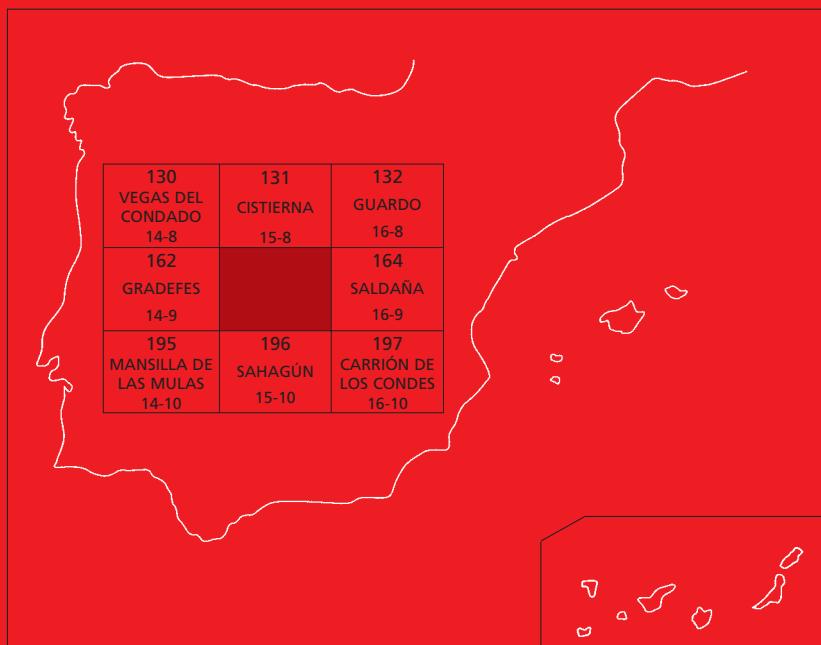




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



ALMANZA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

ALMANZA

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 45166-2005

ISBN: 84-7840-610-7

NIPO: 657-05-020-6

Impresión: Trébol Propuesta Gráfica

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja de ALMANZA han sido realizados por el Área de Cartografía Geológica de la Dirección de Geología y Geofísica del IGME habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Mapa y Cortes Geológicos:

F. Nozal, N. Heredia y A. Suárez-Rodríguez. (IGME).

Mapa y Cortes Geomorfológicos:

F. Nozal y A. Suárez Rodríguez. (IGME)

Memoria:

F. Nozal y A. Suárez Rodriguez. (IGME)

Estratigrafía:

F. Nozal, y A. Herrero.

Asimismo, han colaborado en aspectos temáticos parciales:

Columnas Estratigráficas y Sedimentología de campo : A. Herrero (IGME)
Estudio de láminas delgadas y Sedimentología : I. Armenteros
(Dpto. de Geología, Univ. de Salamanca)

Paleontología :

C. Sesé (Museo de Ciencias Naturales, CSIC)

Mineralogía :

P. Pellitero (Dpto. de Geología, Univ. de Salamanca)

Dirección del Estudio:

L.R. Rodríguez Fernandez y N. Heredia

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

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

ÍNDICE

1.- INTRODUCCIÓN.....	7
2.- ESTRATIGRAFÍA.....	8
2.1. ANTECEDENTES.....	8
2.2. TERCIARIO. NEÓGENO.....	12
2.2.1. Arenas y limos con concreciones carbonatadas; conglomerados polimícticos y niveles de calcretas. "Unidad Polimíctica". (Mioceno: Aragoniense-Vallesiense inf.) (1).....	12
-Interpretación sedimentológica.....	21
-Edad.....	21
-Correlación.....	22
2.2.2. Conglomerados silíceos, arenas y limos. "Unidad Silícea" (Mioceno sup.) (2).....	22
-Interpretación sedimentológica.....	24
-Edad.....	24
-Correlación.....	24
2.2.3. Cantos, gravas y arenas. Aluvial finineógeno, Rañas. (Plioceno) (3).....	25
2.3. CUATENARIO.....	26
2.3.1. -Gravas, arenas y limos. Glacis (8,9).....	26
2.3.2. -Gravas silíceas, arenas y limos. Terrazas (4,5 y 6).....	27
2.3.3. -Gravas silíceas y limos. Llanura de inundación (7).....	28
2.3.4. -Arenas con cantos. Coluviones (10).....	28
2.3.5. -Cantos, limos y arenas. Abanicos y conos aluviales (11).....	28
2.3.6. -Gravas, arenas y limos. Fondos de valle, lecho actual (12).....	29
2.4. ESTUDIO DE DIAGRAFÍAS.....	29

3. TECTÓNICA.....	32
3.1. TECTÓNICA ALPINA.....	32
3.2. TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN ALPINA EN EL BORDE SEPTENTRIONAL DE LA C. DEL DUERO.....	32
3.3. GEOLOGÍA DEL SUBSUELO.....	35
4. GEOMORFOLOGÍA.....	46
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.....	46
4.2. ANTECEDENTES.....	46
4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	48
4.3.1.- Estudio morfoestructural.....	48
4.3.2.- Estudio del modelado y Formaciones superficiales.....	48
- Formas fluviales.....	50
- Formas poligénicas.....	51
- Formas de laderas.....	52
- Formas lacustres.....	53
4.3.3.- Evolución dinámica.....	53
4.3.4.- Morfología actual-subactual y tendencias futuras.....	53
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	55
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	55
6.1. RECURSOS MINERALES. ROCAS INDUSTRIALES.....	55
-Zahorras.....	55
-Limos arcillosos.....	55
-Arenas.....	56
6.2. HIDROGEOLOGÍA.....	56
-Acuíferos superficiales.....	56
-Acuíferos profundos.....	56
7. BIBLIOGRAFÍA.....	61

1. INTRODUCCIÓN

La hoja de Almanza número 163 (15-9) se encuentra situada en la Submeseta septentrional, en el sector noroccidental de Cuenca del Duero, próxima al borde con la Cordillera Cantábrica. Administrativamente pertenece a la Comunidad Autónoma de Castilla y León, correspondiendo su superficie a las provincias de León y Palencia.

Destacan como poblaciones más importantes: Almanza, Villamartín de Don Sancho y Villavelasco de Valderaduey; el resto de los núcleos de población se distribuyen regularmente a los largo de los principales valles.

El relieve en general es suave y la altitud elevada con respecto al contexto meseteño oscilando entre los 1.090 m y los 840 m en el punto más bajo de la Hoja. En conjunto, dominan las formas de "relieve plano", destacando en el horizonte altas y extensas plataformas correspondientes al piedemonte fini-neógeno, sobre el que se van encajando los diferentes niveles de terrazas elaboradas por la red fluvial; esta última, se encuentra bien desarrollada, desagüando hacia el sur. El principal curso fluvial corresponde al río Cea, que cruza meridianamente la Hoja, y en segundo lugar el río Valderaduey; además, al situarse las divisorias hidrográficas de los grandes ríos Esla y Carrión dentro de la Hoja, aparecen representadas parte de sus cuencas y los correspondientes sistemas de terrazas.

El régimen climático se corresponde con el clima continental propio de la Meseta Septentrional, ligeramente influenciado por la proximidad a la Cordillera Cantábrica, estando comprendido entre un clima mediterráneo templado a templado fresco, con un régimen de precipitaciones que oscila entre 600 a 800 mm anuales.

La vegetación autóctona, en general bastante degradada, se distribuye preferentemente por las laderas de los grandes interfluvios; está constituida por rebollares y robledales, coexistiendo en las partes más bajas con encinares. En los páramos detriticos más altos, la vegetación es pobre (estepa a matorral) con aprovechamiento de cultivo de secano o para repoblación de coníferas en el cuadrante NE.

En las amplias vegas de los ríos, los escasos cultivos de regadío alternan con plantaciones de choperas próximas al cauce actual.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Almanza ubicada dentro de la Cuenca del Duero, se encuentra próxima al borde centro meridional de la Cordillera Cantábrica (Fig. 1.1). La importante elevación y el carácter de borde tectónicamente activo, correspondiente al borde sur de dicha Cordillera, han condicionado la sedimentación terciaria adyacente (BAENA *et al.* 1991), pudiendo considerarse este sector de la depresión como una auténtica cuenca de antepaís (ALONSO *et al.* 1996).

El sistema fundamental de entrada y distribución de materiales a la cuenca a través de este borde, tuvo lugar mediante un conjunto de grandes abanicos aluviales, que con diferente desarrollo y composición, se solapan y superponen en lapso de tiempo comprendido, entre el Paleógeno inferior y el Pleistoceno inferior (COLMENERO *et al.* 1982, GARCÍA RAMOS *et al.* 1982 a); MANJÓN *et al.* 1982 a) y b). El proceso de sedimentación, y por tanto de relleno, no es continuo, sino que presenta interrupciones de carácter estratigráfico y discordancias sintectónicas, consecuencia de la actividad diastrófica de este borde.

La Cuenca del Duero, y en concreto el entorno que nos ocupa, durante el Cuaternario ha sufrido un importante proceso de erosión, ocupando las formaciones superficiales de origen fluvial (terrazas), amplias extensiones.

Como antecedentes geológicos, las primeras referencias al área en que se encuentra la Hoja, se deben a HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1933-1934), que realiza las Hojas geológicas de Gradeles (162) y Villamizar (163), siendo esta última la antigua denominación de la Hoja de Almanza. CIRY(1939), HERNÁNDEZ PACHECO (1957) y MABESOONE (1959), realizan también observaciones en esta región; con posterioridad tienen lugar los trabajos cartográficos de AEROSERVICE (1967), la Síntesis de la cartografía existente del IGME (1970) correspondiente a la Hoja escala 1:200.000 de León y la tesis de DE JONG (1971); posteriormente (1979-1982), las cartografías MAGNA de las Hojas adyacentes de Cistierna (131) (COLMENERO *et al.* 1982), y Saldaña (164) (ARAGONÉS 1982), constituyen las aportaciones más notables para el conocimiento de la zona. La síntesis y correlación de PORTERO *et al.* (1982 y 1983) realizada a partir del MAGNA, y más recientemente, la reinterpretación de datos anteriores, junto con otros nuevos acerca de la estructura de los depósitos terciarios sinorogénicos, aportada por ALONSO *et al.* (1995) y la síntesis 1:200.000 realizada por IGME-Diputación de León: Mapa Geológico de la provincia de León (SUÁREZ RODRÍGUEZ *et al.* 1994), que incorpora datos de los MAGNAS en realización, así como la nota de HERRERO *et al.* (1994), NOZAL y ESPINA (1994), fruto también de dichos trabajos, constituyen las últimas aportaciones a la zona de estudio.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. ANTECEDENTES

Desde el punto de vista estratigráfico, la Hoja de Almanza se caracteriza por la presencia de sedimentos neógenos correspondientes a la Cuenca del Duero. Los materiales que afloran en la misma, se pueden asignar a dos grandes conjuntos pertenecientes a ciclos sedimentarios con distinto significado. Por un lado, los sedimentos terciarios corresponden al relleno continental de la depresión y por otro, los asignados tradicionalmente al Cuaternario se asocian al proceso de erosión y vaciado de la Cuenca, teniendo carácter de recubrimiento.



Fig. 1.1 - Esquema de situación de la Hoja N° 163 (Almanza) en el ámbito del sector septentrional de la Cuenca del Duero.

El establecimiento de la estratigrafía del Neógeno para el sector septentrional de la Cuenca del Duero, se inicia con los trabajos de CIRY (*op. cit.*) ROYO GOMEZ (1926) y HERNÁNDEZ PACHECO (*op. cit.*), quedando establecida plenamente con MABESOONE (*op. cit.*) y EVERES (1967). Con los trabajos de MAGNA llevados a cabo a finales de los años 70, se definen nuevas facies, y se establecen correlaciones entre las distintas Unidades litoestratigráficas y los sistemas deposicionales que las han originado. La correlación de las mismas a nivel de cuenca, en sentido Norte-Sur, se lleva a cabo por PORTERO *et al.* (1983), tomando como referencia dichos trabajos.

A continuación, se realiza una breve descripción de las Unidades y facies más representativas en este sector de la Cuenca, descritos en los trabajos anteriormente citados y a las que se hará referencia a lo largo de este capítulo.

Complejo de Vegaquemada

Sus afloramientos se disponen en el mismo borde de Cuenca, inmediatamente al Sur de los relieves paleozoicos. Bajo este nombre denominan GARCÍA RAMOS *et al.* (1992 b), el "Gres de les Bodes" de CIRY (*op.cit.*) y la "Facies de las Cuevas" de MABESOONE (*op. cit.*). Se trata de una unidad caracterizada por dos tramos, el inferior de carácter más arcilloso es equivalente a la "Facies Garum"; el superior, está formado por una potente sucesión de conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas rojas organizados en secuencias granodecrecientes, que verticalmente van evolucionando a facies más proximales correspondientes a la unidad suprayacente. Las secuencias son generalmente incompletas con la sola presencia del término conglomerátilco.

Abanico de Modino

Definido por COLMENERO *et al.* (1992 b); su ápice se situa cartográficamente en el área comprendida entre las localidades de Cistierna y Yugueros; en el valle del Esla, se han medido hasta 60 m de potencia.

El conjunto consta de coladas conglomeráticas de composición heterogénea superpuestas (zonas proximales) y cementadas, que se van individualizando gradualmente hacia el Sur en capas (simples o complejas) de bastante continuidad lateral que alternan con fangos arenosos rojizo-anaranjados y amarillentos; más al Sur, el predominio corresponde a los fangos mientras que las capas conglomeráticas disminuyen en espesor e importancia, especialmente hacia los tramos superiores del Abanico. En cabecera, el porcentaje de clastos carbonatados y conglomeráticos es relativamente alto, mientras que en los términos más superiores y/o más alejados del ápice, la cantidad de clastos silíciros es muy superior. En áreas más meridionales, aumenta el contenido de fangos, llegando éstos a ser dominantes sobre el resto de las litologías.

Abanico de Puente Almuhey

Definido por COLMENERO *et al.* (1992 b), aflora sobre todo en el valle del Cea; en el borde Norte se dispone discordante sobre los complejos de Vegaquemada y Candanedo y es cubierto, también discordantemente, por los depósitos de clastos silíciros de los abanicos de Vidanes, Cegoñal y Guardo. Se han medido espesores de afloramiento de hasta 55 m ; las litologías y la organización interna son similares a las del abanico de Modino descrito anteriormente. Hacia el Sur, los canales

conglomeráticos se van individualizando progresivamente dentro de fangos al hacerse la red menos densa, con predominio de "fangos" de llanura de inundación, con suelos calcimorfos surcados esporádicamente por pequeños canales conglomeráticos totalmente aislados y de baja sinuosidad.

Abanico de Cegoñal

Definido por COLMENERO *et al.* (1982 b), sus materiales están superpuestos a los poligénicos de Puente Almuhey. En facies proximales consta de conglomerados siliceos desorganizados con matriz de fango rojiza, canales con base erosiva y gradación positiva muy grosera. Hacia el Sur, pasan a fangos y capas conglomeráticas con estratificación cruzada en surco de mediana escala.

Abanico de Guardo

Definido por COLMENERO *et al.* (1982 b), es contemporáneo con la sedimentación del de Cegoñal, desarrollado más al Oeste, por la relaciones cartográficas observadas. En facies proximales, está constituido por depósitos conglomeráticos heterométricos de cantes cuarcíticos y limos, que pasan a niveles individuales de conglomerados intercalados entre arenas y fangos ocres de espesor variable.

Abanico de Vidanes

Definido también por COLMENERO *et al.* (1982 b), se presenta discordante sobre el abanico poligénico de Modino rellenando un paleorelief. La potencia máxima puede calcularse entre 100 y 120 m ; las litologías y secuencias son similares a los de otros abanicos siliceos.

Facies Tierra de Campos

Fué definida por HERNÁNDEZ PACHECO (1915), siendo una de las unidades más características de la Cuenca del Duero. En éste sector, se caracteriza por la presencia de lutitas (fangos) ocres con niveles discontinuos de suelos calcimorfos, y pequeños canales formados por arenas y gravillas.

Se extienden hacia el sur, hasta la parte central de la Cuenca, y resultaría equivalente a la "Facies" de Grijalba-Villadiego" de Aeroservice. Se corresponde también, con parte de la Unidad 1 de MEDIAVILLA (1986).

Facies de la Serna

Equivale a las "Facies de Relea y Carrión" de MABESOONE. Han sido descritas por ARAGONÉS (1982) y por CARRERAS y OLIVÉ (1982), se extienden por la parte central de la provincia de Palencia.

Corresponden a facies detríticas integradas fundamentalmente por lutitas (fangos) ocres entre las que se intercalan cuerpos arenosos y, a veces, calizas palustres. Son frecuentes las edafizaciones, intercalándose a veces suelos calcimorfos. Los canales están formados por arenas y gravillas, con direcciones de aporte hacia el sur y sureste. PORTERO *et al.* (1983) las consideró equivalentes laterales de los "Abanicos de Cantoral y Guardo" (Fig. 2.1); hacia el centro de la Cuenca (Palencia-Valladolid-Burgos) pasan a las "Facies Cuestas".

La diferenciación de un elevado número de abanicos efectuada en las Hojas situada al norte de la zona de estudio, aún siendo posible su diferenciación por conservarse sus partes proximales y cañones de alimentación, responde más bien a una cartografía de tipo conceptual más que a una cartografía formal, por las dificultades que entraña el separar en facies medias-distales interdigitzaciones de dos aparatos distintos con las mismas litologías y escasos afloramientos donde medir paleocorrientes. Así pues, ante la imposibilidad física de poder cartografiar los distintos abanicos se ha optado por cartografiar dos Unidades litoestratigráficas dentro del terciario, que pueden identificarse con bastante facilidad en campo: la Unidad Polimíctica y la Unidad Silícea, basándonos fundamentalmente en la composición litológica de los conglomerados. La cartografía de éstas Unidades con identidad y significado propio ha permitido hacer algunas precisiones al esquema de correlación propuesto por PORTERO *et al.* (1983).

2.2. TERCIARIO. NEOGÉNO

Corresponden a esta edad el conjunto de materiales detriticos que constituye el relleno sedimentario de la Cuenca, abarcando edades comprendidas en esta Hoja, entre el Mioceno (Aragoniente-Vallesiense) y el Plioceno. Se diferencian tres ciclos de relleno correspondientes a sistemas de abanicos aluviales y fluviales.

El primer ciclo tiene una edad Aragoniente-Vallesiense inf.; la naturaleza de los cantos evidencia un área madre mesozoica predominantemente carbonatada, coexistiendo con otra paleozoica, de carácter mixto siliceo/carbonatada.

Las facies conglomeráticas proximales(de orla media) corresponden a los Abanicos de Modino y de Pte. Almuhey, y los depósitos distales, a la "Facies de la Serna" y por tanto a la Tierra de Campos en sentido amplio.

El segundo ciclo se dispone discordante sobre distintos términos del ciclo anterior. Asignándose al Mioceno superior sin ninguna datación. Es de naturaleza silícea correspondiente a un área fuente paleozoica. Las facies conglomeráticas de orla media y frente proximal corresponden a los Abanicos de Vidanes, Cegoñal y Guardo.

El tercer ciclo es litológicamente muy similar al anterior; corresponde al último episodio aluvial fini-neógeno, conocido regionalmente como Raña, y se le atribuye una edad Plioceno superior, sin argumentos paleontológicos que lo confirmen.

2.2.1. Arenas y limos con concreciones carbonatadas; conglomerados polimícticos y niveles de calcretas. "Unidad Polimíctica". (Mioceno: Aragoniente-Vallesiense inf.) (1).

Esta Unidad corresponde a los materiales estratigráficamente más bajos existentes en la Hoja, cartográficamente ocupa gran parte del sustrato terciario, disponiéndose los afloramientos a lo largo de los amplios valles fluviales que con dirección preferente N-S, surcan la Hoja.

Los mejores cortes y puntos de observación de esta Unidad, están repartidos en general por toda la Hoja: en la zona occidental, en el arroyo de Valderrina al S y SE del vértice Grandal y en el arroyo de la Solana, al oeste de Quintana del Monte; en la zona central, a lo largo de todo el valle

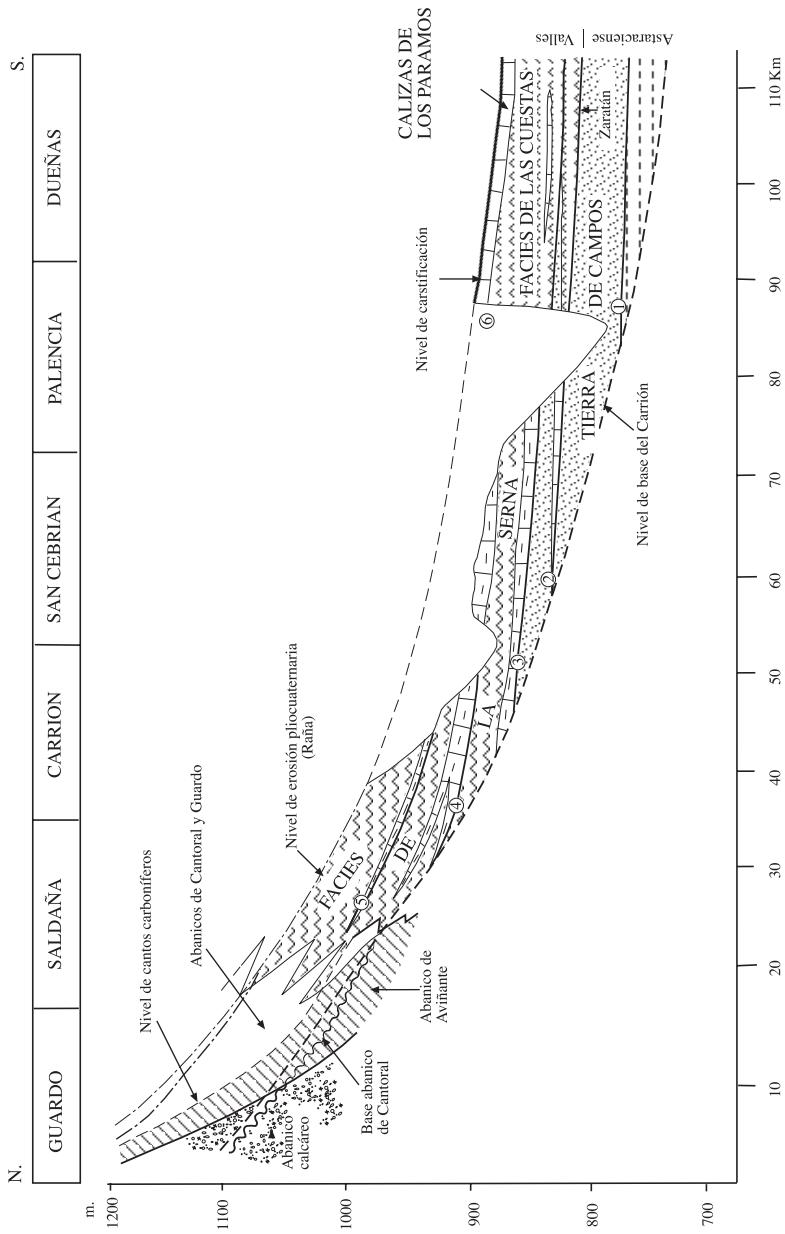


Fig. 2.1- Estratigrafía del Neógeno del sector septentrional de la Cuenca del Duero en una transversal N-S. Tomada de Portero *et al.* (1983).

del Cea y de sus arroyos tributarios, especialmente en las cárcavas al N y SE de Almanza, en las proximidades de Villamartín de Don Sancho y Valdavida; más al sur en los alrededores de Villamizar y en el arroyo de Sedano de Hontanares. En el interfluvio Cea-Valderaduey, aflora en los alrededores de Mozos de Cea y al sur del vértice Tomorisco.

Las capas se presentan subhorizontales, con inclinaciones deposicionales de 2-5° hacia el sur; los desniveles producidos por la incisión fluvial sólo permiten la observación de los 100-150m superiores de ésta Unidad, pero en las hojas situadas al norte, al disponerse las capas en abanico, configurando una discordancia sintectónica (ALONSO *et. al.* 1996), las potencias aflorantes estimadas superan los 1.000m de espesor.

En el ámbito de la Hoja, las litologías predominantes corresponden a limos y arenas de colores ocres y rojizos, entre los que se intercalan capas más o menos potentes y continuas de conglomerados y niveles de calcretas de tonos claros (Figs. 2.2 y 2.3), organizados en secuencias positivas.

Los niveles de conglomerados, en general cementados, con relativa continuidad de afloramientos en secciones N-S, presentan potencias que oscilan entre 2 y 12 m con geometrías claramente canalizadas (Figs 2.3 y 2.4). La composición de los cantes es de carácter polimítico, con predominio, en esta zona, de cuarcitas y areniscas paleozoicas sobre calizas carboníferas y cretácicas; de forma subordinada aparecen también cantes de conglomerados, limolitas, cuarzo y lítidas. Los cantes, en todos los casos, presentan grados altos de esfericidad y rodamiento; pueden llegar a alcanzar en las áreas más septentrionales el tamaño bloque, habiéndose medido centiles de hasta 35 cmØ.

La matriz, en distintas proporciones pero de carácter intersticial (ortoconglomerados) es microconglomerática y arenosa, normalmente mal clasificada, apareciendo habitualmente con intensa cementación de carbonatos.

Estos niveles presentan abundantes imbricaciones de cantes, cicatrices internas, estratificaciones horizontales difusas, y más frecuentemente estratificaciones cruzadas en surco y planar, ocasionalmente se reconocen marcas de corriente (scour marks). Ocasionalmente se intercalan niveles arenosos finos bien calibrados, sueltos o con cementaciones diferenciales de carbonatos, con estratificación cruzada planar y superficies de reactivación con "lags" de gravas cuarcíticas, conformando barras arenosas (Villamartín de Don Sancho) o canales totalmente llenos de arenas (Valdavida). Gradualmente los conglomerados pasan a arenas y limos.

Se reconocen dos tipos de geometrías relacionadas con éstas facies conglomeráticas; en unos casos se observan grandes canales con una relación anchura/profundidad muy baja; en otros, las geometrías son también erosivas, pero mucho más planares y algo más extensas lateralmente, desapareciendo casi por completo los clastos de caliza.

Las paleocorrientes medidas en estos materiales muestran direcciones comprendidas entre 180 y 270° (procedencia del N y del NE).

Las arenas son de tamaño grueso a fino y colores marrón-rojizos (10 R 3/4-5YR 4/6), suelen ser masivas o con estratificaciones cruzadas en surco de media escala y excepcionalmente cruzada planar (Fig. 2.4). Frecuentemente presentan cementaciones diferenciales de carbonatos, dando

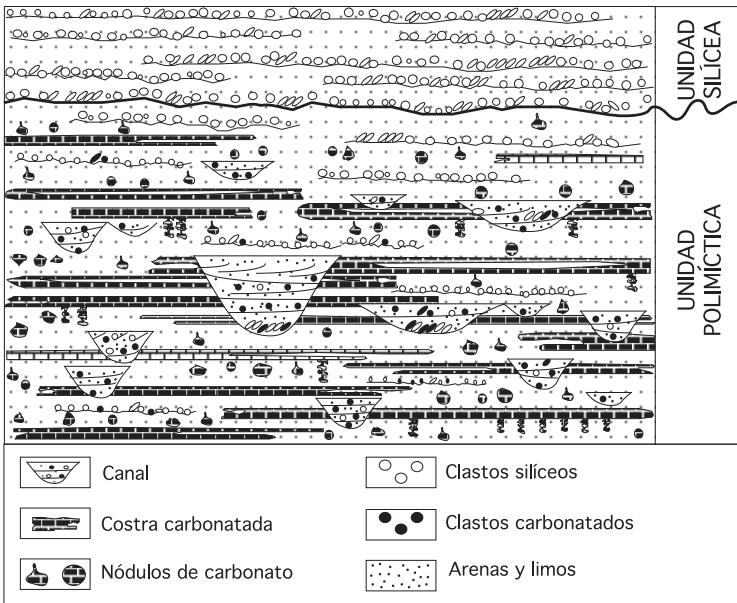


Fig. 2.2.- Modelo esquemático (sección E-O) de distribución de litofacies en las dos Unidades neógenas diferenciadas en la Hoja de Almanza (163).

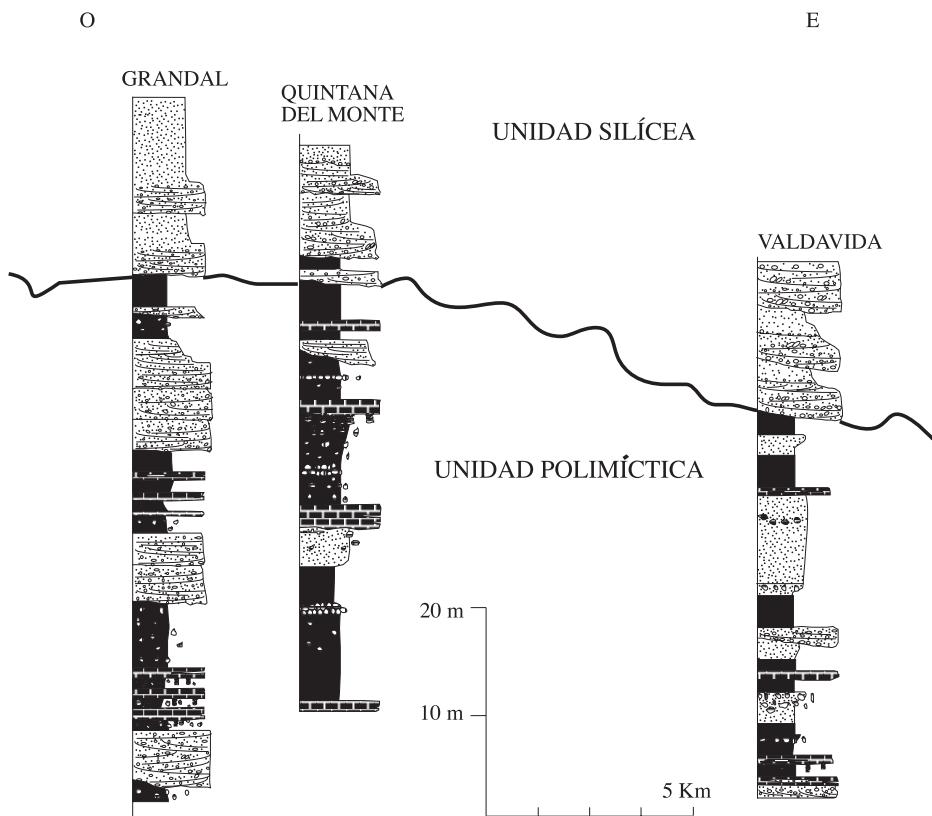


Fig. 2.3.- Columnas estratigráficas representativas y correlación de las dos Unidades neógenas diferenciadas en la cartografía de la hoja de Almanza.

afloramientos en forma de "bolos" arenosos; excepcionalmente aparecen restos vegetales limonitizados (Villamartín de Don Sancho).

Las facies de arenas conglomeráticas corresponden a litarenitas muy ricas en componentes de fragmentos de rocas: cuarcitas, pizarras, areniscas y calizas paleozoicas y en menor proporción, clastos de lutitas y caliches derivados del terciario subyacente. En algunas muestras los fragmentos de rocas suponen el 65 y 40% respectivamente del total de granos terrígenos. Se hallan cementadas por un mosaico inequigranular de esparita, parcialmente poiquilitico.

La composición de las facies arenosas indican una procedencia de áreas fuente metamórficas (o de áreas sedimentarias ricas en materiales inmaduros) y sedimentarias. Las características diagénéticas tempranas determinaron la cementación calcítica en unos casos, y el relleno por arcilla iluvuada en otros. Las facies finas muestran edafización generalizada en la que destacan edaforrasgos (canales radiculares, rubefacción, nodulizaciones ferruginosas), ordenación de arcillas y, en una etapa posterior, calcitización. La escasa o nula presencia de arcillas neoformadas de carácter confinante (esmectita, paligorskita....) indica condiciones de drenaje relativamente abiertas, aunque con suficiente contraste estacional como para la formación de encostramientos.

Los limos (fangos) son arenosos, en general se presentan masivos, identificándose un bandeadío métrico de colores ocres (10 YR 6/6-10 YR 5/4) y marrón rojizos (5 YR 5/6-10 R 4/6), muy patentes en las cárcavas del Cea al norte de la Ermita de Yecla y en Valdavida, ocasionalmente aparecen también niveles gris-verdosos (5Y 5/2).

Contienen abundantes precipitaciones carbonatadas de distinto origen: septáreas, glaébulas y rizolitos así como otros rasgos paleoedáficos como estructuras prismáticas, "slickensides", cutanes y excepcionalmente nodulizaciones ferruginosas; estas últimas están constituidas por nódulos redondeados de color marrón-negruzco, tamaño entre 5mm y 2cm y estructura difusa en capas concéntricas; se han formado a partir de un sustrato, a veces reconocible, de facies lutíticas finas y de arena.

Las facies siliciclásticas más finas son lutitas arenosas con elementos de tamaño arena, constituidas por cuarzo y fragmentos de rocas (cuarcitas, pizarras y areniscas). Muestran ordenamientos de la matriz arcillosa en fábricas moteadas y granoestriadas, con bioturbación en forma de canales irregulares que pueden presentar hiporrevestimientos y formas en menisco; presentan un moteado oscuro de oxihidróxidos de hierro.

A techo de las secuencias se produce un enriquecimiento progresivo en carbonatos, pasando de términos constituidos por nódulos, hasta horizontes continuos y compactos de calcreta.

Los niveles de calcretas o caliches están casi siempre en los cortes de esta Unidad (Fig. 2.2), destacando tanto por sus tonos claros (10 YR 8/6-10 YR 6/6) como por sus características resaltos y aspecto ruiniforme. El espesor usualmente no supera los 2m, llegando a alcanzar excepcionalmente hasta los 4m.

Los perfiles de los caliches muestran la sucesión vertical típica de horizontes morfológicos transicionales (ESTEBAN y KLAPPA, 1983; GOUDIE, 1983), en campo y muestra de mano suelen presentar alveolos rellenos de cemento esparítico.

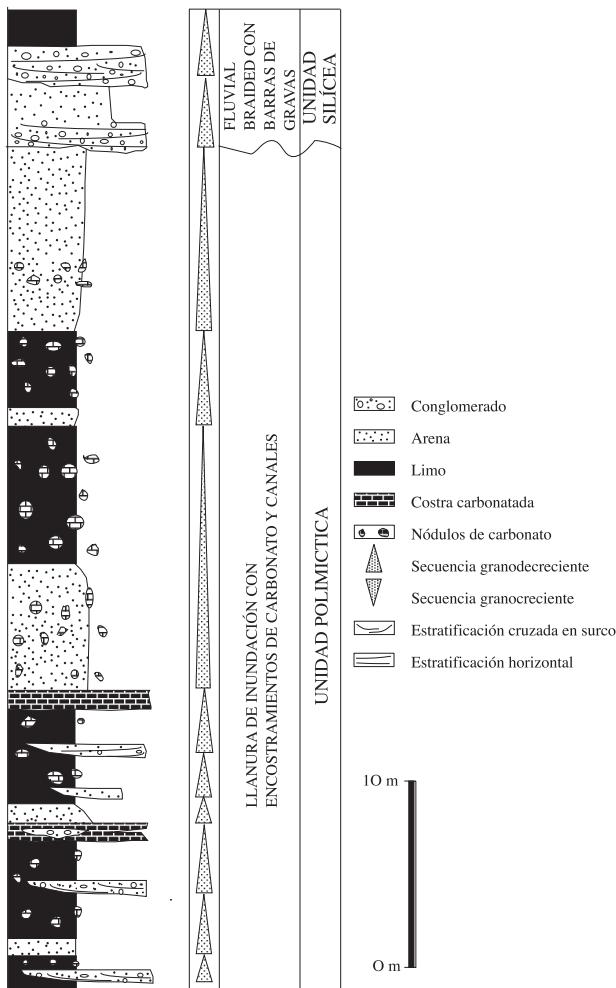


Fig.2.4.- Columna estratigráfica e interpretación sedimentológica del corte levantado en las cárcavas del Río Cea, al norte de la Ermita de Yecla (NE de Villaverde de Arcayos).

El techo de estos niveles suele ser plano y neto; el tránsito a los niveles inferiores suele ser gradacional pasando a horizontes nodulares o alveolares ("honeycomb") llenos de arcilla, disminuyendo la proporción de carbonato hacia el sustrato inalterado (Fig. 2.5); es frecuente una cierta estructuración vertical, con rizolitos de longitud decimétrica y de hasta 2 cm de diámetro. Ocasionalmente la base se presenta neta y compacta (norte de Almanza y en Valdavida) dando perfiles fungiformes.

Estas calcretas de indiscutible origen edáfico, y por tanto asimilables a paleosuelos (horizontes petrocálcicos Bca), se superponen indistintamente a las litologías descritas anteriormente, transformando completamente sus características litológicas y borrando las estructuras sedimentarias preexistentes.

En zonas de llanura aluvial con drenaje deficiente, o en canales abandonados intermitentemente anegados (ambientes charcstres-palustres), pueden originarse también depósitos carbonatados cuyo desarrollo tuvo lugar bajo lámina libre de agua; corresponden a facies micríticas "mudstones", en las que se aprecian restos de moluscos (probablemente gasterópodos), ostrácodos y de algas (caráceas y filamentosas). En estos depósitos carbonatados "primarios" se aprecian también, numerosos rasgos postsedimentarios edáficos superpuestos.

En lámina delgada, los caliches muestran una carbonatación casi total de las facies (fundamentalmente lutíticas) a las que reemplazan. Representan encostramientos micrítico-esparíticos con un contenido variable en terrígenos (hasta el 25%, sobre todo de cuarzo y en menor medida de fragmentos de roca), con una intensa corrosión de los granos de cuarzo, sustitución casi completa de la matriz original en algunas muestras, y bioturbación (canales que pueden presentar rellenos en meniscos y formas arrostriadas radiculares). Las texturas son muy variables y se ordenan desde las homogéneas micríticas, a otras muy complejas, formadas por parches micríticos que pasan a fábricas esparíticas xenotópicas a través de un mosaico microesparítico formando, a veces, esferulitos con núcleos de tamaño cristalino más fino. En las zonas siliciclásticas residuales se observan revestimientos de arcillas en algunos poros, nodulizaciones de oxihidróxidos de hierro, fábricas de ordenaciones elementales de arcilla y, excepcionalmente, ostrácodos.

Los análisis mineralógicos de la fracción ligera de los términos arenosos (arenas s.l. y matriz arenosa de los niveles conglomeráticos) indican como componente mayoritario el cuarzo y en menor proporción la calcita, plagioclásas y sílice en forma de ópalo. El cuarzo aparece en fragmentos con diferentes coloraciones: incoloro, blanco o con tonalidades amarillentas o rojizas debido a pátinas de óxidos de Fe.

Para la identificación de los minerales pesados y trazas, mediante un estudio previo, se comprobó que la fracción de mayor variación mineralógica era la comprendida entre 0,075-0,05mm. Los minerales pesados de las muestras estudiadas, extraídas de dicha fracción muestran un elevado contenido en circón, y óxidos-sulfuros de Fe con valores entre 10-55% del total de la muestra; en menor porcentaje se encuentra turmalina y rutilo, excepcionalmente ilmenita y como trazas o accesorios oro, anfíbol, biotitas y estaurolitas.

Las muestras arcillosas tienen a los filosilicatos (illita) como componente mayoritario; acompañando a este mineral, en casi todas las muestras, hay también contenidos variables de caolinita y esmectitas.

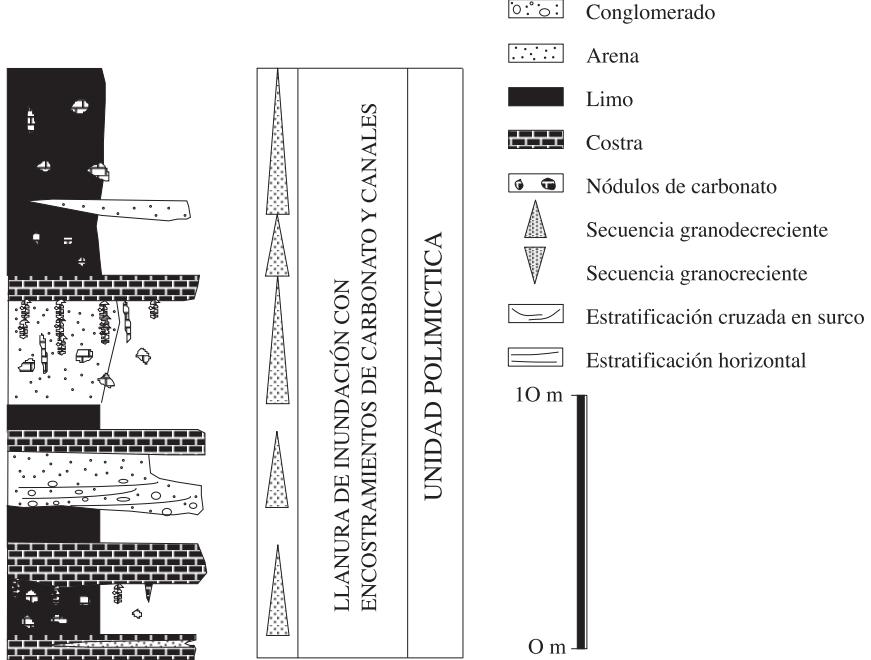


Fig. 2.5.- Columna estratigráfica e interpretación sedimentológica del corte levantado al Oeste de la localidad de Castroañe.

Interpretación sedimentológica

Las características sedimentológicas principales de los cortes estudiados en esta Unidad (HERREIRO *et al. op. cit.*), son las de una llanura aluvial de piedemonte con extenso desarrollo de llanuras aluviales de fangos (facies de desbordamiento) en un contexto de partes medias-distales de abanicos aluviales no confinados de alta eficacia de transporte (Figs. 2.4 y 2.5); la presencia de paleosuelos carbonatados exclusivos de esta Unidad y su madurez, indican áreas inactivas más o menos extensas del sistema aluvial durante períodos prolongados de tiempo bajo un clima árido o semiárido con lluvias estacionales (GOUDIE *op. cit.*).

Las facies de gravas están relacionadas con el relleno de canales y con la migración de barras de diversos tipos. Los canales rara vez se sobreimponen unos a otros, por lo que estarían aislados en la llanura aluvial, siendo difícil establecer una relación entre los sedimentos de la llanura de inundación y los de estos canales contiguos. La geometría de este tipo de canales, estrechos y profundos (relación anchura/profundidad muy baja), sugiere una energía de transporte muy elevada y con fuerte poder erosivo.

Las facies arenosas pueden ser de dos tipos; cuando están ligadas a las facies conglomeráticas, representan el relleno de canales con la construcción de dunas y megaripples, o bien, por una pérdida de flujo, en una etapa de abandono de los canales. El otro tipo de facies arenosas está ligado a la sedimentación en zonas alejadas de los canales, en una llanura de inundación sometida a procesos edáficos.

Las facies fangosas fundamentalmente representan la sedimentación propia de una llanura de inundación en la que los flujos acuosos estarían poco confinados. Sobre estos materiales, se desarrollarían importantes procesos edáficos con transformaciones y removilizaciones de material en los perfiles. El tipo de flujo y la edafogenésis superpuesta, serían los responsables de la desaparición de las estructuras sedimentarias primarias en estas facies.

Ocasionalmente aparece facies fangosas (gris-verdosas) ligadas a facies de gravas, encontrándose restos de caráceas, gasterópodos y espinas de peces, respondiendo en este caso al relleno (lacustre) de canales abandonados.

Las facies carbonatadas corresponden fundamentalmente a niveles de claro origen pedogenético (calcretas o caliches), consecuencia de una epigénesis carbonatada intensa, desarrollada sobre depósitos localizados en la llanura aluvial (Fig. 2.5). Excepcionalmente, en algunos niveles se aprecia un cierto contenido en restos fósiles (ostrácodos y caráceas) y su asociación a facies fangosas oscuras. En estos casos, las facies carbonatadas corresponden a depósitos de precipitación química primaria en áreas lacustres someras y efímeras, que al desecarse, quedan normalmente también, sometidas a edafización y carbonatación secundaria.

Edad

Dentro de la Hoja no se han encontrado restos paleontológicos clasificables que permitan una datación precisa de esta Unidad, tan solo fragmentos de huesos (serie de Quintana del Monte) y restos de caparazones de grandes tortugas (arroyos de Tuétanos y del Fresnal) sin estudiar y clasificar por el momento.

No obstante, se pueden acotar algunos datos con los yacimientos, ya clásicos, descritos por PORTERO *et al.* 1982 en zonas próximas (hacia el E y SE), si consideramos su ubicación con respecto a las Unidades aquí diferenciadas (NOZAL en prep.). Los yacimientos de Relea (Hoja-164) y de Itero Seco (Hoja-197), localizados en la Unidad polimíctica, a unos 70-80m por debajo del contacto con la Unidad silícea, proporcionan una edad Vallesiense inferior (MN 9); los yacimientos de Saldaña (Hoja-164) con problemas de localización, se sitúan también en la Unidad polimíctica, a unos 120-80m por debajo del contacto, indicando una edad Astaraciense superior (MN 8). Otros hallazgos situados al O de la Hoja corresponden a restos de mastodontes: Villaobispo de las Regueras (Hoja-161) y Mellanzos (Hoja 162), situados a 100-80m bajo el contacto indican una edad Astaraciense (MN 7 y 8) al igual que los restos de Mansilla del Páramo (Hoja-194).

En consecuencia, a la parte superior de la Unidad Polmíctica, que es la que aflora en Almanza y en las Hojas referenciadas, se le puede asignar una edad Astaraciense (Aragoniente sup-Vallesiense inferior, Zonas MN7a9).

Correlación

La Unidad polimíctica es perfectamente correlacionable con las descritas en áreas adyacentes; así, esta Unidad se correlaciona cartográficamente de forma directa con los sistemas de abanicos aluviales de clastos poligénicos (MANJÓN *et al.* 1982 b) y COLMENERO *et al.* 1982 a) que en esta Hoja corresponderían a los Abanicos de Modino (valle del Esla), Puente Almuhey (valle del Cea) y Cuevas o Aviñante poligénico, para los afloramientos del valle del Carrión. Del mismo modo equivale a las partes distales de los abanicos de conglomerados polimícticos cuyas capas conforman en el borde una discordancia progresiva (ALONSO *et al.* 1995).

Hacia el S la correlación es también directa con la Facies Tierra de Campos y con la Facies de la Serna, por lo que se modifica (NOZAL en prep.) el esquema estratigráfico de correlación de PORTERO *et al.* (1983).

Esta Unidad es también en parte equivalente a las denominadas "Series Ocres" de MARTIN-SERRANO (1989), definidas más al O en el borde Zamorano-Leonés de la Cuenca del Duero.

2.2.2. Conglomerados silíceos, arenas y limos. "Unidad Silícea". (Mioceno sup.) (2).

Cartográficamente esta Unidad se restringe a las zonas altas de los interfluvios de los grandes ríos, donde aún se conserva la morfología del piedemonte fini-neógeno y por tanto, la serie estratigráfica más completa. La disposición de los sedimentos es subhorizontal con pendiente deposicional hacia el sur. Por lo general la Unidad Silícea presenta mala calidad de afloramientos, limitándose los cortes a la treintena de metros basales (Fig. 2.3), aunque la potencia máxima estimada alcanza los 125m al Este de Almanza. Se aprecia una clara disminución de espesor hacia el S, configurando una morfología en cuña.

Los procesos de erosión y vaciado sufridos en el relleno sedimentario de la Cuenca hacen que los depósitos correspondientes a esta Unidad queden topográficamente colgados a cotas próximas a los 980m alcanzando los 930m en el punto más bajo (ángulo SO de la Hoja).

El contacto entre las dos Unidades resulta difícil de observar ya que las laderas se presentan siempre coluvionadas salvo en escasos afloramientos, como son las cárcavas de Quintana del Monte, Valdavida y Carballo de Valderaduhe. En el borde norte de la Cuenca este límite parece corresponderse con una discordancia angular local, asociada a un dispositivo en "onlap" sobre los depósitos correspondientes a los abanicos poligénicos, e incluso sobre los sedimentos mesozoicos y paleozoicos (ALONSO *et al.* 1995; LOPEZ *et al.* 1991 a). En esta Hoja aunque se muestra como paraconforme a nivel de afloramiento, se ha cartografiado desde el punto de vista geométrico, como una disconformidad.

En zonas situadas al este se identifica también esta discordancia reconociéndose como una marcada discontinuidad de tipo secuencial (LOPEZ *et al.* 1991b).

El contacto dibuja un suave paleorelieve cartográfico (Fig. 2.3), sin que por el momento podamos precisar, si se trata de una forma claramente erosiva, o si corresponde a un relleno pasivo de paleomorfologías deposicionales previas, o a la combinación de ambas. En el primer caso, conllevaría el admitir la existencia de una interrupción sedimentaria importante, durante la cual se pasaría de una etapa de relleno, a otra de erosión y vaciado (al menos para estos sectores de la Cuenca) con resedimentación de los materiales erosionados hacia zonas más distales de la propia Cuenca.

El relleno pasivo de formas previas, no presentaría problemas teniendo en cuenta el contexto sedimentario en el que se enmarca la zona: orla de abanicos aluviales de distintos tamaños que se solapan y superponen en el tiempo.

Desde el punto de vista litológico, esta Unidad se caracteriza por la presencia de elementos clásicos exclusivamente silíceos: cuarcitas, areniscas y cuarzo. Se diferencia además de la Unidad polimicta infrayacente, por la ausencia de calcimorfos y de cementaciones carbonatadas (Fig. 2.2).

Se organiza en secuencias granodecrecientes con espesores entre 2 y 10m (Fig. 2.3), constituidos por conglomerados clastosportados de cantes subredondeados a bien redondeados con centímetros de 5-30cm, matriz arenosa y microconglomerática rojiza (10 R 4/6) muy mal clasificada y arenas y limos ocres (10 YR 6/6 a 5/4). Son frecuentes las pátinas y cementaciones de óxidos de hierro y manganeso sobre los cantes de la base de las secuencias.

Internamente los conglomerados suelen presentar granoclasiación e imbricación de cantes, ocasionalmente estratificaciones horizontales y también cruzada en surco; las gravas y arenas suelen presentar laminación cruzada planar de barra. Las paleocorrientes medidas se sitúan entre 180 y 240° indicando flujos hacia el SO. En general parece apreciarse en esta Unidad que las canalizaciones tienen mayor amplitud y menor profundidad que las de la Unidad inferior, por lo que los bancos conglomeráticos asemejan láminas de gran extensión lateral.

Los análisis de R-X efectuados en la matriz de los conglomerados, y en los niveles arenosos, muestran como minerales principales, cuarzo plagioclasas y ópalo, y un contenido de arcillas bajo (illita, caolín). El estudio de minerales pesados muestra como minerales más representativos: circon 8-30%, óxido de hierro hasta un 55%, turmalina y rutilo hasta un 5%, sulfuros de Fe hasta 6,5% e ilmenita; como accesorios: oro (en Ermita de Yecla y Valdavida), estaurolita, granate y biotita.

Las arenas se pueden clasificar como litarenitas (grauvacas líticas con >15% de matriz) bien clasificadas a moderadamente bien clasificadas con un contenido de cuarzo 15-35%, fragmentos de rocas metamórficas 15%, areniscas hasta 30%, pizarras y chert.

Algunas areniscas presentan una intensa cementación por oxi-hidróxidos de hierro, que en lámina delgada, se disponen en nódulos de 2 a 4 mm de fuerte coloración negra. el cemento puede disponerse en torno a los granos, o bien llenar íntegramente algunos espacios intergranulares. Con posterioridad a esta cementación ferruginosa parcial se produjo el relleno, también parcial, de la porosidad restante por arcillas iluviales que suelen presentar ordenaciones microlaminadas en torno a los granos.

Interpretación sedimentológica

Esta Unidad corresponde a facies medias distales de los abanicos aluviales silíceos enraizados en los bordes de la Cordillera Cantábrica; los conglomerados y gravas cuarcíticas representan depósitos fluviales canalizados tipo "braided" (Fig. 2.4).

Las facies de gravas se interpretan en relación con el relleno de canales y la migración de barras de gravas de diversos tipos.

Las facies de arenas pueden representar la construcción de formas menores, dunas y megarripples dentro de los canales y también, pueden responder junto con los fangos a una sedimentación en zonas alejadas de los canales, dentro de la llanura de inundación.

En esta Hoja se desarrollan canales fluviales de baja sinuosidad, con una relación anchura profundidad alta y con barras de gravas casi siempre longitudinales. Estos canales tendrían una migración activa, que imposibilita una acumulación importante de sedimentos finos de llanura de inundación.

Edad

Por el momento no existen referencias ni se ha encontrado ningún resto fósil en esta Unidad. De acuerdo con observaciones propias, en áreas situadas al este (NOZAL en prep.), los abanicos silíceos se disponen por encima de los yacimientos de Saldaña, Relea e Itero Seco, por lo que la edad de esta Unidad debe ser Mioceno superior, y por encima de MN-9, que es la edad más alta determinada para los depósitos polimícticos. Por tanto puede asignarse una edad Vallesiense superior-Turoliense?.

Correlación

Esta Unidad se correlaciona cartográficamente de forma directa con los abanicos siliciclásticos de MANJÓN *et al.* (1982 a) y COLMENERO *et al.* (1982 b) que en esta Hoja corresponderían a los abanicos de Vidanes, Cegoñal silíceo y Guardo. Se corresponde por tanto con los últimos episodios de relleno, o abanicos silíceos "onlapantes" sobre el borde paleozoico (postectónicos) de ALONSO *et al.* (1994 y 1996).

2.2.3. Cantos, gravas y arenas. Aluvial fini-neógeno, Rañas. (Plioceno) (3).

A pesar de su carácter azoico, la Raña se ha atribuido al Plioceno (HERNÁNDEZ PACHECO 1932) o al límite Plioceno-Pleistoceno (HERNÁNDEZ PACHECO 1956; AGÚIRRE *et al.* 1976, PÉREZ GONZÁLEZ 1979). En la Hoja de Saldaña ARAGONÉS (1982) considera que las formaciones y depósitos superficiales tienen una edad comprendida entre el Plioceno y el Cuaternario más reciente, considerando como pliocuaternarios los depósitos de tipo Raña y cuaternarios los que se encajan en ella.

Las precisiones cronoestratigráficas anteriores se deben, obviamente, a la situación morfológica de la Raña, ya que ésta, es inmediata a la que ocupa los sistemas de terrazas de los ríos meseteños (MARTÍN-SERRANO 1988 b), puesto que el encajamiento comienza a partir de dichas plataformas.

ARAGONÉS (1982) y COLMENERO (1982 b) denominan Raña a un tipo de depósitos siliciclásticos que constituyen un amplio abanico muy aplanado que tiene su ápice situado al norte de Guardo, recubriendo los depósitos miocenos en los que se encajan (base erosiva), de tal forma que representarían el primer depósito aluvial del sistema fluvial actual, cuando todavía no existía una jerarquización clara de la red (GARCÍA RAMOS *et al.* 1982 b).

Parte de este amplio abanico tiene su prolongación en esta Hoja, con una representación superficial bastante apreciable, constituyendo el interflujo entre el Cea y las primeras terrazas del Carrión; representando de forma clara los depósito culminantes (1090-1000m) en esa zona. Con ese mismo criterio de superficie culminante, y por su clara diferenciación respecto de las terrazas de los cursos fluviales de los ríos Esla y Cea, se han considerado también como Rañas, las altas superficies (1060-990m) situadas en dicho interflujo.

El ciclo de sedimentación neógeno, como se ha descrito en apartados anteriores, está representado por facies detriticas de abanicos aluviales coalescentes; cuando las Rañas se apoyan sobre estos materiales, su diferenciación con ellos es imposible, puesto que litológica y sedimentológicamente son idénticos.

Del mismo modo, no tiene razón de ser la separación de los sedimentos que conforman las altas plataformas del piedemonte neógeno, del resto del mismo, teniendo sólo este episodio un significado estrictamente geomorfológico (MARTÍN-SERRANO 1988 a) y b).

El rasgo morfológico de sedimento culminante, parece que lo confiere un único nivel conglomerático de escasos metros de potencia constituido por cantos y bloques mal calibrados de cuarcitas, areniscas y cuarzo, siendo frecuente la presencia de cantos arenizados. La matriz con distribución irregular, de tonos amarillentos con hidromorfias rojas y blancas, está formada por arenas y arcillas. Rara vez se observa ordenamiento interno o estructuras sedimentarias, pues la mayoría de los afloramientos corresponden al perfil del planosuelo antiguo desarrollado sobre estos materiales, con buen desarrollo de los horizontes A1, A2, Bt y C (MOLINA 1982).

Es frecuente la presencia de gravas cuarcíticas y areniscas con pátinas marrón-rojizas casi negras, asociadas al horizonte más superficial de color gris o pardo. Este horizonte no es exclusivo de las

Rañas sino que puede aparecer sobre zonas planas topográficamente más altas que ellas, e incluso sobre las terrazas más antiguas (NOZAL y MARTÍN-SERRANO 1989).

Así pues, y debido a la mala calidad de afloramientos, se incluye dentro de la Raña o denominamos Raña a los términos litológicos más altos de los abanicos silíceos de Guardo y Vidanes e incluso removilizaciones de niveles de dichos abanicos, que muestren la misma morfología.

2.3. CUATERNARIO

De forma convencional se considera, que en el paso del Plioceno al Pleistoceno, tiene lugar el proceso de cambio del régimen endorreico a exorreico de las Mesetas. Por ello y de forma general, todas las terrazas altas de los ríos de la Península Ibérica pueden asignarse al Pleistoceno (AGUIRRE 1989).

Sin embargo, y de acuerdo con MARTÍN-SERRANO (1988 a) y 1991, -no es posible pensar en un paisaje finineógeno sincrónico, puesto que la progresión de la red fluvial no puede alcanzar todos los lugares al mismo tiempo-. La aplicación de esta hipótesis, que determina el heterocronismo de la Raña, explica el diferente grado de disección de las distintas cuencas terciarias que habrían sido capturadas en distintas épocas, determinado así el inicio del "Cuaternario", y por tanto, dejaría de ser un límite cronológico preciso, pasando a ser arbitrario y propio de cada cuenca, e incluso para cada sector de la misma.

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

En la Hoja de Almanza, por su extensión y significado morfogenético, los depósitos cuaternario de origen estrictamente fluvial son los más importantes. La mayor representación corresponde a las terrazas de los ríos Carrión, Cea y Esla, que en el proceso de erosión, dejan sucesivos niveles encajados en las vertientes de los interfluvios.

Otros depósitos importantes son las llanuras aluviales, los fondos de valle y los abanicos y conos aluviales. El resto de los depósitos recientes aparecen en relación con la evolución de las vertientes y consisten en distintas generaciones de glacis y coluviones.

2.3.1. **Gravas, arenas y limos. Glacis (8,9).**

Se han diferenciado dos tipos de glacis con distinta posición morfológica. El más antiguo se sitúa en la zona de interflujo de la esquina suroeste. Presenta una pendiente hacia el sur, arrancando de cotas próximas a los 980m, claramente por debajo de la Raña de Quintana del Monte (990m), alcanzando los 940-930m al pie. Se puede interpretar en relación a un estadio de degradación de la superficie culminante con respecto a las primeras etapas de morfogénesis fluvial, enlazando con las terrazas más altas del sistema Esla-Cea; que aparecen conservadas al SO, en la Hoja de Valencia de Don Juan (233) (Oteros de Matadeón).

El otro tipo de glacis se emplaza en zonas de vertiente, constituyendo formas de enlace en unos casos, entre glacis más antiguos y la terraza alta del Esla (borde oeste de la Hoja), bien entre

terrazas, o enlazando terrazas y fondos de valle, como ocurre en la margen derecha del Valderaduey, frente a las localidades de Castrillo y Velilla.

Con una potencia variable, que en general no supera el metro, presentan una litología similar a la de las terrazas pero con matriz limosa más abundante. Sobre ellos, se desarrollan suelos cuyas características dependen del grado de evolución de los mismos, variando de pardos rojizos a rojos fersialíticos.

Se les asigna una edad amplia Pleistoceno-Holoceno, aunque sería posible establecer una cronología relativa más precisa, considerando las formas con las que se relacionan.

2.3.2. Gravas silíceas; arenas y limos. Terrazas (4, 5 y 6).

Aparecen representados cuatro sistemas distintos de terrazas distribuidos de forma submeridiana, y que de O a E pertenecen a los ríos Esla, Cea, Valderaduey y Carrión; habiéndose agrupado en terrazas altas, medias y bajas.

Las terrazas más desarrolladas aparecen en el borde oriental y pertenecen al Río Carrión, que discurre más al este, por la adyacente Hoja de Saldaña. Este río presenta un valle marcadamente asimétrico, con todas las terrazas en la margen derecha, diferenciándose hasta 17 niveles (OLIVÉ *et al.* 1982).

El Valderaduey es el menos importante de los sistemas, ya que se trata de un río que nace en la propia Cuenca; a pesar de su escaso caudal constituye un elemento de drenaje significativo en el conjunto del sector septentrional de la Cuenca.

El valle del Cea divide prácticamente la Hoja en dos mitades, desarrollando preferentemente sus terrazas en la margen derecha. Por último, el Río Esla que es el principal curso de fluencia de la zona, deja en esta Hoja sus terrazas en la margen izquierda, llegando a alcanzar gran desarrollo superficial en las hojas limítrofes, constituyendo una amplia y plana superficie conocida regionalmente como Páramo de los Payuelos.

Las cargas transportadas por estos sistemas fluviales son generalmente gruesas, con alto porcentaje (60-70%) de cantos y gravas con características litológicas bastante comunes: alto contenido en cantos de cuarcitas y en menor proporción, de areniscas y cuarzos como elementos mayoritarios, con tamaños que oscilan entre 4 y 25cm de diámetro; correspondiendo los mayores centiles a las terrazas del Esla; la matriz es arenosa amarillenta y mayoritariamente silícea.

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

A pesar de la gran extensión superficial de estos depósitos, su espesor es sin embargo discreto, estando comprendido normalmente entre 1,5 y 3m.

En el conjunto de los cortes se pueden reconocer estructuras sedimentarias internas tales como estratificación cruzada de gran escala, cicatrices de relleno de canal, estratificación cruzada planar, barras, imbricaciones, etc... que indicarían una configuración de canales tipo "braided".

En el mapa geológico se han agrupado las terrazas en orden a su simplificación en terrazas altas, medias y bajas. Esta división no implica una cronología bien definida, por ausencia de dataciones, aunque sí expresa una cierta relación temporal (AGUIRRE 1989, MOLINA y PÉREZ GONZÁLEZ, 1989); atribuyéndose (según el esquema general de la C. del Duero) los depósitos más altos, al Pleistoceno inferior, y los más bajos, al Pleistoceno superior y Holoceno.

Los niveles más altos del Esla se sitúan entre +130-90m de cota sobre el río, los medios entre +80-70m y los bajos entre +20-10m de cota.

En el Cea, con mayor número de escalonamientos, las terrazas altas aparecen entre +120-60m, las medias entre +55-30m y las bajas entre +25-10m. El Valderaduey que es el curso menos importante y más joven que los anteriores, presenta un conjunto de pequeños replanos desconectados entre sí, correspondientes a las terrazas medias entre +50-30m, y a las bajas, algo más continuas, entre +20-5m.

2.3.3. Gravas silíceas y limos. Llanura de inundación (7).

Corresponde a este apartado, depósitos fluviales recientes relacionados directamente con la red actual. Los más significativos son los que constituyen la vega del Cea, con anchuras de hasta 2 Km entre Villaverde de Arcayos y Saelices del Río.

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

Debido a la regulación mediante presas de los caudales de los principales ríos en sus zonas de cabecera, estas formas han dejado de ser funcionales en la actualidad, pero han de considerarse a la hora de evaluar riesgos por avenida, en casos de lluvias excepcionales.

2.3.4. Arenas con cantos. Coluviones. (10).

Este tipo de depósitos es muy frecuente en toda la Hoja, fundamentalmente a lo largo de las laderas y escarpes regularizados existentes entre las rañas y terrazas, habiéndose representado, de forma más significativa, solo algunos depósitos con el fin de no ocultar cartográficamente el sustrato terciario que recubren.

Están constituidos por elementos litológicos derivados tanto del terciario como de las rañas y terrazas, predominando los cantos cuando se desarrollan a partir de estos dos últimos depósitos.

2.3.5. Cantos, limos y arenas. Abanicos y conos aluviales. (11)

Responden estos depósitos a una misma génesis, diferenciándose tan solo en la morfología que

presentan; los conos de deyección son de dimensiones más pequeñas y generalmente con mayor pendiente, aparecen localizados preferentemente en la salida de pequeños barrancos que desembocan en un valle de fondo plano de orden superior; buenos ejemplos aparecen en los ríos Corcos y Camba, y en los arroyos de la Teja y de Vallehondo (parte alta del Valderaduey).

Los abanicos aluviales, más amplios y aplanados que los conos, se desarrollan sobre las llanuras de inundación y las terrazas bajas, sobre las que progradan, siendo los más significativos los que aparecen en la vega del Cea.

El espesor de estos depósitos es variable, por lo general de orden métrico, y la composición litológica muy heterogénea, con gran porcentaje de finos y cantes de naturaleza muy diversa, incluyendo cantes calcáreos correspondientes a suelos calcimorfos.

2.3.6. Gravas, arenas y limos. Fondos de valle, lecho actual. (12).

Son depósitos actuales y subactuales, habiéndose diferenciado de los de llanura de inundación únicamente por su funcionalidad; y en algunos casos, cierto orden jerárquico.

Se consideran fondos de valle, todos aquellos depósitos asociados a pequeños valles de fondo plano y barrancos de funcionamiento estacional, formados por materiales de carácter fluvial, o por la combinación de éstos con los aportes procedentes de las laderas (aluvial-coluvial).

Como lecho actual, se consideran los depósitos pura y estrictamente fluviales asociados a los cursos permanentes, en este caso el Cea, en el que son frecuentes los meandros y cauces abandonados con depósitos formados por barras de grava y arenas.

El lecho actual, se encuentra ligeramente encajado (1-2m) sobre la llanura de inundación, siendo totalmente funcional este sector del cauce durante la estación más lluviosa, quedando notablemente restringida (canal de estiaje), en las épocas de menor escorrentía.

2.4. ESTUDIO DE DIAGRAFIAS

A partir de las diagrafías (logs) de sondeos, principalmente para la captación de aguas subterráneas, REDONDO *et al.* (1995) han podido deducir algunas de las características de las formaciones, como son el tamaño de grano de las formaciones y su geometría; habiéndose tratado también, de determinar facies y la posible correlación de los niveles acuíferos.

Los datos y las correlaciones se han elaborado con un software especializado (QuikLog) en el procesado y análisis de diagrafías, y en la modelización en dos dimensiones a partir de una correlación entre un número variable de diagrafías.

Se han utilizado principalmente diagrafías de R- γ y diagrafías sónicas o de velocidad.

El perfil de R- γ mide la radioactividad natural de las rocas, y en las formaciones sedimentarias refleja el contenido de arcilla en las mismas, puesto que los elementos radioactivos tienden a concentrarse en arcillas y lutitas.

Las arcillas dan por tanto, valores altos de radioactividad, mientras que las arenas y gravas, en

general, dan valores moderados.

Las morfologías de los "logs" de R-γ sirven también para la identificación de facies, habiéndose reconocido las tres formas típicas: Forma de campana en la cual, los valores de R-γ aumentan progresivamente hacia arriba, se corresponde con secuencias granodecrescentes (canales arenosos). Forma de embudo, con valores de radiación que disminuyen hacia arriba, característica de secuencias granocrecientes. Forma cilíndrica o de barril, con valores de R-γ más o menos constantes en un tramo, correspondiéndose con secuencias de tamaño de grano homogéneo.

Los análisis de facies efectuados han permitido identificar:

Facies canaliformes, formadas por sedimentos de tamaño de grano de medio a fino, con morfología lenticular y dimensiones de anchura kilométrica (5 a 10 Km) y decenas de metros de espesor, formadas por secuencias positivas muy marcadas.

Lóbulos deposicionales próximales, formados por sedimentos de tamaño de grano medio a grueso, generalmente arenas y gravas; su espesor es decamétrico acercándose en ocasiones al centenar de metros. Están formados por secuencias positivas que oscilan entre 15 y 40m de potencia.

Depósitos de desbordamiento, arenas y limos interlaminados; en general suelen presentar secuencias negativas, aunque también aparecen secuencias granodecrescentes intercaladas. Se caracterizan por repeticiones de curvas en forma de embudo dentadas generalmente, separadas por otras con forma de campana.

La diagrafía sónica o de velocidad, mide el "tiempo de tránsito" Δt de la formación, que es el tiempo requerido por una onda compresional de sonido para recorrer un pie de formación, este valor es el inverso de la velocidad de propagación de la onda compresional. Los valores dependen de la litología, de la porosidad y del grado de compactación de los materiales. El aumento de porosidad en las formaciones disminuye la velocidad del sonido a través de ellas, y por tanto aumenta el valor de Δt .

La distinta procedencia de los "logs" y la falta de calibración de los equipos de testificación, hace que los valores de los picos a correlacionar, se tomen como valores relativos, realizándose por tanto la correlación en base a la morfología de las gráficas. En resumen, de las correlaciones efectuadas se han podido extraer las siguientes conclusiones:

En aquellos sondeos testificados por el mismo equipo, es posible vislumbrar algunos rasgos sedimentarios como son, secuencias deposicionales y morfologías de lóbulos o canales (Figs. 2.6 y 2.7) en diversas áreas de la zona estudiada.

A grandes rasgos, los modelos obtenidos se adecuan a la geología de la zona, buzando las capas hacia el sur en los cortes N-S, manifestándose también, el carácter imbricado propio de las facies de abanicos aluviales.

Se determina una mayor efectividad de los registros sónicos para la correlación de niveles de gra-

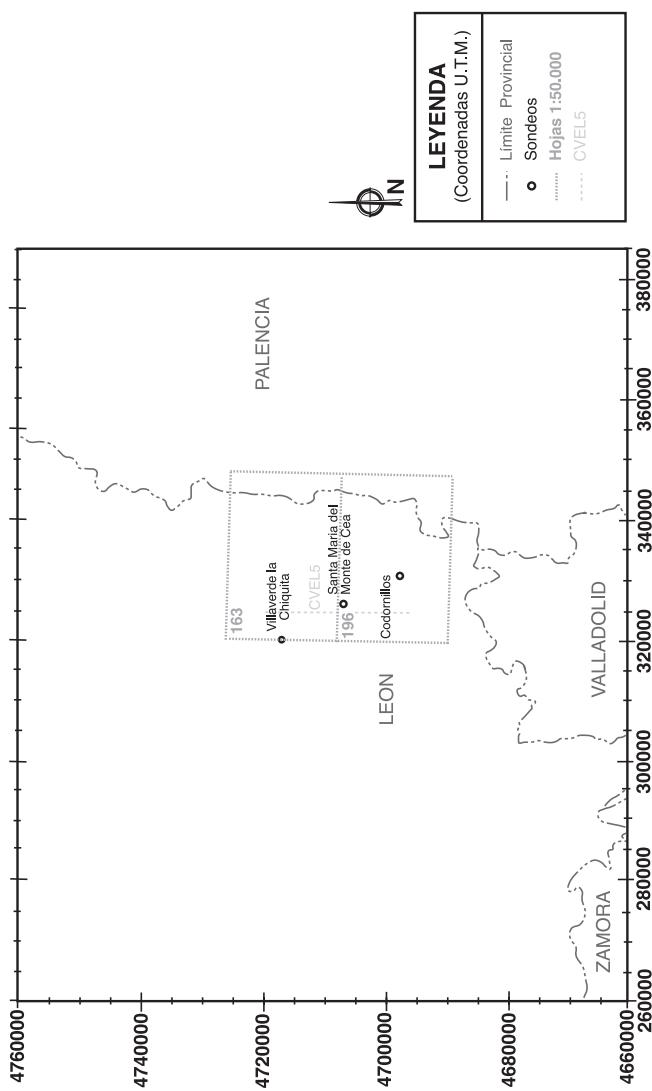


Fig. 2.6.- Situación de las correlaciones de diagrafías sónicas o de velocidad CVEL5.

vas y arenas (acuíferos). Para la identificación y correlación de secuencias, se han obtenido resultados más aceptables con diagrámas de Rayos Gamma.

En la parte septentrional, dominan las secuencias granodecrescentes, mientras que hacia el sur, comienzan a aparecer secuencias granocrescentes más típicas de zonas distales de abanicos aluviales.

3. TECTÓNICA

3.1. TECTÓNICA ALPINA.

La Hoja de Almanza se sitúa próxima al borde meridional de la Cordillera Cantábrica. De forma general, los procesos tectónicos enmarcados dentro del Ciclo Alpino, provocaron la configuración como relieve de la Cordillera y por tanto, del levantamiento del frente meridional de la misma, quedando de esta forma configurada la adyacente Cuenca del Duero como una cuenca de antepaís continental al ir rellenándose por materiales detriticos procedentes de la erosión de los relieves creados más al norte. Hacia el sur, y suficientemente alejados de la influencia de este borde, la Cuenca adquiere un carácter atectónico en sentido amplio.

Así pues, esta Hoja se caracteriza por la disposición horizontal o subhorizontal de los materiales que en ella afloran, con una ligera pendiente deposicional (0,5%) hacia el sur.

La naturaleza del contacto existente entre las dos Unidades cartográficas diferenciadas en el Neógeno, invitan a una interpretación y discusión de los datos existentes en áreas próximas, y a su correlación. En principio, esta disconformidad entre las dos Unidades, con paralelismo de capas a nivel de afloramiento pero (suavemente) erosiva a nivel cartográfico, debe corresponderse (NOZAL en prep.) con la discordancia angular "onlapante" que ALONSO *et al.* (1996) identifica en la base de los abanicos Silíceos en el borde norte de la Cuenca.

Por otra parte, valorando aspectos puramente sedimentológicos y observaciones de ámbito regional, permiten considerar a este contacto como una discordancia cartográfica de carácter regional, base de una nueva secuencia deposicional (LÓPEZ *et al.* 1990 a) y b); MEDIAVILLA y DABRIO 1986). Asociada a esta discordancia se desarrolla una superficie de erosión intravallesienne, que arrasa en áreas próximas la orla mesozoica del borde Este de la Cuenca.

3.2. TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN ALPINA EN EL BORDE SEPTENTRIONAL DE LA C. DEL DUERO.

Con posterioridad a la Orogénesis Hercínica, en el Macizo Hespérico, a partir del Periodo Pérmico, y durante un importante lapso de tiempo que abarca hasta el Cretácico superior, se desarrolla una importante etapa extensional producida por la apertura del Golfo de Vizcaya, que conlleva la separación del Macizo Ibero-Armoricano y la creación, entre las dos placas continentales, de una corteza oceánica.

En los bordes de dichas placas se instalan ambientes de plataforma somera en los que se depositan potentes series mesozoicas, que en el NE peninsular constituirán la Cuenca Vasco-Cantábrica y la delgada cobertura de materiales cretácicos que recubrían gran parte de la actual Cordillera, quedando conservados de la posterior erosión, en la depresión intermedia de Oviedo-Cangas de Onís y en la estrecha banda que orla el borde septentrional de la Cuenca del Duero.

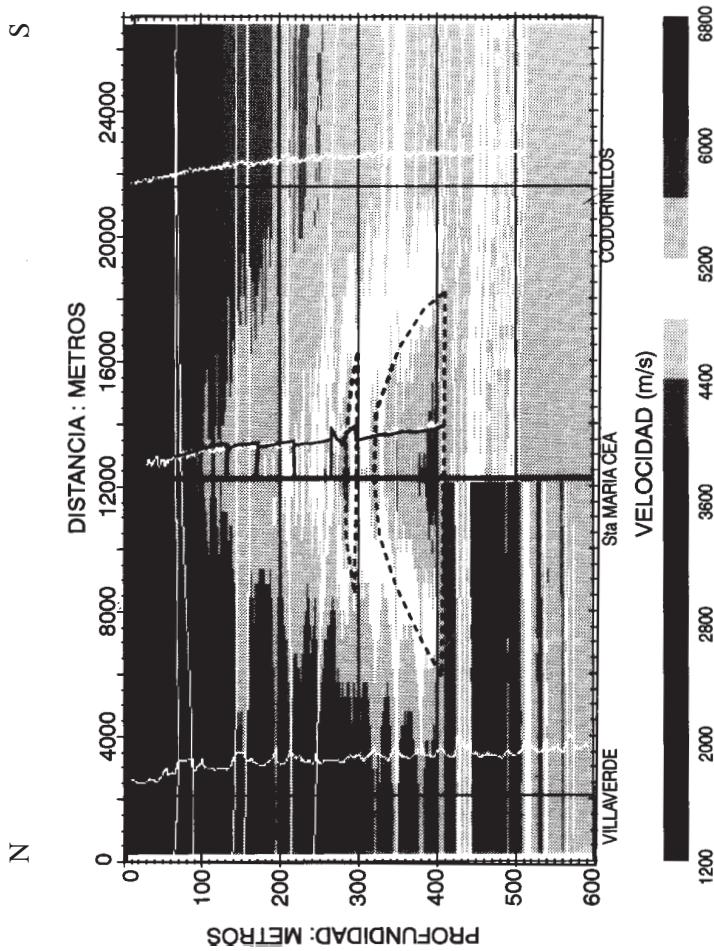


Fig. 2.7.- Correlación de diagrámas sónicas o de velocidad, corte CVEL-5

La sedimentación mesozoica aparece controlada, tanto en facies como en potencias, por la presencia de numerosas fallas normales ligadas al proceso extensional. Dichas fallas se encuentran en muchas ocasiones sobreimpuestas a estructuras hercínicas anteriores de direcciones aproximadas E-O y NO-SE.

Con posterioridad al periodo extensional, las Fases Larámicas finicretálicas, transforman el carácter abierto de las cuencas sedimentarias del Cretácico superior, pasando a desarrollarse una sedimentación de carácter restringido y con facies salinas (garumnenses). A continuación, tiene lugar el inicio de las etapas compresivas, conocidas como Ciclo Alpino, consecuencia de la convergencia (Eoceno sup.) de las Placas Europea e Ibérica, con subducción incipiente hacia el sur de la litosfera oceánica bajo Iberia (BOILLOT y MALOD, 1988). Estructurándose "grosso modo" como un conjunto de bloques E-O que compartimentan tanto el continente como el margen continental.

La intensidad y continuidad de los procesos erosivos sobre el relieve creado, da lugar a potentes formaciones sinorogénicas que llenan la Cuenca del Duero (foreland basin) y la Fosa Marginal Nord-Ibérica. El periodo orogénico tiene su máxima expresión para esta zona en tiempos oligo-miocenos.

En el borde oriental, correspondiente al Dominio de la C. Vasco-Cantábrica, durante la etapa compresiva, se originan (ESPINA R.G., 1994) pliegues suaves asimétricos vergentes al Sur con ligera inmersión hacia el Este, la inversión tectónica de las fallas normales que controlaron la sedimentación y también desgarres que cortan las estructuras compresivas con trazado NO-SE. En la sucesión sinorogénica terciaria se cartografián una serie de discordancias sintectónicas relacionadas con los pliegues (ESPINA *et al.* 1994) a partir de las cuales, y en base a su edad relativa, se deducirá que la deformación comenzó en el norte y se propagó hacia el sur.

Este borde oriental muestra evidencia de estabilidad tectónica desde el Mioceno medio, puesto que los abanicos procedentes del Este tienen escaso desarrollo, pasando rápidamente a sedimentos carbonatados palustres y lacustres que, en los últimos episodios de colmatación (Mioceno sup.-Plioceno), tienen carácter expansivo, por lo que las facies carbonatadas (páramos), se apoyan sobre dicho borde. Esta estabilidad se ve reforzada además, por el perfecto enlace existente entre los niveles de colmatación y la orla erosiva (Superficie S2, GRACIA *et al.* 1990) que arrasa las calizas y conglomerados mesozoicos y paleógenos que conforman las sierras marginales de la Depresión. El final de la elaboración de esta Superficie, debe de corresponder al Turolense-Plioceno, que es la edad admitida generalmente para las calizas de los páramos (DEL OLMO *et al.* 1982), ya que las últimas dataciones (MEDIAVILLA *et al.* 1995) adscriben al Turolense sup. los páramos más altos (UTS 4).

La relación estructural entre el basamento hercínico de la Zona Cantábrica y su cobertura mesozoica, muestra que ambos se deformaron solidariamente (sin despegar) durante la deformación alpina (ALONSO y PULGAR, 1993).

La estructura general de la Cordillera (PULGAR y ALONSO, 1993), consiste en una gran flexión monoclinal regional, que puede explicarse con un modelo de pliegue de flexión de falla modifi-

cado, originado por el despegue del basamento (a unos 15 Km aprox. de prof.) y su desplazamiento a lo largo de una larga rampa que alcanza la superficie en el sector central del frente sur de la Cordillera. Este cabalgamiento, dió lugar en la mayor parte del frente (ALONSO *et al.* 1994), a un pliegue frontal (pliegue de propagación de falla), que ocasionó la inversión de la cobertura mesozoica por delante de la parte superior de la rampa.

Las variaciones estructurales que se presentan a lo largo de este frente de cabalgamiento, pueden explicarse en función de la disposición previa de las estructuras variscas, respecto al cabalgamiento alpino (ALONSO *et al.* 1994). Los pliegues hercianos se reapretaron, dando lugar a la rotación y rejuego por deslizamiento flexural de algunos cabalgamiento hercianos plegados; las fracturas que actuaron como distensivas, se reactivan pasando a comportarse como inversas. Los cabalgamientos varicos que estaban inicialmente inclinados hacia el Sur, fueron rotados durante la deformación alpina hasta adquirir la posición invertida (con buz. al N) que presentan actualmente. En la última etapa de esta inversión se desarrollan numerosas fallas inversas directamente relacionadas con la deformación alpina. El buzamiento original hacia el sur de los cabalgamientos varicos, y el rejuego alpino de los mismos, puede observarse en los perfiles sísmicos del sector septentrional de la C. del Duero, en donde la deformación alpina fué escasa.

En este borde de la Cuenca, sobre los materiales cretácicos comienza la sedimentación terciaria de forma brusca, existiendo una discordancia neta (atribuible a la F. Larámica) entre los tramos inferiores del complejo Vegaquemada y los subyacentes del cretácico. Estos tramos inferiores representan el inicio de la configuración de la Cuenca del Duero, ya que desde entonces, este borde ha sido activo, instalándose un primer conjunto de abanicos aluviales.

Sobre la parte alta del complejo Vegaquemada y sin que se aprecie discordancia, sino más bien progradación hacia el Sur de facies gruesas, se instalan potentes sistemas de abanicos polimíticos con discordancias progresivas, que indican sedimentación y deformación a la vez. En la sucesión terciaria, las capas adoptan una posición monocinal muy verticalizada y frecuentemente invertida en la parte basal más proxima al frente montañoso, con geometría isopaca en los primeros 1000m de serie; disminuyendo el buzamiento progresivamente hacia las capas más modernas, que se estructuran en discordancia sintectónica.

Sobre estos materiales y en clara discordancia angular, se sitúan los depósitos correspondientes a los abanicos silíceos esencialmente postectónicos con un dispositivo en "onlap" sobre los sedimentos anteriores (que han sido en parte erosionados, faltando los depósitos más proximales de los abanicos) e incluso sobre los materiales mesozoicos y paleozoicos.

Los últimos episodios de los abanicos silíceos, constituyen el techo de piedemonte neógeno, y por tanto, la última etapa de relleno sedimentario, previa al encajamiento de la red fluvial en este sector de la Cuenca.

3.3. GEOLOGÍA DEL SUBSUELO

La oportunidad de disponer durante la realización de este estudio, de los perfiles de reflexión facilitados por REPSOL Exploración, correspondientes a las campañas de exploración en el área denominada Duero-Reinosa, llevadas a cabo entre los años 1985-1988 (Fig. 3.1), ha permitido a

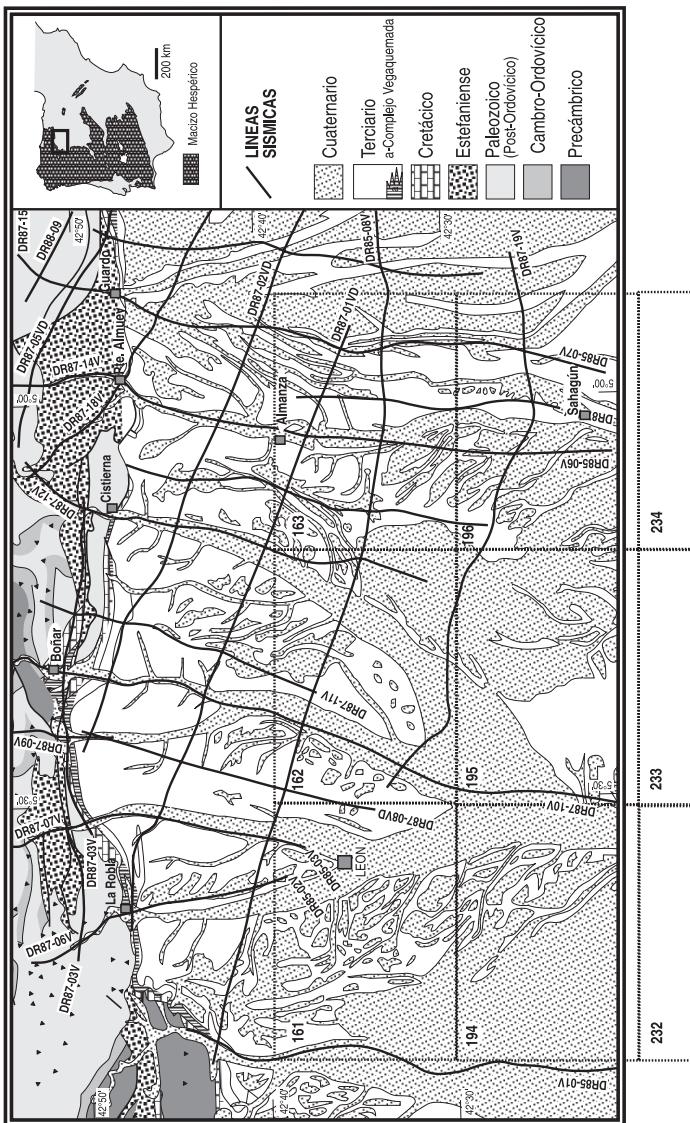


Fig. 3.1.- Situación de los perfiles sísmicos con referencia a las Hojas estudiadas y a los bordes septentrional (C. Cantábrica) y occidental (Montes de León) del NO de la Cuenca del Duero.

REDONDO LÓPEZ *et al.*(1995) la reinterpretación y elaboración de los mismos. El resultado final permite la visualización, tanto de la estructura como de la morfología profunda de una parte importante de la zona Noroeste de la Cuenca del Duero.

Para la reinterpretación geológica de los perfiles sísmicos se ha trabajado sobre secciones sísmicas "no migradas", dibujándose los reflectores en dichas secciones para obtener a partir de ellas un mapa de isocronas. Posteriormente se aplicó una conversión tiempo-profundidad con el fin de obtener diferentes mapas de isobatas.

En los perfiles se han elegido 4 reflectores profundos fácilmente identificables, habiéndose dibujado también, algunos reflectores fuertes dentro del conjunto terciario con el fin de visualizar el relleno y su disposición.

Estos reflectores profundos, confirmados e identificados en el sondeo petrolero de El Campillo, realizado en 1990 y calado en la linea DR 88-04, situada al este de la zona estudiada, serían de techo a muro los siguientes:

Base del Terciario continental (techo de la Facies Garum).-Corresponde al primer reflector fuerte y continuo en dicho perfil de referencia, por debajo de capas terciarias continentales. Este reflector es difícil de seguir en todos los perfiles, ya que pierden su carácter reflectivo y las facies Garum no están presentes en la totalidad de la cuenca.

Techo de las Calizas Cretácicas.- Se corresponde con el reflector superior de dos reflectores fuertes, que distan entre sí unos 0,03 seg. Presentan una gran continuidad, amplitud y coherencia, siguiéndose fácilmente a lo largo de toda la Cuenca.

Techo de la Fm. Utrillas.- Dicho reflector es el inferior de dos de alta amplitud y continuidad situados por debajo de las calizas cretácicas. Este reflector, también se sigue con relativa facilidad por toda la Cuenca aunque en ocasiones, se pierde lateralmente.

Techo del Paleozoico.- Este reflector viene marcado por el contacto existente entre los niveles Mesozoicos y el basamento. Se trata de una superficie que da lugar a un reflector difícil de seguir lateralmente por presentar numerosas disrupciones. Estas alteraciones son debidas al carácter erosivo de la misma y a la presencia de un perfil de alteración potente más o menos desarrollado. Normalmente aparece como un reflector de gran amplitud y relativa continuidad, por debajo del cual las reflexiones adoptan, en conjunto, un aspecto poco definido con fondo masivo.

Los reflectores más fuertes son por tanto los límites inferior y superior de los litosomas calcáreos cretácicos, por ser éstos los niveles que presentan un mayor contraste de densidades con respecto a los materiales entre los que se intercalan estratigráficamente, la facies Garum y la Fm. Utrillas.

El conjunto de perfiles N-S (NNE-SSO), muestran claramente la geometría y la evolución de la cuenca desde el borde norte activo, hasta las zonas más distales situadas hacia el Sur.

La información que ofrecen éstos perfiles sobre la estructura del basamento, es en general pobre; el reflector del contacto Fm. Utrillas-basamento no siempre es continuo, e incluso se pierde en

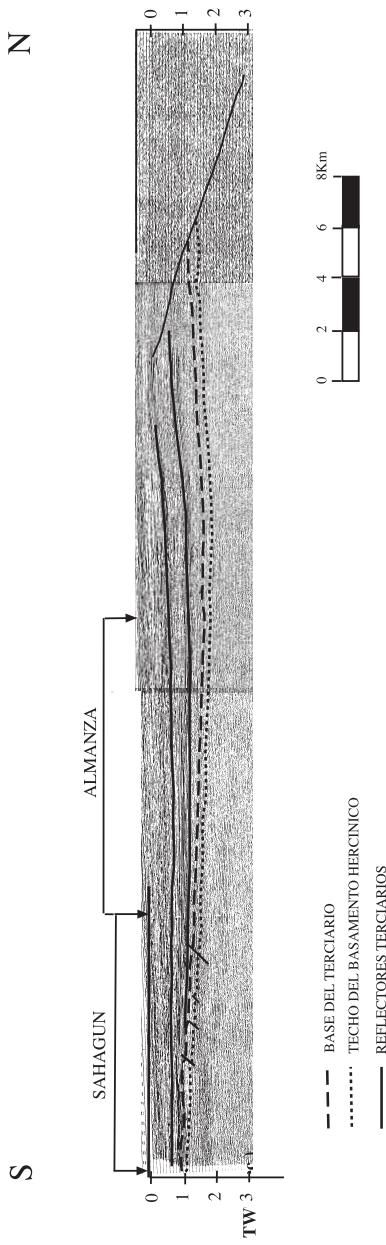


Fig. 3.2.- Interpretación geológica del perfil sísmico N-S (DR 87-14V / 85-06V), señalándose los sectores correspondientes a la Hojas estudiadas. Tomada de Redondo *et al.* (1995), ligeramente modificada.

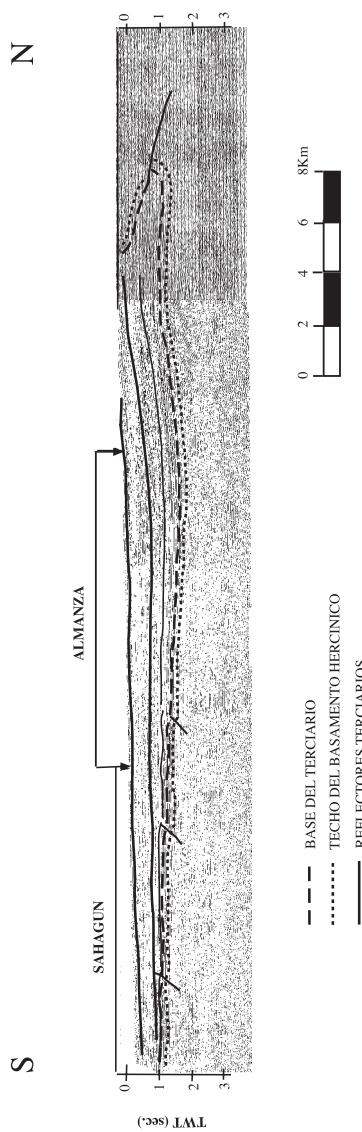


Fig. 3.3.- Interpretación geológica del perfil sísmico N-S (DR 85-15V / 85-07V), señalándose los sectores correspondientes a las Hojas estudiadas. Tomada de Redondo et al. (1995), ligeramente modificada.

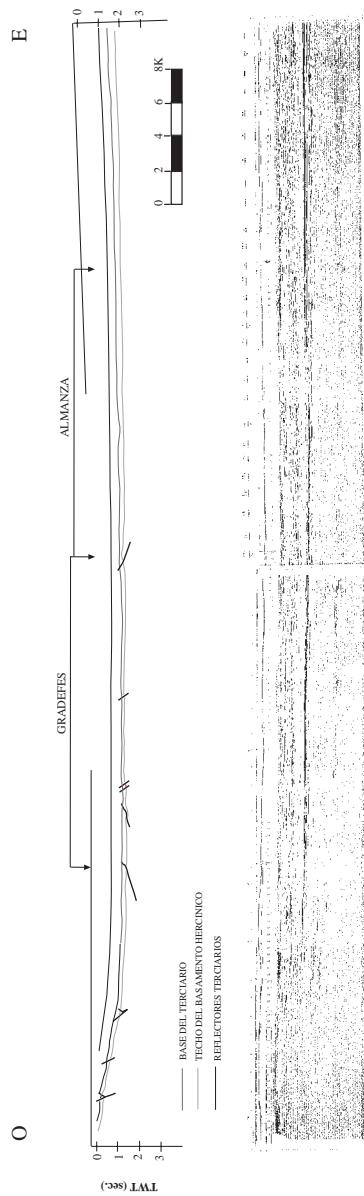


Fig. 3-4.-Interpretación geológica del perfil sísmico O-E (DR85-08V), Señalándose los sectores correspondientes a las Hojas estudiadas. Tomado de redondo *et al.* (1995), ligeramente modificada.

ocasiones. Se identifican algunas fallas que afectan a los materiales cretácicos que pueden corresponder en muchos casos a estructuras previas hercínicas reactivadas.

Los dos reflectores de techo y muro de las calizas cretácicas son continuos, siguiéndose bien en todos los perfiles.

Las formaciones cretácicas son concordantes entre sí, manteniendo en general su potencia, estando presentes en toda la cuenca excepto en el borde occidental. Es posible identificar una serie de fallas, mayoritariamente inversas (algunas de ellas parecen ser fallas directas, que han sufrido una inversión posterior), que afectan de forma manifiesta a los materiales cretácicos e incluso, a los tramos inferiores de la serie terciaria.

Por encima de los reflectores mesozoicos se disponen los materiales terciarios, que presentan numerosos reflectores internos. Dichos reflectores mantienen cierta continuidad, de tal forma que permiten visualizar la geometría del relleno; manifestándose como una cuenca asimétrica con el depocentro localizado cerca del borde norte, disminuyendo la potencia de los sedimentos progresivamente hacia las partes distales situadas al Sur.

El terciario se dispone discordante sobre la serie cretácica, siendo ésta discordancia de mayor angulo en la parte norte, mientras que hacia el sur (donde la cuenca parece elevarse en un "fore-bulge"), es de muy bajo angulo, llegando a situarse casi concordantemente, aunque en claro "onlap". Los reflectores adoptan una configuración paralela plana inclinada hacia el sur, y a gran escala progradacional hacia el centro de la cuenca.

El borde norte de la misma, muestra una variación en su morfología y por tanto en su estructura de O a E. En la parte oriental se trata de una falla inversa de bajo ángulo, que cobija materiales terciarios que se introducen varios km. bajo ella. Hacia el Oeste, los perfiles muestran que la base de la cuenca se levanta progresivamente hacia el Norte, diferenciándose tan sólo algunas fallas verticales o inversas de alto ángulo que producen un escaso cobijamiento.

Al Este pero próximo a la zona estudiada, el perfil DR 87-17 V evidencia un importante accidente tectónico, que afecta a la mayoría de la serie terciaria. Se trata de una falla inversa que buza al norte, y que produce una apreciable elevación del basamento en el bloque norte, dando lugar al pliegue frontal del Campillo (Hoja 132, al NE de la de Almanza), que es una estructura de dirección E-O, tal como se manifiesta en los mapas de isobatas.

Los perfiles E-O (ESE-ONO) son apróximadamente perpendiculares a los anteriores, mostrando una imagen de la cuenca similar a la descrita en los párrafos precedentes. Las formaciones cretácicas se sitúan en la base, salvo en el borde Oeste, donde las calizas cretácicas se acuñan y el terciario se dispone inmediatamente por encima de la Fm. Utrillas.

A lo largo de éstos perfiles, las formaciones mantienen una profundidad bastante constante, levantándose progresivamente hacia el borde occidental (borde pasivo).

Los mapas de isobatas se han obtenido una vez interpretados los perfiles, a partir de la digitalización de los reflectores sísmicos anteriormente descritos. Mediante un programa informático,

se computan y elaboran los valores de profundidades en tiempo de los reflectores, dibujándose automáticamente los mapas de isocronas. Utilizando el programa 2DI de SIERRA, que considera la velocidad de las ondas P reflejadas y su variación con la profundidad, se obtienen mapas de profundidades o isobatas a partir de los mapas de tiempos (isocronas).

Cabe precisar que el "datum" o nivel de referencia, para los mapas de isobatas (y para los perfiles) no es la superficie topográfica, sino una superficie horizontal de cota 900 m sobre el nivel del mar.

REDONDO *et al.* (1995), manifiestan en su informe que los resultados son bastante fiables, habiéndose ajustado el método de cálculo, a los datos de profundidad real proporcionados por el sondeo del Campillo. Consideran además, que la velocidad no presenta una variación lateral muy notable. No obstante, personalmente apreciamos algunas desviaciones en las profundidades, probablemente por haber asumido velocidades demasiado altas, tanto para los materiales terciarios como para los mesozoicos, mostrándose los rasgos morfológicos y las profundidades quizás demasiado exageradas.

A grandes rasgos, éstos mapas de isobatas (Figs. 3.5 y 3.6) muestran la morfología típica (para este sector) de una cuenca de antepaís, con una zona más profunda (depocentro) de orientación aproximadamente E-O, próximo al borde S de la Cordillera Cantábrica. La cuenca pierde profundidad bruscamente hacia el frente orogénico (borde N) y más suavemente tanto hacia las zonas distales del Sur, como lateralmente hacia el Oeste.

Los mapas de isobatas calculados para los distintos niveles (Figs. 3.5 y 3.6) muestran además otras irregularidades, como son umbrales o altos relativos y superficies o escarpes muy verticalizados, debido a que éstos horizontes están afectados por fallas, tal y como se interpretaban en las secciones de los perfiles.

Esta Hoja aparece surcada por dos perfiles N-S: el DR87-14V/85-06V siguiendo aprox. el trazado del Río Cea (Fig. 3.2), y el DR85-07V, 87-15V situado al Este, siguiendo el arroyo de La Cueza (Fig. 3.3). Otro perfil, el DR85-08V, ortogonal a los primeros, cruza la Hoja por su mitad meridional (Fig. 3.4).

En los dos primeros perfiles, puede observarse la estructura del borde N de la Cuenca del Duero a la altura de Guardo y Pte. Almuhey, en este sector el borde consiste en un cabalgamiento que cobija espectacularmente a la sucesión terciaria, con un desplazamiento máximo en torno a 7 km. En Guardo (Fig. 3.3), el cabalgamiento debió cortar un pliegue de propagación de falla incipiente (ALONSO *et al.* 1994), cuyo flanco delantero, fuertemente invertido, se conserva en el bloque cabalgante. En el otro perfil (Fig. 3.2), el cabalgamiento alpino se propagó siguiendo el flanco S del Sinclinal de Valderrueda, haciendo innecesario el desarrollo de un pliegue de propagación de falla (ALONSO *et al.* op. cit.).

Por el contrario, ambos perfiles muestran al alejarnos del borde activo una geometría muy simple, con algunas fallas inversas (que en el perfil buzan al S), afectando al mesozoico y al terciario más inferior. El mayor espesor de terciario se acumula en el sector NE de esta Hoja, e inmediatamente al N y NO de la misma, con profundidades que según el mapa de isobatas (Fig. 3.6)

alcanzan los 3.000 m, disminuyendo sensiblemente hacia el Sur, a la vez que se evidencia el dispositivo en "onlap" sobre el reflector calcáreo mesozoico.

Dentro de la Hoja el reflector de techo del cretácico manifiesta claramente esta tendencia, con profundidades que oscilan entre 1,6 y 1,3 seg.

Las fallas inversas, que se manifiestan hacia el S de la Hoja y en la adyacente inferior, sobre todo en el perfil más oriental, de acuerdo con las directrices que adoptan las isobatas, parecen corresponder a estructuras de dirección NE a NNE, asociadas sin duda al accidente del Valderaduey (GRACIA *et al.* 1991).

El perfil O-E (Fig.3.4) muestra una geometría simple, en la que la cuenca va ganando profundidad de forma muy suave pero constante hacia el Este. Manifestándose también este hecho en el mapa de isobatas del techo del cretácico, que en esta Hoja y siguiendo dicho perfil, muestra variaciones de profundidad entre 2.300-2.600 m.

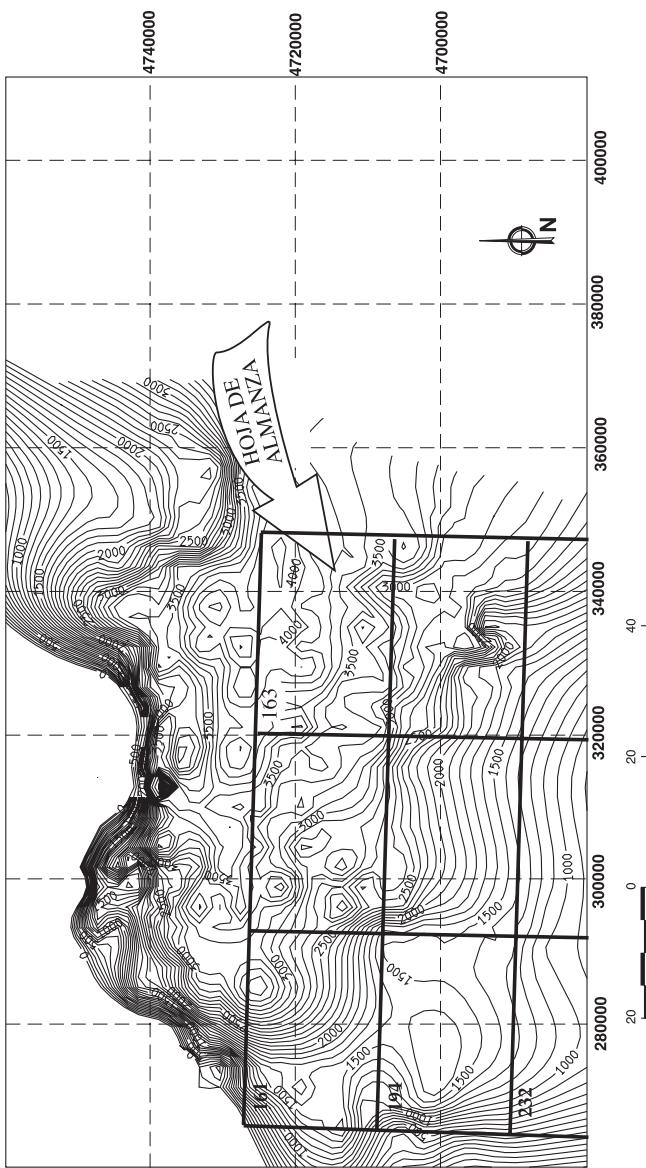


Fig. 3.5.- Mapa de Isobatas (datum 900 m. s.m.m.) del techo del basamento paleozoico. Sector NO de la Cuenca del Duero y referencia a las Hojas estudiadas; intervalo de contornos 100 m. Tomada de Redondo *et al.* (1995).

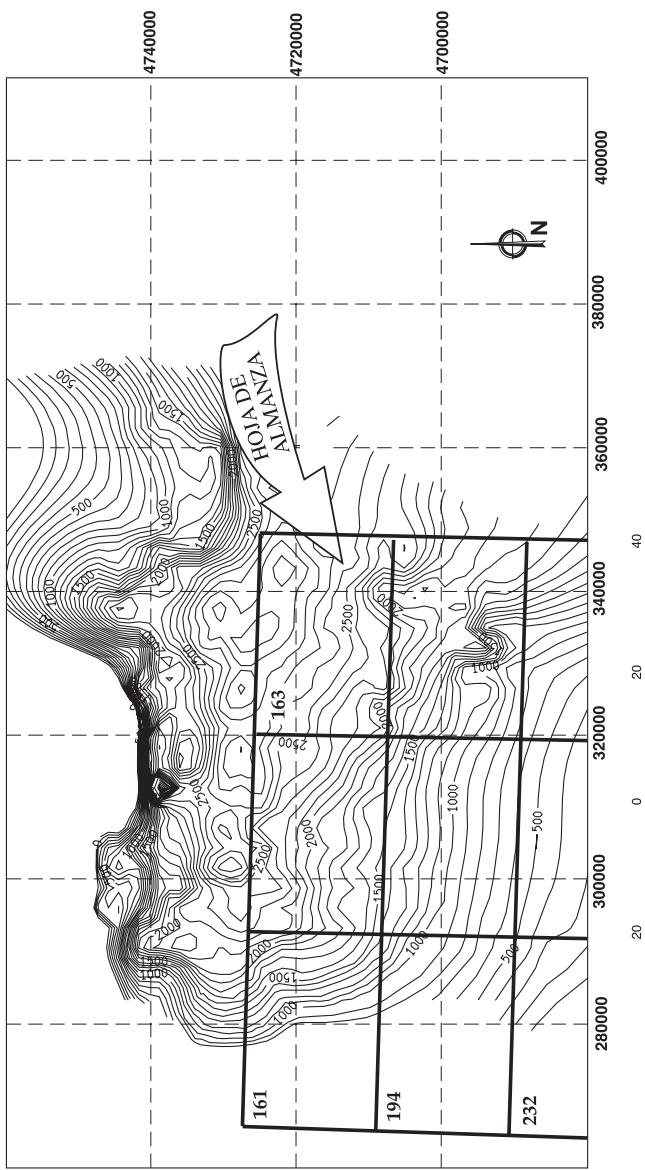


Fig. 3.6.- Mapa de Isobatas (datum 900 m s. n. m.) del techo de las calizas del Crétacico Superior-base del Terciario. Sector NO de la Cuenca del Duero y referencia a las Hojas estudiadas; intervalo de contornos 100 m. Tomada de Redondo *et al.* (1995).

4. GEOMORFOLOGIA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.

La Hoja de Almanza se sitúa en el sector septentrional de la Depresión del Duero, próxima a su límite con la Cordillera Cantábrica. El relieve en general es suave, construído a partir de las altas plataformas del piedemonte finineógeno sobre las que se encaja la red fluvial, dando valles amplios con replanos escalonados, definidos por los diferentes niveles de terrazas de los cursos importantes y valles de fondo plano con laderas más verticalizadas, en la red secundaria.

La altura media es de unos 950m aproximadamente, situándose las cotas más altas (vértices de Valdecabañas 1062m y Ojascal 1082m) en los interfluvios, que desde el norte van descendiendo suavemente hacia el sur.

Las cotas más bajas corresponden al valle del Río Cea, con alturas que oscilan entre los 900-840m de norte a sur.

El modelado fluvial es una de las características de este paisaje meseteño, siendo los ríos Cea y Valderaduey los principales cursos de agua que atraviesan la Hoja; otros cursos de rango menor son los ríos Corcos y Camba y los arroyos de Vallehondo y de la Cueza.

El clima es Mediterráneo Templado fresco, con una temperatura media anual de 11°C y precipitaciones medias anuales que oscilan entre los 600 y 800mm; registrándose los valores más altos en el borde norte debido a su proximidad con los primeros relieves de la Cordillera.

La vegetación es variada, en las zonas altas predomina el "matorral con arbolado", constituido por jaras y brezos alternando con núcleos de rebollos (*Quercus pyrenaica*) y en el cuadrante nororiental con repoblaciones de coníferas (*P. silvestris* y *P. pinaster*).

En la vega del Cea además de la característica vegetación de ribera destacan las repoblaciones de chopos.

Los cultivos que se desarrollan en la mayor parte de la Hoja, corresponden a cereales de secano y en las márgenes de los ríos: praderas, cultivos en regadío y productos hortícolas para consumo local.

Los núcleos urbanos son de pequeño tamaño, destacando Almanza en el borde norte de la Hoja y Villamartín de Don Sancho en la parte central de la misma. Las comunicaciones entre las distintas poblaciones son buenas, existiendo además, una densa red de caminos y pistas forestales, pudiéndose acceder sin dificultad, en tiempo seco, a cualquier punto de la Hoja.

La principal fuente de riqueza es la agricultura, destacando los cultivos de cereales; le sigue en importancia la ganadería ovina.

4.2. ANTECEDENTES.

La bibliografía que existe sobre la zona, relativa a temas geomorfológicos, es escasa, estando casi siempre referida a aspectos regionales. Los primeros trabajos corresponden a BIROT y SOLÉ SABARÍS (1954), HERNÁNDEZ PACHECO (1957), MABESOONE (1961), NOSSIN (1960), PLANS (1970), ESPEJO *et al.* (1973), OLIVE *et al.* (1982), y más recientemente PÉREZ-GONZÁLEZ (1989), PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.* (1994), MARTÍN-SERRANO (1994), NOZAL (1994) y NOZAL Y ESPINA (1994).

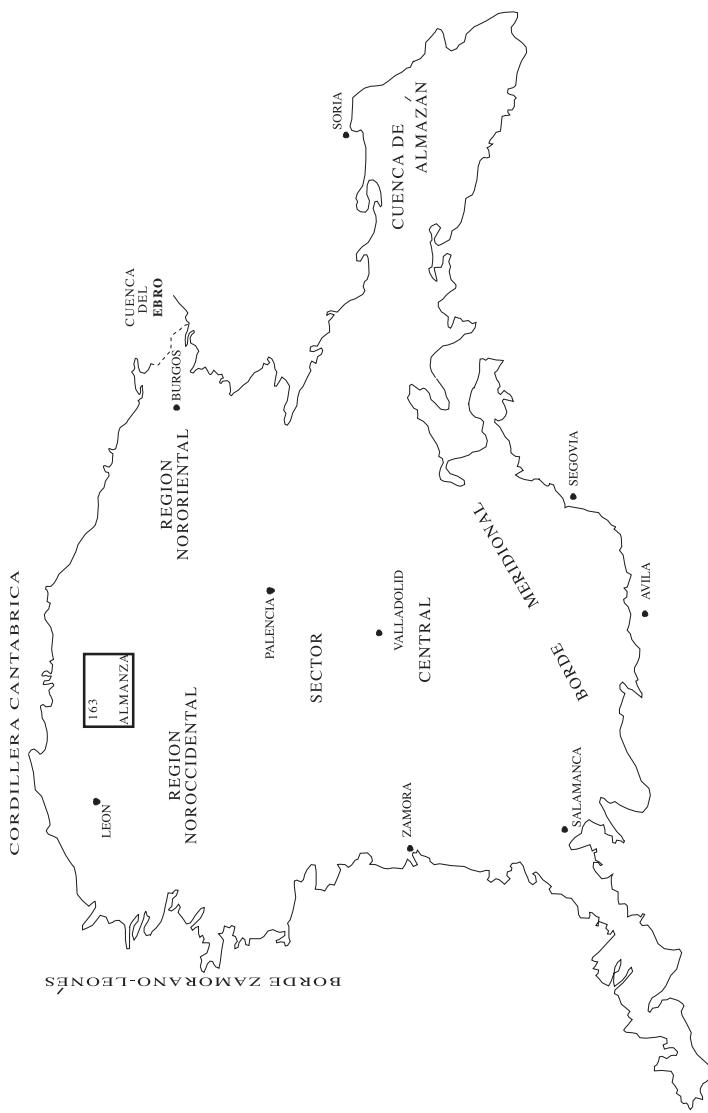


Fig. 4.1.- Los grandes dominios morfoestructurales de la Depresión del Duero. Tomado de Pérez-González *et al.* (1994).

4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.

4.3.1. Estudio morfoestructural.

La Hoja pertenece al gran dominio morfoestructural de la Cuenca del Duero, quedando encuadrada (Fig. 4.1) entre las Regiones Noroccidental y Nororiental puesto que tienen al Río Cea como límite (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.* 1994); formando parte de la periferia montañosa o piedemonte de la Cordillera Cantábrica.

La morfología de la Hoja es el resultado de la actuación de los importantes procesos erosivos que durante el Cuaternario ha ejercido la red fluvial (morfogénesis fluvial) actuando sobre un sustrato de rocas detríticas subhorizontales, más o menos homogéneas y deleznales, constituidas fundamentalmente por limos con intercalaciones métricas discontinuas de conglomerados, areniscas y caliches.

Entre los elementos que conforman el modelado predominan las formas planas, con dos elementos principales de referencia. Por un lado están los aplanamientos culminantes asociados a la etapa final de construcción del piedemonte neógeno. Dichos aplanamientos tan solo están conservados en las proximidades de los relieves de la Cordillera, ocupando las posiciones topográficas más altas de los interfluvios.

El otro elemento "planar" dominante son las terrazas fluviales que, con distribución y desarrollo variable, se escalonan entre la alta superficie aluvial y el cauce actual. La destrucción de estas plataformas conglomeráticas de escaso espesor, por la red de drenaje secundaria, da lugar a un paisaje de transición entre un relieve invertido, donde los retazos de terrazas ocupan altiplanicies flanqueadas por desniveles escarpados, y un territorio suavemente alomado, construido sobre los sedimentos fácilmente erosionables del relleno neógeno.

La arteria principal del drenaje corresponde al Río Cea, que discurre por un amplio valle en la parte central de la Hoja, con mayor desarrollo de terrazas en su margen derecha. En los bordes oriental y occidental de la Hoja aparecen terrazas con mayor extensión superficial que las del Cea, y que corresponden a los ríos Carrión y Esla respectivamente, cuyos cauces actuales discurren por las Hojas colindantes.

La distribución y morfología de la red secundaria de drenaje (Fig. 4.2), puede considerarse a grandes rasgos como un drenaje dendrítico con cierta tendencia a paralelo, presentando a mayor detalle otras particularidades. Este tipo de red, es típica de regiones con litologías homogéneas en las que si no existen controles estructurales, los cauces discurren por superficies de pendientes uniformes.

4.3.2. Estudio del modelado y formaciones superficiales.

Conocidas las características litoestructurales y el principal agente que ha condicionado el modelado, se describen a continuación, las diferentes morfologías (formas) tanto de acumulación como de erosión, derivadas de la actuación de los agentes externos. En este sentido y como ya se mencionó anteriormente, son las formas fluviales las que tienen mayor significado y desarrollo. Otras formas, como son la superficie (acumulativa) correspondiente al techo de piedemonte y los glacis y coluviones, completan el conjunto de formas presentes en la Hoja, que se describirán a continuación agrupadas según el proceso generador.

ALMANZA (163)



Fig. 4.2.- Esquema de la red de drenaje de la Hoja de Almanza (163).

Formas fluviales

Las terrazas representan las diferentes épocas de estabilidad entre sucesivas etapas de encajamiento fluvial.

El Río Cea muestra en su margen derecha 11 niveles de terrazas escalonadas, emplazadas a: +120m, +115-95m, +90-75m, +70-60m, +55m, +50-45m, +40-35m, +30m, +25m, +20m, +12m, desarrollando una amplia llanura aluvial a partir de Villaverde de Arcayos situada a +8-2m sobre el lecho actual.

Por su amplio desarrollo y grado de conservación, en el tercio oriental, de la Hoja destacan los replanos a +90-80m y +75-70m correspondientes a las terrazas más altas del Carrión reconocidas en la zona.

En el lado opuesto de la Hoja se identifican 5 niveles situados a +130-110m, +90m, +50m, +15m y +5m correspondientes al Esla.

Por último, en el río Valderaduey, que es autóctono de la Cuenca, se han identificado 6 niveles que con relativa continuidad lateral, se escalonan a +50m, +40m, +30m, +20m, +10m, +5m sobre la llanura de inundación, en la que se ha excavado y encauzado artificialmente el río.

ESLA	CEA	VALDERADUEY	CARRION
T. ALTAS			
	+120 a		
	+115-95 b		+90-80 b
+130-110 c	+90-75 c		+75-70 c
+90 d	+70-60 d		
T. MEDIAS			
	+55 e	+50 e	
	+50-45 f	+40 f	
+50 g	+40-35 g	+30 g	
T. BAJAS			
	+30 h	+20 h	
	+25 i	+10 i	
	+20 j	+5 j	
+15 k	+12 k		
+5 l			

Tabla I.-Escalonamientos y correlación de los niveles de terrazas correspondientes a los diferentes sistemas fluviales presentes en la Hoja de Almanza.

La llanura aluvial y el lecho actual son los depósitos aluviales más recientes de los cursos mayores, en este caso el Cea y el Valderaduey; la llanura aluvial presenta unos depósitos similares a las terrazas pero con un horizonte a techo de limos grises o pardos que por su fertilidad, constituye

las llamadas "vegas" de los ríos, de gran interés agrícola.

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

El régimen de escorrentía con caudales mínimos y máximos extremos, unido a un drenaje indeciso con numerosos y poco profundos cauces, propiciaron frecuentes inundaciones en el Valderaduey durante años anteriores (la última catastrófica en el invierno de 1959-60), que obligaron a su encauzamiento artificial, excavándose un único y rectilíneo cauce reforzado por dos diques laterales .

El lecho actual o "lecho aparente" del Cea aparece bien delimitado por sus márgenes, que están excavados un par de metros en la llanura de inundación. Por esta franja discurre de forma divagante el cauce activo, el cual migra de una orilla a otra dejando barras de gravas y arenas con cicatrices de acreción muy marcadas y huellas de antiguas zonas de circulación de agua, como cauces y meandros abandonados que, a menudo, se conservan como zonas encharcadas.

Dentro de los fondos de valle se incluyen todos aquellos depósitos que tapizan el fondo de los valles y barrancos de la red secundaria. Su génesis puede ser puramente fluvial y más frecuentemente mixta, con aportes de materiales generados en las vertientes (soliflúxión). Los depósitos más representativos se encuentran en la red secundaria correspondiente a la mitad oriental de la Hoja.

Sobre las terrazas, y más frecuentemente sobre las llanuras de inundación y fondos de valle, en la desembocadura de cursos de menor orden, aparecen otras formas de acumulación como son los abanicos aluviales y los conos de deyección que tienen un mismo origen, diferenciándose por la mayor dimensión de los primeros, su menor pendiente longitudinal y un perfil convexo más suave.

Las formas denudativas son poco importantes y en general escasas: La erosión lateral del cauce se produce en varios puntos del curso del Cea, quizás los más representativos entre Almanza y Villaverde de Arcayos, donde el río se acerca a su margen izquierda formando un "cantil" erosivo bastante escarpado. En estos puntos se desarrollan también buenos ejemplos de cárcavas, forma que con diferente desarrollo está presente en toda la Hoja, consecuencia de la incisión lineal por barrancos en aquellas laderas y/o escarpes de formas planas colgadas. Otros ejemplos de acarcavamiento se dan en los alrededores de Quintana del Monte, al este de Valdavida y en el interfluvio Cea-Valderaduey junto al escarpe de la Raña y más al sur, frente a Valdescapa.

La incisión lineal es muy patente en las vertientes de los arroyos de la red secundaria que inciden las plataformas de Raña. Sobre estas laderas muy verticalizadas, se desarrolla un conjunto de regueros cortos, juntos y paralelos entre sí, conformando con el colector principal un drenaje pininado.

Formas polígenicas

Pertenecen a este grupo todas aquellas formas en cuya génesis ha intervenido más de un proceso. En el caso de esta Hoja, están representadas por el aluvial finineógeno (Rañas) o techo del piedemonte y los glacis. En el primer caso el predominio de la génesis fluvial es más que evidente,

mientras que en los glacis intervienen procesos de arroyada difusa y otros relacionados con la evolución de las vertientes.

Las Rañas se localizan en las partes altas de los interfluvios, sobre la Unidad conglomerática silícea. La mejor conservada se encuentra en la mitad oriental de la Hoja, formando parte de un amplio y extenso abanico muy aplanado (según sus isohipsas) que tiene su ápice enraizado en Guardo. Con relación a esta superficie de suave pendiente (0,6-0,4%) aparecen materiales conglomeráticos cuarcíticos de centímetro y espesor variable, pero que disminuyen apreciablemente desde el ápice hacia los bordes.

Las Rañas que aparecen en el interfluvio Esla-Cea presentan rasgos y pendiente similar a la de Guardo, pero en este caso, al estar más incididas, no conservan una morfología tan clara; parece que representan el solapamiento de dos abanicós con ápice en Cistierna y Puente Almuhuey (ríos Esla y Cea).

La Raña de Guardo es clara que representa el último episodio en la elaboración del piedemonte, a partir de la cuál, se inicia la jerarquización y encajamiento de la red fluvial considerada cuaternaria y en este caso, representada por el río Carrión.

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

Respecto a los glacis se han diferenciado dos tipos; el más antiguo, que aparece también en el interfluvio Esla-Cea, está encajado con respecto a la Raña y a la vez desconectado de las terrazas más altas de dichos ríos, por lo que debe interpretarse como una degradación de la superficie culminante en las primeras etapas de la morfogénesis fluvial.

El otro tipo de glacis, más moderno, aparece localizado en diversas laderas constituyendo el enlace con otras formas, por lo que, aunque en cartografía están indiferenciados, corresponderían a distintas generaciones. Como más representativos de este tipo tenemos por un lado, los que tienen como punto de arranque el glacis más antiguo anteriormente descrito, y que enlazan con la terraza más alta del Esla. En algunos casos estos glacis están ya desconectados de la ladera actual, quedando colgados en cabecera. En otros casos los glacis se sitúan entre unas terrazas y otras (terrazas **c** y **h** del Cea, al oeste de Sta. M^a. del Río), o entre los fondos de valle y los interfluvios, en las partes medias y bajas de las vertientes (arroyo de la Teja y río Valderaduey).

Formas de laderas

Se han considerado aquí los coluviones originados por la acción conjunta de la gravedad, solifluxión y arroyada laminar en las laderas. Cartográficamente se ha limitado su representación, pues gran parte de las vertientes de la Hoja se encuentran regularizadas, estando recubiertas de cantarral y material fino que enmascara el sustrato terciario.

Se han identificado dos deslizamientos de ladera de discretas dimensiones en el borde norte de la Hoja, uno al oeste, en el Arroyo de Valderrina y otro junto al Río Camba. El primero es fácil-

mente reconocible por las formas convexas de la masa deslizada y por la cicatriz de despegue con forma de media luna y desnuda de vegetación.

Formas lacustres

Corresponden a pequeñas lagunas o encharcamientos de poca profundidad (menor de 1m) y que con formas redondeadas u ovaladas, son funcionales estacionalmente, desapareciendo el agua en la época seca, mostrando un fondo de limos grises. Se desarrollan sobre superficies de poca pendiente: Rañas, glacis y terrazas. Su origen parece relacionarse con pequeñas cubetas erosivas causadas por deflacción eólica (COLMENERO *et al.* 1982).

4.3.3. Evolución dinámica.

Considerando la ubicación de la Hoja y la ausencia de condicionamientos tectónicos en la misma, la evolución dinámica se caracteriza por una morfogénesis de disección fluvial. Esta se inicia a partir de un paisaje finineógeno dominado por la sedimentación (al menos para este sector de la Cuenca) en un contexto de abanicos aluviales húmedos de alta eficacia de transporte. En este caso el paisaje finineógeno vendría definido por los últimos episodios sedimentarios de los abanicos silíceos de Guardo, Cegoñal ? y Vidanes; a partir de los cuales, y puesto que la disposición de los principales cursos de agua es prácticamente la misma que la de los abanicos neógenos, se iniciaría la disección.

El inicio del proceso de disección, que habitualmente se ha considerado como el tránsito Neógeno-Cuaternario, para MARTÍN-SERRANO (1988 a, 1991), es consecuencia de la captura de la Cuenca del Duero por la red fluvial que progresó desde el Atlántico.

Así pues, a partir de las Rañas, tiene lugar el encajamiento de los ríos Esla, Cea y Carrión, progresando el encajamiento precisamente en ese orden, es decir hacia el Este. A lo largo de este proceso se produce la erosión y vaciado del relleno neógeno y se desarrollan numerosos niveles de acreción lateral que constituyen las terrazas, conformando una serie de plataformas escalonadas a partir del techo del piedemonte.

La morfología disimétrica de los valles y de las terrazas, reflejan en el Esla una migración hacia el Oeste, mientras que para el Cea y el Carrión es justo la contraria, es decir hacia el Este.

Ligeramente retardada en el tiempo se originaría y encajaría la red secundaria, constituida por los ríos Corcos, Camba, Valderaduey y Cueza y por último, la red menor de arroyos y barrancos.

4.3.4. Morfología actual-subactual y tendencias futuras.

La Hoja de Almanza no evidencia procesos geológicos recientes tanto denudativos como sedimentarios de importancia. A ello han contribuido un conjunto de factores como son: la estabilidad neotectónica de la zona, la disposición y naturaleza de los materiales y por último, el clima imperante en la misma. De cara a un futuro próximo, no se preven cambios sustanciales en los procesos actuales ni desequilibrios morfológicos. La incisión de barrancos y cárcavas y los procesos de ladera, tienden a rebajar los interfluvios con el fin de conseguir un mayor equilibrio y homogeneización del relieve.

La erosión lateral del Cea se origina en el momento presente a nivel local, por migración lateral del cauce en las zonas de meandro, produciendo socavamiento en los márgenes cóncavos; al sur de Almanza conlleva además la desestabilización de taludes.

Dado el desnivel (del orden de 50-60m) existente en los cauces entre el Cea y Valderaduey, y la proximidad de los mismos, es más que probable la captura de este último por el Cea, en el tramo de río comprendido entre Villazanzo y Villavelasco. Esto es debido al retroceso y erosión que la cabecera de la red secundaria del Cea realiza sobre el estrecho interfluvio existente entre ese río y el Valderaduey.

5. HISTORIA GEOLOGICA.

La historia geológica de la Hoja de Almanza se enmarca estrechamente con la evolución tecto-sedimentaria del borde septentrional de la Cuenca del Duero en relación con la Cordillera Cantábrica.

En la Hoja no existe un registro sedimentario completo del Terciario como para poder establecer una cronología, lo suficientemente detallada, de los acontecimientos acaecidos en su evolución como cuenca continental.

A finales del Cretácico y sobre todo, a partir del Maestrichtiense comienza a instalarse en la región un régimen diferente al marino que caracterizó al Cretácico superior. El contexto geodinámico de este cambio se relaciona con el comienzo de las Fases Alpinas compresivas (Larámicas) y el final de la apertura del Golfo de Vizcaya.

El paso de condiciones marinas a continentales se pone de manifiesto mediante la instalación de ambientes litorales salobres restringidos, que evolucionan a depósitos continentales.

A comienzos del Paleogénico, la definición de áreas emergidas (relieves) queda establecida, creándose subcuenca en un ambiente continental, que va a caracterizar a toda la zona a lo largo del Terciario. Durante todo el Paleogénico se va perfilando como tal relieve la Cordillera Cantábrica, instalándose una orla de abanicos aluviales en todo el borde meridional.

A finales del Oligoceno-Miocene inferior, se acentúa el relieve de la Cordillera por el desarrollo de un frente meridional tectónicamente muy activo y con subsidencias importantes hasta el Miocene medio-superior (Fases Castellana y Neocastellana). De esta forma, se inicia un nuevo ciclo que da lugar a importantes rellenos sedimentarios, definiéndose la geometría de éste sector de la Cuenca con una disposición bastante similar a la actual. En relación con el frente montañoso se sigue manteniendo la orla de abanicos aluviales de carácter polimítico, los cuales muestran una sucesión globalmente progradante y típicamente sinorogénica por las discordancias sintectónicas que se identifican. A partir de los rasgos sedimentarios y de los restos de fauna asociados, se deduce un clima semiárido, o más bien con estacionalidad marcada, en un ambiente parecido al de la "sabana" africana actual.

Una lentitud de la sedimentación, con probable interrupción de la misma, marcaría un

nuevo ciclo en el Mioceno superior, con la implantación de abanicos silíceos esencialmente postectónicos, en condiciones más húmedas que las precedentes.

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

Con el comienzo de la gliptogénesis fluvial, queda concluída la etapa endorreica de la Cuenca, y comienza su exorreísmo hacia el Atlántico; proceso que tiene que llegar evidentemente (MARTÍN-SERRANO 1988 a) por captura de la Cubeta Castellana al progresar desde el Atlántico, sobre el zócalo hercínico, la red fluvial neógena.

Tradicionalmente el inicio del encajamiento fluvial marcaría el transito Neógeno-Cuaternario, aunque como ya se ha mencionado con anterioridad, necesariamente se trata de un proceso progresivo a nivel cuencal, y por tanto heterócrono. De todo ello, se deduce lo problemáticas que resultan en la actualidad las dataciones de los últimos episodios neógenos y las correspondientes al nuevo ciclo fluvial cuaternario, convencionalmente fijado en el Pleistoceno inferior.

Durante el Pleistoceno se va definiendo la red fluvial actual, que a la vez que va desmantelando los depósitos terciarios, construye y abandona mediante sucesivos encajamientos del cauce, extensas plataformas de canturrales cuarcíticos correspondientes a las terrazas.

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

6. GEOLOGIA ECONOMICA.

6.1. RECURSOS MINERALES. ROCAS INDUSTRIALES.

La naturaleza litológica de los materiales que afloran en la Hoja restringen exclusivamente el aprovechamiento de los mismos a las denominadas "rocas industriales". No existen explotaciones permanentes o de tipo industrial para el aprovechamiento de los materiales terciarios y cuaternarios. Las extracciones tienen, allí donde se realizan, carácter exclusivamente local y temporal en función de necesidades concretas; las sustancias que han sido son aprovechadas ocasionalmente se reducen a tres:

Zahoras: Se engloban bajo esta denominación mezclas de gravas, arenas y arcillas; su principal utilización es como árido de compactación, habiéndose usado en la construcción de la extensa red de pistas existentes en la Hoja y en el canal de los Payuelos.

Se trata de pequeñas excavaciones superficiales, habiéndose reconocido extracciones en depósitos cuaternarios de distintos tipos: Rañas, terrazas, fondos de valle y glacis limitadas a la potencia de los depósitos (1-2m). Junto al Km 29 de la carretera Sahagún-Almanza existe una grava parcialmente desmantelada, que explotaba las gravas de la terraza del Cea.

Limos arcillosos: Se han aprovechado estos materiales, pertenecientes a la Unidad polimíctica,

para la realización de adobes (Villadiego de Cea, Quintana del Monte), elemento constructivo básico en la arquitectura popular de la región, actualmente en desuso o tan sólo utilizado para remozar antiguas construcciones.

Arenas: En Villamartín de Don Sancho se han extraído para la construcción arenas finas calibradas, que excepcionalmente, pueden aparecer en niveles asociados al relleno de canales conglomeráticos de la Unidad polimíctica.

6.2 HIDROGEOLOGÍA.

La Hoja de Almanza de acuerdo con la distribución de los Sistemas Acuíferos en la península (NAVARRO *et al.* 1989), formaría parte hidrogeológicamente del Sistema Acuífero nº 8-Región Norte, o del Esla-Valderaduey (Fig. 6.1). En función del conjunto de materiales descritos en la Hoja se pueden diferenciar dos tipos de acuíferos: superficiales (libres) y profundos (confinados o semiconfinados).

Acuíferos superficiales: Presentan como característica común el encontrarse próximos a la superficie del terreno y comportarse hidrodinámicamente como acuíferos libres. Se recargan por infiltración de lluvia y más raramente por escorrentía superficial; su explotación se realiza mediante pozos excavados de gran diámetro y poca profundidad. Los acuíferos superficiales más importantes corresponden a los páramos detríticos y a las llanuras aluviales de los ríos.

Los páramos detríticos incluyen las rañas y las terrazas que están desconectadas hidráulicamente por ser niveles topográficamente colgados. Los espesores de estos depósitos son variables, oscilando normalmente entre 1,5 y 5m; se apoyan sobre los materiales detríticos miocenos con los que se conectan hidráulicamente mediante percolación.

El interés de estos acuíferos es escaso, debido al poco espesor saturado y a las bajas permeabilidades y transmisividades que presentan, sin embargo pueden cubrir pequeñas necesidades puntuales.

Los acuíferos aluviales de los ríos incluyen, además de los depósitos aluviales en sentido estricto (fondos de valle y llanura de inundación) a las terrazas más bajas, con las cuales pueden estar conectados. Localmente se obtienen caudales interesantes en el Río Corcos y en la llanura aluvial del Cea, presentando el inconveniente de la alta vulnerabilidad frente a la contaminación.

Acuíferos profundos: Están formados por los materiales del terciario detrítico que rellena la cuenca del Duero, con potencias que superan los 2.000m. Son los más interesantes desde el punto de vista de captaciones de agua subterránea.

Litológicamente están constituidos por niveles discontinuos de conglomerados de potencia métrica y arenas, intercalados en una matriz semipermeable de limos arenosos y arcillas que funcionan en conjunto, como un acuífero único heterogéneo y anisótropo, confinado o semiconfinado según las zonas. El nivel piezométrico es variable en la vertical de un punto en función de la profundidad; la circulación del agua subterránea se establece desde los interfluvios hacia los ríos, en cuyos valles son frecuentes los sondeos surgentes (Fig. 6.2).

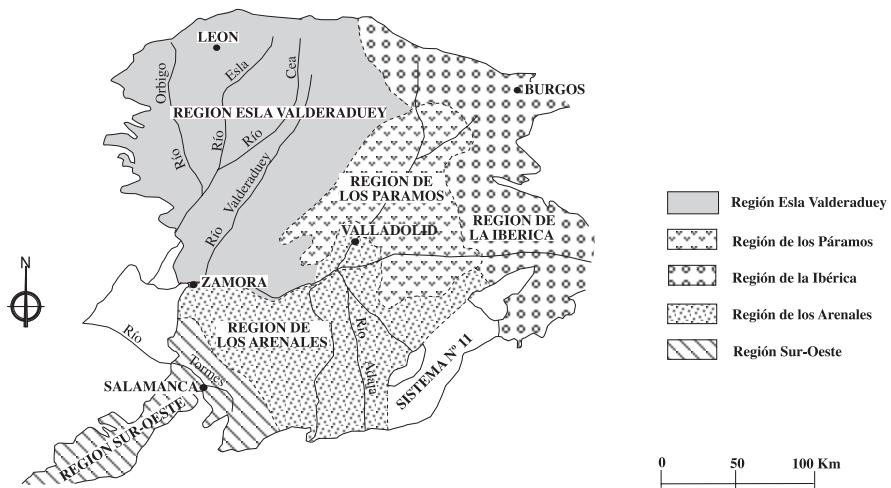


Fig. 6.1.- Distribución de los Sistemas Acuíferos en la Cuenca del Duero. (Tomada de Navarro *et al.* 1989).

CORTE E-O.

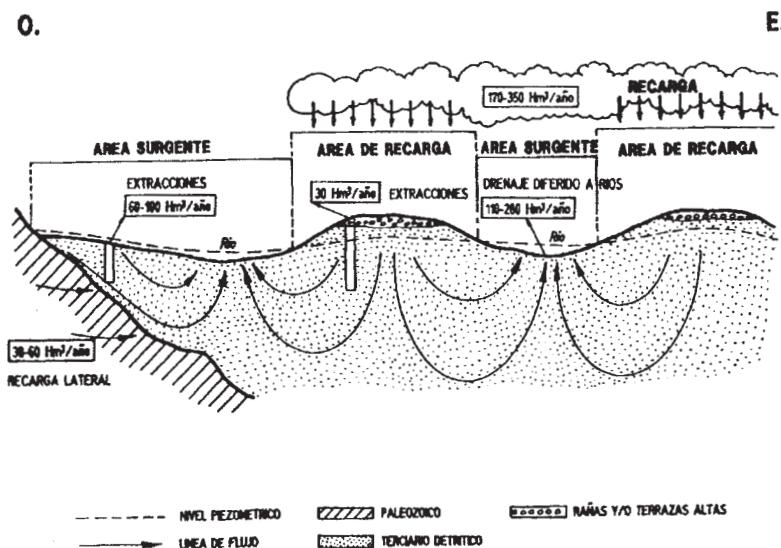


Fig. 6.2.- Esquema del flujo subterráneo en la Región del Esla-Valderaduey.
(Modificado de Navarro *et al.* 1989)

Los caudales específicos obtenidos son muy variables (0,5-20 l/seg.), dependiendo del número de niveles de gravas atravesadas (frecuentemente en relación directa con la profundidad) y el espesor de los mismos; influyendo también muy directamente la técnica de perforación efectuada y el posterior "desarrollo del pozo".

La calidad química de estas aguas subterráneas se clasifican como bicarbonatadas cálcico-magnésicas, siendo aptas para el consumo humano.

Utilizando las columnas litológicas y/o testificación geofísica de sondeos hidrológicos facilitados por el IGME se ha realizado (REDONDO *et al.* 1995) una posible correlación de los niveles acuíferos del subsuelo de esta Hoja (Fig. 6.3). Los acuíferos de los sondeos se corresponden sobre todo, con niveles de arenas y, por supuesto, con los esporádicos niveles de gravas que aparecen. Estas correlaciones deben tomarse únicamente a título ilustrativo del modelo de "acuífero multicapa" que conforman, puesto que en la mayor parte de los casos, la distancia entre los sondeos es muy grande en comparación con el espesor de los niveles y además, la escasa continuidad lateral que suelen presentar las facies gruesas en las partes medias-distales de abanicos aluviales o en los sistemas fluviales que caracterizan el relleno sedimentario de ésta zona de la Cuenca del Duero que pertenece a zonas medias-distales de abanicos aluviales-fluviales.

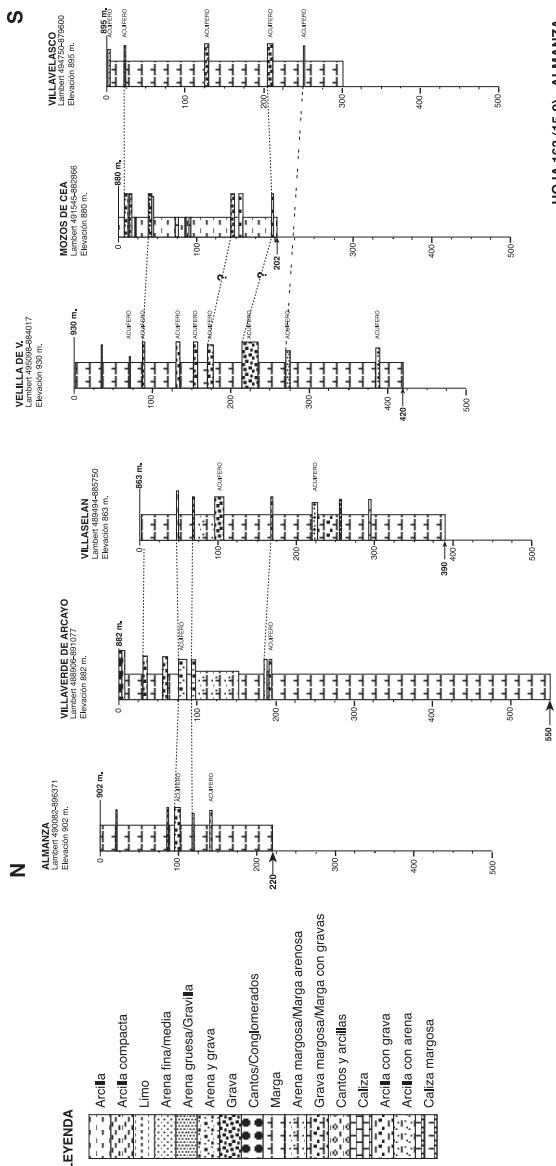


Fig. 6.3.- Esquema de correlación de niveles acuíferos en la Hoja de Almanza (1:63), obtenido a partir de la información de sondeos hidrogeológicos. Modificado de Redondo *et al.* (1995).

7. BIBLIOGRAFÍA

- AEROSERVICE LTD. (1967).- Mapa Geológico de la Cuenca del Duero, E. 1:250.000. *Inst. Nacional de Colonización-IGME*. Madrid.
- AGUIRRE, E. (1989).- El límite inferior del Pleistoceno. En: *Mapa del Cuaternario de España*. ITGE, 87-94 pp.
- ALONSO, J.L y PULGAR,J.A. (1993) -La deformación alpina en el basamento hercínico de la zona Cantábrica. *Resumenes. XV Reunión de Xeoloxía e Minería do NO Peninsular. Laboratorio Xeoloxico de Laxe*. 69-71.
- ALONSO, J.L; PULGAR, J.A.; GARCÍA-RAMOS, J.C. y 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.
- ALONSO, J.L; PULGAR,J.A. y GARCÍA-RAMOS, J.C. (1994).- Las discordancias sintectónicas del Borde Norte de la Cuenca del Duero: El papel de las variaciones laterales en la Estructura. En: *Comunicaciones II Congreso del G.E.T. (JACA)* 19-22.
- ARAGONÉS, E. (1982).- *Memoria y Mapa Geológico de España de la Hoja nº 164. (Saladaña)*. 2ª Serie-MAGNA. IGME. Madrid. 34 pp.
- BAENA, J.; MORENO, F.; NOZAL,F.; ALFARO, J.A. Y BARRANCO, L.M. (1991).- *Mapas Neotectónico y Sintectónico de España, E. 1: 1.000.000. Cartografía y Memoria*. ITGE-ENRE- SA. (Inédito).
- BIROT y SOLÉ, L. (1954).- Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsule Iberique. *Men. et Doc. du C. N. R. S.*, 4, 9-61 pp.
- BOILLOT, G y MALOD, J. (1988).- The north and north-west spanish continental margin: a review. *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4), 295-316.
- CARRERAS, F. y OLIVÉ, A. (1982).- *Memoria y Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 197, (Carrión de los Condes)*. 2ª Serie-MAGNA. IGME. Madrid. 44 pp.
- CIRY, R. (1939).- Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 74, 504 pp.
- COLMENERO, J.R.; GARCÍA-RAMOS, J.C.; MANJÓN, M. y VARGAS, I. (1982 a).- Evolución de la sedimentación terciaria en el borde N. de la Cuenca del Duero entre los valles del Torio y Pisueña (León-Palencia). *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979, Temas Geol. Min., I.G.M.E., VI (I)*, 171-181.
- COLMENERO, J.R.; VARGAS ALONSO, I.; GARCIA-RAMOS, J.C.; MANJÓN RUBIO, M.; GUTIÉRREZ ELORZA M. Y MOLINA, E. (1982 b).- *Memoria y Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000. Hoja 131 (Cistierna)* . 2ª Serie-MAGNA. IGME. Madrid. 95 pp.
- DE JONG, J.D. (1971).- Molasse and clastic-wedge sediments of the southern Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators. *Geol. Mijnbouw*, 50, 399-416.
- DEL OLMO, P.; GUTIÉRREZ, M. y MOLINA, E. (1982).- *Memoria y Mapa Geológico de la Hoja nº 343 (Cigales)*. 2ª Serie-MAGNA. IGME. Madrid. 55 pp.
- ESPINA, R.G. (1994).- Extensión mesozoica y acortamiento alpino en el borde occidental de la Cuenca Vasco Cantábrica. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe. Coruña 1994.*, 19, 137-150.
- ESPINA, R.G.; ALONSO, J.L. y PULGAR, J.A. (1994).-Discordancia sintectónicas originadas por pliegamiento "buckling" en la banda de Ubierna (Cordillera Cantábrica). En: *Comunicaciones II Congreso del G.E.T. JACA, (1994)*, 105-108.
- ESTEBAN, M. y KLAPPA, C.F. (1983).- Subaerial Exposure Environment. In: *Carbonate depositio-*

- nal environments* (P.A. Scholle, D.G. Bubout y C.H. Moore, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 33, 1-55.
- EVERS, H. J. (1967).- Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41, 83-151.
- GARCÍA-RAMOS, J.C.; COLMENERO, J.R. y MANJÓN, M. (1982a).- 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, 1979, *Temas Geol. Min., I.G.M.E.*, VI, 275-289.
- GARCÍA-RAMOS; J.C. ; VARGAS, I; MANJÓN, M y COLMENERO, J.R. (1982 b). Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000. Hoja 132 (Guardo). 2ª Serie-MAGNA. IGME. Madrid. 75 pp.
- GOUDIE, A.S. (1983).- Calcrete. En: *Chemical sediments and geomorphology. Precipitates and residua in the near surfac environments.* (A. S. Goudie y P. Kenneth, Eds). Academic Press. 93-131. London.
- GRACÍA PRIETO, F.J.;MORENO F. y NOZAL, F (1991).- Neotectonics and associate Seismicity in the NorthWestern Duero Basin. *Monografías IGN*, Nº 8; 255-267
- GRACÍA PRIETO, F.J.; NOZAL MARTÍN, F.; PINEDA VELASCO, A. y WOUTERS DE VRIES, P.F. (1990).- Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7 (1990), 38-40.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1915).- Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Trab. de la Com. de Invest. Paleont. y Prehist.*, 5, 204 pp.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932).- Síntesis fisiográfica y geológica de España.*Trab. Mus. Cienc. Nat. Serie Geológica.* 38, 1-584.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1956).- Significación y génesis fisiográfica del Portillo de Cíjara en el Guadiana. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 54, 5-39.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1957).- Las formaciones de raña de la Península Hispánica. *Resumés des Comun. V Congreso INQUA. Madrid-Barcelona.*, 78-79.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1933).- Memoria y Mapa Geológico de España E. 1: 50.000 nº 162 (Gradefes). 1ª Serie. IGME. Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1934).- Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000 nº 163 (Villamizar). 1ª Serie. IGME. Madrid.
- HERRERO, A.; NOZAL, F.; SUÁREZ RODRÍGUEZ A. y HEREDIA, N. (1994).- Aportación al Neógeno de la Provincia de León. En: *Comunicaciones II Congreso del G.E.T. (JACA)*. 133-136.
- IGME. (1970).- *Mapa Geológico de España*, E. 1: 200.000, nº 19 (León). Síntesis de la cartografía existente. 1ª edición. IGME. Madrid.
- LÓPEZ OLMEDO, F.; ENRILE ALVIR, A.; CABRA GIL, P. (1991 a).- *Memoria y Mapa Geológico de España*, E: 1: 50.000 nº 165 (Herrera de Pisuerga). 2ª Serie-MAGNA. ITGE. Madrid.
- LÓPEZ OLMEDO, F.; ERILE ALVIR, A.; CABRA GIL, P. (1991 b) in litt. *Memoria y Mapa Geológico de España*, E. 1: 50.000 nº 133 (Pradanos de Ojeda). 2ª Serie-MAGNA. ITGE. Madrid.
- MABESOONE, J.M. (1959).- Tertiary and Quaternary Sedimentation in a part of the Duero Basin (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.* 24, 31-180.
- MANJÓN, M.; COLMENERO, J.R.; GARCÍA-RAMOS, J.C. y 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, 1979, *Temas Geol. Min., IGME.* VI (I), 357-370.
- MANJÓN, M.; GARCÍA-RAMOS, J.C.; COLMENERO, J.R. y VARGAS, I. (1982 b).- Procedencia, sig-

- nificado y distribución de diversos sistemas de abanicos aluviales con clastos poligénicos en el Neogeno del borde N. de la Cuenca del Duero. *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero*. Salamanca, 1979, *Temas Geol. Min., IGME*, VI (I), 373-388.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988 a).- *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. (1988 b).- Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. *Bol. Geol. Min.*, XCIX-VI, 855-870.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1989).- Características, rango, significado y correlación de las series ocres del borde occidental de la Cuenca del Duero. *Stud. Geol. Salmant.. Univ. Salamanca*, 5, 239-252.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991).- La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica Alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4, (3-4), 337-351.
- MEDIAVILLA, R. y DABRIO, J.C. (1986).- La sedimentación continental del Neógeno en el sector Centro-Septentrional de la Depresión del Duero (Provincia de Palencia). *Stud. Geol. Salmant.. Univ. Salamanca*, 22, 111-132.
- MEDIAVILLA, R; ALCALÁ, L.; SANTIESTEBAÑ, J.I.; ALBERDI, T.; DE LUQUE, L.; MAZO, A.; DE MIQUEL, I.; MORALES, J. y PÉREZ, B. (1995).- Estratigrafía y Paleontología del Mioceno superior del Sur de la Provincia de Palencia (sector Central de la Cuenca del Duero). (Inédito)
- MOLINA, E. (1982).- Cuaternario y formaciones superficiales. En: *Memoria de la Hoja MAGNA nº 164, (Saldaña)*. 2ª Serie-MAGNA. IGME. Madrid.
- MOLINA y PÉREZ-GONZÁLEZ (1989). Depresión del Duero. En: *Mapa del Cuaternario de España*. ITGE. 156-161.
- NAVARRO, A.; FERNÁNDEZ, A. y DOBLAS, J.G. (1989).- *Las aguas subterráneas en España. Estudio de síntesis*, Tomo I: Memoria, 591 p., Tomo II: Cartografía.
- NOSSIN, J.J. (1960).- Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage area in the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 24, 283-406.
- NOZAL, F. (1994).- Cuaternario y Geomorfología. En: *Mapa Geológico de la Provincia de León. E. 1: 200.000*. ITGE-Diputación Provincial de León. Madrid. 79-90.
- NOZAL, F. (in prep.). Nuevos datos para la correlación N-S en el sector Septentrional de la Cuenca del Duero. Transversal Guardo-Palencia y áreas adyacentes.
- NOZAL, F. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989).- *Memoria y Mapa Geológico de la Hoja nº 709, (Anchuras)*. 2ª Serie-MAGNA. ITGE. Madrid.
- NOZAL, F. y 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.
- OLIVÉ DAVO, A.; PORTERO GARCÍA, J.M.; Del OLMO ZAMORA, P.; ARAGONÉS VALLS, E.; CARRERAS SUAREZ, F; MOLINA, E.; GUTIERREZ ELORZA. (1982).- El Sistema De Terrazas Del Río Carrión. *I Reunión sobre La Geología de La Cuenca del Duero*, Salamanca, 1979. *Temas Geol. Min., IGME*, VI (I), 451-466.
- 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.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1989).- Depresión del Duero. En: *Territorio y Sociedad en España, I. Geografía física.*, (Coord: V. Bielza). 162-175.

- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; MARTÍN-SERRANO, A. y POL MENDEZ, C. (1994).- Depresión del Duero. En: *Geomorfología de España*. Ed. Rueda. 351-388 pp.
- PORTERO, J.M.; DEL OLMO, P.; RAMIREZ, J. y VARGAS, I. (1982).- Síntesis del Terciario continental de la Cuenca del Duero. *Temas Geol. Min. I.G.M.E.*, 6, 11-37.
- PORTERO, J.M.; DEL OLMO, P. y OLIVÉ, 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. IGME, 492-502.
- PULGAR, J.A. y ALONSO, J.L. (1993).- La estructura alpina de la Cordillera Cantábrica. *Resúmenes. XV Reunión de Xeoloxía e Minería do NO peninsular. Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. 68-69.
- REDONDO LÓPEZ, T; GALLASTEGUI SUÁREZ, J. y ALVAREZ PULGAR, J. (1995).- *Estudio de la Geología del Subsuelo en el NW de la Cuenca del Duero (Provincia de León)*. Informe Complementario. Fondo Documental del ITGE. (Inédito).
- ROYO GÓMEZ, J. (1930).- Descubrimiento de restos de "Mastodon" en las cercanías de León. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Not.*, Tomo 30, 395-396.
- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; BARBA, P.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; FERNÁNDEZ L.P. y HERRERO, A. (1994).- *Mapa Geológico de la Provincia de León a E.1:200.000*. ITGE-Diputación Provincial de León.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA

ISBN 84-7840-610-7

A standard linear barcode representing the ISBN number 84-7840-610-7.

9 788478 406104