plioceno-Holoceno

Localización

Las terrazas fluviales son los depósitos cuaternarios de mayor extensión. Entre las terrazas fluviales destacan, de oeste a este, las de los ríos Eria, Órbigo, Bernesga, Torío, Porma, Esla, Cea, Valderaduey, Sequillo, Valdavia y Carrión (Tabla 2).

Descripción

Los depósitos fluviales de la Hoja muestran cambios bruscos de pendiente o escarpes que permiten representar diferentes niveles de terrazas fluviales. Los sedimentos fluviales que presentan escarpes con un desnivel inferior a 1 m no han sido clasificados como terrazas. Las terrazas que exhiben escarpes con un desnivel superior al espesor del depósito se han clasificado como *terrazas colgadas*, mientras que las terrazas que presentan escarpes con un desnivel inferior al espesor del depósito se han clasificado como *terrazas solapadas*. Las *terrazas solapadas* se han diferenciado en sistemas de terrazas complejos, en llanuras aluviales, o en terrazas con escarpes muy degradados y donde no aflore el sustrato.

La mayoría de los depósitos de terraza son siliciclásticos con un color rojizo predominante, presentando los más antiguos tonos más fuertes y cementaciones ferruginosas. Los depósitos de terraza están constituidos, al igual que en otros sectores de la Cuenca (MOLINA y PÉREZ GONZÁLEZ, 1989), por sedimentos de cantos y gravas (60-70%), principalmente de cuarcita, cuarzo y areniscas ferruginosas, en menor medida de sedimentos del Terciario, rocas ígneas y pizarras, y sin presencia de calizas. Los tamaños oscilan entre los 4 y 25 cm de diámetro, localizándose los mayores tamaños en las terrazas de los ríos Órbigo y Esla. La matriz, si existe, suele ser arenosa y mayoritariamente silícea,

con granos de cuarzo, feldespatos, y ocasionalmente microconglomerática.

En los depósitos de terraza se pueden observar estructuras internas tales como bases erosivas, cicatrices internas de relleno de canal, imbricaciones de cantes, laminaciones cruzadas y paralelas, estratificaciones cruzadas en surco y planar, barras longitudinales, transversales y de acreción lateral.

En las terrazas altas han tenido lugar procesos de alteración que básicamente han consistido en procesos de rubefacción asociada a iluviación de arcillas, hidromorfismo y cantes decolorados y desarrollo de suelos rojos del orden de los altisoles con diferente grado de madurez en función de la antigüedad de la terraza. En los sedimentos de terraza del río Órbigo se observan cantes recubiertos con pátinas de manganeso y algunos cantes fracturados.

Aunque la extensión superficial de los depósitos de terraza puede ser grande, la potencia de éstos oscila entre 2-5 m, llegando a superar en casos puntuales los 10 m. El espesor del depósito no

siempre es fácil de observar ya que la base no suele aflorar y se encuentran muy modificadas por la acción antrópica.

Cuenca del río Órbigo

En el río Órbigo se han llegado a identificar hasta 18 niveles de terrazas, agrupados en terrazas altas, medias y bajas.

Las terrazas altas del río Órbigo se encuentran entre los +90-70 m, las terrazas medias entre los +65-32 m, y las terrazas bajas entre los +31-8 m sobre el cauce actual.

Cuenca del río Bernesga

En la cuenca del río Bernesga hay que diferenciar dos áreas muy diferentes. En la primera, al norte de la ciudad de León, se localizan las terrazas altas a +190-135 m. En la segunda, al sur de la ciudad de León, las terrazas altas se encuentran entre +95-70 m, las terrazas medias entre +75-30 m, y las terrazas bajas entre +30-5 m sobre el cauce actual.

| | ERIA | ÓRBIGO | BERNESGA | TORÍO | PORMA | ESLA | CEA | VALDERADUEY SEQUILLO | VALDAVIA | CARRIÓN |
|----|------|--------|----------|----------|---------|----------|---------|----------------------|----------|---------|
| 28 | | | +190-160 | | | +160 | | | | |
| 27 | | | +150-135 | | | | | | | |
| 26 | | | +140 | | | +140 | | | | |
| 25 | | | +130 | | | +130 | | | | |
| 24 | | | +120 | | | +130-125 | +120 | | | |
| 23 | | | +115 | +115 | | +115 | | | | |
| 22 | | | +110 | +110 | | +130-110 | | | | |
| 21 | | | +130-105 | +105 | +105 | +105 | | | | |
| 20 | | | +100 | +115-100 | +100 | +100 | | | | |
| 19 | | | +95 | +95 | +105-95 | +100-95 | +115-95 | | | |
| 18 | | +90 | +100-90 | +98-90 | +90 | +90 | +90 | | | +90 |
| 17 | | +85 | +85 | +85 | +90-85 | +90-85 | | | | +90-85 |
| 16 | | +80 | +80-70 | +80 | +80-77 | +80 | +85-80 | | | +90-80 |
| 15 | | +77-75 | +75 | +75 | +75-70 | +75 | +90-75 | | | +80-75 |
| 14 | | +70 | +75-70 | +80-70 | +70 | +75-67 | +80-70 | | | +75-70 |
| 13 | | +65 | +65 | +65 | +65 | +65 | +65 | | | |
| 12 | | +70-60 | +65-60 | +60 | +60 | +60 | +70-60 | | | |
| 11 | | +55 | +60-55 | +60-53 | +60-55 | +55 | +60-55 | | | |
| 10 | | +50-43 | +50 | +50 | +50 | +55-50 | +55-50 | +50 | | |
| 9 | | +42-41 | +50-47 | +50-43 | +60-45 | +45 | +50-45 | +45 | | |
| 8 | | +40 | +40 | +40 | +45-40 | +45-40 | +45-40 | +40 | | |
| 7 | | +37-32 | +40-30 | +35 | +40-35 | +35 | +40-30 | +40-30 | | |
| 6 | | +31-21 | +30 | +40-30 | +35-30 | +30 | +30-25 | +35-30 | | |
| 5 | | +30-18 | +30-25 | +28-25 | +25 | +25-20 | +25-20 | +25-30 | | |
| 4 | | +25-20 | +20 | +22-18 | +20 | +15 | +20 | +25-15 | | |
| 3 | | +15-12 | +18-15 | | +15 | +15-12 | +15-13 | +15-11 | | |
| 2 | | +10 | +10 | +10 | +10 | +10-7 | +12-8 | +13-10 | | |
| 1 | | +8 | +5 | +8-5 | +4 | +5-2 | +8-2 | +8-5 | | |

Tabla 2. Correlación entre los diferentes niveles de terrazas cartografiadas en la Hoja de León (Nº 19) a escala 1:200.000. (Alturas en metros).

Interfluvi de los ríos Bernesga y Porma

En el interfluvi de los ríos Bernesga y Porma las terrazas altas se encuentran entre +105-77 m, las terrazas medias entre +75-35 m, y las terrazas bajas entre +35-4 m sobre el cauce actual. La disposición espacial de estas terrazas parece indicar que estos dos ríos pudieron confluir en el pasado.

Cuenca del río Esla

Entre las terrazas mejor estudiadas destacan las del río Esla. LEGUEY y RODRÍGUEZ (1970) identifican 3 niveles de terrazas, TORRENT (1976) identifica 13 niveles de terrazas, y, por último, SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* (1994) agrupa las terrazas del río Esla en 4 niveles (terrazas superior, media-superior, media-inferior e inferior). Aunque en la presente Hoja de León se pueden identificar hasta 28 niveles de terraza, se han representado 12 niveles de terraza, agrupados en terrazas altas (18-25), terrazas medias (26-30) y terrazas bajas (31-34). Las terrazas altas se encuentran entre +160-85 m, las terrazas medias entre +80-35 m y las terrazas bajas entre +30-2 m sobre el cauce actual. Estos niveles son aproximadamente correlacionables entre las diferentes cuencas fluviales.

Cuenca del río Cea

El río Cea divide la Hoja aproximadamente en dos mitades. Este río también discurre por un valle bastante asimétrico, desarrollando la mayoría de las terrazas en su margen derecha. Las terrazas altas se encuentran entre +120-90 m, las terrazas medias entre +85-30 m y las terrazas bajas entre +30-2 m sobre el cauce actual.

Cuencas de los ríos Valderaduey y Sequillo

Los ríos Valderaduey y Sequillo nacen en la propia cuenca y, en consecuencia, presentan un escaso caudal. Los depósitos de terraza asociados a estos ríos presentan una pequeña extensión superficial. Las terrazas medias se encuentran en un interfluvi elevado a +50-30 m y las terrazas bajas entre +35-5 m sobre el cauce actual de ambos ríos.

Cuenca del río Carrión

El río Carrión se localiza en el margen oriental de la Hoja. Este río discurre por un valle marcadamente asimétrico, desarrollando todas las terrazas en su margen derecha. En estas terrazas se pueden reconocer hasta 20 niveles (OLIVÉ DAVÓ *et al.* 1982 a, b). En esta Hoja solo se localizan terrazas medias entre +90-70 m sobre el cauce actual. Estas terrazas muestran una mayor presencia y extensión en el margen occidental.

Interpretación

Las terrazas fluviales se encuentran asociadas a los cursos fluviales que drenan las áreas montañosas, tanto del norte como del oeste de la Hoja, y la ciclicidad de los procesos de encajamiento y colmatación que provocan en la Cuenca del Duero.

El hecho de que la red fluvial que drena la Cuenca del Duero tenga un nivel de base local en la Meseta, hace que las terrazas estén poco condicionadas por las oscilaciones del nivel marino y, por el contrario, condicionadas por el clima, es decir, por los frecuentes cambios de condiciones templado-húmedas y frías-áridas a lo largo del Pleistoceno.

Los sedimentos de estas terrazas proceden de las áreas montañosas, tanto del norte como del oeste de la Hoja, donde se encuentran las cabeceras de los sistemas fluviales y de los propios

sedimentos de la cuenca. El predominio de facies de gravas sobre las arenosas y la escasa presencia de facies lutíticas indica un modelo de canales de tipo *braided* (HERRERO, 1994).

Edad

La edad de las terrazas es muy problemática por la práctica ausencia de fauna y flora datable. No obstante, se pueden hacer algunas precisiones; por una parte, es evidente que a partir de la raña se produce la jerarquización de la red fluvial y si para éstas se admite de forma generalizada, aunque con las debidas reservas, una edad Pleistoceno inferior (Villafranquiense), todas las terrazas altas de los principales ríos pueden asignarse al Pleistoceno.

Las terrazas altas, al igual que las de los ríos de la Península Ibérica, pueden asignarse al Plioceno superior-Pleistoceno inferior (AGUIRRE 1989). Por su parte, las terrazas bajas se asignan al Pleistoceno superior-Holoceno. Estas edades se apoyan en los yacimientos arqueológicos estudiados por CASTELLANOS (1986). Este autor encuentra en las terrazas medias de los ríos Bernesga y Órbigo próximas a la ciudad de León restos removilizados de industria lítica datada como Achelense medio (400-128 ka) (Figura 14). El hecho de que los restos no aparezcan en su posición original (*in situ*) limita la datación, pero en todo caso las terrazas medias tendrían una edad máxima Pleistoceno medio y las terrazas más recientes o bajas serían contemporáneas o anteriores al período considerado (hace 400.000 y 128.000 años).

2.3.1.2 Arcillas, limos y cantos cuarcíticos (35a). Terraza superior del río Retortillo. ¿endorreica? Pleistoceno.

Localización

La terraza superior y quizás pre-endorreica del río Retortillo se sitúa en la esquina suroriental de la Hoja, en las cercanías de la ciudad de Palencia.

Descripción

Esta terraza cartografiada ha sido diferenciada de las terrazas endorreicas altas (35b) y bajas (36), por estar más elevada y porque su disposición en abanico no indica exactamente que sea totalmente endorreica o lacustre. La terraza se encuentra a +40-60 m sobre el cauce del río Retortillo (MOLINA y OLIVE, 1982).

Los depósitos de terraza están constituidos por cantos blandos en la base, limos y fangos con arcillas y cantos de cuarcita. Estos depósitos proceden de los materiales de la Formación Mansilla de las Mulas y de la Facies Tierra de Campos.

El espesor oscila entre 0,5 y 1,5 m.

Interpretación

De acuerdo con GUTIÉRREZ ELORZA y PORTERO GARCÍA (1982) estas terrazas se generan en áreas endorreicas drenadas por una red difusa y temporal. Aunque esta terraza podría corresponder al desarrollo de una antigua cuenca de 864 km² drenada por los ríos Valdejinate y Retortillo. Los niveles de terraza se originan en diferentes etapas de depósito y apertura exorreica de estos ríos hacia el río Carrión.

Edad

La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno medio-superior.

2.3.1.3. Gravas, limos y arcillas (35b y 36). Terrazas endorreicas.
Pleistoceno superior-Holoceno

Localización

Las terrazas endorreicas se sitúan en la esquina suroriental de la Hoja, en las cercanías de la ciudad de Palencia.

Descripción

Las terrazas endorreicas o lacustres cartografiadas han sido agrupadas en terrazas endorreicas altas (**35b**) y bajas (**36**). Las terrazas endorreicas altas se encuentran a +20 m y las terrazas bajas entre +12-5 m sobre el cauce del río Valdejinate (MOLINA y OLIVE, 1982).

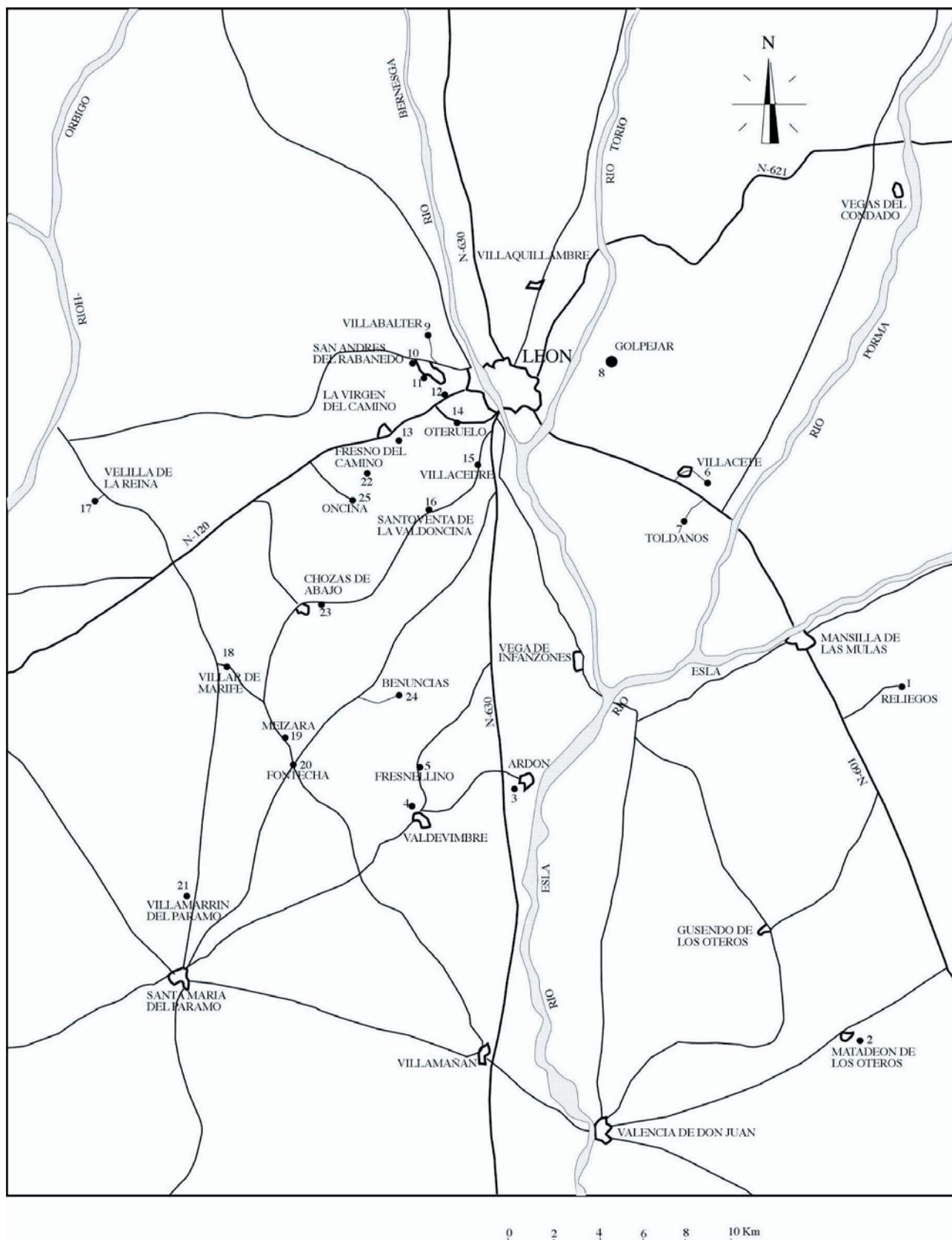


Figura 14. Localización de los yacimientos del Paleolítico inferior de los alrededores de la ciudad de León. Tomado de CASTELLANOS (1986)

Los depósitos de terraza están constituidos por cantos blandos en la base, limos y fangos con arcillas hinchables (montmorillonita) y cantos de cuarcita y caliza esporádicos. Estos depósitos proceden de los materiales de la Facies Tierra de Campos.

El espesor oscila entre 0,5 y 1,5 m.

Interpretación

De acuerdo con GUTIÉRREZ ELORZA y PORTERO GARCÍA (1982) estas terrazas se generan en áreas endorreicas drenadas por una red difusa y temporal. Esta área endorreica era una antigua cuenca de 864 km² drenada por los ríos Valdejinate y Retortillo. Los niveles de terraza se originan en diferentes etapas de depósito y apertura exorreica de estos ríos hacia el río Carrión.

En la parte occidental de la cuenca se situaba la antigua laguna de La Nava (MACAU, 1960). En la actualidad esta cuenca se encuentra desecada y los ríos que la atraviesan encauzados de manera artificial

Edad

La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno superior-Holoceno.

2.3.1.4. Zonas endorreicas (37). Holoceno

Localización

Las zonas endorreicas se localizan en diferentes puntos de la Hoja, destacando las situadas en el interfluvio de los ríos Valderaduey y Sequillo.

Descripción

Se trata de áreas subredondeadas, ligeramente deprimidas, y conectadas o próximas con arroyos actuales.

Interpretación

Estas zonas se generan en áreas con escaso o nulo drenaje.

Edad

La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.3.1.5. Gravas, arenas y limos (38). Fondo de valle. Holoceno

Localización

En esta unidad se incluyen los depósitos asociados a pequeñas vaguadas estacionales de fondo plano.

Descripción

Los fondos de valle están constituidos por cantos subredondeados embebidos en una matriz arenosa-limosa.

Interpretación

Estos depósitos están originados por la combinación de procesos fluviales y de ladera.

Edad

La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.3.1.6. Gravas, arenas y limos (39). Llanuras de inundación. Holoceno

Localización

Las llanuras de inundación son extensas en los cursos fluviales principales, como en el caso de los ríos Órbigo, en la confluencia Bernesga, Porma, Esla y en el río Carrión.

Descripción

En la llanura de inundación del Esla se observan áreas separadas por escarpes con desniveles inferiores a 1 m. Siendo estas áreas *terrazas solapadas*, la escala cartográfica ha obligado a incluirlas en la llanura de inundación.

En las llanuras de inundación pueden aparecer localmente charcas y lagunas relacionadas con tramos de río abandonados. En las llanuras de inundación, especialmente en las de los ríos Esla y Órbigo, se detectan meandros y cauces abandonados. Estos tramos de río abandonados presentan charcas y lagunas asociadas, sin embargo, en la mayoría de las ocasiones las plantaciones forestales o los cultivos de regadío dificultan su reconocimiento.

Los depósitos de llanura de inundación están constituidos por gravas no consolidadas, de composición fundamentalmente cuarcítica, y matriz arenosa-limosa. Estos sedimentos, aunque de composición similar a los depósitos de terraza, suelen presentar un mayor contenido en finos. Los finos suelen aparecer a techo, sobre los que se desarrollan fértiles suelos pardos (entisoles).

En general constituyen depósitos poco potentes.

Interpretación

En la actualidad estos depósitos han dejado de ser en gran parte funcionales debido a la regulación hidráulica de las presas situadas en las cabeceras de los principales cursos fluviales, fundamentalmente las de los ríos Órbigo y Esla. Es necesario comentar adicionalmente que esta regulación disminuye, pero no elimina los riesgos de inundación en casos de lluvias excepcionales.

Edad

A la llanura de inundación del río Esla se le asigna una edad mínima de 3.300 años. Esta edad se apoya en la datación por Carbono-14 de graneros y hogares a +3 m sobre el lecho del cauce realizada por TORRENT y ROQUERO (1974).

2.3.1.7 Arenas y gravas (40). Lecho actual. Holoceno

Localización

Los depósitos de lecho actual se localizan en los cursos fluviales de los ríos Eria, Órbigo, Esla, Cea, Carrión y Valdavia.

Descripción

La unidad de lecho actual incluye depósitos estrictamente fluviales asociados a cursos fluviales permanentes. Estos depósitos normalmente se encuentran ligeramente encajados (1-2 m) en las llanuras de inundación.

Interpretación

Estos depósitos están relacionados con la actividad de los cursos fluviales durante las estaciones lluviosas.

Edad
Estos depósitos son actuales o subactuales.

2.3.1.8 *Cantos, limos y arenas (41). Abanicos y conos aluviales. Holoceno*

Localización

Los abanicos y conos aluviales se localizan fundamentalmente en los cauces de los ríos Cea, Esla, Porma, Torío y Bernesga.

Descripción

Los abanicos y conos aluviales son formas con planta en forma de abanico. Los abanicos aluviales son formas amplias y aplanadas mientras que los conos son formas más pequeñas y con mayor pendiente.

La composición es muy heterogénea, con gran porcentaje de cantos de composición variada y finos.

El espesor de estos depósitos, aunque generalmente es de orden métrico, es muy variable.

Interpretación

El origen, tanto de los abanicos como de los conos aluviales, está relacionado con el transporte de materiales por corrientes fluvio-torrenciales de alta energía y la descarga y expansión de estos materiales en áreas que presentan cambios de pendiente, fundamentalmente en la salida de pequeños barrancos que desembocan en un valle de fondo plano.

Edad

La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.3.2. Depósitos de ladera

A continuación, se describe el único depósito de ladera cartografiado en la Hoja.

2.3.2.1 *Arenas con cantos (42). Coluviones. Holoceno*

Localización

Los coluviones más importantes de la Hoja son los relacionados con los relieves del Paleozoico, en la esquina suroccidental de la Hoja. Por su parte, los materiales terciarios de la Hoja dan lugar a extensos coluviones superpuestos a los propios materiales terciarios, en este sentido, en el mapa geológico se han representado tan solo los principales coluviones con el objeto de no ocultar la geología del terciario.

Descripción

Los coluviones normalmente están constituidos por cantos angulosos y subangulosos embebidos en una matriz arenosa-limosa.

Interpretación

Estos depósitos están originados por procesos gravitacionales asociados a la evolución de las laderas.

Edad

La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.3.3. Depósitos poligénicos

A continuación, se describe el único depósito poligénico cartografiado en la Hoja.

2.3.3.1 *Gravas silíceas, arenas y limos (43). Glacis. Pleistoceno-Holoceno*

Localización

Los glacis cartografiados en la Hoja de León se observan en los sectores norte, suroeste y este de la misma.

Descripción

Los glacis son superficies inclinadas con pendientes bajas y progresivamente menores desde cotas altas hacia cotas bajas. Los glacis pueden ser formas erosivas o deposicionales, siendo la mayoría de los glacis de la Hoja glacis deposicionales. Los depósitos están constituidos por gravas silíceas, tanto de cuarcitas como de areniscas, de tamaños variables (entre 1 y 10 cm), con matriz arenosa-limosa. En algunos afloramientos del norte de la Hoja los cantos situados en el nivel más superficial presentan una tonalidad rojiza oscura. Estos sedimentos presentan una composición similar a la de las terrazas, pero con una matriz limosa más abundante. Sobre ellos se desarrollan suelos que varían de pardos rojizos a rojos fersialíticos. El espesor de los depósitos de glacis suele ser inferior a los 2 m.

RAYNAL y NONN (1968) citan la presencia de glacis en Carbajal de la Legua y al suroeste de la ciudad de León. Estos autores describen a estos glacis como depósitos de cantos, moderadamente consolidados por una matriz de material fino, a veces con intercalaciones de pequeños niveles calcáreos de colores rojizos y gris-ocre, y con espesores superiores a 1,5 m.

Aunque no se han diferenciado en el mapa, algunos autores diferencian dos generaciones de glacis.

ESPINA *et al.* (2005) diferencian en la Hoja de Valencia de Don Juan (Nº 233) relieves miocenos que enlazan con un glacis superior entre cotas de 790-760 m y un glacis inferior entre cotas de 760-730 m que enlaza con las terrazas bajas del río Esla.

NOZAL *et al.* (2005 b) diferencian en la Hoja de Almanza (Nº 163) un glacis superior entre cotas de 980-930 m que enlaza con las terrazas altas de los ríos Esla y Cea y un glacis inferior en cotas más bajas que enlaza con terrazas medias y bajas o con fondos de valle.

Interpretación

Estos glacis se interpretan como paleoladeras resultantes de la degradación de paleorelieves, conservados en los actuales interfluvios, o terrazas fluviales por procesos de vertiente en las primeras etapas de encajamiento de la actual red de drenaje o fluvial.

Edad

A estos depósitos se les ha asignado una edad Pleistoceno-Holoceno.

3. TECTÓNICA

Como ya se ha mencionado (ver apartado 1.1), las rocas y sedimentos de la Hoja de León Escala 1:200.000 y su entorno,

se pueden clasificar en dos grandes unidades en función de sus características tectónicas: el Macizo Ibérico y la Cuenca del Duero. En este sentido, los materiales paleozoicos del Macizo Ibérico muestran numerosas estructuras de deformación, encontrándose intensamente fracturados y plegados, mientras que los materiales terciarios de la Cuenca del Duero apenas muestran deformación, y se encuentran prácticamente horizontales salvo en las proximidades de los materiales paleozoicos donde muestran una ligera deformación.

Estas diferencias tectónicas se relacionan con la superposición de dos procesos orogénicos diferentes: la Orogenia Varisca y la Orogenia Alpina. En este sentido, los materiales paleozoicos del Macizo Ibérico se encuentran deformados en mayor medida por la Orogenia Varisca, durante el Paleozoico, y en menor medida por la Orogenia Alpina, durante el Terciario; mientras que los materiales terciarios de la Cuenca del Duero solo se han deformado por la Orogenia Alpina.

A continuación, se describe la tectónica, es decir, las estructuras de deformación relacionadas con cada uno de estos procesos orogénicos.

3.1. TECTÓNICA VARISCA

Como ya se ha mencionado (ver apartado 1.1.1), el Macizo Ibérico ha sido dividido en seis zonas en función de sus características estratigráficas, metamórficas, magmáticas y tectónicas, concretamente en función de su tectónica varisca: la ZGTM, ZCI, ZAOL y ZC. Las únicas zonas del Macizo Ibérico que afloran en la Hoja son unos pequeños afloramientos de la ZCI y la ZAOL en su esquina suroeste.

En el Macizo Ibérico la deformación disminuye desde las zonas situadas al oeste hasta las zonas situadas al este, siendo las estructuras de deformación más importantes los cabalgamientos y pliegues. Dichos cabalgamientos limitan las diferentes zonas. En la Hoja, la ZCI se sitúa al sur de la ZAOL, sin embargo, a escala regional la ZCI es la más occidental de las dos.

En este sector, la ZCI y la ZAOL están limitadas por la Falla de Morredero-Villavieja, que es una estructura con una larga historia geológica: inicialmente actuó como una falla normal sinsedimentaria durante el Cámbrico-Ordovícico, posteriormente se reactivó durante la Orogenia Varisca como un cabalgamiento, y finalmente jugó de nuevo como falla normal.

En base al marco geológico es posible distinguir dos tipos principales de metamorfismo. El primer tipo de metamorfismo tiene una extensión regional por lo que se le ha denominado metamorfismo regional. Este metamorfismo se produce a grandes rasgos por el progresivo enterramiento de las rocas, como consecuencia del apilamiento y engrosamiento cortical que se produce durante el proceso orogénico por lo que también se le ha denominado, además de metamorfismo regional, *tectonometamorfismo*. El segundo tipo de metamorfismo presenta una extensión local. Este metamorfismo se produce por el calentamiento de las rocas en torno a intrusiones magmáticas por lo que se le ha denominado metamorfismo de contacto. El metamorfismo en las rocas de la ZCI y ZAOL de la Hoja es esencialmente un metamorfismo regional.

En general el metamorfismo regional disminuye desde la ZCI hacia la ZAOL con la singularidad del límite de estas dos zonas, la Falla de Villavieja-Morredero. En este límite existe un importante salto metamórfico, de manera que, en su bloque oeste en el Dominio del Ollo de Sapo (ZCI), el grado metamórfico es menor que en el Dominio del Manto de Mondoñedo (ZAOL). Sin

embargo, en su límite meridional no existe un salto metamórfico, caracterizándose ambas zonas por presentar un *metamorfismo epizonal* (zona de la clorita). Este metamorfismo afecta a la mayor parte de los afloramientos de las rocas paleozoicas de la Hoja.

A continuación, se describen las principales estructuras de deformación variscas de estas dos zonas.

3.1.1. Zona Centroibérica (ZCI)

La ZCI presenta una deformación polifásica con características dúctiles a dúctiles-frágiles como resultado de unas condiciones metamórficas similares a las de la zona más interna, la ZGTM, con una disminución clara del magmatismo y por lo tanto del metamorfismo de contacto hacia el este, en el límite con la ZAOL.

Como ya se ha mencionado (ver *epígrafe 1.1.1.*) en la ZCI se distinguen dos dominios: el Dominio del Ollo de Sapo, situado al norte, y el Dominio Esquisto-Grauváquico, situado al sur (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004). Las únicas rocas de la ZCI que afloran en la Hoja son unos pequeños afloramientos del Dominio del Ollo de Sapo en su esquina suroeste. A su vez, dentro del Dominio del Ollo de Sapo se pueden diferenciar diferentes regiones: Sinclinorio del Sil, Sinclinal de Truchas, Anticlinorios de Viana do Bolo y Sanabria y Sinclinorios de Alcañices y Hiendelaencina (Sierra de Guadarrama). Las únicas rocas del Dominio del Ollo de Sapo que afloran en la Hoja son unos pequeños afloramientos del Sinclinal de Truchas en su esquina suroeste.

El Sinclinal de Truchas es una gran estructura sinclinal de trazado NO-SE y ligera vergencia al suroeste y con escasa presencia de cabalgamientos. Los cabalgamientos existentes aparecen circunscritos al borde noreste. Estas características indican la presencia de una gran lámina cabalgante que incluye un pliegue de gran longitud de onda apenas compartimentado.

En esta región se pueden diferenciar hasta tres generaciones de estructuras y microestructuras de deformación o Fases de deformación superpuestas.

La *primera Fase de deformación* (F1) es la mejor desarrollada. En la F1 se incluyen un gran número de pliegues con ejes de dirección ONO-ESE, de pequeña longitud de onda y escala variada que destacan en la cartografía por la Cuarcita Armoricana. Se trata de pliegues asimétricos, tumbados o vergentes al NNE, en algunos casos subverticales, y con esquistosidad de plano axial muy bien desarrollada.

En la *segunda Fase de deformación* (F2) se incluyen cabalgamientos y micropliegues de ejes generalmente curvos con esquistosidad de crenulación muy espaciada. Estas estructuras, aunque son muy escasas pueden llegar a ser localmente muy importantes. Su origen se relaciona con el cabalgamiento que superpone la ZCI sobre la ZAOL.

La *tercera Fase de deformación* (F3) es retrovergente y prácticamente homoaxial con la F1. En la F3 se incluyen pliegues de amplia longitud de onda (Sinclinal de Truchas) con una esquistosidad de crenulación espaciada e irregularmente distribuida. Estos pliegues deforman a los pliegues de F1, en este sentido, en el flanco sur del Sinclinal de Truchas los planos axiales y la esquistosidad asociada presentan un buzamiento subhorizontal o suave hacia el SSO, mientras que en el flanco norte estas estructuras presentan un buzamiento fuerte o subvertical. Esta deformación de las estructuras de F1 en el flanco norte del Sinclinal de Truchas también está condicionada por la presencia de numerosos cabalgamientos en dicho flanco. Estos cabalgamientos están relacionados con el emplazamiento, por debajo

de la ZCI, de varias láminas de la ZAOL. El emplazamiento de estos cabalgamientos da lugar a un levantamiento mayor de dicho flanco y al aspecto retrovergente del Sinclinal de Truchas.

La deformación de estas tres Fases se ha realizado bajo unas condiciones metamórficas sincinemáticas (sintectónicas) de bajo grado. El clímax metamórfico se produce entre las F1 y F2, originando la neoformación de minerales y su orientación paralela a la foliación principal. La práctica totalidad del área se encuentra incluida en la zona de la clorita, pudiendo alcanzar localmente la zona de la biotita.

En la ZCI, se producen con posterioridad a la F3 una serie de estructuras que por su carácter muy localizado no se han asignado a ninguna fase de deformación. Estas estructuras son principalmente fallas normales longitudinales, fallas, *kink bands*, crenulaciones y diaclasas radiales.

3.1.2. Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL)

La ZAOL presenta una *deformación polifásica* con características dúctiles a frágiles acompañada por un metamorfismo que varía de mesozonal a epizonal hacia el contacto con la ZC. El Magmatismo es más escaso que en la ZCI, concentrándose en dos alineaciones, la primera situada cerca de la Falla de Vivero, en el contacto con la ZCI; y la segunda por delante del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (FARIAS *et al.*, 1987; JULIVERT, 1971; LOTZE, 1945; SUÁREZ *et al.*, 1990).

Como ya se ha mencionado (ver epígrafe 1.1.1.) en la ZAOL se distinguen dos dominios: Dominio del Navia y Alto Sil, situado al norte y el Dominio del Manto de Mondoñedo, situado al sur (MARCOS, 2004). Las únicas rocas de la ZAOL que afloran en la Hoja son unos pequeños afloramientos del Dominio de Navia-Alto Sil en su esquina suroeste.

La ZAOL presenta en términos generales una estructura caracterizada por la presencia de numerosos cabalgamientos y pliegues de gran tamaño, pudiendo distinguirse como en la zona anterior tres generaciones de estructuras superpuestas (MARCOS, 1973).

La primera Fase de deformación (F1) da lugar a pliegues isoclinales (MATTE, 1968), de plano axial que varía desde subhorizontal a fuertemente inclinado, vergentes hacia el este o noreste. Estos pliegues desarrollan siempre una foliación de plano axial muy penetrativa (S1) que se observa perfectamente cuando hay alternancia de capas de distinta competencia. Las características de los pliegues y de la S1 varían desde el oeste hacia el este de la zona (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1990).

La segunda Fase de deformación (F2) da lugar a cabalgamientos subparalelos a los pliegues de F1, vergentes al este o noreste y que se horizontalizan en profundidad. Estos cabalgamientos presentan zonas de cizalla asociadas, iniciadas durante la F1, y una foliación (S2) (MARCOS, 1973; PÉREZ-ESTAÚN, 1978; BASTIDA y PULGAR, 1978; MARTÍNEZ CATALÁN, 1985).

La tercera Fase de deformación (F3) da lugar a grandes pliegues abiertos, de plano axial subvertical y aproximadamente homoxiales con los primeros, así como pliegues menores y un clivaje de crenulación desarrollado localmente (S3). La superposición de los pliegues de F1 y F3 da lugar a un modelo de interferencia complejo.

Con posterioridad a la F3 se desarrollan una serie de estructuras tardías que por su carácter muy localizado no se han asignado a ninguna fase de deformación. Estas estructuras son principalmente fallas normales longitudinales, pliegues, *kink*

bands, crenulaciones y diaclasas radiales (PÉREZ-ESTAÚN, 1978; BASTIDA *et al.*, 1986; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1990, 1992; PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1991).

En la esquina suroeste de la Hoja solo se observa un pliegue a escala cartográfica. Se trata de un sinclinal de dimensiones hectométricas que forma parte de una estructura mayor denominada Anticlinorio de Casas Viejas (VARGAS *et al.*, 1984 c). Este sinclinal está formado por materiales de la Serie de los Cabos, tiene una forma bastante apretada, con un plano axial subvertical, un eje subhorizontal y una esquistosidad relacionada. Dicho pliegue se clasifica como de F1. En otros afloramientos de la Serie de los Cabos se pueden observar pliegues de dimensiones decamétricas, con características similares al anteriormente descrito. Estos pliegues también se clasifican como de F1. VARGAS *et al.*, 1984 c indica que estos pliegues se encuentran verticalizados respecto a su posición original por una estructura mayor de F3.

En la Hoja no se observan cabalgamientos de F2. Probablemente estas estructuras se encuentran ocultas por los materiales terciarios de la Cuenca del Duero.

Como estructura tardía se pueden reconocer fallas de pequeñas dimensiones de dirección NO-SE, N-S y NE-SO.

3.2. TECTÓNICA ALPINA

Las rocas y sedimentos de la Hoja y su entorno se pueden dividir en dos unidades en función de su tectónica alpina: la Cordillera Cantábrica y la Cuenca del Duero. La Cordillera Cantábrica se sitúa al norte de la Hoja, mientras que la Hoja está incluida en la Cuenca del Duero, concretamente en su sector noroccidental.

La tectónica alpina consistió mayormente en el reapretamiento de pliegues y en la reactivación de cabalgamientos variscos. Además, se produjo la reactivación como fallas inversas de algunas fallas extensionales mesozoicas. Estas estructuras se pueden observar en las secciones sísmicas del basamento de la Cuenca del Duero (ver apartado 4.1.2).

A continuación, se describen las principales estructuras de deformación alpinas de estas dos unidades.

3.2.1. Cordillera Cantábrica

La estructura alpina de la Cordillera Cantábrica en el borde septentrional de la Cuenca del Duero consiste en una gran flexión monoclinal regional. Esta flexión puede explicarse con un modelo de pliegue de flexión de falla originado por el despegue solidario del basamento precámbrico-paleozoico y la cubierta mesozoico-terciaria (PULGAR y ALONSO, 1993; ALONSO *et al.*, 1994, 1995, 2004). Este despegue tiene lugar sobre en un cabalgamiento basal que, situado a una profundidad de aproximadamente 15 km, desplaza y levanta el bloque norte (Cordillera Cantábrica) a lo largo de una gran rampa de unos 25 km, y cubre, deforma e invierte los sedimentos terciarios del bloque sur (Cuenca del Duero). Asociado al cabalgamiento basal aparece una banda de pliegues y cabalgamientos y fallas inversas.

Este cabalgamiento basal alcanza la superficie sólo en el sector central del frente sur de la Cordillera Cantábrica, mientras que al este y al oeste el cabalgamiento acomoda su desplazamiento mediante un pliegue de propagación de falla. Las variaciones estructurales que se presentan a lo largo de este cabalgamiento están relacionadas con la disposición previa de las estructuras variscas (ALONSO *et al.*, 1994, 1995, 2004).

3.2.2. Cuenca del Duero

La Cuenca del Duero consiste en la cuenca de antepaís situada por delante del cabalgamiento basal alpino de la Cordillera Cantábrica. Hacia el oeste, la Cuenca del Duero termina en la Región de los Montes Galaico-Leoneses (MARTÍN-GONZÁLEZ y HEREDIA, 2011) que se emplazaron hacia el norte, más tarde que la Cordillera Cantábrica y hacia el sur de ésta, permitiendo la fragmentación y erosión casi completa de dicha cuenca en esa región.

Los materiales del borde septentrional de la Cuenca del Duero muestran estructuras de deformación relacionadas con la actividad del cabalgamiento basal de la Cordillera Cantábrica, mientras que hacia el centro de la Cuenca los materiales apenas muestran estructuras de deformación.

En la Hoja, los materiales terciarios presentan una disposición horizontal o con una ligera pendiente deposicional que disminuye de norte (1,2%) a sur (0,05%). Sin embargo, también pueden presentar estructuras, tanto sedimentarias como de deformación, relacionadas con la tectónica alpina. A continuación, se describen algunas de estas estructuras.

Como ya se ha comentado (ver apartado 2.2.2) las unidades silíceas se disponen disconformes sobre las unidades polimíticas. Esta disconformidad puede corresponder a la discordancia angular que algunos autores (GARCÍA-RAMOS *et al.*, 1982 a; ALONSO *et al.*, 1996) identifican en los materiales terciarios del borde septentrional de la Cuenca del Duero y relacionan con la actividad del cabalgamiento basal de la Cordillera Cantábrica.

Cabe destacar que los cursos fluviales principales presentan una tendencia a situarse en las márgenes izquierdas de los valles; esta tendencia podría explicarse con un basculamiento de la Cuenca del Duero que levante su margen occidental y hunda su margen oriental. Por el contrario, las terrazas fluviales no presentan ninguna tendencia, únicamente las terrazas del río Cea tienden a situarse en el margen derecho del valle.

En algunos afloramientos se han localizado suaves deformaciones o basculamientos de la serie. Uno de estos afloramientos se localiza en el talud de la carretera Nacional VI, kilómetro 268, donde en los materiales miocenos se observa un anticlinal y un sinclinal de amplio radio. En este mismo afloramiento también se observan pequeñas fracturas con pequeños desplazamientos en la vertical. El origen tectónico de estas fracturas, en este y otros afloramientos, no es claro ya que pueden explicarse por la actuación de procesos geomorfológicos de tipo gravitacional.

En la esquina sureste de la Hoja, concretamente en la localidad de Paredes de Nava, GRACIA PRIETO *et al.* (1991) localiza en algunos niveles de la Formación Tierra de campos una familia de fallas de dirección aproximada E-O, con un buzamiento de 60°, estrías sub-verticales y saltos de 1-2 m.

En el Esquema Tectónico de la Hoja se ha representado una falla deducida que afecta a materiales terciarios. Esta falla, denominada Falla del Ferral (SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.*, 2005 a), se localiza en la esquina noroeste de la Hoja, a lo largo de los arroyos de los Gambones y del Ferral y afecta exclusivamente a las formaciones Villarroquel, Mansilla de las Mulas y Barrillos con una dirección prácticamente O-E. La existencia de esta falla se ha deducido de la posición de la Formación Barrillos, más alta en la vertiente sur de estos arroyos, lo que parece indicar una acomodación de los materiales de la Formación Barrillos a un escarpe de falla previo. Al igual que otras fallas localizadas al oeste de la Hoja de León, se trataría de una falla inversa vergente

al norte. Autores precedentes como VARGAS *et al.* (1984 a, b), MARTÍN PARRA (1989) y ALONSO *et al.* (1996, 2004) citan fallas con estas direcciones, las cuales describen como fallas variscas o tardivariscas rejugadas durante el Alpino.

La distribución de isosistos del terremoto de Zamora del 2 de octubre de 1961 (PAYO SUBIZA, 1962), reflejan una elongación de las isosistos de intensidad II y III a favor del río Valderaduey de dirección NE-SO y de la red fluvial secundaria de Villalpando de dirección ENE-OSO. NOZAL *et al.* (2004 b) relacionan estas anomalías con la existencia de una fracturación en el zócalo de la Cuenca del Duero.

Algunos autores, a partir de la fotointerpretación geológica, observan lineamientos en cambios de facies, en escarpes de terrazas fluviales o en la red fluvial que relacionan con fracturas. ARAGONÉS *et al.* (1982) observan, en el margen oriental de la Hoja, concretamente en las terrazas fluviales de los ríos Cuezas y Carrión varios lineamientos de dirección N 120-130° E que relacionan con una fracturación cuaternaria (Pleistoceno medio). GRACIA PRIETO *et al.* (1991) observa en la red fluvial secundaria del margen meridional de la Hoja una serie de lineamientos de dirección N 60° E, relacionada, a su vez, con una densa familia de fracturas escalonadas, de escaso salto, desarrolladas sobre el relleno terciario de la Cuenca del Duero; estos autores relacionan esta familia de fracturas con una posible banda de deformación de dirección ENE-OSO, de unos 50 km de anchura, desde el norte de Palencia (ENE) al sur de Villafáfila (OSO), relacionada, a su vez, con una posible fractura de dirección ENE-OSO que cruza el basamento del sector norte de la Cuenca del Duero. OLIVÉ DAVÓ y CARRERAS (1982) y PORTERO GARCÍA y DEL OLMO ZAMORA (1982) también observan en la red fluvial de los ríos Valderaduey y Pisuerga lineamientos de dirección N 30°, y en la red fluvial del río Cuezas lineamientos de dirección N 120-130° E. Por último, MEDIAVILLA y DABRIO (1988) y MEDIAVILLA *et al.* (1991) relacionan algunos contactos en la Facies Cuestas y en las Calizas del Páramo del sector central de Cuenca del Duero con fracturas de dirección NE-SO, NO-SE y N-S; estos autores concluyen que la sedimentación ha estado controlada por fracturas que afectan el zócalo de la Cuenca del Duero, en este sentido, la distribución de sedimentos y facies estuvo controlada por procesos de subsidencia regional, controlados a su vez por fracturas del zócalo.

En la Hoja no se ha detectado ningún accidente tectónico cuaternario. Sin embargo, se debe hacer mención que, al oeste de la Hoja que tratamos, y en la Hoja a escala 1:50.000 de La Bañeza (231), concretamente en el valle del Jamuz, VARGAS *et al.* (1984 c) proponen la existencia de pequeñas fallas normales que afectan a materiales miocenos, deduciendo movimientos tectónicos cuaternarios que basculan bloques en distintos sentidos y provocan el confinamiento y la captura de algunos cursos fluviales (PÉREZ GARCÍA, 1977). Estos datos podrían indicar cierta actividad tectónica cuaternaria en las proximidades del borde occidental de la Hoja.

4. GEOLOGÍA DEL SUBSUELO

Los trabajos estratigráficos y tectónicos de los materiales que afloran en la Hoja son relativamente numerosos, sin embargo, los trabajos sobre la geología del subsuelo de esta zona son menos abundantes. En este apartado se analiza, en primer lugar, una serie de datos de partida con el objetivo de describir, en segundo lugar, la estructura del relleno sedimentario cenozoico de la Hoja.

4.1. DATOS DE PARTIDA

Los datos de partida para poder describir la estructura del relleno sedimentario cenozoico de la Hoja proceden del estudio de los antecedentes bibliográficos, así como del análisis de secciones sísmicas y sondeos.

4.1.1. Antecedentes

Entre los estudios sobre la geología del subsuelo de la región noroccidental de la Cuenca del Duero, en la que se incluye la presente Hoja, destaca el "Estudio Sísmico de la Corteza Ibérica Norte (ESCRIN)". Este estudio ha sido publicado en los trabajos de FERNÁNDEZ VIEJO (1997), FERNÁNDEZ VIEJO *et al.* (1998, 2000), GALLART *et al.* (1995-1997), GALLASTEGUI (2000) y GALLASTEGUI *et al.* (2002).

Otros trabajos sobre la geología del subsuelo de esta región son los de REDONDO *et al.* (1995) y HERRERO (2001).

4.1.2. Análisis de secciones sísmicas

Este análisis consiste en el estudio de un conjunto de secciones sísmicas de reflexión realizadas entre los años 1985-1987 por la empresa REPSOL en la Cuenca del Duero. Estas secciones han sido analizadas en los trabajos de HERRERO (2001) y HERRERO *et al.* (2004).

Las secciones sísmicas de reflexión se han realizado desde el mismo borde de la Cordillera Cantábrica hacia el sur. En estas secciones se han identificado cuatro unidades sísmicas afectadas por dos sistemas de fracturas principales.

4.1.2.1. Unidades sísmicas

Teniendo en cuenta las diferencias encontradas en las propiedades sísmicas, como la variación en los parámetros de la reflexión (amplitud, configuración, continuidad, frecuencia e intervalo de velocidad), y la forma y geometría de la reflexión, en el subsuelo de la Hoja se han observado cuatro unidades sísmicas denominadas de muro a techo: Paleozoica (USPz), Mesozoica (USMz), Paleógena (USPg) y Neógena (USNg) (HERRERO, 2001, 2004 b; HERRERO *et al.*, 2004). Las dos primeras se encuentran en el zócalo de la Cuenca del Duero, mientras que las dos segundas se encuentran en los sedimentos terciarios. A su vez, estas cuatro unidades se hallan separadas por tres reflectores principales denominados basal, intermedio y superior (Figura 15). Estas unidades se han controlado con algunos sondeos, observándose su continuidad por toda la región noroccidental de la Cuenca del Duero.

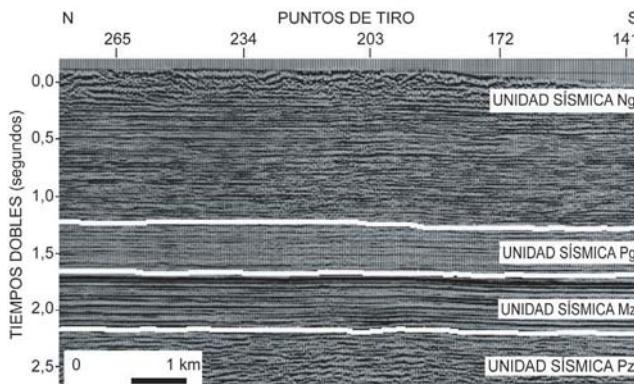


Figura 15. Parte de una sección sísmica donde se aprecian las características de las unidades sísmicas y los reflectores principales. Tomada de Herrero *et al.* (2004)

A continuación, se describen las principales características de estas cuatro unidades sísmicas.

Unidad Sísmica Paleozoica (USPz)

Esta unidad forma el sustrato de la Hoja, aflorando únicamente en el borde de la Cuenca del Duero. El análisis de la estructura de esta unidad permite deducir que la corteza bajo la Cuenca del Duero es horizontal y está estructurada sísmicamente en tres niveles, corteza superior hasta los 13 Km de profundidad, corteza media hasta los 24 Km y corteza inferior hasta los 30-32 Km, (GALLASTEGUI, 2000 y GALLASTEGUI *et al.*, 2002). Otros trabajos que analizan el basamento de la Cuenca del Duero son los de FERNÁNDEZ VIEJO (1997), FERNÁNDEZ VIEJO *et al.* (1998, 2000) y GALLART *et al.* (1995-1997).

Los reflectores internos que afectan a esta unidad muestran las siguientes características: a) son discontinuos, b) presentan valores muy bajos de amplitud, c) su frecuencia es baja, y d) aparecen con frecuencia fracturados.

La USPz presenta, en las secciones situadas al norte, algunas fracturas inversas de trazado E-O, inclinadas al norte, y que afectan a todas las unidades posteriores (Figura 16).

Unidad Sísmica Mesozoica (USMz)

Al igual que la unidad anterior, esta unidad forma el sustrato de la Hoja, aflorando únicamente en el borde de la Cuenca del Duero. Esta unidad presenta una geometría tabular, aunque hacia el oeste y suroeste su espesor disminuye hasta desaparecer.

Los reflectores internos que afectan a esta unidad muestran las siguientes características: a) son continuos, b) presentan valores altos de amplitud, c) su frecuencia es alta, d) aparecen con frecuencia fracturados, e) la inclinación oscila entre los 20-40° hacia el sur, y f) la terminación es convergente hacia los límites inferior y superior de la unidad.

La USMz se halla afectada por el segundo sistema de fracturas antes mencionado. Este sistema de fracturas afecta al fondo de la cuenca sedimentaria cenozoica con una disposición en escalera que desciende progresivamente hacia el norte. A su vez, estas fracturas están fosilizadas por las unidades cenozoicas que rellenan la cuenca, las cuales se definen a continuación.

Unidad Sísmica Paleógena (USPg)

Esta unidad muestra una geometría en forma de cuña con un espesor mínimo hacia el sur y oeste que aumenta progresivamente hacia el noreste (Figura 17). Hacia el oeste, esta unidad se apoya sobre la USPz.

El mapa de isobatas obtenido para el límite basal de la USPg (reflector intermedio) proporciona la profundidad y geometría de la base del Terciario en el dominio noroccidental de la Cuenca del Duero (Figura 18)

En este mapa se aprecia una zona con valores de profundidad superiores a los 2.800 m entre las localidades de Cistierna y Almanza; estos valores de profundidad disminuyen hasta los 500 m hacia el oeste y suroeste de esta zona. Esta geometría es indicativa de la existencia de un surco configurado en la USPg y adosado al frente montañoso. Adicionalmente se identifican domos y cubetas relacionadas con las fracturas de la base de la USPg.

Los valores de velocidad sísmica obtenidos para esta unidad oscilan, hacia el norte, entre los 4.200 y 4.600 m/s, mientras que, hacia el sur, estos valores son cada vez menores hasta alcanzar los 2.000 m/s. Los valores anómalamente altos de la zona norte pueden deberse a la fuerte inclinación de las capas sedimentarias en esta zona, con buzamientos entre 70°S y 80°S, mientras que

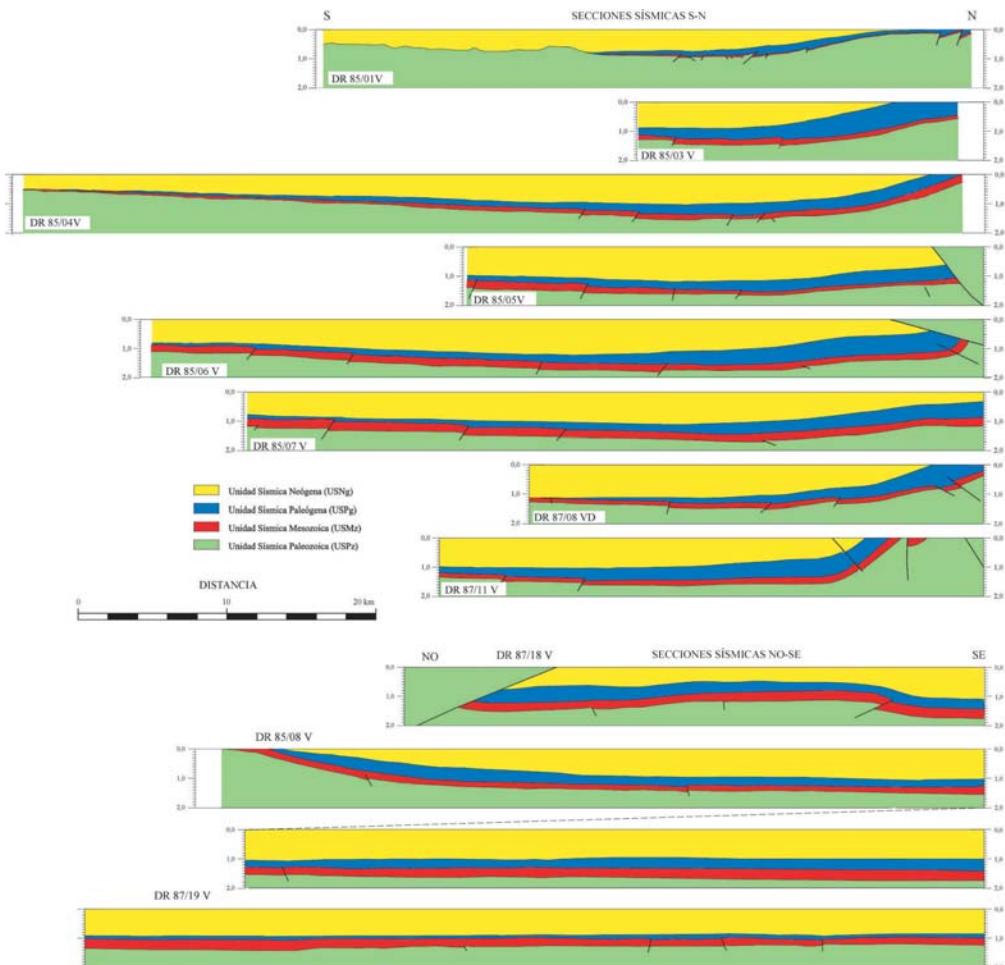


Figura 16. Interpretación de las principales secciones sísmicas de dirección N-S. En ordenadas se representa el tiempo doble en segundos. Situación geográfica de las secciones en la Figura 24. Tomada de Herrero (2001).

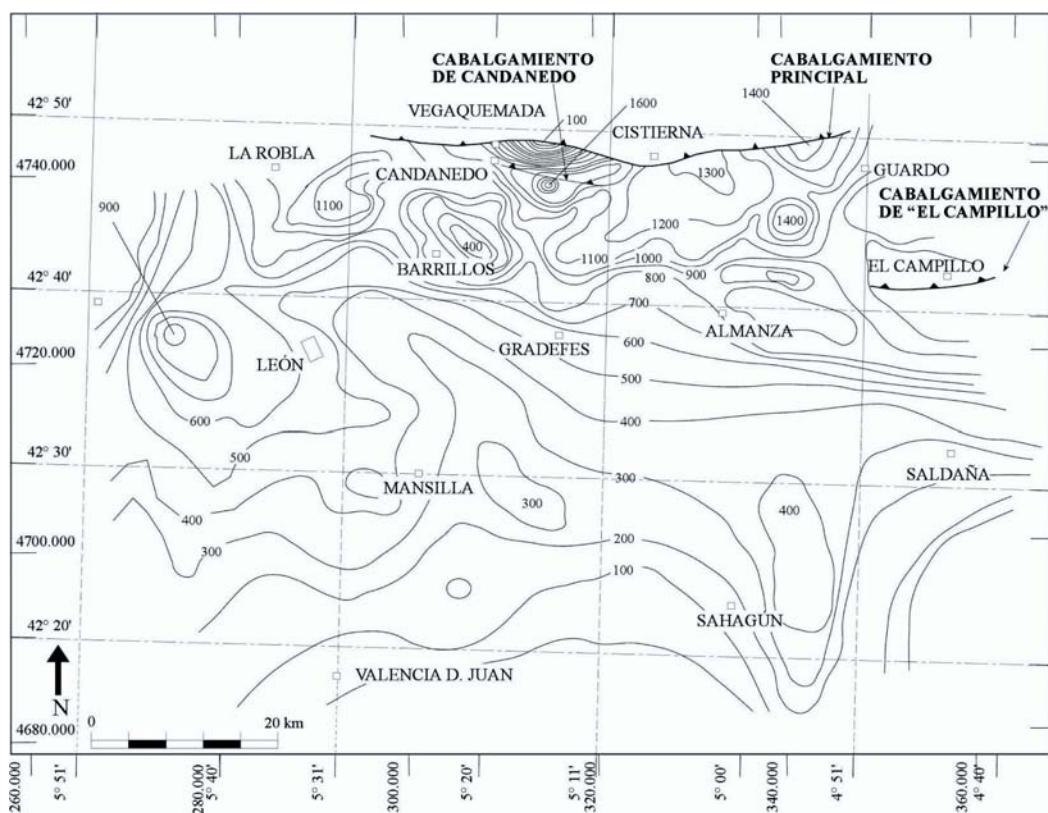


Figura 17. Mapa de isopacas de la Unidad Sísmica Paleógena (USPg). Intervalo de contorno de 100 m. El plano de referencia es el de 900 m sobre el nivel del mar. Tomada de HERRERO et al. (2004).

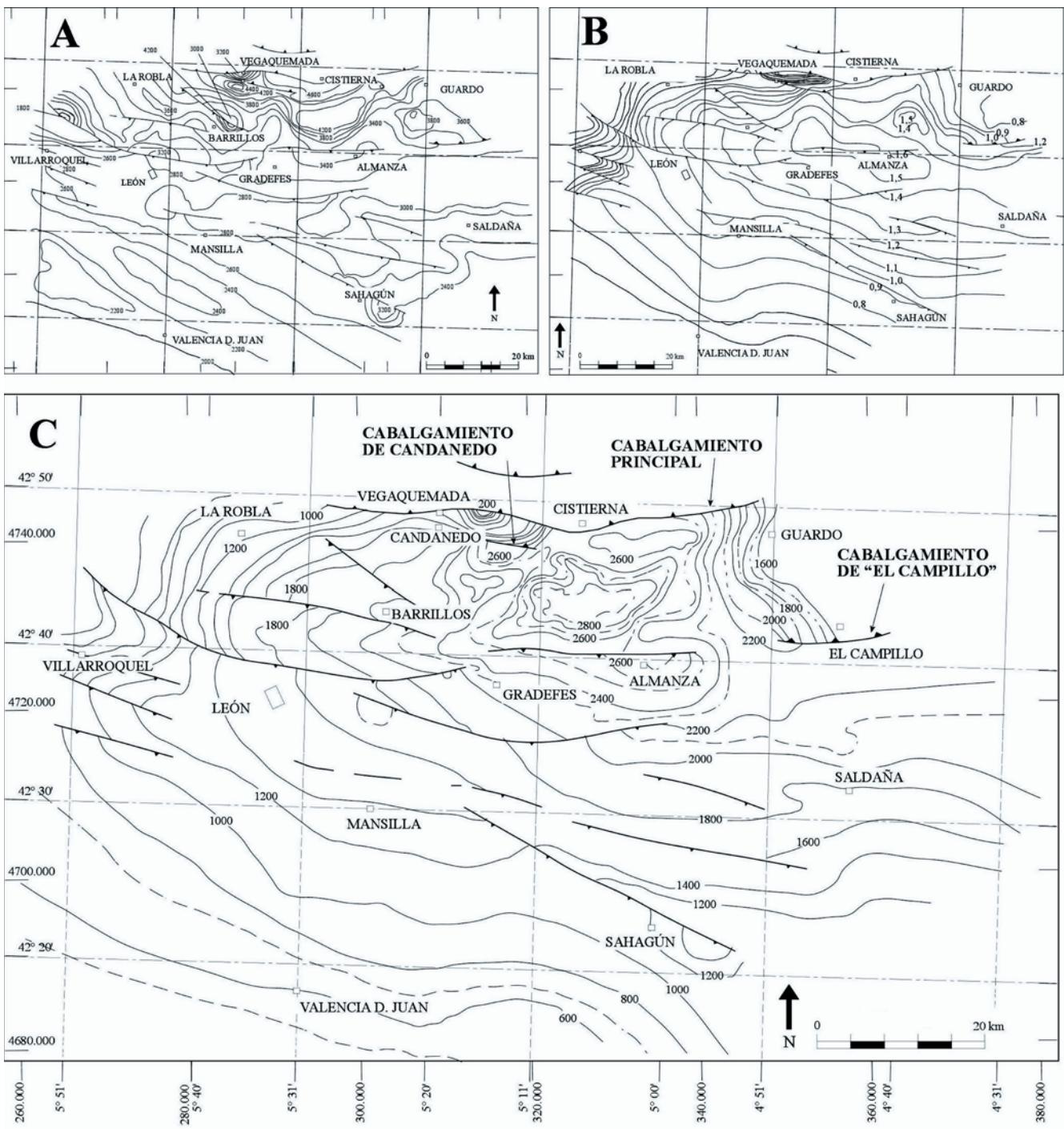


Figura 18. Mapas de contornos de la Unidad Sísmica Paleógena (USPg). A) Mapa de isovelocidad. B) Mapa de isócronas. C) Mapa de isobatas. El intervalo de contorno es de 200 metros/segundo, 0,1 segundos y 100 metros respectivamente. Tomada de HERRERO et al. (2004).

los valores bajos de la zona sur parecen correlacionarse con la presencia de arcillas, arenas y gravas.

Los reflectores internos que afectan a esta unidad muestran las siguientes características: a) no presentan una gran continuidad lateral y en ocasiones se observa una sustitución por otros de características similares, b) su amplitud y frecuencia es muy baja, aunque hacia el norte aumentan, c) su inclinación es variable, y d) la terminación es concordante hacia la base.

La USPg está afectada, en las secciones situadas al norte, por un conjunto de cabalgamientos de dirección E-O.

Unidad Sísmica Neógena (USNg)

Esta unidad muestra una geometría en forma de cuña con un espesor mínimo hacia el sur y oeste que aumenta progresivamente hacia el norte y este, localizándose los máximos espesores en el eje La Robla-Saldaña. Hacia el oeste, esta unidad se apoya sobre la USPg o sobre la USPz.

El mapa de isobatas obtenido para el límite basal de la USNg (reflector superior) (Figura 19) muestra una profundidad máxima en las localidades de Barrillos (1.700 m) y Almanza (1.900 m).

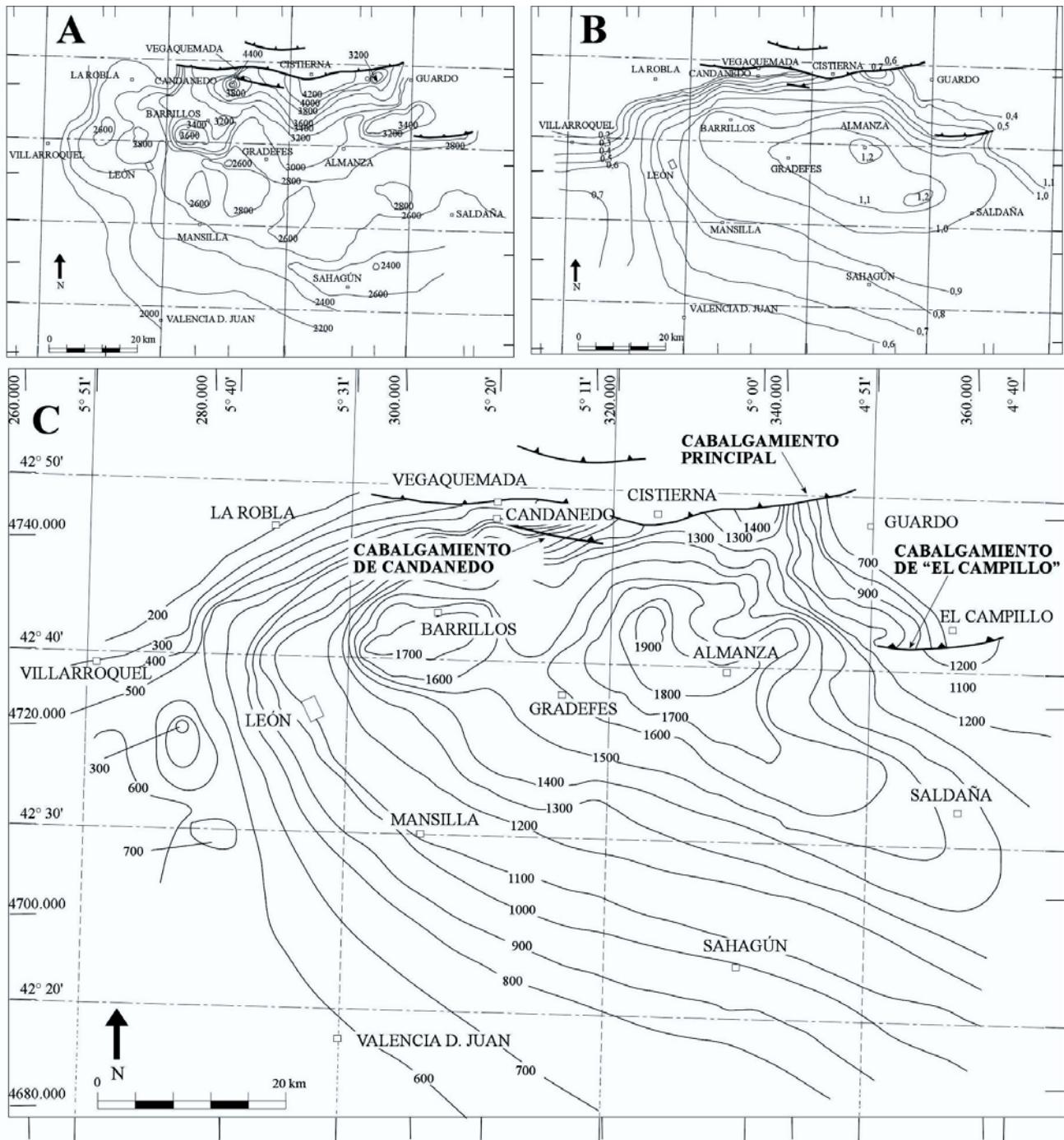


Figura 19. Mapa de contornos de la Unidad Sísmica Neógena (USNg). A) Mapa de isovelocidad. B) Mapa de isócronas. C) Mapa de isobatas. El intervalo de contorno es de 200 metros/segundo, 0,1 segundos y 100 metros respectivamente. Tomada de HERRERO et al. (2004).

Esta profundidad disminuye progresivamente su valor hacia el norte y hacia el sur. La diminución de la profundidad hacia el norte puede deberse a un efecto de distorsión creado por la inclinación de las capas o por la existencia de un paleoreliefie terciario.

Los reflectores internos que afectan a esta unidad muestran las siguientes características: a) presentan una gran continuidad lateral, tanto en las áreas del norte como hacia el sur, b) su amplitud es fuerte hacia el norte, mientras que es moderada-baja hacia el sur, c) su frecuencia suele ser alta, aunque localmente llegue a ser moderada, y es el carácter más representativo de esta

unidad, d) su inclinación oscila entre los 30-40° en la zona norte, mientras que es subhorizontal hacia el sur, y e) su terminación es concordante hacia la base, mientras que hacia el techo presentan un *toplap*, bien identificado en la zona norte.

La USNg está afectada, en las secciones situadas al norte, por un conjunto de cabalgamientos de dirección E-O.

4.1.2.2 Sistemas de fracturas

Los sistemas de fracturas de las secciones sísmicas se han clasificado atendiendo a la inclinación del plano de falla (Figura 20).

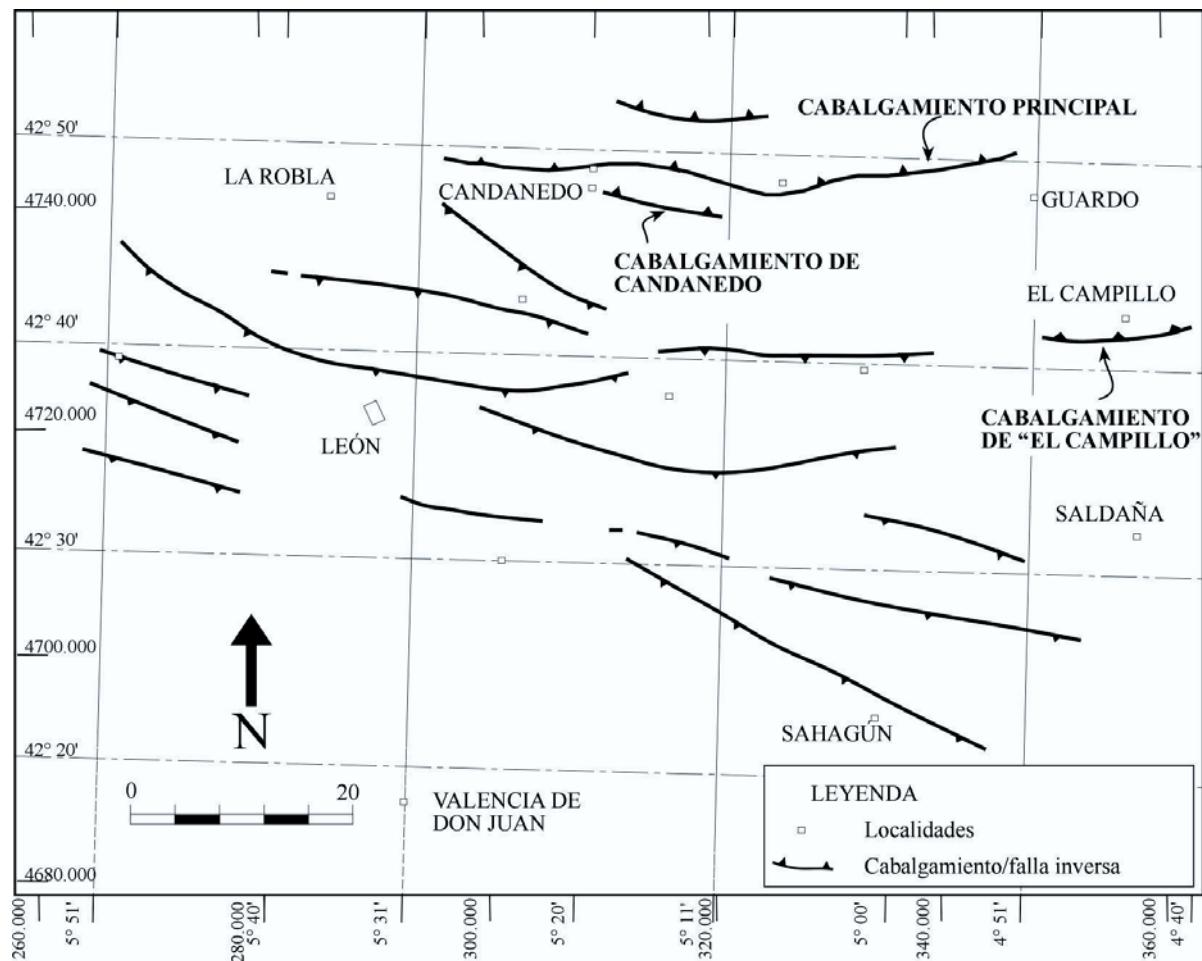


Figura 20. Situación geográfica de los dos sistemas de fracturas identificados en las secciones sísmicas. Modificada de HERRERO (2001).

El primer sistema de fracturas tiene una dirección E-O y el plano de falla inclinado al norte. Este sistema de fracturas se identifica con el conjunto de cabalgamientos frontales alpinos, responsables de la elevación de la Cordillera Cantábrica. Entre estos cabalgamientos se incluyen el cabalgamiento principal de la Cordillera Cantábrica (ALONSO y PULGAR, 2004), el cabalgamiento de El Campillo (Figura 21) y el cabalgamiento de Candanedo.

El segundo sistema de fracturas tiene el plano de falla inclinado al sur y está ampliamente distribuido en la mitad norte de la Hoja, inmediatamente al sur de las fracturas relacionadas con la elevación de la Cordillera Cantábrica. Este sistema de fracturas está formado por más de una decena de fracturas inversas, dispersas, con una dirección NO-SE, y con una dirección comprendida entre N 90° y N 140°. Estas fracturas afectan a unidades paleozoicas y mesozoicas y están fosilizadas por las unidades terciarias. Este sistema de fracturas se interpreta como cabalgamientos variscos reactivados y rotados en la orogenia alpina (ALONSO y PULGAR, 2004).

4.1.3. Análisis de sondeos

Este análisis consiste en el estudio de una serie de sondeos con testificación geofísica con una profundidad relativamente alta realizados para aprovechamiento hidrogeológico y exploración de hidrocarburos en la Cuenca del Duero. Estos sondeos han sido analizados en los trabajos de LANAJA et al. (1987), REDONDO et al. (1995), HERRERO (2001) y HERRERO (2004 a, c).

Estos sondeos proporcionan información, por un lado, sobre el análisis secuencial y arquitectura estratigráfica de los 700 m

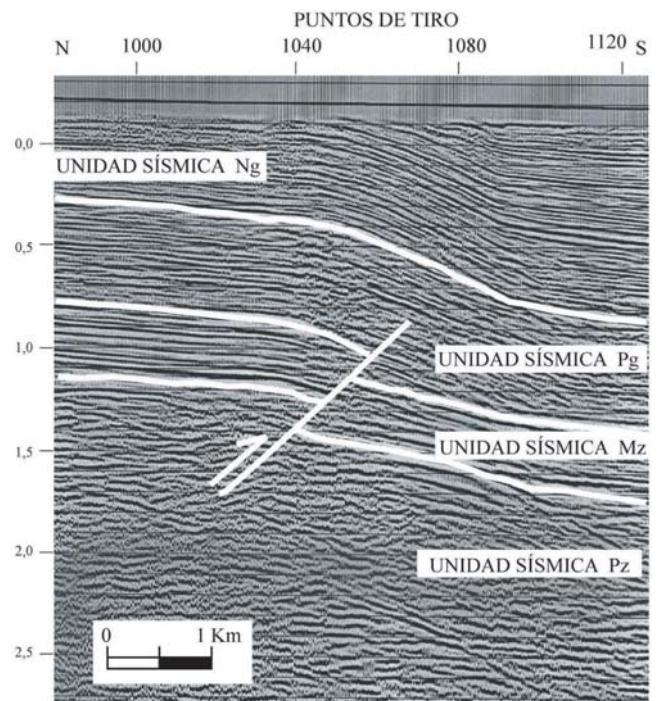


Figura 21. Parte de una sección sísmica donde se observan las unidades sísmicas Paleozoica (USPz), Mesozoica (USMz) Paleogena (USPg) y parte inferior de la Neógena (USNg), estando las tres primeras unidades afectadas por el cabalgamiento de El Campillo. Tomada de HERRERO et al. (2004).

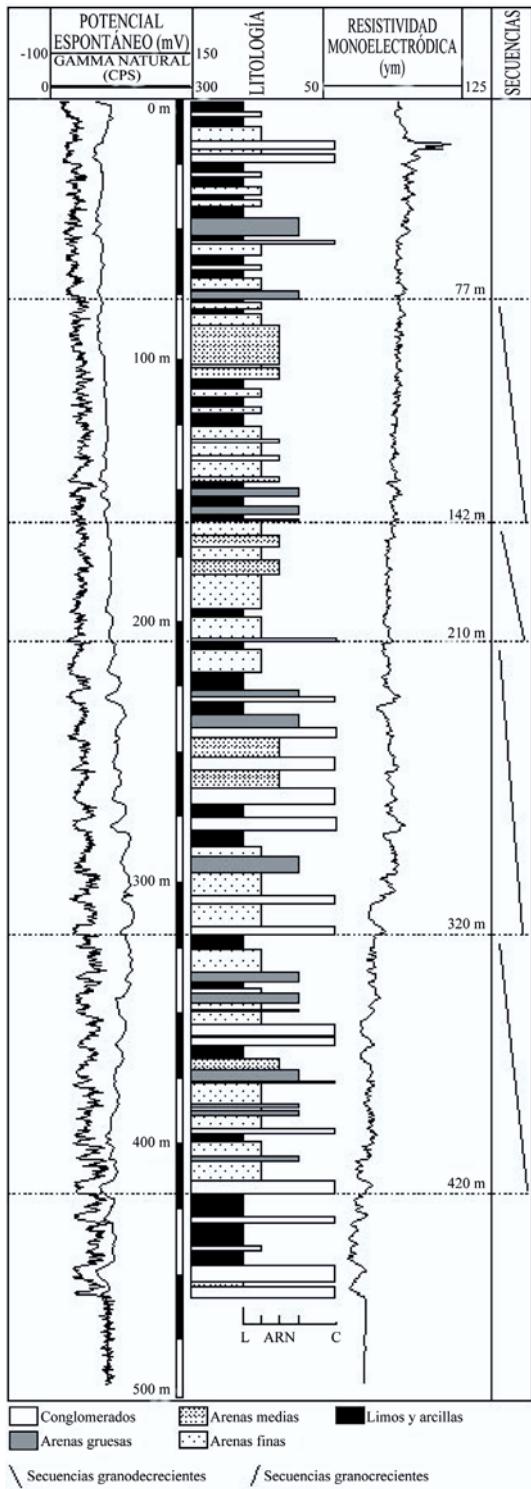


Figura 22. Sondaje de Villaquilambre.

superiores de relleno terciario, y, por otro, sobre la geometría de las unidades sísmicas señaladas anteriormente (HERRERO, 2001, 2004 a, b y HERRERO et al., 2004).

Los principales sondeos analizados son los de Villaquilambre y Sahagún de Campos. En ambos sondeos se atraviesa la USNg.

Sondeo de Villaquilambre

El sondeo de Villaquilambre tiene una profundidad de 458 m y los parámetros geofísicos analizados fueron la resistividad monoelectrónica, el potencial espontáneo y la radioactividad gamma-natural (Figura 22).

La arquitectura estratigráfica de este sondeo muestra cuatro secuencias completas y otras dos incompletas al faltarle el techo o el muro. Estas secuencias están ordenadas en secuencias menores presentando formas de campana (granodecrescentes) o de embudo (granocrescentes). En la mitad inferior del sondeo (458-210 m) las secuencias tienen forma de campana y de embudo, mientras que en la mitad superior del sondeo (210-0 m) las secuencias son más homogéneas, sin ninguna tipología definida.

Estas secuencias parecen indicar que, en la mitad inferior, hay presencia de conglomerados, mientras que, en la mitad superior, existe una disminución de la granulometría. Todo ello permite interpretar una tendencia de tipo granodecrescente para todo el sondeo.

Sondeo de Sahagún de Campos

El sondeo de Sahagún de Campos tiene una profundidad de 583 m y los parámetros geofísicos medidos fueron resistividad monoelectrónica, resistividad corta, potencial espontáneo y gamma natural (Figura 23).

La arquitectura estratigráfica de este sondeo muestra tres secuencias completas. Estas secuencias también están ordenadas en secuencias menores presentando formas de campana (granodecrescentes) o de embudo (granocrescentes). Por su parte, las grafías de resistividad y gamma natural se muestran muy dentadas indicando rápidos y frecuentes cambios en la composición y textura de la roca.

Atendiendo a estas características se puede decir que este sondeo está compuesto por limos y arcillas, con niveles intercalados de areniscas y conglomerados, cuyo espesor y abundancia aumentan hacia el techo, especialmente en la mitad superior del sondeo (190-0 m). Todo ello permite interpretar una tendencia de tipo granocrescente para todo el sondeo.

4.2. ESTRUCTURA DE LA CUENCA DEL DUERO

Teniendo en cuenta los datos de partida anteriormente analizados se pueden describir algunas características sobre la estructura del límite basal de la Cuenca del Duero, del relleno sedimentario y del basamento.

Límite basal

El límite basal de la Cuenca del Duero presenta una geometría en forma de surco. Este surco es, longitudinalmente, alargado en dirección O-E por delante del frente montañoso de la Cordillera Cantábrica, y, transversalmente, profundo hacia el norte y oeste y somero hacia el sur y este. Este límite aparece a profundidades de 2.800 m al norte de la Hoja, mientras que esta profundidad va disminuyendo hacia el sur y oeste, concretamente hasta los 600 m en las proximidades de Valencia de Don Juan.

Esta geometría presenta unas características estructurales similares a las de un surco de antepaís, modelo que ha sido considerado para el sector noroccidental de la Cuenca del Duero por MABESOONE (1959, 1961), DE JONG (1971), ALONSO et al. (1996), GALLASTEGUI (2000), HERRERO (2001), (ALONSO y PULGAR, 2004), y HERRERO et al., (2004). En este modelo la Cordillera Cantábrica se emplaza tectónicamente (cabalgamiento basal de la Cordillera Cantábrica) sobre el relleno sedimentario cenozoico de la Cuenca del Duero.

Relleno sedimentario

El relleno sedimentario de la Cuenca del Duero está constituido por la USPg y la USNg. La USPg tiene una geometría en forma de cuña, con espesores máximos hacia el norte y este y mínimos

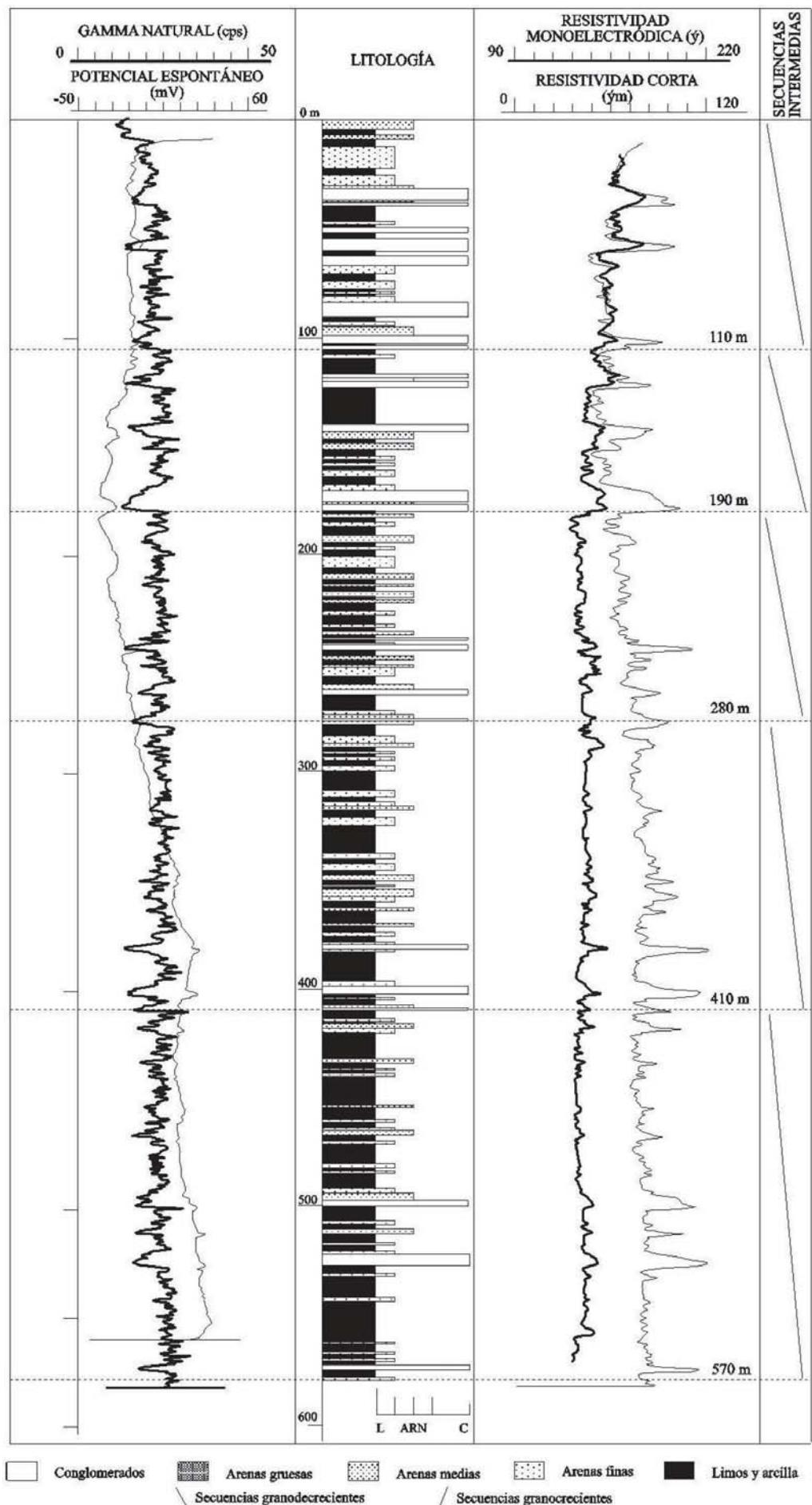


Figura 23. Sondeo de Sahagún de Campos.

hacia el sur y oeste (Figura 24). Por su parte, la USNg presenta una geometría también en forma de cuña, con profundidades mayores hacia el norte del eje La Robla-Saldaña (noroeste de Almanza) y mínimas hacia el sur y oeste de la Hoja. Esta geometría permite deducir para el dominio noroccidental de la Cuenca del Duero un espesor máximo de sedimentos de 3.500 m.

Esta forma de cuña se relaciona con una mayor subsidencia hacia el norte, en el contacto con el cabalgamiento basal de la Cordillera Cantábrica (ALONSO y PULGAR, 2004).

El análisis secuencial sólo es posible obtenerlo en los 700 m superiores de la USNg. Este análisis muestra una tendencia granodecreciente y retrogradante, al menos para los 700 m superiores de la USNg (HERRERO, 2001 y HERRERO *et al.*, 2004). Esta tendencia también se observa al norte de la Hoja, donde la Formación

Mansilla de las Mulas se superpone a la Formación Villarroquel (Figura 25).

Basamento

El basamento de la Cuenca del Duero está constituido por la USPz y la USMz. Hacia el sur y oeste del sector noroccidental de la Cuenca del Duero, en las proximidades de Valencia de Don Juan, la profundidad de la USPz disminuye, la USMz y la USPg desaparecen y la USNg presenta un espesor mínimo

Estos datos parecen indicar la existencia de un umbral periférico provocado por un levantamiento flexural del basamento de la Cuenca del Duero por delante del surco de antepaís (ALONSO y PULGAR, 2004, GALLASTEGUI *et al.*, 2002). La existencia de este umbral condicionó la existencia de un paleorelief tectónicamente pasivo y este, a su vez, la sedimentación del relleno cenozoico (HERRERO, 2006).

5. GEOMORFOLOGÍA

Las unidades fundamentales del relieve de la Hoja y su entorno son la Cordillera Cantábrica, localizada al norte, los Montes de León, al oeste, y la Cuenca del Duero, en la que se incluye esta Hoja (MARTÍN SERRANO, 1989).

5.1. CORDILLERA CANTÁBRICA

La Cordillera Cantábrica, situada al norte de la Cuenca del Duero, es un sistema montañoso con una alineación general E-O. El sector de la Cordillera Cantábrica situado al norte de la Hoja puede ser dividido en macizos montañosos separados por importantes cursos fluviales. Los macizos y cumbres más importantes son, de oeste a este, la Gistre (Catoute, 2117 m), Añares (Cuiña, 1987 m), Ubiñas (Peña Ubiña, 2417 m), Mampodres (Peña de la Cruz, 2195 m), Picos de Europa (Torre Cerredo, 2648 m) y Fuentes Carrionas (Peña Prieta, 2538 m). Estos macizos montañosos se encuentran disectados por importantes cursos fluviales, destacando, de oeste a este, los ríos Luna (que a partir de su confluencia con el río Omaña se denomina Órbigo), Bernesga, Torío, Curueño, Porma, Esla y Carrión.

La Cordillera Cantábrica es un relieve montañoso creado durante la orogenia alpina. El sector de la Cantábrica situado al norte de la Hoja de León está compuesto principalmente por rocas paleozoicas afectadas por cabalgamientos alpinos con un rumbo general E-O y vergentes al sur. En este sentido, el flanco meridional de la Cordillera Cantábrica, condicionado por el cabalgamiento frontal que lo superpone a los sedimentos

cenozoicos de la Cuenca del Duero (ALONSO y PULGAR, 2004), es una vertiente abrupta y neta.

5.2. MONTES DE LEÓN

Los Montes de León, situados al oeste de la Cuenca del Duero y de la Hoja, son un sistema de sierras y cumbres, con una alineación general ONO-ESE. Los macizos montañosos (y cumbres) más importantes son, de norte a sur, los Aquilianos (Cabeza de la Yegua, 2142 m) y Teleno (Teleno, 2183 m), Eixo (Trevinca, 2127 m), Cabrera (Vizcodillo, 2121 m) y Segundera (Moncalvo, 2044 m). Estos macizos, con cotas superiores a los 2000 m, van perdiendo altura hacia el este, hasta llegar a las cotas medias de la Meseta.

Los Montes de León están condicionados por la lito-estructura varisca y, a su vez, afectadas por cabalgamientos alpinos con un rumbo subparalelo a las estructuras variscas y vergentes al norte. En este sentido, la mayoría de estas sierras están constituidas por rocas paleozoicas resistentes, fundamentalmente cuarcitas, con un rumbo general ONO-ESE. Las litologías más resistentes corresponden a las cuarcitas de la Cuarcita Armoricana (8), la Serie de los Cabos (7) y la Formación Cándana (5-6). Como ya se ha comentado, las estribaciones orientales de las sierras de los Montes de León van perdiendo altura hacia el este, hasta dar lugar a un contacto lobulado con los sedimentos cenozoicos de la Cuenca del Duero y formar parte de su basamento.

5.3. LA CUENCA DEL DUERO

La Cuenca del Duero es una meseta o altiplanicie, es decir, una extensa superficie de topografía plana, con muy baja pendiente y elevada con una altitud media de 700-800 m. La Hoja se sitúa en su sector noroccidental (PÉREZ GONZÁLEZ *et al.*, 1994), próxima a los relieves de la Cordillera Cantábrica y de los Montes de León, y con altitudes que oscilan entre los 750-1065 m.

El relieve de la Cuenca del Duero en general y de la Hoja en particular se puede clasificar en unidades del paisaje y unidades geomorfológicas.

5.3.1. Unidades del paisaje

El relieve se puede clasificar en dos unidades del paisaje principales: los páramos y la Tierra de Campos. Estas unidades atienden a las diferencias en el relieve, clima, hidrografía y vegetación (ver epígrafe 1- *Introducción*).

Páramos

Los páramos son altiplanicies, es decir, extensas superficies de topografía plana, con muy baja pendiente y elevadas entre los principales cursos fluviales.

Los páramos se clasifican en páramos detríticos cuando presentan un delgado depósito de cantos cuarcíticos o en páramos carbonatados cuando están constituidos por sedimentos carbonatados.

En los páramos detríticos se incluyen la raña y las terrazas fluviales altas y medias. Los páramos detríticos son singularmente extensos en las cuencas de los ríos Esla y Órbigo. El río Esla desarrolla numerosas terrazas altas en su margen izquierda, constituyendo una amplia superficie conocida regionalmente como páramo de los Payuelos. Por su parte, el río Órbigo también desarrolla numerosas terrazas fluviales, constituyendo el denominado Páramo Leonés.

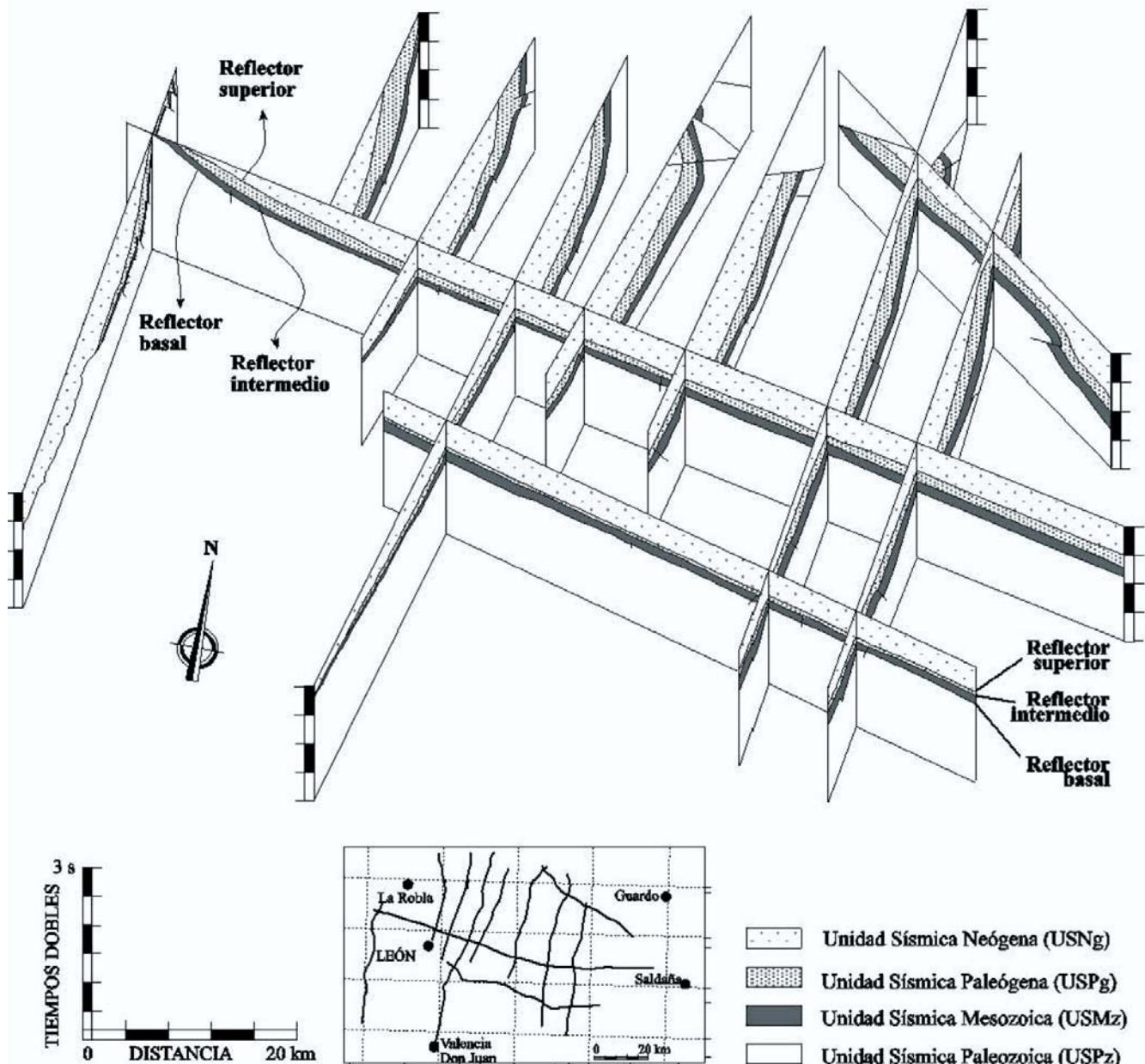


Figura 24. Situación geográfica y panel de correlación de las principales secciones sísmicas. Se aprecia la geometría tridimensional y las fracturas que afectan a las unidades sísmicas. Modificada de HERRERO et al. (2004).

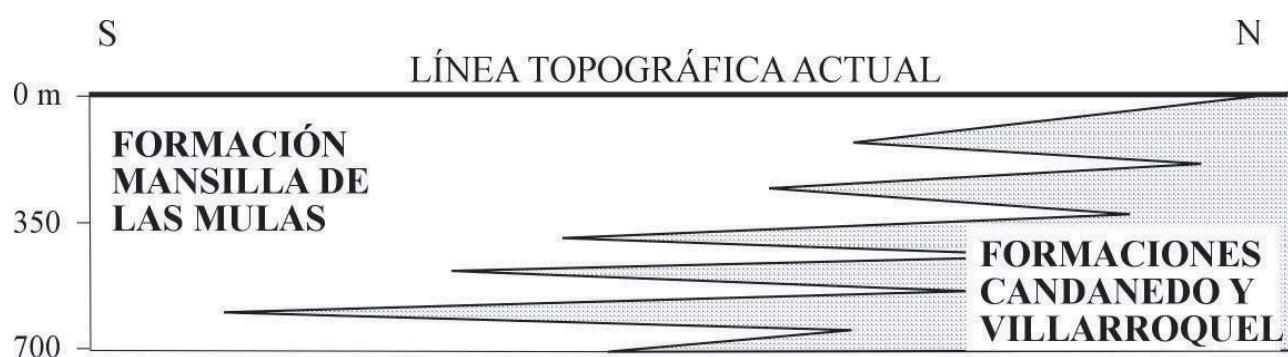


Figura 25. Retrogradación de las Formaciones Candanedo y Villarroquel hacia el norte y la consiguiente expansión de la Formación Mansilla de las Mulas en los 700 m superiores de la Unidad Sísmica Neógena (USNg). Tomada de HERRERO (2001).

A la vez, los páramos carbonatados tienen un gran desarrollo en el centro de la Cuenca del Duero.

Tierra de Campos

La Tierra de Campos incluye a las superficies de topografía suave y deprimida relacionada con los cursos fluviales.

5.3.2. Unidades geomorfológicas

El relieve de la Hoja se puede clasificar en tres unidades geomorfológicas principales: la Superficie Culminante, la Superficie Intermedia y la Superficie Fluvial Reciente. Estas unidades atienden a la génesis y evolución del relieve de la Cuenca del Duero.

En la Hoja, concretamente en los interfluvios de los ríos Esla y Cea se pueden observar estas tres unidades con distintos grados de extensión y conservación.

Superficie Culminante

La Superficie Culminante se corresponde con la superficie de colmatación del relleno sedimentario de la Cuenca del Duero. En el sector noroccidental de la Cuenca del Duero, esta superficie aparece conservada en las zonas más altas, aproximadamente entre las cotas de 900 y 1100 m. En esta superficie se incluye la raña.

Superficie Intermedia

La Superficie Intermedia se relaciona con la degradación de la Superficie Culminante en las primeras etapas de la morfogénesis fluvial. En esta superficie se incluyen los glaciares.

Superficie Fluvial Reciente

En la Superficie Fluvial Reciente se incluyen los cursos fluviales actuales, así como sus terrazas y llanuras de inundación.

De acuerdo con NOZAL y ESPINA (1994), NOZAL *et al.* (2005 a, b) y ESPINA *et al.* (2005), los principales cursos fluviales de esta red de drenaje, los ríos Órbigo, Bernesga, Porma, Esla y Cea, presentan una jerarquización arborescente y un encajamiento conforme tanto con la pendiente general de escorrentía como con la litología del sustrato en este sector de la Meseta. La jerarquización y encajamiento de esta red de drenaje continúa en la actualidad.

El encajamiento de la red de drenaje ha reciclado materiales terciarios y cuaternarios, depositando sedimentos de acreción lateral que forman terrazas muy desarrolladas y llanuras de inundación a lo largo del Cuaternario. Estos depósitos fluviales presentan una distribución asimétrica respecto a los cursos fluviales actuales, reflejando una migración del cauce desde las terrazas fluviales más altas a las más bajas. Adicionalmente, la migración lateral de los cauces fluviales principales ha producido capturas fluviales (NOZAL y ESPINA, 1994), dando como resultado terrazas asimétricas y, en ocasiones, transversales a la dirección del cauce actual (Figura 26).

Las terrazas del río Esla se conservan en su totalidad en el margen oriental. Esta disposición de las terrazas parece reflejar una migración del río Esla hacia el O-NO, sin embargo, el análisis de las cartografías realizadas permite demostrar que esta disposición refleja un proceso de migración y captura más complicado. El trazado del río Esla, desde que abandona los relieves de la Cordillera Cantábrica hasta que penetra en la Cuenca del Duero, sigue una dirección NE-SO mientras que, desde su confluencia con los

ríos Porma y Bernesga hasta su confluencia con el río Cea, sigue una dirección N-S. En el sistema de terrazas del río Esla se han identificado 12 niveles: T_1 (+160-105 m), T_2 (+100-95 m), T_3 (+90 m), T_4 (+90-85 m), T_5 (+80 m), T_6 (+75-67 m), T_7 (+65-55 m), T_8 (+30-20 m), T_9 (+15 m), T_{10} (+15-12 m), T_{11} (+10-7 m) y T_{12} (+5-2 m). Las 7 terrazas más altas se disponen con una dirección N-S, convergiendo con las terrazas más altas del río Cea y divergiendo con las 5 terrazas más bajas del río Esla de dirección NE-SO. Así pues, el río Esla, de acuerdo con la disposición de sus 7 terrazas más altas, adoptaba una dirección N-S para confluir con el río Cea al norte de la localidad de Mayorga (35 km al noreste de donde lo hace en la actualidad) y, a partir de esta confluencia, girar hacia el suroeste y migrar hacia el sureste, abandonando una serie de terrazas en su margen derecha. Posteriormente un afluente del río Porma capturó por erosión remontante a la altura de Mansilla de las Mulas la cabecera del río Esla, abandonando en su margen izquierda las 5 terrazas más bajas. La terraza T_7 representaría, por tanto, el trazado del último cauce del paleo-Esla antes de su captura. Este paleo-cauce da lugar a un valle colgado que ha perdido su funcionalidad aguas arriba, estando aguas abajo aprovechado por el actual arroyo de La Vega.

Las terrazas del río Cea y Valderaduey muestran una mayor presencia y extensión en el margen occidental de dichos cursos fluviales, reflejando una migración del río Cea hacia el E-SE y del río Valderaduey hacia el este.

En la Hoja de León, la Superficie Fluvial Reciente ha sido modelada fundamentalmente durante el Cuaternario. Sin embargo, se debe precisar que los ríos Eria, Órbigo, Bernesga, Torío, Porma, Esla, Cea, Valdavia y Carrión nacen en los Montes de León y la Cordillera Cantábrica, mientras que los ríos Valderaduey y Sequillo nacen en la propia Cuenca del Duero. Esta distribución de las cuencas de drenaje parece indicar que estos últimos se originaron ligeramente retardados en el tiempo.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales de la Hoja pueden agruparse en dos ciclos orogénicos. En primer lugar, los materiales del Paleozoico, sedimentados y deformados durante el Ciclo Varisco y, en segundo lugar, los materiales del Terciario y Cuaternario, correspondientes al relleno sedimentario de la Cuenca del Duero durante el Ciclo Alpino.

Adicionalmente, en los ciclos orogénicos pueden diferenciarse dos etapas de sedimentación: etapa preorogénica y etapa sinorogénica.

La etapa preorogénica se desarrolla entre dos procesos orogénicos y suele ser la más extensa temporalmente. Esta etapa se caracteriza por estar relacionada con importantes procesos distensivos que, a su vez, dan lugar a márgenes continentales pasivos. Sobre estos márgenes, se instalan plataformas continentales relativamente extensas y estables, en muchos casos de tipo carbonatado y con una sedimentación constante, tanto en la horizontal como en la vertical. La profundidad y subsidencia de estas plataformas están controladas fundamentalmente por el propio proceso distensivo.

La etapa sinorogénica se desarrolla durante el proceso orogénico y ocupa un lapso temporal más restringido. Esta etapa se caracteriza por estar relacionada con procesos orogénicos que generan cuencas de antepaís con acumulación de potentes cuñas de sedimentos procedentes de las áreas más elevadas. Debido a la inestabilidad de estas cuencas, las variaciones de las facies sedimentarias son muy frecuentes, tanto en la horizontal como

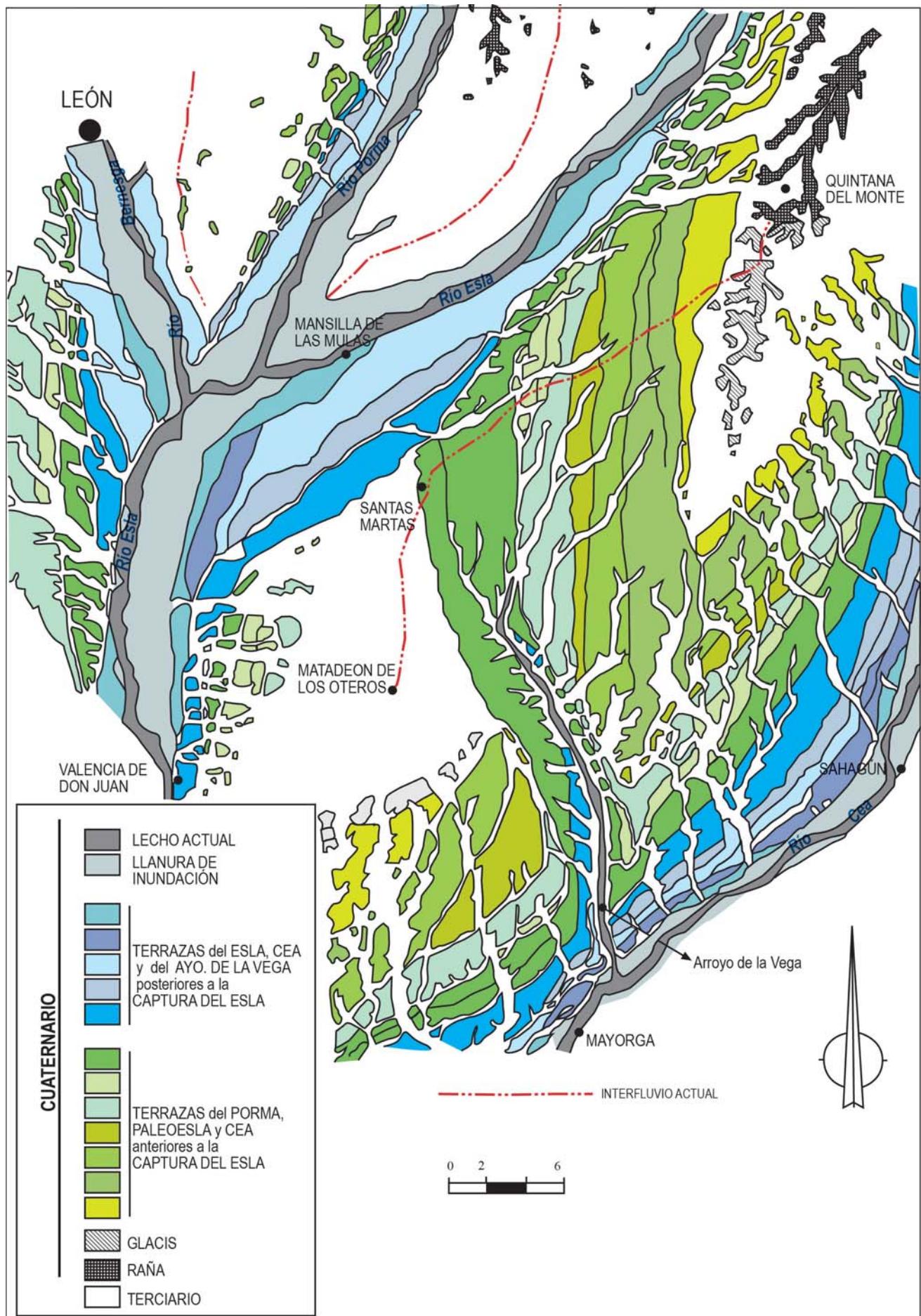


Figura 26. Terrazas del sistema Esla-Cea. A partir de NOZAL y ESPINA (1994).

en la vertical. Las facies sedimentarias predominantes son las detríticas y dentro de estas son muy comunes las conglomeráticas. Las facies carbonatadas aparecen de forma más restringida, localizándose en áreas no afectadas por aportes detríticos.

6.1. CICLO VARISCO

El Ciclo Varisco abarca la mayor parte del Paleozoico, presentando una etapa preorogénica desde el Precámbrico superior-Cámbrico hasta el Devónico superior y otra sinorogénica desde el Devónico superior-Carbonífero inferior hasta el Carbonífero superior.

En la Península Ibérica los materiales depositados y deformados en este ciclo forman parte del denominado Macizo Ibérico.

6.1.1. Etapa preorogénica

En el Paleozoico de la Hoja sólo afloran rocas de edades comprendidas desde el Cámbrico inferior al Ordovícico inferior, es decir, parte de la sucesión preorogénica varisca. Estas formaciones, entre las que se incluyen las formaciones Cándana, la Serie de los Cabos, la Cuarrita Armoricana, etc., se depositaron en una plataforma marina somera de baja energía abierta hacia el oeste en unas condiciones claramente preorogénicas pero afectada por importantes procesos distensivos (BARBA *et al.* 1994). En relación con estos procesos distensivos, esta plataforma presentaba una topografía relativamente accidentada, con zonas elevadas y zonas deprimidas, dando lugar a zonas paleogeográficas distintas y, en consecuencia, a condiciones de sedimentación diferentes.

El inicio del proceso orogénico acentuó estas diferencias, provocando la pérdida de las zonas paleogeográficas de tránsito y de los accidentes tectónicos que las generaron e incluso provocando la superposición de las zonas paleogeográficas. La actual sucesión preorogénica muestra zonas y dominios separados por grandes estructuras cabalgantes y diferente sucesión estratigráfica. Sin embargo, la sucesión estratigráfica en cada zona y dominio es bastante constante, como corresponde a una sedimentación en condiciones preorogénicas.

6.1.2. Etapa sinorogénica

Posteriormente, la sucesión preorogénica paleozoica fue afectada por la Orogenia Varisca. Este orógeno fue el resultado de la colisión entre los continentes de Laurasia y Gondwana (MATTE, 1968) desde el Devónico superior (370 m.a.) hasta el Carbonífero superior (300 m.a.) (PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1990).

Cordillera Varisca

Este proceso orogénico deformó la sucesión preorogénica paleozoica dando lugar a una cordillera de plegamiento denominada Cordillera Varisca. Una de las unidades en las que se divide esta cordillera aflora en la mitad occidental de la Península Ibérica, en lo que ha sido denominado Macizo Ibérico.

Como en todas las cordilleras de plegamiento, el Macizo Ibérico presenta una deformación polifásica acompañada de metamorfismo regional e intrusión de rocas ígneas. Esta deformación, metamorfismo y magmatismo disminuye desde las zonas internas o más próximas a la colisión continental, situadas al oeste, hasta las zonas externas o más alejadas, situadas al este.

Dichas zonas están limitadas por importantes cabalgamientos. Estos cabalgamientos son responsables de las grandes diferencias estratigráficas entre las distintas zonas debido a que han super-

puesto tectónicamente zonas paleogeográficas originalmente alejadas entre sí.

6.2. CICLO ALPINO

El Ciclo Alpino abarca desde el Pérmico hasta la actualidad, presentando una etapa preorogénica desde el Pérmico hasta el Paleoceno y otra sinorogénica desde el Paleoceno hasta la actualidad.

Por lo que respecta a los materiales depositados y deformados en este ciclo, en la Hoja no existe un registro sedimentario completo, sin embargo, atendiendo al borde septentrional de la Cuenca del Duero, con un registro sedimentario más completo, pueden establecerse las principales etapas de la evolución tectonoestratigráfica alpina de la Cuenca del Duero.

6.2.1. Etapa preorogénica

Desde el Pérmico y hasta el Cretácico superior, la Cordillera Varisca europea es afectada por un importante periodo extensional (MARTÍNEZ GARCÍA, 1983; LEPVRIER Y MARTÍNEZ GARCÍA, 1990; ESPINA, 1992). Este hecho determina la separación de la Cordillera Varisca europea en el Macizo Ibérico, situado en la Península Ibérica, y el Macizo Armoricano, situado en Bretaña, y la creación entre ellas de una zona oceánica, situada en el Golfo de Vizcaya.

Golfo de Vizcaya

El Golfo de Vizcaya se encuentra limitado por una plataforma continental somera en la que se depositaron las potentes series de sedimentos de la sucesión preorogénica alpina. De estas series de sedimentos la más próxima a la Hoja de León es la serie mesozoica de la Cuenca Vasco-Cantábrica. La sedimentación de la Cuenca Vasco-Cantábrica, tanto las facies como la potencia, está controlada por numerosas fallas normales ligadas al proceso extensional.

Cuenca del Duero

En el Cretácico superior la Cuenca del Duero se configura como una cuenca intraplaca cuya geometría y relleno está condicionada por los relieves que la rodean, la Cuenca Vasco-Cantábrica al norte, los relieves del Macizo Ibérico al oeste y al sur y el Macizo del Ebro al este.

Secuencia finicretácica-paleocena

En el sector norte de la Cuenca del Duero la sucesión preorogénica alpina está representada por materiales del Cretácico superior. A pesar de que estos materiales no afloran en la Hoja, las secciones sísmicas muestran su existencia en su subsuelo (USMz). Estos materiales presentan un origen marino relacionado con los procesos extensionales que originaron la apertura del Golfo de Vizcaya y la Cuenca Vasco-Cantábrica.

A finales del Cretácico superior, durante el Maastrichtiense fundamentalmente, se produjo un cambio en el ambiente de sedimentación, de marino a continental, relacionado con el final de la apertura del Golfo de Vizcaya y las primeras fases compresivas de la Orogenia Alpina.

6.2.2. Etapa sinorogénica

Con posterioridad al periodo extensional, el Macizo Ibérico y la sucesión preorogénica alpina fue afectada por la Orogenia

Alpina. Este orógeno fue el resultado de la colisión entre las placas placas africana, ibérica y euroasiática desde el Cretácico superior (60 m.a.) hasta la actualidad, teniendo su máximo desarrollo desde el Eoceno hasta el Mioceno (ALONSO *et al.*, 1996; PULGAR *et al.*, 1996; ALONSO y PULGAR, 2004).

Cordillera Cantábrica

Este proceso orogénico dio lugar a un pequeño proceso de subducción de la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya por debajo del borde continental septentrional de la Placa Ibérica. En el borde septentrional de la Placa Ibérica la tectónica alpina deformó el Macizo Ibérico y la Cuenca Vasco-Cantábrica dando lugar al levantamiento de la Cordillera Cantábrica.

En la Cordillera Cantábrica la deformación alpina se concentra en determinadas bandas muy espaciadas entre sí, lo que permite que en el Macizo Ibérico la estructura varisca se conserve prácticamente intacta entre ellas.

Estas bandas de deformación son fundamentalmente dos: la primera se sitúa cerca de la costa cantábrica y la segunda en el borde norte de la Cuenca del Duero (ALONSO y PULGAR, 2004). La primera de ellas da lugar a una serie de cabalgamientos vergentes al sur que cortan los materiales de la Depresión Mesozoico-Terciaria Asturiana. Por su parte, la segunda, mucho más importante que la primera, está constituida por el cabalgamiento basal de la Cordillera Cantábrica y una zona de pliegues y cabalgamientos y fallas inversas que levantan el bloque norte.

Estas bandas de deformación se amortiguan hacia el oeste, desde la Cuenca Vasco-Cantábrica hacia el Macizo Ibérico, de manera que incluso la situada en el límite con la Cuenca del Duero se continua con dificultadas desde la ZC hacia la ZAOL.

Durante la deformación alpina se produce el rejuego de numerosas estructuras variscas y adicionalmente, algunas fallas normales mesozoicas pasan a comportarse como fallas inversas.

Cuenca del Duero

A partir del Eoceno la Cuenca del Duero se configura como una cuenca de antepaís cuya geometría y relleno está controlada por los relieves que la rodean, la Cordillera Cantábrica al norte, los relieves del Macizo Ibérico al oeste, el Sistema Central al sur y el Sistema Ibérico al este.

En el sector norte de la Cuenca del Duero la flexión cortical provocada por el levantamiento de la Cordillera Cantábrica originó una cuenca de antepaís asimétrica y continental (ALONSO *et al.*, 1996) cuya geometría y relleno está controlado por el emplazamiento del cabalgamiento basal de la Cordillera Cantábrica a partir del Eoceno. Hacia el sur, y suficientemente alejada de la influencia del frente orogénico, la Cuenca adquiere un carácter atectónico. En el sector occidental de la Cuenca del Duero el relleno sedimentario está controlado por los relieves del Macizo Ibérico a escala de cuenca y por los Montes de León a escala de Hoja.

Los sectores norte y occidental de la Cuenca del Duero han ido rellenándose con materiales detríticos procedentes de la erosión de los relieves de la Cordillera Cantábrica al norte y de los Montes de León al oeste. En este sentido, los materiales del Macizo Ibérico constituyen el basamento de la Cuenca del Duero y, a su vez, el área fuente de los sedimentos que llenan la Cuenca.

Secuencia eocena-oligocena

Los relieves que limitan la Cuenca del Duero van a condicionar la red de drenaje y, en consecuencia, su relleno sedimentario. Esta sedimentación se caracteriza por ser endorreica, constituida por materiales detríticos y carbonatados relacionados respectivamente con ambientes fluviales en las zonas proximales a los relieves montañosos y lacustres en las distales. Los materiales detríticos de origen fluvial están constituidos por abanicos aluviales de carácter polimítico que evolucionan distalmente a sistemas fluviales más desarrollados. Por su parte, los materiales carbonatados de origen lacustre están constituidos por carbonatos, yesos y sales.

En la Hoja el relleno sedimentario terciario es fundamentalmente detrítico y de origen fluvial. Los únicos sedimentos carbonatados de origen lacustre de la Hoja se encuentran en unos pequeños afloramientos en su esquina sureste. Los procesos erosivos que afectan a los relieves de la Cordillera Cantábrica y de los Montes de León desarrollan grandes abanicos aluviales progradantes que, con diferente desarrollo y composición litológica, se solapan y superponen (COLMENERO *et al.*, 1982 a, b, c; GARCÍA-RAMOS *et al.*, 1982 a, b, c; MANJÓN *et al.*, 1982 a, b, c).

La geometría del relleno sedimentario es asimétrica, con el depocentro en las facies proximales septentrionales y un adelgazamiento en las facies distales meridionales.

Este proceso de sedimentación no es continuo, sino que presenta interrupciones y discordancias estratigráficas como consecuencia de la actividad de los frentes de cabalgamientos del borde sur de la Cordillera Cantábrica (GARCÍA-RAMOS *et al.*, 1982 a, b, c). La geometría de dichas discontinuidades sintectónicas se explica en función de la variación lateral de la estructura del frente tectónico de la Cordillera Cantábrica (ALONSO *et al.*, 1994, 1996; ESPINA, 1994; ESPINA *et al.*, 1994; ALONSO y PULGAR, 2004).

A partir de las características sedimentarias y paleontológicas del relleno sedimentario de la Cuenca del Duero, se deduce un clima semiárido, con temperaturas cálidas y dos estaciones muy marcadas, una seca y otra húmeda, parecido al de las sabanas actuales. En este sentido, la sedimentación carbonatada se relaciona con un balance hídrico descompensado, con temperaturas elevadas y precipitaciones escasas, que favorecen la evaporación y, en consecuencia, la precipitación de carbonatos, yesos y sales solubles e insolubles durante el Mioceno medio y superior.

Secuencia neógena

Durante el Mioceno superior se produce una ralentización en la sedimentación, incluso con una probable interrupción en la misma, para posteriormente continuar con un nuevo ciclo sedimentario constituido por abanicos silíceos postectónicos desarrollados en condiciones más húmedas que las precedentes (HERRERO, 1994).

En el centro de la cuenca, los últimos sedimentos carbonatados (Calizas del Páramo) se relacionan con un balance hídrico más compensado, con precipitaciones más abundantes, que favorecen una mayor disolución de sales y, en consecuencia, una menor concentración de sales solubles. Este cambio en la sedimentación química carbonatada se ve adicionalmente favorecido por el inicio de un régimen semiendorreico que favorece la evacuación de las sales más solubles al mar.

Secuencia plio-cuaternaria

Durante el Mioceno superior-Plioceno el relleno sedimentario de la Cuenca del Duero alcanza su superficie de colmatación,

es decir, la raña (MARTÍN-SERRANO, 1988 a, b). El proceso de construcción de la raña y de los piedemontes asociados a los frentes montañosos se enmarca en un clima más cálido y húmedo que el actual.

Secuencia cuaternaria

El régimen endorreico de la Cuenca del Duero queda concluido con la captura de su red fluvial por parte de la red de drenaje atlántica que progresó hacia el este por procesos de erosión remontante (MARTÍN-SERRANO, 1988 a, b, 1991). Este proceso de captura está favorecido por un clima todavía más cálido y húmedo que el actual. Tradicionalmente, este proceso de captura se atribuye al tránsito Plioceno-Pleistoceno (AGUIRRE, 1989), sin embargo, se debe precisar que el proceso no es sincrónico en toda la cuenca, sino que progresó desde el Océano Atlántico hacia el este, lo que determina el heterocronismo de la raña y de las terrazas altas de los grandes ríos hacia el este. La nueva red de drenaje se inicia desde la raña y define la red fluvial actual. Esta red fluvial, además de encajarse y desmantelar los materiales terciarios, comienza a depositar extensos depósitos fluviales, entre los que destacan las terrazas. Además, se producen otros depósitos como son los depósitos de ladera y glaciares.

Durante el Pleistoceno, el clima de la Cuenca del Duero se caracteriza por una alternancia de períodos fríos y cálidos. Estos períodos fríos presentan un clima más suave que el de los relieves montañosos que la bordean por lo que tanto los procesos fluviales como los de ladera continúan activos.

En la actualidad, la red de drenaje de la Cuenca del Duero presenta un encajamiento moderado, con la existencia de valles amplios y perfiles suaves semejantes a la superficie de colmatación de la Cuenca. Este encajamiento moderado está relacionado con la permanencia de un nivel de base fluvial local elevado. Los procesos fluviales activos son propios de un clima mediterráneo continental y un régimen pluvio-fluvial. Las precipitaciones de otoño y primavera producen apreciables crecidas, aumentando su capacidad de erosión y transporte del sustrato terciario y de los propios depósitos fluviales cuaternarios y sedimentando en las salidas de los cursos menores y en las llanuras aluviales de los cursos mayores. Es frecuente que la erosión del sustrato terciario modele las áreas acarcavadas.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

En la Hoja existen dos recursos geológicos principales: los materiales de construcción y la hidrogeología. Hasta este momento no se han detectado indicios de materiales metálicos o energéticos.

7.1. MATERIALES DE CONSTRUCCIÓN

Los materiales de construcción explotados en la Hoja son, por orden de importancia económica, arcillas, áridos y rocas ornamentales.

Las arcillas, en general, se utilizan en la fabricación, en instalaciones a pie de cantera, de ladrillos de construcción. El importante contenido de estas arcillas en limos y arenas impide que sean aptas para la fabricación de cerámicas.

Los áridos, entre los que se incluyen depósitos de arenas y gravas, se utilizan en construcción y obras públicas. Estos áridos proceden de los abundantes niveles de terrazas y depósitos fluviales cuaternarios e incluyen arenas y gravas.

Las rocas ornamentales que son o han sido objeto de explotación incluyen las siguientes: calizas y dolomías, cuarcita y mármol.

El total de explotaciones e indicios de materiales de construcción es de 85. En la actualidad, la mayoría de las explotaciones de arcillas y áridos se encuentran activas, y las explotaciones de calizas, cuarcita y mármol abandonadas. Se debe destacar la presencia de un indicio de mármol que presenta unas reservas limitadas pero una calidad con interés comercial. En el Mapa de Rocas y Minerales Industriales de León (Nº 19) a escala 1:200.000 (1992) se describe un estudio más detallado de estas explotaciones e indicios.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

La Hoja pertenece a la Cuenca Hidrográfica del Duero (Figura 27). En la Hoja se encuentran tres dominios hidrogeológicos, el primero de ellos corresponde a los acuíferos de los materiales paleozoicos del Macizo Hespérico, el segundo a los acuíferos de los materiales mesozoicos de la Cuenca del Duero, y el tercero a los acuíferos de los materiales detríticos continentales de la Cuenca del Duero.

7.2.1. Dominio hidrogeológico paleozoico de la Cuenca del Duero

Este dominio hidrogeológico aparece escasamente representado en la esquina suroccidental de la Hoja. En este dominio los acuíferos se suelen localizar en los niveles cuarcíticos y a favor de la red de diaclasado y fracturación. En estos acuíferos, en general, la calidad del agua en sus manantiales y escasos pozos es buena y su vulnerabilidad frente a la contaminación es baja, sin embargo, se recomiendan estudios complementarios ante la implantación de actividades potencialmente contaminantes, especialmente las actividades agropecuarias.

7.2.2. Dominio hidrogeológico mesozoico de la Cuenca del Duero

Este dominio hidrogeológico aparece representado en el eje La Robla-Guardo. En este dominio los acuíferos se localizan en materiales cretácicos, fundamentalmente calcáreos, muy verticalizados que constituyen un conjunto de acuíferos periféricos al norte de los materiales terciarios de la Cuenca del Duero. Esta unidad tiene escasa importancia a nivel regional dada su baja relación entre superficie de afloramiento y superficie permeable (90/30 km²).

7.2.3. Dominio hidrogeológico terciario de la Cuenca del Duero

Los acuíferos del terciario de la Cuenca del Duero son los más aprovechados en la actualidad. Las aguas de estos acuíferos son de tipo bicarbonatado cálcico-magnésico y, al suroeste de la Cuenca, de tipo clorurado sódico.

A continuación, se describen las diferentes unidades diferenciadas dentro de este dominio.

Unidad del Esla-Valderaduey

La Unidad del Esla-Valderaduey es la más importante en cuanto a recursos hídricos. Esta unidad abarca las cuencas de los ríos Esla y Valderaduey y parte del Carrión. La extensión de su superficie de afloramiento es de 16.360 km².

Litológicamente está constituida por niveles discontinuos de potencia métrica de arenas y gravas con matriz semipermeable de arcillas arenosas hacia el norte y de margas hacia el sur. Estos

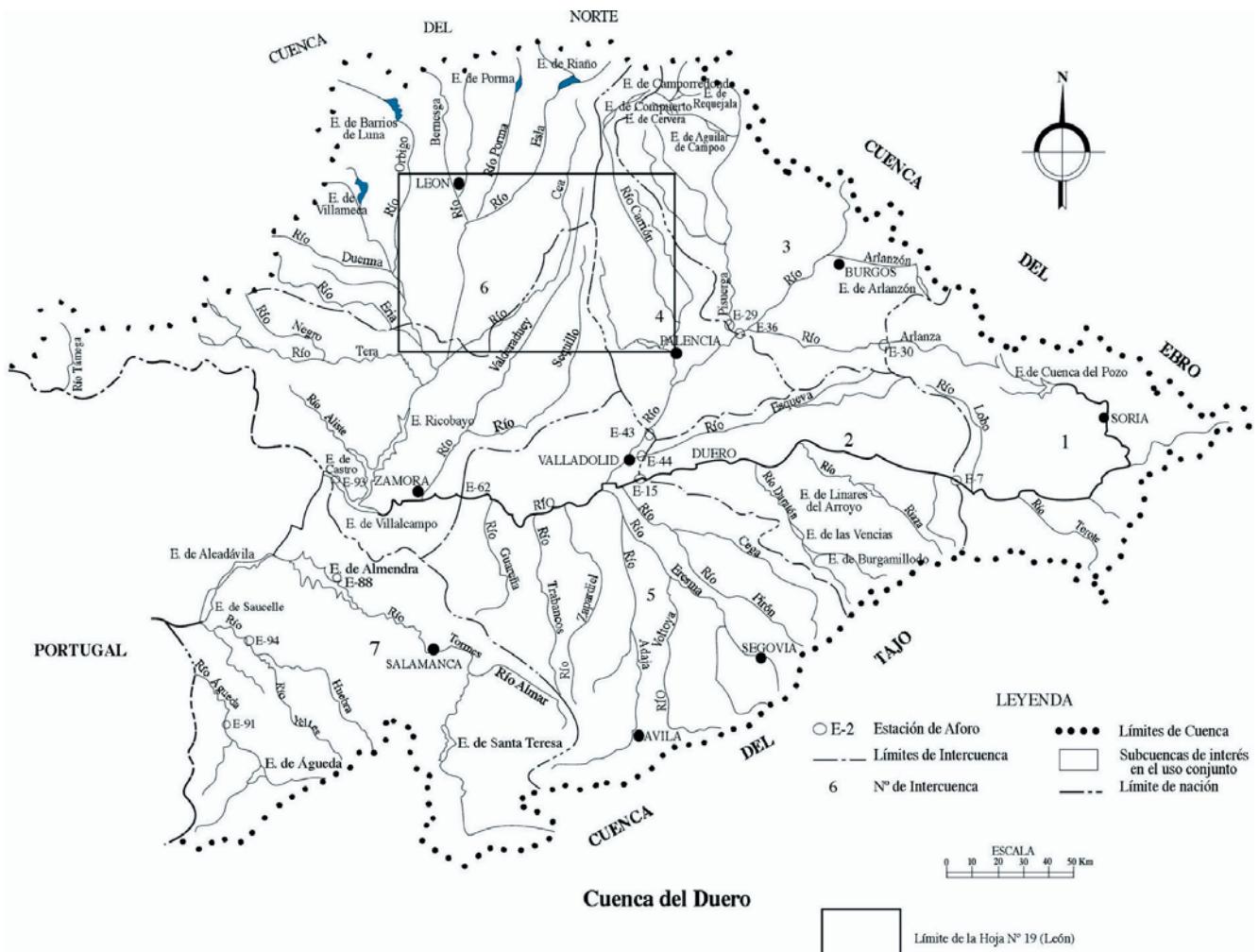


Figura 27. Situación de la Hoja de León (Nº 19) a escala 1:200.000 en la Cuenca Hidrográfica del Duero.

niveles presentan diferentes extensiones y se encuentran superpuestos sin una gran conexión entre ellos.

La recarga de estos acuíferos se produce por infiltración en los interfluvios de los cursos fluviales, existiendo además aportes de las distintas unidades periféricas, principalmente al norte y oeste de la unidad. Por su parte, la descarga se produce por flujo subterráneo hacia los cursos fluviales. En estos acuíferos, en general la vulnerabilidad frente a la contaminación es baja, siendo los terrenos poco permeables en los que dicha contaminación afecta solo a los metros más superficiales, aunque, se debe prestar atención a las actividades potencialmente contaminantes que afectan a los niveles más permeables.

Unidad de Rañas

La Unidad de rañas incluye los acuíferos emplazados en las rañas y terrazas fluviales más altas. Los acuíferos de las terrazas altas se incluyen en esta unidad por estar desconectados hidráulicamente de las terrazas más bajas y del resto de depósitos fluviales. Este conjunto de acuíferos se apoya directamente sobre la Unidad de Esla-Valderaduey, con la que puede estar conectada por procesos de percolación.

Estos acuíferos están constituidos por cantos cuarcíticos incluidos en una matriz arcillosa-arenosa con baja permeabilidad y transmisividad y presentan espesores que varían entre 3-25 m.

Las posibilidades de explotación de esta unidad son limitadas debido a su baja permeabilidad y transmisividad, sin embargo, pueden cubrir necesidades puntuales.

Unidad aluvial

La unidad de acuíferos aluviales incluye los depósitos aluviales y las terrazas más bajas. Los acuíferos de las terrazas más bajas se incluyen en esta unidad por estar conectados hidráulicamente.

Estos acuíferos están constituidos por arenas y gravas de alta porosidad y permeabilidad con arcillas y limos de inundación y presentan espesores inferiores a los 10 m.

A pesar de su gran extensión tienen poco interés debido a su escaso espesor. Localmente se pueden obtener caudales superiores a los 25 l/seg. La calidad de sus aguas es variable ya que se encuentra condicionada por el caudal y la calidad de las aguas de los cursos fluviales. La vulnerabilidad de esta unidad es alta debido a que incluye acuíferos superficiales con alta permeabilidad y porosidad. Las principales fuentes de contaminación son las antrópicas, destacando la industrial.

8. BIBLIOGRAFÍA

- AEROSERVICE, LTD. (1967): *Mapa Geológico de la Cuenca del Duero*, E. 1: 250.000. Inst. Nacional de Colonización e IGME. Madrid.
- AGUIRRE, E. (1989): El límite inferior del Pleistoceno. En: *Mapa del Cuaternario de España*. ITGE, 87-94 pp.
- AGUIRRE, E., DÍAZ MOLINA, M., y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur española. Trab. sobre Neógeno-Cuaternario, CSIC, 5, 7-29 pp.
- ALBERDI, M.T.; LÓPEZ, N.; MORALES, J.; SESE, C.; SORIA, D. (1981): Bioestratigrafía y biogeografía de la fauna de mamíferos de Los Valles de Fuentidueña (Segovia). *Estudios Geol.*, 37: 503-511.
- ALONSO, J.L y PULGAR, J.A. (2004): Estructura alpina de la Cordillera Cantábrica: generalidades. En: *Geología de España*, 332-334 pp. (J.A. Vera, Ed.).
- ALONSO, J.L; PULGAR, J.A.; GARCÍA-RAMOS, J.C. (1994): Las discordancias sintectónicas del Borte Norte de la Cuenca del Duero: El papel de las variaciones laterales en la Estructura. En: *II Congreso del G.E.T. (Jaca)*. Com.: 19-22.
- ALONSO, J.L; PULGAR, J.A.; GARCÍA-RAMOS, J.C.; BARBA, P. (1996): *Tertiary Basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain)*. En: *Tertiary Basins of Spain* (P.F. Friend & C.J. Dabrio Eds). Cambridge University Press, 19-22.
- ALONSO GAVILÁN, G.; ARMENTEROS, I (2004): Cuenca del Duero. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 550-556.
- ALONSO GAVILÁN, G.; ARMENTEROS, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; DABRIO, C.; JIMÉNEZ, E.; LÓPEZ, N.; OLIVÉ DAVÓ, A.; DEL OLMO ZAMORA, P.; POL, C.; PORTERO GARCÍA, J.M., (1983): La depresión del Duero. En: *Geología de España*. Libro Jubilar J.M. Ríos, 2, Inst. Geol. Min. España, 487-489. Madrid.
- ALONSO GAVILÁN, G.; VALLE, M.F.; ARMENTEROS, I.; GONZÁLEZ DELGADO, J.A.; CIVIS, J.; HERRERO, A. (1997): Stratigraphy and palaeoecology Upper Miocene of Castrillo del Val area (Burgos, Spain). En: *The Neogene Continental of the Duero Basin (Spain)*, (G. Alonso Gavilán y M. F. Valle Coordinators). Second Congress Regional Committee on Atlantic Stratigraphy (R. C. A. N. S.), Salamanca (Spain), Field Trip Guide N° 1: 46-55.
- ALONSO HERRERO, E. (1994): Mapa de Síntesis de Rasgos Geomorfológicos, E. 1:400.000. En: *Atlas del Medio Natural de la Provincia de León*. ITGE-Diputación de León.
- ÁLVAREZ SIERRA, M.A. (1983): Paleontología y Bioestratigrafía del Mioceno superior del sector central de la Cuenca del Duero. Estudio de los micromamíferos de la serie de Torremormojón (Palencia). *Tesis de Licenciatura*. Univ. Complutense. Madrid.
- ÁLVAREZ SIERRA, M.A.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DABRIO, C.J.; GARCÍA MORENO, E.; GONZÁLEZ, A.; LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; MEDIAVILLA, R.; RIVAS CARBALLO, R.; VALLE, M.F. (1990): Un estratotipo del límite Aragoniense-Vallesiense (Mioceno medio-Mioceno superior) en la sección de Torremormojón (Cuenca del Duero, provincia de Palencia). IV Jornadas de Paleontología, Salamanca. *Actas de Paleontología*, 57-64.
- ARAGONÉS, E. (1978): *Mapa Geológico de España*, E. 1: 50.000, Hoja N° 164 (16-09) (Saldaña). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- ARAGONÉS, E.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MOLINA, E. (1982): Memoria del *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, Hoja N° 164(16-09) (Saldaña). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 34 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- ARMENTEROS, I.; CORROCHANO, A. (1983). El Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero. En: *Libro Geología de España* (Jubilar J.M. RIOS). IGME, T-II, IV.2.7., pp: 521-526.
- ARMENTEROS, I.; CORROCHANO, A. (1994): Lacustrine record in the continental Tertiary Duero basin (northern Spain). En: *Global Geological Record of lacustrine basins* (E. Gierlowski y K. Kelts, Eds.). Cambridge Univ. Press, 47-52.
- ARMENTEROS, I.; VALLE, M.F.; ALONSO GAVILÁN, G.; RIVAS CARBALLO, M.R.; HERRERO, A. (1997): Continental Neogene of Peñafiel-Los Valles de Fuentidueña (Valladolid- Segovia) area. Biostratigraphic problems. In: *The Neogene Continental of the Duero Basin (Spain)*, (G. Alonso Gavilán y M. F. Valle Coordinators). Second Congress Regional Committee on Atlantic Stratigraphy (R. C. A. N. S.), Salamanca (Spain), Field Trip Guide N° 1: 24-39.
- ARMENTEROS, I.; CORROCHANO, A.; ALONSO GAVILÁN, G.; CARBALLEIRA, J.; RODRÍGUEZ, J. M. (2002): Duero basin (northern Spain). En: *The Geology of Spain*. (W. Gibbons & T. Moreno, eds.). Geological Society. London; 304-315.
- BALDWIN, C.T. (1975): The stratigraphy of the Cabos series in the section between Cadavedo and Luarca, province of Oviedo, north-west Spain. *Brev. Geol. Asturica*, 19, 4-9.
- BARBA, P.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A. (1994): Estratigrafía. En: *Mapa Geológico de la Provincia de León*, E 1:200.000. ITGE-Diputación provincial de león. Madrid.
- BARBA MARTÍN, A.; LÓPEZ, M.J.; CABRA, P.; MENA, J.M.; MAURA, C. (1981 b): Mapa y Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 270 (13-12) (Benavente). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 32 p. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- BARBA MARTÍN, A.; CABRA, P.; ALCALDE, A.; MENA, J.M.; MAURA, C. (1981 a): Mapa y Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 271 (14-12) (Valderas). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 19 p. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- BARDAJÍ, T. (1989): Geomorfología y Mapa Geomorfológico. En: *Mapa Geológico de España*, N° 128 (Riello), E. 1:50.000. Segunda Serie MAGNA, ITGE. Madrid.
- BARROIS, C. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord*, 2: 1-630.
- BASTIDA, F.; PULGAR, J.A. (1978): La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, 10: 75-124.
- BASTIDA, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PULGAR, J.A. (1986): Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 8: 415-430.

- BATALLER, J.R.; HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1944): Contribución al estudio del Mioceno de la Cuenca del Duero en la zona leonesa. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 13: 21-35.
- BISCHOFF, L.; SCHÄFER, G.; SCHMIDT, K.; WALTER, R. (1973): Zur geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentalspanien). *Münsterche Forchungen zur Geologie und Palaeontologie*, 28: 27-30.
- BISCHOFF, L.; LENZ, H.; MÜLLER, P.; SCHMIDT, K. (1978): Geochimische und geochronologische untersuchunge an metavulkaniten und orthogneisen der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanim). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paäontologia Montshefte*, 410: 470-478.
- CALVO, J.P.; DAAMS R.; MORALES, J.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; AGUSTI, J.; ANADÓN, P.; ARMENTEROS, L.; CABRERA, L.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DÍAZ-MOLINA, M.; ELÍZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍN-SUÁREZ, E.; MARTÍNEZ, J.; MOISSENET, E.; MUÑOZ, A.; PÉREZ-GARCÍA, A.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; PORTERO GARCÍA, J.M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C.; TORRES, T.; VAN DER MEULEN, A.J.; VERA, J.A.; MEIN, P. (1993): Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paieoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. Esp.* 6: 29-40.
- CARRERAS, F.; OLIVÉ DAVÓ, A. (1978 a): Mapa Geológico de España E. 1: 50.000, Hoja N° 197 (16-10) (Carrión de los Condes). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- CARRERAS, F.; OLIVÉ DAVÓ, A. (1978 b): Mapa Geológico de España E. 1: 50.000, Hoja N° 235 (16-11) (San Cebrián de Campos). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- CARRERAS, F.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MOLINA, E. (1982): Memoria explicativa del Mapa Geológico de España E. 1: 50.000, Hoja N° 197 (16-10) (Carrión de los Condes). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 44 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- CASTELLANOS, P. (1986): *El Paleolítico Inferior en la Submeseta Norte (León)*. Instituto Fray Bernardino de Sahagún. Diputación de León-CSIC. 241.
- CAPOTE, R. (1983): El Precámbrico de la Zona Centroibérica y su borde oriental. IGME. Libro Jubilar de J.M. Ríos. *Geología de España*. Tomo I: 81.
- CIRY, R. (1939): Etude geologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 74, 504 p.
- CIVIS, J.; VALLE, M.F.; GONZÁLEZ-DELGADO, J.A.; SIERRO, F.J.; FLORES, J.A.; ANDRÉS, I. (1985): Los Invertebrados y la Palinología en la Cuenca del Duero. En: *Investigaciones Salmantinas en Paleontología*. *Rev. Prov. de Estudios* N° 15. 30-34.
- CIVIS, J.; SIERRO, F.J.; FLORES, J.A.; ANDRÉS, I.; GONZÁLEZ-DELGADO, J.A.; VALLE, M.F.; RIVAS CARBALLO, M.R. (1987): *Estudio de Invertebrados y palinomorfos del Paleógeno y Neógeno en la Provincia de Burgos*. Obra Social de la Caja de Ahorros Municipal de Burgos (Inédito), 128 p.
- CIVIS, J.; ARMENTEROS, I.; VALLE, M.F.; GONZÁLEZ-DELGADO, J.A.; RIVAS, M.R. SIERRO, F.J.; FLORES, J.A., (1989 a): Moluscos, Ostrácodos y Palinología de las facies fluvio-lacustres del Neógeno del SE de la provincia de Valladolid (Cuenca del Duero). *Geogaceta*, 6, 78-81.
- CIVIS, J.; ARMENTEROS, I.; FLORES, J.A.; GONZÁLEZ-DELGADO, J.A.; MEDIAVILLA, M.R.; RIVAS CARBALLO, M.R. SIERRO, F.J.; VALLE, M.F. (1989 b): La fauna (Invertebrados) y Flora Fósil del Neógeno en Castilla y león (Zamora, Palencia y Valladolid). *Informe Interno*, Univ. de Salamanca. Inédito, 76 págs. 7 láms.
- COLMENERO, J.R.; GARCÍA RAMOS, J.C.; MANJÓN, M.; VARGAS, I. (1982 a): Evolución de la sedimentación terciaria en el borde N. de la Cuenca del Duero entre los valles del Torío y Pisueña (León-Palencia). I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 171-181.
- COLMENERO, J.R.; MANJÓN, M.; GARCÍA RAMOS, J.C.; VARGAS, I. (1982 b): Depósitos aluviales cílicos en el Paleógeno del borde N. de la Cuenca del Duero (León-Palencia). I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 185-196.
- COLMENERO, J.R.; VARGAS, I.; GARCÍA RAMOS, J.C.; MANJÓN, M.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MOLINA, E. (1982 c): Memoria explicativa del Mapa Geológico de España E. 1: 50.000, Hoja N° 131(15-08) (Cistierna). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 95 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- CORRALES, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; POL, C.; ARMENTEROS, I. (1978): Las facies miocenas del sector sur de la cuenca del Duero. *Publ. Dpto. Estrat. Univ. Salamanca*, 9: 7-15.
- CORRALES, I.; CARBALLEIRA, J.; FLOR, G.; POL, C.; CORROCHANO, A.: (1986): Alluvial systems in the northwestern part of the Duero Basin (Spain). *Sedim. Geol.*, 47, 149-166.
- CORROCHANO, A.; ARMENTEROS, I. (1989): Los sistemas lacustres de la Cuenca terciaria del Duero. *Acta Geol. Hisp.*, 24: 259-279.
- CRUSSAFONT, M.; VILLALTA, J.F. (1954): Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta Castellana. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, T. Extr. Homenaje Hernández-Pacheco 215-227.
- CRUSAFONT, M.; TRUYOLS, J. (1960): El Mioceno de la Cuenca de Castilla y de la Cordillera Ibérica. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, 60: 127-140.
- DANTÍN, J. (1912): Noticias del descubrimiento del Mastodon y otros mamíferos en el cerro del Cristo del Otero (Palencia). *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 12: 78-84.
- DE JONG, J.D. (1971): Molasse and clastic-wedge sediments of the southern Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators. *Geol. Mijnb.*, 50, 399-416.
- DÍEZ MONTES, A. (2006). La geología del Dominio "Ollo de Sapo" en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo. *Tesis Doctoral*. Universidad de Salamanca - IGME. 496 pp.
- ESPINA, R.G. (1992): La estructura del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica en el área de Campoo (Cantabria-Palencia, Norte de España). En: *Actas del VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, tomo I, 149-178.
- ESPINA, R.G. (1994): Extensión mesozoica y acortamiento alpino en el borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 137-150.
- ESPINA, R.G.; ALONSO, J.L.; PULGAR, J.A. (1994): Discordancias sintectónicas originadas por el plegamiento "buckling" en la

- banda de Ubierna (Cordillera Cantábrica). *II Congreso del Grupo Esp. Terciario, Jaca (Huesca)*. Comunicaciones: 105-108.
- ESPINA, R.G.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; NOZAL, F. (2004): Mapa y Memoria del *Mapa Geológico de España*, a E. 1:50.000, Nº 233 (Valencia de Don Juan). Segunda Serie MAGNA. IGME. Madrid.
- ESPINA, R.G.; NOZAL, F.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A. (2005): Mapa Geomorfológico del *Mapa Geológico de España*, a E. 1:50.000, Nº 195 (Mansilla de las Mulas). Segunda Serie MAGNA. ITGE. Madrid.
- ESTEVEZ, C.; ARCE, J.M. (1981): Hoja y Memoria del *Mapa Geológico de España* a E 1:50.000, Nº 269 (Arrabalde). Segunda Serie-MAGNA. IGME, Madrid.
- EVERS, H.J. (1967): Geology of the Leonides between the Berresga and Porma rivers. Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41: 83-151.
- EZQUERRA DEL BAYO J. (1837): Indicaciones geognósticas sobre las formaciones terciarias del centro de España. *Anales de Minas*, 3.
- EZQUERRA DEL BAYO J. (1850): Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la Península. *Mem. Acad. Cien.* Madrid, 1, 3a Serie.
- FARBER, A.; JARITZ, M. (1964): Die geologie des westasturischen Kustengebientes zwischen San Esteban de Pravia and Ribadeo (NW Spanien). *Geol. Jb.*, 81, 679-738.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN-PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACÍA, J.G.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia central. *Mem. Museo e Lab. Miner. Geol.*, Fac. Ciencias, Univ. Porto, 1: 411-431.
- FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, A. (1994): Geología y metalogenia de las mineralizaciones sedimentarias de Fe ordovícicas del Siniforme de Alcañices (Flanco S, Zamora). *Tesis Doctoral*, Universidad de Salamanca, 340 pp.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J.; DUNNING, G.R.; JENNER, G.A.; GUTIÉRREZ ALONSO, G. (2000): Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U-Pb geochronology of granitoids. *Journal of the Geological Society*, London, 157: 565576.
- FERNÁNDEZ VIEJO G. (1997): Estructura cortical de la Cordillera Cantábrica y su transición a la Cuenca del Duero a partir de datos de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo. *Tesis Doctoral*, Univ. Barcelona, 316 p.
- FERNÁNDEZ VIEJO, G.; GALLART, J.; PULGAR, J.A.; GALLASTEGUI, J.; DAÑOBETIA, J.J.; CÓRDOBA, D. (1998): Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian margin from wide angle seismic and gravity data. *Geophys. Res. Letters*, 25: 4249-4252.
- FERNÁNDEZ VIEJO, G.; GALLART, J.; PULGAR, J.A.; GALLASTEGUI, J.; CÓRDOBA, D.; DAÑOBETIA, J.J. (2000): Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: Crustal structure of the Cantabrian Mountains and the Duero basin. *Jour. Geophys. Res.*, 105: 3001-3018.
- FREYTEM, P. (1973): Petrography and paleoenvironment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc. *Sedimentary Geology* 10: 25-60.
- FREYTEM, P. (1984): Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émergence et pedogénèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. *Bulletin Centre Recherches Exploration Production Elf-Aquitaine* 8.1; 223-247.
- FREYTEM, P.; PLAZIAT, J.C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early *Tertiary* of southern France. (B. H. Purser Ed.). Contribution Sedimentology. 12. Stuttgart. 212 p.
- GALLART, J.; FERNÁNDEZ VIEJO, G.; DÍAZ, J.; VIDAL, N.; PULGAR, J.A. (1995-1997): Deep structure of the transition between the Cantabrian Mountains and the North Iberian Margin from wide-angle ESCI-N data. *Rev. Soc. Geol. España*, 8: 365-382.
- GALLASTEGUI, J. (2000): Estructura cortical de la Cordillera y Margen continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*. Univ. Oviedo 22: 9-231.
- GALLASTEGUI, J.; PULGAR, J.A.; GALLART, J. (2002): Initiation of an active margin at the North Iberian continent ocean transition. *Tectonics*, 21: 1501-1514.
- GARCÍA ABAD, F.J.; REY SALGADO, J., (1973): Cartografía Geológica del Terciario y Cuaternario de Valladolid. *Bol. Geol. y Minero*, 84, 213-227.
- GARCÍA DEL CURA, M.A. (1974): Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geológicos* 30: 579-597.
- GARCÍA DEL CURA, M.A. (1975): Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Terciario continental de la Cuenca del Duero (zona oriental). *Actas del Coloquio internacional sobre Bioestratigrafía Continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior*. Montpellier, 25-IX - Madrid, 11-X de 1974. (M. T. Alberdi y E. Aguirre, eds.): Actas I; 77-82.
- GARCÍA DEL CURA, M.A.; LÓPEZ AGUADO, F. (1974): Estudio mineralógico de las facies detritico-calcáreas del Terciario de la Zona Centro-Occidental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geológicos* XXX, 503-513.
- GARCÍA MORENO, E. (1983): Bioestratigrafía del Mioceno medio del sector central de la Cuenca del Duero. Estudio de los micromamíferos de la serie de Torremormojón. (Palencia) *Tesis de Licenciatura*. Univ. Complutense, Madrid. 200 p.
- GARCÍA RAMOS, J.C.; COLMENERO, J.R.; MANJÓN, M. (1982 a): Utilización de minerales pesados y de espectros litológicos como ayuda en la identificación del área madre y en la separación de los diferentes sistemas de abanicos aluviales. Terciario del borde N. de la Cuenca del Duero. I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 293-301.
- GARCÍA RAMOS, J.C.; COLMENERO, J.R.; MANJÓN, M.; VARGAS, I. (1982 b): Modelo de sedimentación en los abanicos aluviales de clastos carbonatados del borde N de la Cuenca del Duero. I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 275-289.

- GARCÍA RAMOS, J.C.; VARGAS, I.; MANJÓN, M.; COLMENERO, J.R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MOLINA, E. (1982 c): Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000, Hoja N° 132 (16-08) (Guardo). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 75 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- GEBAUER, D. (1993): Intra-grain zircon dating within the Iberian Massif: Oollo de Sapo augengneiss, bimodal gneisses from the massif de Guilleries (Girona), Graywacke of the Tentudía group (Serie Negra, SW, Spain) and the HP/HT-rock association at Cabo Ortegal (Galicia). *XII Reunión de Geología do Oeste Peninsular*, p.: 41-46.
- GONZÁLEZ, J.C.; MONTESERÍN, V.; ARCE, J.M. (1981): *Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000*, Hoja N° 268 (Molezuleas de la Carballeda). Inst. Geol. Min. de España. Madrid.
- GONZÁLEZ-DELGADO, J.A.; CIVIS, J.; VALLE, M.F.; SIERRO, F.J.; FLORES, J.A. (1986): Distribución de los Foraminíferos, moluscos y Ostrácodos en el Neógeno de la Cuenca del Duero. Aspectos más significativos. *Stvd. Geol. Salmant.* 22: 277-292.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981): Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. *Cuadernos del Lab. Xeol. Laxe*, 2: 125-134.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACÍA, J.G. (1982): Mapa y memoria de la Hoja N° 8 (Lugo), del *Mapa Geológico de España* a escala 1:200.000. IGME, Madrid.
- GRACIA PRIETO, F.J.; MORENO, F.; NOZAL, F. (1991): Neotectonics and associate seismicity in the NorthWestern Duero basin. Monografías IGN, N° 8: 255-267.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M.; PORTERO GARCÍA, J.M. (1982): Esquema geomorfológico y geomorfología. En: Memoria del *Mapa Geológico de España a E 1.50.000 N° 273* (Palencia). 2ª serie-MAGNA, IGME.
- HERAIL, G. (1984 a): Dinamique geomorphologique et sedimentologique de piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne et Géologie de l'or détritique. *Chron. rech. min.*, N° 474, 49-68.
- HERAIL, G. (1984 b): Géomorphologie et Géologie de l'or détritique. Piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne. C.N.R.S. Centre Regional de Publications de Toulouse. 456 p. París.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1915): Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Com. Invest. Paleont. Prehist.* 5: 1-295 p.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1930): Sobre la extensión del Neógeno al Norte de la altiplanicie de Castilla la Vieja. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 30: 396-398.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1932): Síntesis fisiográfica y geológica de España. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales*, Madrid, 584 p.
- HERNÁNDEZ PACHECO E. (1943): Observaciones respecto al Paleógeno continental hispánico. *Las Ciencias* 8 (3): 545-555.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1949): Las rañas de las regiones centrales de Extremadura. *C. R. XVI Congr. Intern. Geogr.* Lisboa, 1949. 87-109.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1933): Memoria y *Mapa Geológico de España* a Escala 1:50.000, N° 162 (Gradeles). Primera serie, 37 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1934): Memoria y *Mapa Geológico de España* a Escala 1:50.000 N° 163 (Villamizar). Primera serie, 39 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.; HERNANDEZ SAMPELAYO, A. (1934): Memoria explicativa del *Mapa Geológico Nacional* a Escala 1:50.000, N° 193 (Astorga). IGME. 36. Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO P.; HERNÁNDEZ SAMPELAYO, A. (1954): Memoria explicativa de la Hoja N° 369 (Coreses). I. G.M.E., 1-45.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.; LACASA, F.; COMBA, A.; LACASA, A. (1928): Memoria explicativa del *Mapa Geológico Nacional* a Escala 1: 50.000, N° 194 (Santa María del Páramo). Primera serie, 39 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.; COMBA, A.; LACASA, F. (1929 a): Memoria y *Mapa Geológico de España* a Escala 1: 50.000, N° 195 (Mansilla de las Mulas). Primera serie, 23 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.; LACASA, F.; COMBA, A. (1929 b): Memoria explicativa del *Mapa Geológico Nacional* a Escala 1: 50.000, N° 196 (Sahagún). Primera serie, 24 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.; LACASA, F.; COMBA, A. (1931): Memoria explicativa del *Mapa Geológico Nacional* a Escala 1: 50.000, N° 232 (Villamañán). Primera serie, 24 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.; LACASA, F.; COMBA, A. (1932): Mapa y Memoria explicativa del *Mapa Geológico Nacional* a Escala 1: 50.000, N° 161 (León). Primera serie, 31 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- HERRERO, A. (1994): Sedimentación fluvial en la Terraza Media del río Esla entre Vega de Infanzones y Villaquejida (León). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 7 (3-4): 229-238.
- HERRERO, A. (2001): Estratigrafía y Sedimentología de los depósitos terciarios del borde norte de la Cuenca del Duero en la provincia de León. *Tesis Doctoral*, 490 p. Univ. de Salamanca. (Inédita).
- HERRERO, A. (2004 a): Sedimentología e interpretación paleoambiental de los canales fluviales de la Formación Mansilla en el Mioceno de la provincia de León. *Geogaceta* 36: 83-86.
- HERRERO, A. (2004 b): Facies diagráficas en el subsuelo terciario de la provincia de León (Formación Mansilla). *Geogaceta* 36: 79-82.
- HERRERO, A. (2004 c): La discontinuidad intra Vallesiense desde el borde noroeste hasta el centro de la Cuenca del Duero. *Geogaceta* 36: 86-90.
- HERRERO, A. (2005): *Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales cenozoicos de la Hoja N° 19 (León) a escala 1:200.000*. Informe técnico, 60 p.
- HERRERO, A. (2006): Influencia de la tectónica en el paleodrenaje de la sedimentación fluvial miocena al sureste de la provincia

- de León. VI Congr. Grupo. Esp. Terciario, Salamanca. Comunicaciones. *Geotemas* 8.
- HERRERO, A.; PINEDA, A. (2006): Sedimentación fluvio-deltaica en el Mioceno medio-superior en las proximidades de Villabráigma (Valladolid). VI Congr. Grupo. Esp. Terciario, Salamanca. Comunicaciones. *Geotemas* 8.
- HERRERO, A.; NOZAL, F.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; HEREDIA, N. (1994): Aportación al Neógeno de la provincia de León. II Congr. Grupo. Esp. Terciario, Jaca (Huesca). Comunicaciones: 133-136.
- HERRERO A.; COLMENERO, J.R.; ALONSO GAVILÁN, G. (2002): Estratigrafía y sedimentología de los depósitos terciarios del sector norte de la Cuenca del Duero en la provincia de León. *Stvd. Geol. Salmant.* 38: 129-181.
- HERRERO, A.; ALONSO GAVILÁN, G.; COLMENERO, J.R. (2004): Estratigrafía del subsuelo en el sector noroeste de la Cuenca del Duero (provincia de León). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 17 (3-4): 197-215.
- HERRERO, A.; NOZAL, F.; ESPINA, R. G. (2005): Estratigrafía. En: Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 195 (14-10) (Mansilla de las Mulas). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, (IGME), Madrid.
- HOCQUARD (1975): Etude sedimentologique des formations rouges miocens du Nord-Ouest de l'Espagne. Alications a la projection des placers aurifères associes. *Thesis*, Univ. de Nancy. Inst. Nat. Polit. de Lorraine Ecole Nat. Sup. de Geologie Aliquée.
- IGME (1970): *Mapa Geológico de España*, E. 1: 200.000, N° 19 (León). Síntesis de la cartografía existente. 1ª edición. IGME. Madrid.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1968): Stereogenis salmanticensis nov.sp. quelonio eocénico del Valle del Duero. *Estudios Geol.* 24: 191-203.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1970): Estratigrafía y Paleontología del borde SO de la Cuenca del Duero. *Tesis Doctoral* (Inédita). Univ. de Salamanca. 323 p.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1971): Nuevos fragmentos específicos de Pelomedusidoa lutecienses del Valle del Duero. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 68: 24:3-957.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1977): Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora. *Bol. Geol. Min.*, 88 (5): 357-364.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1982): Quelonios y cocodrilos fósiles de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmant.*, 17: 125-127.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1984): Quelonios fósiles de Salamanca. *Ediciones de la Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Salamanca*. Serie monografía 1: 1-205.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1986): Redescubrimiento de unos fósiles hallados por J. Royo Gómez en Corrales (Zamora) en 1922. *Stvd. Geol. Salmant.*, 22: 61-70.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1992): Las dataciones del Paleógeno de Castilla y León. In: *Vertebrados fósiles de Castilla y León*. (Jiménez-Fuentes, E., Coord.). Museo de Salamanca. p. 39-41.
- JIMÉNEZ FUENTES, E.; CORROCHANO, A.; ALONSO GAVILÁN, G. (1983): El Paleógeno de la Cuenca del Duero. In: Libro Hom. J. M: Ríos, *Geología de España*. (Comba, J.A., Ed.). IGME. II: 489-491.
- JULIVERT, M. (1971): Decollement tectonics in the hercynian Cordillera of NW Spain. *Amer. Jour. Sci.*, 270: 1-29.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A.; NABAIS CONDE, L.E. (1972): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*, E. 1:1.000.000, Memoria explicativa: 1-113. Inst. Geol. Min. España.
- LANAJA, J. M.; QUEROL, R.; NAVARRO, A. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. IGME, 465 p., 17 pl., Madrid.
- LEGUEY, S.; RODRIGUEZ, J. (1970): Estudio de las terrazas y sedimentos de los ríos de la cuenca del Esla. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 68, 41-56.
- LEPVRIER, C.; MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1990): Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, NW Spain). *Tectonophysics*, 184: 345-356.
- LEYVA, F.; MATAS, J.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1984): Hoja y Memoria explicativa del *Mapa Geológico Nacional* E. 1:50.000. N° 129 (La Robla) 2ª Serie MAGNA Primera Edición. IGME. 98.
- LÓPEZ BENITO, F.; PEÑA PINTO, J.; BARBA REGIDOR, P. (1991): Mapa Geoténico y de Peligrosidad Natural de la ciudad de León y su Aglomeración Urbana. E: 1:25.000 y 1:5.000. Serie *Ingeniería GeoAmbiental*. I.T.G.E-Diputación Provincial de León. Madrid.
- LÓPEZ MARTÍNEZ N.; DE BORJA SANCHIZ, F. (1982): Los primeros microvertebrados de la Cuenca del Duero: listas faunísticas preliminares e implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 339-353.
- LÓPEZ OLMEDO, F.; CABRA GIL, P.; ENRILE ALBIAR, A. (1990): Hoja y Memoria del *Mapa Geológico de España*, E. 1: 50.000, N° 198 (Osorno). 2ª Serie. MAGNA. ITGE. Madrid.
- LÓPEZ OLMEDO, F.; ENRILE ALVIR, A.; CABRA GIL, P. (1991 a): Hoja y Memoria del *Mapa Geológico de España*, E: 1: 50.000 N° 165 (Herrera de Pisuerga). 2ª Serie MAGNA. ITGE. Madrid.
- LÓPEZ OLMEDO, F.; ENRILE ALVIR, A.; CABRA GIL, P. (1991 b): Hoja y Memoria del *Mapa Geológico de España*, E. 1: 50.000 N° 133 (Pradanos de Ojeda). 2ª Serie MAGNA. ITGE. Madrid.
- LOTZE, F. (1929): Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gottingen, math. phys. Kl. N. F.*, 14: *Beitr. Geol. Wesl. Meditarrangebiet*, 3: 320 p.
- LOTZE, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Feotekt. Forsch.*, 6: 78-92.
- LOTZE, F. (1958): Zur Stratigraphie des spanischen kambriums. *Geologie*, 7, pp. 727-750.
- LOTZE, F.; SDZUY, H. (1961): El Cámbrico en España. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t.75, 256 p.

- MABESONE, J.M. (1959): Tertiary and Quaternary sedimentation in a part of the Duero basin, Palencia (Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, 24, 31-181.
- MABESONE, J.M. (1961): La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la Cuenca del Duero (provincia de Palencia). *Estudios Geol.*, 17, 101-130.
- MACAU, F. (1969): Assecement et mise en irrigation de "La Nava de Campos". 5.000 Ha. Int. Comm. Irr. And Drain. 4' Congr. Irr. And Drain. Madrid. Reports for discussion. Question II Part. IR.I. to 20. 11305-11332.
- MANJÓN, M. (1969): El Terciario de Herrera de Pisuerga. *Tesis de Licenciatura*. Inédito.
- MANJÓN, M.; COLMENERO, J. R.; GARCÍA RAMOS, J. C.; VARGAS, I. (1982 a): Génesis y distribución espacial de los abanicos siliciclásticos del Terciario superior en el borde N de la Cuenca del Duero (León-Palencia). I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 357-370.
- MANJÓN, M.; GARCÍA RAMOS, J. C.; COLMENERO, J. R.; VARGAS, I. (1982 b): Procedencia, significado y distribución de diversos sistemas de abanicos aluviales con clastos poligénicos en el Neógeno del borde N. de la Cuenca del Duero. I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 373-388.
- MANJÓN, M.; VARGAS, I.; COLMENERO, J.R.; GARCÍA RAMOS, J.C.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MOLINA, E. (1982 c): Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 130 (14-08) (Vegas del Condado). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 60p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico Inferior y la estructura hercíniana del Occidente de Asturias (NW de España), *Trabajos de Geología*, 6: 1-113.
- MARCOS, A (2004): Zona Asturoccidental-Leonesa. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 49.
- MARTÍN-GONZÁLEZ, F.; HEREDIA, N. (2011). Geometry, structures and evolution of the western termination of the Alpine-Pyrenean Orogen reliefs (NW Iberian Peninsula). *Journal of Iberian Geology* 37, 103-120.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988 a): Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamiento antiguo y tendencias actuales. *Bol. Geol. Min.*, 99 (6): pp. 21-36.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988 b): *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Instituto de Estudios Zamoranos Florián de Ocampo-CSIC. Diputación de Zamora. 306 pp.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1989): Características, rango y significado de las Series Ocres del borde Occidental de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmant.*, Vol. Esp. 5, 239-252.
- MARTÍN SERRANO, A. (1991): La definición y 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.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1985): Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa). *Corpus Geol. Gallaeciae* (2ª serie), 2, 291 p.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., PÉREZ-ESTAÚN, A., BASTIDA, F., PULGAR, J.A.; MARCOS, A. (1990): West Asturian-Leonese Zone: Structure. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García, Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 103-114.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., HACAR RODRÍGUEZ, M.P., VILLAR ALONSO, P., PÉREZ-ESTAÚN, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992): Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geol. Rundschau*, 81: 545-560.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; BEA, F. (2004): Zona Centroibérica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 68-69.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973): Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (Provincia de Zamora, León y Orense, Noroeste de España). *Stvdia Geológica Salmanticensia*, V: 7-106.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1983): El Pérmico de la región Cantábrica. En: *Carbonífero y Pérmico en España* (Martínez, C., Ed.). IGME, Madrid, 391-402.
- MARTÍN PARRA, L.M. (1989): Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. N° 128 (Riello). Segunda serie MAGNA. Primera edición. IGME. Madrid.
- MATTE, P. (1968): La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Revue de Géologie Alpine*, 44: 1-128.
- MAZO, A.V. (1977): Revisión de los Mastodontes de España. *Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid* (inédita), 527 pp.
- MAZO, A.V.; JORDÁ, J.F. (1994): Los Proboscídeos Neógenos de Piquera de San Esteban (Cuenca del Duero, Soria). Implicaciones bioestratigráficas. *Estudios Geol.* 50: 239-245.
- MAZO, A.V.; JORDÁ, J.F. (1997): Un *Tetralophodon longirostris* (Kaup, 1832) (Proboscidea, Mammalia) en el Mioceno medio de Villavieja del Cerro (Sector Central de la Cuenca del Duero, Valladolid). *Rev. Soc. Geol. España* 10 (3-4): 219-235.
- MEDIAVILLA, R.M.; DABRIO, C.J. (1986): La sedimentación continental del Neógeno en el sector Centro-Septentrional de la depresión del Duero (Provincia de Palencia). *Stud. Geol. Salmant.*, Univ. Salamanca, XXII: 111-132.
- MEDIAVILLA, R.M.; DABRIO, C.J. (1987): Controles sedimentarios neógenos en la depresión del Duero (Sector Central). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 187-195.
- MEDIAVILLA, R.M.; DABRIO, C.J. (1988): Controles sedimentarios neógenos en la Depresión del Duero (Sector Central). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 1 (1-2): 187-195.
- MEDIAVILLA, R.M.; DABRIO, C.J. (1989): Análisis sedimentológico de los Conglomerados de Tariego (Unidad 4, Neógeno de la Depresión del Duero). *Stud. Geol. Salmant.* Univ. Salamanca, Vol. Esp. 5: 293-310.
- MEDIAVILLA, R.M.; DABRIO, J.C.; SANTISTEBAN, J.I. (1991): Factores alocíclicos que controlan el desarrollo de ciclos evaporíticos en el Sector Central de la Cuenca del Duero (Provincia de Palencia). En: *Comunicaciones I Congreso del GET*. 214-217.
- MEDIAVILLA, R.; ALCALÁ, L.; SANTISTEBAN, J.I.; ALBERDI, M.T.; DE LUQUE, L.; MAZO, A.; DE MIGUEL, I.; MORALES, J.; PÉREZ, B. (1995): Estratigrafía y Paleontología del Mioceno Superior del sur de

- la provincia de Palencia (Sector Central de la Cuenca del Duero). *XIII Congr. Español de Sedimentología*, Teruel, Comunicaciones: 153-154.
- MEDIAVILLA, R.; DABRIO, C.J.; MARTÍN SERRANO, A.; SANTISTEBAN, J.I. (1996): Lacustrine Neogene systems of the Duero Basin: evolution and controls. En: *Tertiary basins of Spain. Stratigraphic record of crustal kinematics* (P. F. Friend, y C. Dabrio, Eds.). Cambridge Univ. Press. Cambridge, 228-236 p.
- MELÉNDEZ, B.; ASENSIO AMOR, I. (1964): El yacimiento de trilobites del Cámbrico medio de presa (Monte Pruida, Castropol, Asturias). *Brev. Geol. Ast.*, VIII, 1-4, 28-36.
- MOLINA, E. y OLIVE DAVÓ, A. (1982): Cuaternario y Formaciones superficiales En: Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 235 (San Cebrián de Campos). Segunda serie MAGNA-Primera edición. (IGME), Madrid.
- MOLINA, E.; PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1989): Depresión del Duero. En: *Mapa del Cuaternario de España*. E. 1: 1.000.000. I.T.G.E. Madrid. 153-163.
- NAVIDAD, M. (1978): Las series glandulares "Ollo de Sapo" en los sectores nord-occidental y centro-oriental del Macizo Ibérico. *Estudios geológicos*, 34: 511-528.
- NOZAL, F.; ESPINA, R. G. (1994): Evolución morfológica del Esla: un ejemplo de captura. Resúmenes. XVI Reunión de Xeoloxía e Minería do NO Peninsular. *Lab. Xeoloxico de Laxe*. 23-26.
- NOZAL, F.; HERRERO, A. (1994): Cuaternario y Geomorfología. En: *Mapa Geológico de la Provincia de León*, E.1:200.000. ITGE-Diputación Provincial de León. Madrid.
- NOZAL, F.; HERRERO, A. (2005 a): Estratigrafía. En: Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 163 (15-09) (Almanza). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, (IGME), Madrid.
- NOZAL, F.; HERRERO, A. (2005 b): El Mioceno del borde meridional del Corredor Aranda de Duero-Burgo de Osma (SE Cuenca del Duero) *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (1-2): 21-37.
- NOZAL, F.; HERRERO, A. (2006): Estratigrafía. En: Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja N° 376 (20-15) (San Esteban de Gormaz). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- NOZAL, F.; HERRERO, A. (2007): Estratigrafía del Terciario. En: *Mapa Geológico de España* 1:50.000, Hoja N° 404 (Ayllón). IGME, Madrid: 35-59.
- NOZAL, F.; MARTÍN-SERRANO, A. (1989): Memoria y Mapa Geológico de España a E 1.50.000 N° 709 (Anchuras). 2ª Serie-MAGNA. IGME.
- NOZAL, F.; ESPINA, R.G.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A. (2004 a): Mapa y Memoria del *Mapa Geológico de España*, a E. 1:50.000, N° 196 (Sahagún). Segunda Serie MAGNA. IGME. Madrid.
- NOZAL, F.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; ESPINA, R.G (2004 b): Mapa Geomorfológico del *Mapa Geológico de España*, a E. 1:50.000, N° 234 (Villada). Segunda Serie MAGNA. IGME. Madrid.
- NOZAL, F.; HERRERO, A.; SUÁREZ, A. (2005 a): Estratigrafía. En: Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1:
- 50.000, Hoja N° 162 (14-09) (Gradefés). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, (IGME), Madrid.
- NOZAL, F.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; ESPINA, R.G. (2005 b): Mapa Geomorfológico del *Mapa Geológico de España*, a E. 1:50.000, N° 163 (Almanza). Segunda Serie MAGNA. IGME. Madrid.
- OLIVÉ DAVÓ, A; CARRERAS, F. (1982): Memoria y *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000 N° 235 (San Cebrián de campos). 2ª Serie-MAGNA. IGME:
- OLIVÉ DAVÓ, A., GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MOLINA, E. (1982 a): Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 235 (16-11) (San Cebrián de Campos). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 42 p. Instituto Geológico y Minero de España, (IGME), Madrid.
- OLIVÉ DAVÓ, A.; PORTERO GARCIA, J.M.; DEL OLMO ZAMORA, P.; ARAGÓNÉS VALLS, E.; CARRERAS SUÁREZ, F; MOLINA, E.; GUTIÉRREZ ELORZA. (1982 b): El Sistema De Terrazas Del Río Carrión. *I Reunión sobre La Geología de La Cuenca del Duero*, Salamanca, 1979. 451-463.
- OLMO SANZ, A. SUÁREZ RODRÍGUEZ A.; PINEDA VELASCO, A. (2008) *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000, Hoja N° 272 (Villalón de Campos). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, (IGME), Madrid.
- PASTOR GÓMEZ, V. (1963): Mapa y Memoria del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000 N° 129 (La Robla). 1ª Serie. IGME. Madrid.
- PASTOR GÓMEZ, V. (1969): Mapa y Memoria del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000 N° 128 (Riello). 1ª Serie. IGME. Madrid.
- PAYO SUBIZA, G. (1962): El notable sismo de Zamora del 10 de Febrero de 1961. *Mem. Inst. Geogr. y Catastral*, 4-16.
- PENAS MERINO, A.; HERRERO CEMBRANOS, L.; GARCÍA GONZÁLEZ, M.E. (1995 a): Mapa de Unidades Fisionómicas de Vegetación, E. 1:400.000. *Atlas del Medio Natural de la Provincia de León*. ITGE-Diputación de León.
- PENAS MERINO, A.; GARCÍA GONZÁLEZ, M.E.; HERRERO CEMBRANOS, L. (1995 b): Mapa de Vegetación, E. 1:200.000. *Atlas del Medio Natural de la Provincia de León*. ITGE-Diputación de León.
- PENAS MERINO, A.; GARCÍA GONZÁLEZ, M.E.; HERRERO CEMBRANOS, L.; PUENTE GARCÍA, E. (1995 c): Mapa de Ombroclimas, E. 1:400.000. *Atlas del Medio Natural de la Provincia de León*. ITGE-Diputación de León.
- PENAS MERINO, A.; GARCÍA GONZÁLEZ, M.E.; HERRERO CEMBRANOS, L.; PUENTE GARCÍA, E.; DE GODOZ de Francisco, M. (1995 d): Mapa de Pisos Bioclimáticos, E. 1:400.000. *Atlas del Medio Natural de la Provincia de León*. ITGE-Diputación de León.
- PÉREZ DE PEDRO, F. (1923): Noticia sobre el hallazgo de un nuevo yacimiento de mamíferos fósiles en La Cistérniga (Valladolid). Sesión del 10 de Enero de 1923. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 23.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1978): Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92: 1-149.

- PÉREZ-ESTAÚN, A.; BASTIDA, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; MARCOS, A.; PULGAR, J. A. (1990): Stratigraphy. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R. D. Dallmeyer & E. Martínez-García, Eds.) Springer-Verlag, Berlin. 92-102 p.
- PÉREZ-ESTAÚN, A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; BASTIDA, F. (1991): Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, 191: 243-253.
- PÉREZ ESTAÚN, A.; BEA, F.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MARTÍNEZ Poyatos, D.; ARENAS, R.; DÍAZ GARCÍA, F.; AZOR, A.; SIMANCAS, J.F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F (2004): La Cordillera Varisca europea: El Macizo Ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 21-25.
- PÉREZ GARCÍA, L.C. (1977): Los sedimentos auríferos del NO de la Cuenca del Duero (provincia de León, España) y su prospección. *Tesis*, Univ. Oviedo, 403 p. (inédito).
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979): El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neógeno Cuaternario*, CSIC, 9, 23-26 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, A.; POL MÉNDEZ, C. (1994): Depresión del Duero. En: *Geomorfología de España*. Ed. Rueda. 351-388 pp.
- PILES MATEO, E.; HERRERO, A.; CABRA GIL, P. (2007). Estratigrafía. En: *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000 Hoja N° 342 (Villabrágima). IGME, Madrid: 6-82.
- PINEDA VELASCO, A., HERRERO, A.; SALAZAR RINCÓN, A. (2007). Estratigrafía. En: *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000 Hoja N° 371 (Tordesillas). IGME, Madrid: 6-82.
- PORTERO GARCÍA, J.M.; DEL OLMO ZAMORA, P. (1978): *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000, Hoja N° 273 (16-12) (Palencia). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- PORTERO GARCÍA, J.M.; DEL OLMO ZAMORA, P. (1982): Memoria y Mapa Geológico de España, E 1:50.000, N° 273 (Palencia). 2ª serie-MAGNA. IGME, 64 pp.
- PORTERO GARCÍA, J.M.; AZNAR, J.M. (1984): Evolución morfotectónica y sedimentación terciaria en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Congr. Geol. Esp. Segovia*, Tomo III: 253-263.
- PORTERO GARCÍA, J.M.; DEL OLMO ZAMORA, P.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; VARGAS ALONSO, I. (1982 a): Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. IGME, 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca. 1979 *Temas Geológico-Mineros*. 6 (1): pp 11-37.
- PORTERO GARCÍA; J. M.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MOLINA, E. (1982 b): Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 273 (16-12) (Palencia). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 64 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- PORTERO GARCÍA, J.M.; DEL OLMO ZAMORA, P.; OLIVÉ DAVÓ, A. (1983): El Neógeno de la transversal Norte-sur de la Cuenca del Duero.
- En: Libro Jubilar J. M. Ríos. *Geología de España*. T. II. Inst. Geol. Min. España, 494-502 p.
- PULGAR, J.A.; ALONSO, J.L (1993): La estructura alpina de la Cordillera Cantábrica. Resumes. XV Reunión de Xeoloxía e Minería do NO Peninsular. *Laboratorio Xeoloxico de Laxe*. 68-69.
- PULGAR, J.A.; PÉREZ-ESTAÚN, A.; GALLART, J.; ÁLVAREZ-MARRÓN, J.; ALONSO, J.L.; GALLASTEGUI, J.; ESCIN Group (1995): The ESCIN-2 deep seismic reflection profile: a traverse across the cantabrian Mountain and adjacent Duero Basin. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (4) 383-394.
- PULGAR, J. A., GALLART, J., FERNANDEZ-VIEJO, G., PÉREZ-ESTAÚN, A., and ÁLVAREZ-MARRÓN, J. ESCIN Group. (1996): Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenean belt from integrated reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264: 1-19.
- QUIROGA DE LA VEGA, J.L. (1981): Estudio geológico del paleozoico del W de Zamora (Alba y Aliste). *Tesis Doctoral*, Universidad de Oviedo, 210 pp
- RAYNAL, R.; NONN, H. (1968): Glacis étagés et formations quaternaires de Galicie oriental et de Leon: quelques observations et données nouvelles. *Rev. Geomorph. Dynam.*, N° 3, T.XVIII, 97-117., Paris.
- REDONDO LOPEZ, T; GALLASTEGUI SUAREZ, J.; ÁLVAREZ PULGAR, J. (1995): Estudio de la Geología del Subsuelo en el NW de la Cuenca del Duero (Provincia de León). Informe interno, ITGE. Proyecto ITGE: "Estudio geológico de las Hojas del MAGNA a E. 1:50.000. N°: 161, 162, 163, 194, 195, 196, 232, 233 y 234".
- REMONDO, J.; CORROCHANO, A. (1992): Estudio del Terciario del valle del río Cea entre Almanza y Puente Almuhey: Estratigrafía y Sedimentología. *III Congr. Geol. Esp. S. G. E.*, Salamanca. Actas 1:191-195.
- RIEMER, W. (1963): Entwicklung des Palaeozoiiks in der südlichen provinz Lugo (Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont.*, 117: 273-285.
- RIEMER, W. (1966): Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Not. Com. IGME*, 81: 7-20.
- ROYO GÓMEZ, J. (1926): Terciario continental de Burgos. *XIV Congreso Geológico Internacional*, Madrid. Excursión A-6. IGE; 67 p.
- ROYO GÓMEZ, J. (1929): Nuevos yacimientos de mamíferos miocenos en la provincia de Valladolid. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 29: 105-112.,
- ROYO GÓMEZ, J. (1934): Algunos vertebrados fósiles de la Cuenca del Duero. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 30: 395-396.
- SÁNCHEZ BENAVIDES, F.J., DABRIO, C.J.; CIVIS, J. (1988): Interpretación paleoecológica de los depósitos lacustres neógenos de Casttrillo del Val (Noreste de la Depresión del Duero). *Stvd. Geol. Salmant.*, 25: 87-108.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1982): Características de la sedimentación miocena en la zona norte de la Cuenca del Duero. I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 701-705.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1946): Explicación de la Hoja N° 346, Aranda de Duero. *Mapa Geológico de España*. Escala 1: 50.000. IGME. Madrid.

- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1952): *Mapa Geológico de España* 1:50.000, Hoja N° 375 (Fuentelcésed). Primera serie. IGME, Madrid.
- SCHÄFER, G. (1969): Geologie und Petrographie im ostlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). *Munster. Forsch. Geol. Palaont.*, 10: 207 p.
- SDZUY, K. (1968): Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de Los Barrios de Luna (León) y otras sucesiones comparables. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 2, 45-67.
- STAALDUINEN VAN, C. J. (1973): Geology of the area between the Luna and Torío rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49, 167-205.
- SUÁREZ, O.; CORRETGÉ, L.G.; MARTÍNEZ, F.J. (1990): West Asturian-Leonese Zone Distribution and characteristics of the hercynian metamorphism. En: *Pre-mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 129-133.
- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; NOZAL, F. (2005): Mapa Geológico y Memoria del *Mapa Geológico de España* a E. 1:50.000 N° 161 (León), Segunda Serie MAGNA. IGME. Madrid.
- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; BARBA, P.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; FERNÁNDEZ, LP.; HERRERO, A. (1994): *Mapa Geológico de la Provincia de León* a E. 1:200.000. ITGE-Diputación Provincial de León.
- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; HERRERO, A.; ESPINA, R. G.; NOZAL, F. (2004): Estratigrafía. En: Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 232 (13-11) (Villamañán). Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME. Madrid.
- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; NOZAL, F.; ESPINA, R.G. (2005): Memoria y Mapa Geológico del *Mapa Geológico de España* a E. 1:50.000, N° 194 (Santa María del Páramo) Segunda Serie MAGNA. IGME. Madrid.
- TORRENT, J. (1976): Soil development in a sequence of the river terraces in Northern Spain. *Catena*, 3: 137-151.
- TORRENT, J.; ROQUERO, C. (1974): The occurrence of an argilic horizon in a late neolithic settlement of northern Spain. *X International Congress of Soil Science*. Moscow, 1994. 354-360.
- TRYOLLS J.; PORTA, J. (1982): Observaciones sobre los niveles fosilíferos del Mioceno de Castrillo del Val (Burgos). *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 663-683.
- VALVERDE-VAQUERO, P.; DUNNING, G.R. (1997): Magmatismo "Sárlico" Arenig en el Dominio del Ollo de Sapo de la Zona Centroibérica: Nuevas evidencias U-Pb en la Sierra de Guadarrama. En: *XIV Reunao de Geología do Oeste Peninsular. Evolução Geológica do Maciço Iberico e seu enquadramento continental*. Comunicações, Vila Real, Portugal: 265-270.
- VARGAS, I.; CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I.; CORROCHANO, A.; FLOR, G.; MANJÓN, M.; POL, C.; DÍAZ GARCÍA, F.; FERNÁNDEZ RUIZ, J.; PÉREZ ESTAÚN, A. (1984 a): Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 160 (12-09) (Benavides). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 73 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- VARGAS, I.; FLOR, G.; CORROCHANO, A.; CORRALES, I.; CARBALLEIRA, J.; POL, C.; MANJÓN, M.; DÍAZ GARCÍA, F.; FERNÁNDEZ RUIZ, J.; PÉREZ ESTAÚN, A. (1984 b): Memoria explicativa del *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000, Hoja N° 193 (12-10) (Astorga). Segunda serie MAGNA-Primera edición, 77 p. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- VARGAS, I.; CARBALLEIRA, J.; POL, C.; CORRALES, I.; MANJÓN, M.; CORROCHANO, A.; FLOR, G.; DÍAZ, F.; FERNÁNDEZ, J. (1985 a): *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000, Hoja N° 160 (12-09) (Benavides). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- VARGAS, I.; MANJÓN, M.; CORROCHANO, A.; FLOR, G.; CARBALLEIRA, J.; POL, C.; CORRALES, I.; DÍAZ, F. Y FERNÁNDEZ, J. (1985 b): *Mapa Geológico de España* E. 1: 50.000, Hoja N° 193 (12-10) (Astorga). Segunda serie MAGNA-Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- VARGAS, I.; POL, C.; CORROCHANO, A.; CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I.; FLOR, G.; MANJÓN, M.; DÍAZ GARCÍA, F.; FERNÁNDEZ RUIZ, J.; PÉREZ-ESTAÚN, A. (1984 c): Memoria del *Mapa geológico de España* a E 1:50.000 N° 231 (La Bañeza) 2ª Serie-MAGNA. IGME. Madrid. 73 pp.
- VILANOVA, J. (1873): Noticia de vertebrados hallados en Sanzoles (Zamora). *Acta Real Soc. Española Hist. Nat.* 2, 42: 47-52.
- VILLAS, E.; ARBIZU, M.; BERNÁRDEZ, E.; MÉNDEZ-BEDIA, I.; ARAMBURU, C. (1995): Protambonites primigenius (Brachiopoda, Clitambonitidina) y el límite Cámbrico-Ordovícico en la Serie de los Cabos (Zona Asturooccidental-Leonesa, NO de España). *Rev. Esp. Paleontología*, 10: 140-150.
- WALTER, R. (1963): Breitag zur stratigraphie das Kambrium in Galicien (Nordwest-Spanien). *Neues Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 360-371.

