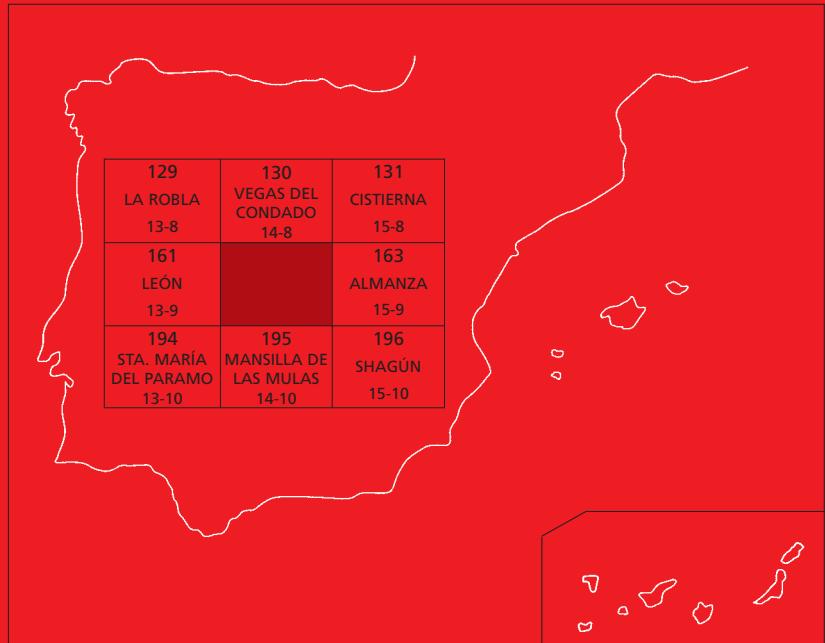




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



GRADEFES

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

162 (14-9)

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

GRADEFES

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 45165-2005

ISBN: 84-7840-609-3

NIPO: 657-05-020-6

Impresión: Trebol Propuesta Gráfica

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja de GRADEFES 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:

Nozal, F.; Heredia, N.; Suárez-Rodríguez, A. y Espina, R.G. (IGME).

Mapa y Cortes Geomorfológicos:

Nozal, F.; Espina, R.G. y A. Suárez Rodríguez, A. (IGME)

Memoria:

Nozal, F; Suárez Rodríguez, A. y Espina, R.G. (IGME)

Estratigrafía:

Nozal, F.; Herrero, A. y Suárez Rodríguez, A.

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.

Í N D I C E

1. INTRODUCCIÓN.....	7
2. ESTRATIGRAFÍA.....	10
2.1. ANTECEDENTES.....	10
2.2. TERCIARIO. NEÓGENO.....	12
2.2.1.- Arenas y limos con concreciones carbonatadas; conglomerados polimícticos y niveles de calcetas. "Unidad Polimítica". (Mioceno: Aragoniense-Vallesiense inf.) (1). - Interpretación sedimentológica.....	15
- Edad.....	21
- Correlación.....	22
2.2.2.- Conglomerados silíceos, arenas y limos. "Unidad Silícea"	22
(Mioceno sup.) (2). - 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 silíceas; Gravas silíceas y limos. Terrazas (4,5 y 6).	26
2.3.2.- Gravas, arenas y limos. Glacis (7,8).....	27
2.3.3.- Arenas con cantos. Coluviones (9).....	28
2.3.4.- Cantos, limos y arenas. Abanicos y conos aluviales (10).....	28
2.3.5.- Gravas, arenas y limos. Fondos de valle, llanura de inundación y lecho actual (11).	28
2.4. ESTUDIO DE DIAGRAFIAS.....	29

3. TECTÓNICA.....	31
3.1.- TECTÓNICA ALPINA.....	31
3.2.- TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN ALPINA EN EL BORDE SEPTENTRIONAL DE LA C DEL DUERO.	
3.3.- GEOLOGÍA DEL SUBSUELO.....	33
4. GEOMORFOLOGÍA.....	40
4.1.- DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.....	40
4.2.- ANTECEDENTES.....	44
4.3.- ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	44
4.3.1.- Estudio morfoestructural.....	44
4.3.2.- Estudio del modelado y Formaciones superficiales.....	48
- Formas fluviales.....	48
- Formas estructurales.....	51
- Formas poligénicas.....	52
- Formas de laderas.....	53
- Formas lacustres.....	53
- Formas antrópicas.....	53
4.3.3.- Evolución dinámica.....	53
4.3.4.-Morfología actual-subactual y tendencias futuras.....	54
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	55
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	56
6.1.- RECURSOS MINERALES. ROCAS INDUSTRIALES.....	56
-Áridos naturales.....	56
-Zahorras.....	57
-Piedra de cantería.....	57
6.2.- HIDROGEOLOGÍA.....	57
-Acuíferos superficiales.....	57
-Acuíferos profundos.....	59
7.- BIBLIOGRAFÍA.....	63

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de GRADEFES nº 162 (14-9) se encuentra situada en la Submeseta Septentrional, en el sector noroccidental de Cuenca del Duero, próxima al borde con la Cordillera Cantábrica (Fig. 1.1).

Administrativamente pertenece a la Comunidad Autónoma de Castilla y León, correspondiendo la totalidad de su superficie a la provincia de León .

Destacan como poblaciones más importantes: Gradeles, Quintana del Monte, Villanueva del Condado y Villafañe. En el borde sur aparece una pequeña porción del municipio de Mansilla de las Mulas, el principal núcleo urbano de la comarca, que se ubica en su mayor parte en la hoja colindante, a la que da nombre. Existen además numerosos pueblos y aldeas distribuidos regularmente por toda la superficie de la Hoja destacando: Cifuentes de Rueda, Valle de Mansilla, Villaturiel, etc., ubicándose generalmente a los largo de los fértiles valles que surcan la misma.

La red fluvial, bien desarrollada, está constituida por dos arterias principales, los ríos Esla y Porma, que confluyen inmediatamente al SO de la Hoja. El Esla es el principal colector del sector NO de la Cuenca del Duero y de las áreas adyacentes, aportando sus aguas al río Duero.

El relieve en general es suave y la altitud elevada con respecto al contexto meseteño oscilando entre los 1.040 m y los 790 m en el punto más bajo (esquina SO de la Hoja). Las zonas más elevadas aparecen en la zona centro-septentrional, constituyendo plataformas muy incididas correspondientes al piedemonte fini-neógeno, a partir del cual se ha producido el vaciado erosivo de la red fluvial cuaternaria, dejando en unos casos, replanos y resaltes estructurales, y en otros, diversas plataformas escalonadas correspondientes a los distintos niveles de terrazas que han desarrollado a su paso los cursos más importantes. Entre las terrazas destacan las pertenecientes al Esla, que ocupan prácticamente todo el tercio SE de la Hoja.

El régimen climático se corresponde con el clima continental propio de la Meseta Septentrional, ligeramente influenciado por la proximidad a la Cordillera Cantábrica. Dicho clima está comprendido entre un clima Mediterráneo templado y seco a templado húmedo, con un régimen de precipitaciones que oscila entre 500 y 700 mm anuales, y una temperatura media anual entre 10 y 12º C .

La vegetación autóctona, en general bastante degradada, aparece conservada preferentemente en la parte alta del interfluvio Porma-Esla, estando representada por matorral con árbolado (roble y encinas) alternando con manchas de pinar de repoblación. En las riberas y fondos de valle aparecen las asociaciones caducifolias constituidas por chopos, olmos y sauces, alternando con prados naturales.

En las amplias vegas de los ríos, Porma y Esla destacan los cultivos de regadío (maíz y remolacha) junto con plantaciones de choperas en la parte no activa del cauce actual.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Gradefes, se ubica dentro de la Cuenca del Duero, aflorando en ella sedimentos continentales pertenecientes al Terciario y al Cuaternario. Se encuentra además, próxima al borde centro-meridional de la Cordillera Cantábrica (Fig.1.1). La importante elevación de dicha Cordillera y el carácter tectónicamente activo de su borde Sur durante la Orogenia Alpina, ha condicionado la sedimentación terciaria adyacente (ALONSO et al. 1993). De este modo, la Cuenca del Duero se ha configurado como una cuenca de antepaís continental durante la mayor parte del Cenozoico, recibiendo los materiales procedentes de la erosión del bloque elevado cordillerano.

El sistema fundamental de entrada y distribución de materiales a la cuenca a través de su borde norte, tuvo lugar mediante un conjunto de grandes abanicos aluviales, que con diferente desarrollo y composición, se solapan y superponen en el lapso de tiempo comprendido, entre el Paleógeno inferior y el Pleistoceno inferior (COLMENERO et al. 1982, GARCÍA RAMOS et al. 1982; MANJÓN et al. 1982).

La Cuenca del Duero, y en concreto el entorno que nos ocupa, ha sufrido un importante proceso de erosión durante el Cuaternario, 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 y 1934) y HERNÁNDEZ SAMPELAYO et al. (1932), que realiza respectivamente las Hojas geológicas de Gradefes (162), Villamizar (163) y Leon (161). CIRY (1939), HERNÁNDEZ PACHECO (1957) y MABESOONE (1959), realizan también observaciones en esta región. Con posterioridad tienen lugar los trabajos cartográficos de AEROSERVICE (1967), y en 1970 por parte del IGME la Síntesis a escala 1:200.000 correspondiente a la Hoja nº 19 (León). LEGUEY y RODRIGUEZ (1970), estudian las terrazas del Esla; DE JONG (1971) estudia los sedimentos postorogénicos del borde meridional de la Cuenca del Duero, describiendo sus características sedimentarias y geomorfológicas. Posteriormente (1979-1982), las cartografías del Plan MAGNA de las Hojas de Vegas del Condado (MANJÓN et al. 1982), Cistierna (COLMENERO et al. 1982 b), Saldaña (ARAGONES, 1982) y La Robla (LEYVA et al. 1984), 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), la síntesis 1:200.000 realizada por el ITGE-Diputación de León (Mapa Geológico de la Provincia de León) de SUÁREZ RODRÍGUEZ et al. (1994), que incorpora ya datos de los MAGNAS en realización, así como las notas de HERRERO et. al. (1994) y NOZAL y ESPINA (1994), fruto también de dichos trabajos, constituyen las últimas aportaciones a la zona de estudio.

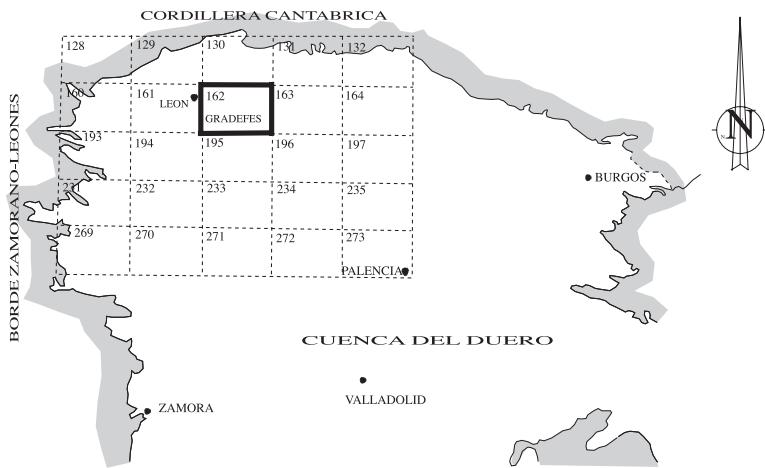


Fig. 1.1.- Esquema de situación de la Hoja N° 162 (Gradefes) en el contexto del sector septentrional de la Cuenca del Duero.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. ANTECEDENTES

Desde el punto de vista estratigráfico la Hoja de Gradeles 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 correspondientes al relleno de una depresión de antepaís, y por otro, los asignados tradicionalmente al Cuaternario se asocian al proceso de erosión y vaciado de la Cuenca, presentando un carácter de recubrimiento.

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 GÓMEZ (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 y los sistemas deposicionales que las han originado. La correlación de las mismas a nivel cuencal, en sentido Norte-Sur, se lleva a cabo por PORTERO *et al.* (op. cit.), 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.* (op. cit.) y MANJÓN *et al.* (1982 c), al "Gres de les Bodes" de CIRY (op. cit.) a la "Facies de las Cuevas" de MABESOONE (op. cit.) y a la Fm. Vegaquemada de EVERES (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 polígenicos, areniscas y lutitas rojas, organizados en secuencias granodecrecientes. Verticalmente el Complejo de Vegaquemada evoluciona hacia facies más proximales correspondientes a la unidad suprayacente, en la que las secuencias son incompletas, con la sola presencia del término conglomerático.

Abanico de Candanedo

En zonas próximas al borde sur de la Cordillera Cantábrica entre los valles del Bernesga y Porma estos materiales fueron descritos por CIRY (op. cit.) como "Pudingas verticalizadas" y por EVERES (op. cit.) como "Formación Candanedo" con más de 1000 m de espesor. Otros autores han adoptado el nombre de Abanico de Candanedo, como MANJÓN *et al.* (1982), o Sistema de Candanedo (ALONSO *et al.* 1995).

Está formado por conglomerados de clastos polígenicos carbonatados y silíceos, muy heterométricos y subredondeados, con matriz arenosa y microconglomerática con cemento calcáreo. Se presentan en coladas superpuestas y soldadas de más de 5 m de potencia, con bases erosivas,

alcanzando espesores mayores a los 1.200 m en el borde Norte, pasando hacia el S a niveles conglomeráticos más individualizados, paulatinamente de menor espesor y separadas por fangos y arenas que van aumentando en proporción hacia el Sur. Los fangos y arenas se encuentran enriquecidos en carbonatos.

Abanico de Modino

Definido por COLMENERO *et al.* (1982 b); su ápice se sitúa 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 silíceos 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 Barrillos

Descrito por MANJÓN *et al.* (1982c), se dispone discordante y erosivamente sobre los sedimentos terciarios anteriores, es decir sobre los Abanicos de Candanedo y Modino. Está formado por paraconglomerados, arenas y fangos. Los elementos clásticos de este Sistema son exclusivamente silíceos, presentándose como conglomerados desorganizados en el sector más septentrional y que hacia el sur y de forma gradual, pasan a una alternancia de capas de conglomerados y arenas con fangos.

Abanico de Vidanes

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

Facies Tierra de Campos

Fue definida por HERNÁNDEZ-PACHECO (1915), siendo una de las unidades más características de la Cuenca del Duero. En este 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 CARRERAS y OLIVE (1982), y 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"; 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, responde más bien a una cartografía de tipo conceptual más que a una cartografía formal. Esto es debido a las dificultades que entraña el separar, en facies medias-distales, interdigitaciones de abanicos 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 dentro del terciario, que pueden identificarse con bastante facilidad en campo : La Unidad Polimítica y la Unidad Silícea. La cartografía de estas 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 detríticos que constituye el relleno sedimentario de la Cuenca, abarcando edades comprendidas entre el Mioceno (Aragoniente-Vallesiense) y el Plioceno. Se diferencian tres ciclos de relleno correspondiente a sistemas fluviales y de abanicos aluviales.

El primer ciclo tiene una edad Aragoniente-Vallesiense inf., y a él pertenece la Unidad Polimítica. La naturaleza de los cantos evidencia un área madre mesozoica predominantemente carbonatada, coexistiendo con otra paleozoica, de carácter mixto silíceo/carbonatada.

Las facies conglomeráticas proximales (de orla media), corresponden a los Abanicos de Candanedo y Modino , y los depósitos distales, 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 (Unidad Silícea) correspondiente a un área fuente paleozoica. Las facies conglomeráticas (de orla media y frente proximal), corresponden a los Abanicos de Barrillos y Vidanes.

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.

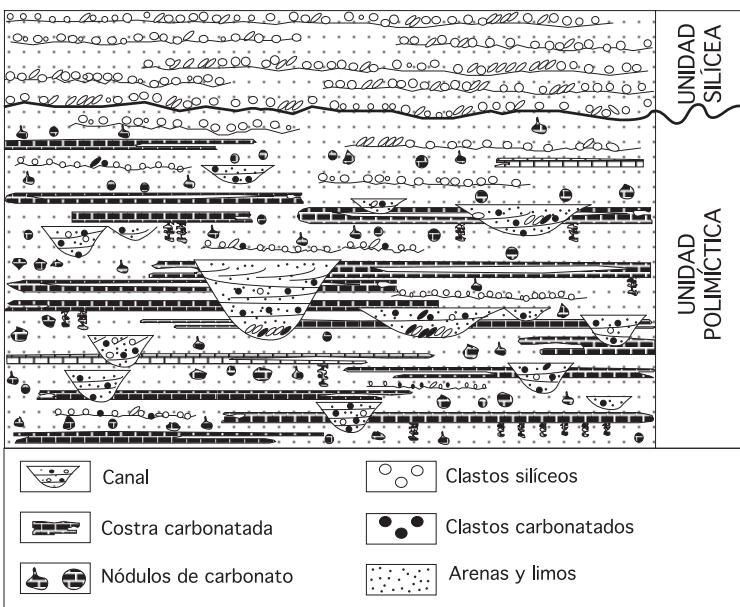


Fig. 2.1.- Modelo esquemático (sección E-O) de distribución de litofacies en las dos Unidades neógenas diferenciadas en la Hoja de Gradefes (162).

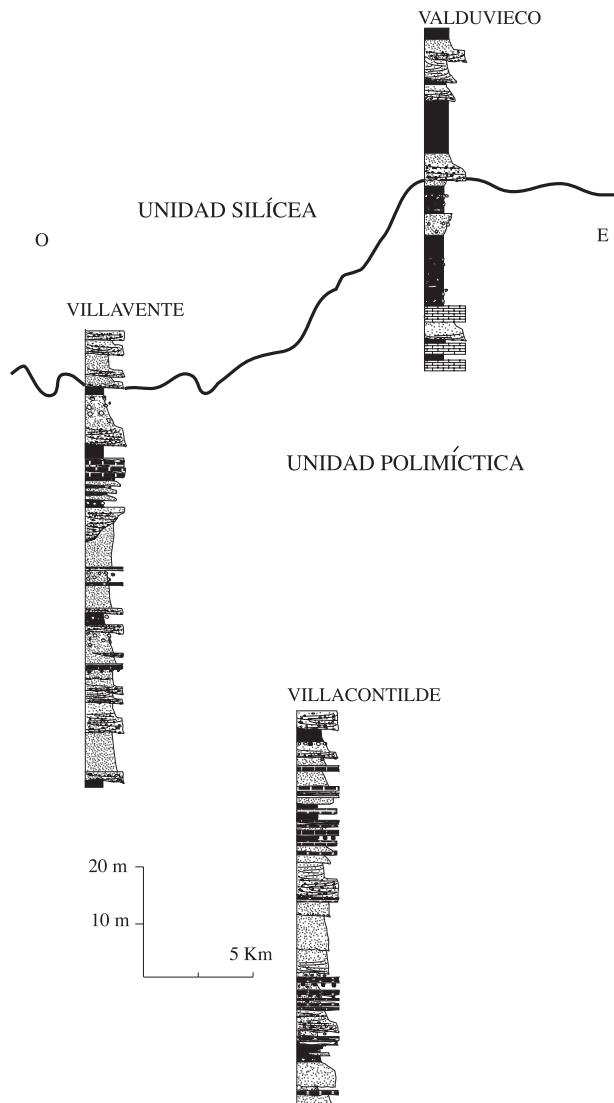


Fig. 2.2.- Columnas estratigráficas representativas y correlación de las dos Unidades neógenas diferenciadas en la cartografía de la Hoja de Gradeles.

2.2.1. Arenas y limos con concreciones carbonatadas; conglomerados polimícticos y niveles de calcretas. "Unidad Polimítica". (Mioceno: Aragoniense-Vallesiense inferior). (1)

Esta Unidad corresponde a los materiales estratigráficamente más bajos existentes en la Hoja, cartográficamente ocupa gran parte del sustrato terciario.

Los mejores y más completos cortes de la serie aflorante aparecen en la parte central de la Hoja, en el interflujo de los ríos Porma-Esla; tanto en los límites escarpados de dicho interflujo como a lo largo de los valles de la red secundaria que lo inciden. En la esquina NO de la Hoja, correspondiente al valle del río Torio, también existen buenos afloramientos a lo largo de las cárcavas y taludes de sus margenes.

En el resto de la Hoja se pueden hacer únicamente observaciones puntuales de las diferentes facies que presenta esta Unidad puesto que las condiciones de afloramiento están muy condicionadas por la morfología presente en la zona, recubierta por terrazas y/o depósitos de ladera en unos casos (E de la Hoja) y en otros, por superficies estructurales planas recubiertas de canturrales sueltos (tercio-occidental).

Las capas se presentan subhorizontales, con inclinaciones deposicionales de 2-5° hacia el sur; los desniveles producidos por la incisión fluvial solo permiten la observación de los 80-130 m superiores de esta Unidad. Sin embargo en las hojas situadas al norte, al disponerse las capas en abanico, configurando una discordancia sintectónica (ALONSO *et al.* 1995), 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 ocreas y rojizos, entre los que se intercalan capas más o menos potentes y continuas de conglomerados y niveles de calcretas de tonos claros, organizados en secuencias positivas (Figs. 2.1 y 2.2).

Los niveles de conglomerados, en general cementados, y con relativa continuidad de afloramientos en los cortes estudiados; presentan potencias que oscilan entre 2 y 15 m con geometrías canalizadas (Fig. 2.3) y tonos claros, grises o marrón amarillentos (5 Y/R 6/1-10R 6/2). La composición de los cimientos es de carácter polimítico, provenientes de cuarcitas y areniscas paleozoicas y calizas carboníferas y cretácicas que pueden llegar hasta el 40% del total; apareciendo de forma subordinada cimientos de conglomerados, limolitas, cuarzo y lítitas. Los cimientos, en todos los casos, presentan grados altos de esfericidad y redondeamiento; siendo frecuente los centímetros mayores de 20 cmØ.

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

Estos niveles presentan abundantes imbricaciones de cimientos, cicatrizes internas, estratificaciones horizontales difusas, y más frecuentemente estratificaciones cruzadas en surco y planar, ocasionalmente (Villavente) se reconocen marcas de corriente (*scour marks*) y cicatrizes de acreción lateral (Cifuentes de Rueda).

Se reconocen dos tipos de geometrías relacionadas con estas 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 170 y 250° correspondiendo a una procedencia general del NE.

Gradualmente los conglomerados pasan a arenas y limos (Fig. 2.3). Las arenas, son de tamaño medio a fino y colores amarillentos a marrón-rojizos, suelen ser masivas o con estratificaciones cruzadas en surco de media escala y excepcionalmente cruzada planar. Frecuentemente presentan cementaciones diferenciales de carbonatos danto afloramientos con "bolos" arenosos; excepcionalmente se han encontrado gasterópodos continentales (*Helix*), al E de Valle de Mansilla. Estas arenas alternan habitualmente con horizontes de paleosuelos algo más enrojecidos (10R 4/6).

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, fragmentos de lutitas y caliches derivados del terciario subyacente; secundariamente aparecen feldespatos potásicos y micas. El cemento calcítico de tipo poiquilitico, puede llenar totalmente la porosidad intergranular.

Las facies arenosas finas son litarenitas calcíticas, con abundancia de fragmentos de rocas, entre los que predominan los metamórficos (cuarcitas y pizarras) y sedimentarios (areniscas, lutitas, calizas paleozoicas y chert). Cuando están cementadas, es común que el mosaico calcítico que ocupa parcial o totalmente el espacio entre los granos de tamaño arena-limo sea xenotípico, ya que localmente puede tener una naturaleza reemplazante de la matriz original. Esto viene apoyado por la existencia de corrosiones de granos de cuarzo (muestra 0622). Son comunes también en estas facies los pedotúbulos (con relleno denso completo), que destacan por su diferente concentración y tamaño de granos.

La composición de las facies arenosas indican una procedencia de áreas fuentes metamórficas (o de áreas sedimentarias ricas en materiales inmaduros mineralógicamente) y sedimentarias (silicoclásticas y en menor medida carbonatadas). Las características diagenéticas 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 (rizolitos, rubefacción, etc.), ordenación de arcillas y, en una etapa posterior, calcitización.

Los limos (fangos) son arenosos, en general se presentan masivos (Fig 2.4), identificándose un bandeadío métrico de colores ocres (10 YR 6/6-10 YR 5/4) y marrón-rojizos (10 R 4/6), muy patentes en los cantiles del Esla, ocasionalmente aparecen también (Cañizal de Rueda) niveles verdosos (5Y 5/6-5Y6/2), asociados a niveles carbonatados palustres. Estos limos contienen abundantes precipitaciones carbonatadas (nódulos) de distinto origen: septáreas, glaébulas y rizolitos así como otros rasgos paleoedáficos como estructuras columnares o en bloques con "slickensides".

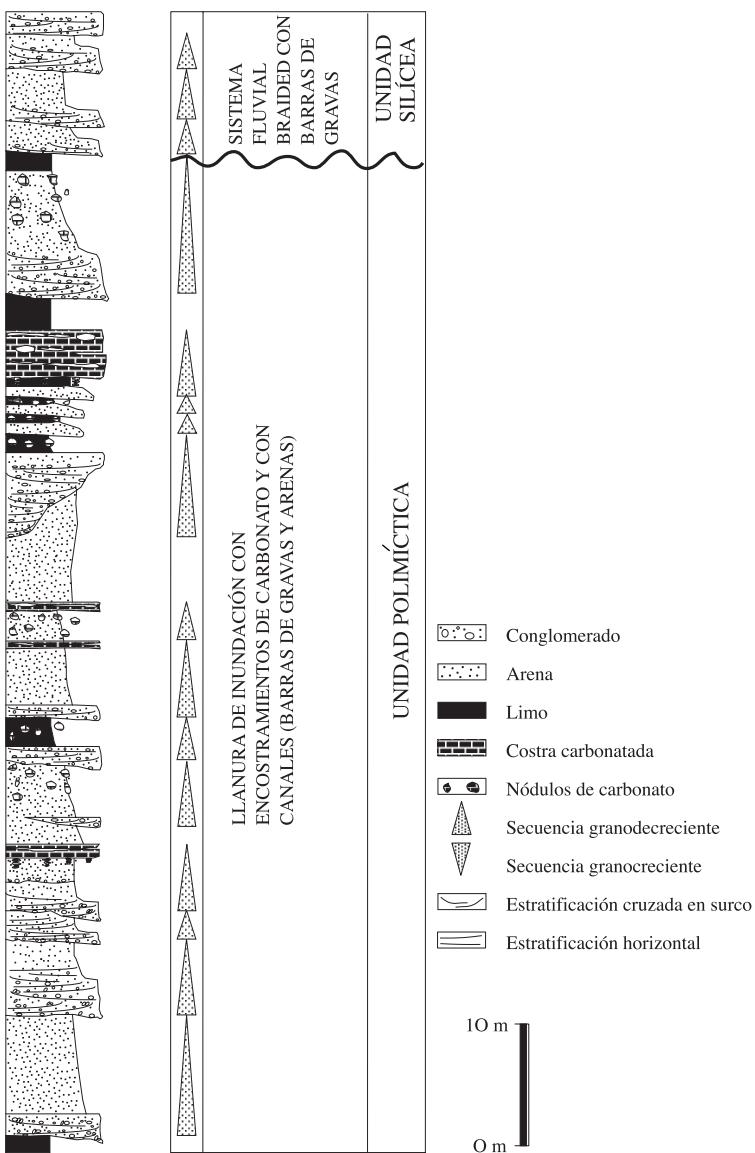


Fig. 2.3.- Columna estratigráfica e interpretación sedimentológica del corte levantado en el escarpe del Torío, al NO de Villavente.

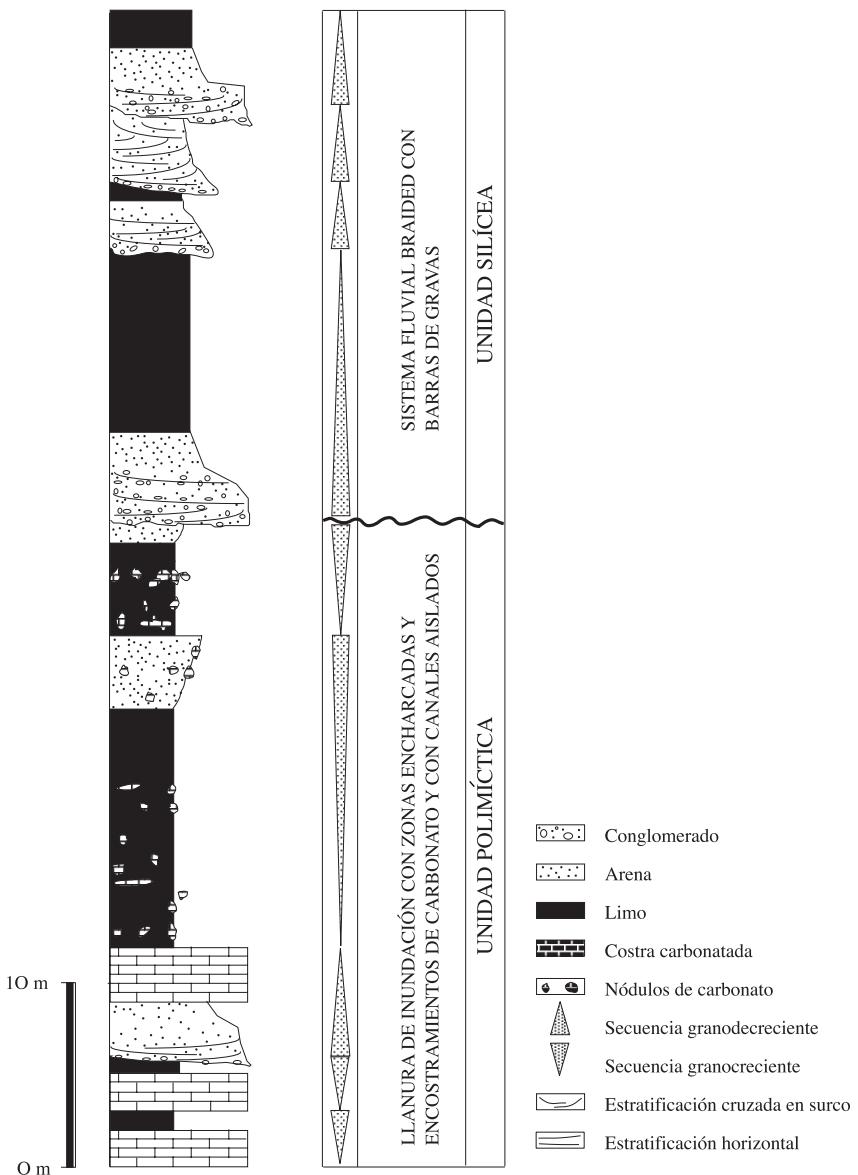


Fig. 2.4.- Columna estratigráfica e interpretación sedimentológica del corte levantado en las proximidades de Valduvieco.

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 presentes en los cortes de esta Unidad (Fig.2.1), destacando tanto por sus tonos usualmente amarillentos claros (10 YR 8/6-10 YR 6/6) o rojizos (10R 4/6), como por sus características cornisas y resaltes morfológicos en las laderas de aspecto ruiniforme. El espesor no supera usualmente los 2 m, llegando a alcanzar excepcionalmente hasta los 4 m.

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

El techo de estos niveles suele ser plano y neto; el tránsito a los niveles inferiores suele ser gradual pasando a horizontes nodulares o alveolares (Valle de Mansilla) llenos de arcilla, disminuyendo la proporción de carbonato hacia el sustrato inalterado. Dentro de los caliches aparece frecuentemente una cierta estructuración vertical, con rizolitos de longitud decimétrica y de hasta 2 cm de diámetro. Ocasionalmente la base se presenta neta y compacta dando perfiles fungiformes.

Las facies de caliches corresponden a horizontes de acumulación de carbonato, generalmente masivos, que se localizan a techo de secuencias granodecrescentes completas (arenas → lutitas) o incompletas (lutitas arenosas o limos arenosos → lutitas). El fenómeno de la carbonatación (epigénesis calcítica sobre facies finas lutítico-arenosas) puede atribuirse, entre otros factores, a la existencia de climas contrastados relativamente cálidos, lo que unido a las características topográficas y aluviales de la cuenca fomentaría la epigénesis calcítica total o parcial de perfiles edáficos, con cuyo desarrollo tuvo seguramente relaciones genéticas en algunos casos. La cementación calcítica observada en algunos niveles arenosos es una prueba de las condiciones favorables para la precipitación de carbonato en la cuenca, en la que debía de existir un elevado grado de saturación de carbonato calcico de las aguas subsuperficiales y superficiales.

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

En lámina delgada, los caliches se muestran como una carbonatación casi total de las facies terrígenas, generalmente finas (lutíticas), a las que reemplazan isovolumétricamente. Representan encostramientos con un contenido variable en terrígenos de tamaño arena-limo (hasta el 25%, sobre todo de cuarzo y en menor medida de fragmentos de roca), con una intensa corrosión de los granos de cuarzo y sustitución casi completa de la matriz original en algunas muestras.

Los mosaicos son variados y están formados por micrita, micrita-microesparita, o bien por micrita-esparita, existiendo un tránsito gradual con límites difusos entre ellos, aunque éste puede ser

nítido. El mosaico esparítico reemplazante incluye poiquiliticamente los terrígenos, cuya distribución no suele ser homogénea, lo cual pudiera deberse al desarrollo de pedotúbulos mal diferenciados. Es general la existencia de porosidad submilmétrica a milimétrica con formas en canal y en planos de retracción tanto curvos (grietas circumnodulares) como rectos. Las poros mayores (tipo "craze plane") presentan rellenos geopetales que en la base muestran fragmentos micríticos de las paredes, "cementados" por micrita-microesparita fina, y eventualmente valvas de ostrácodos. En su parte superior, muestran un mosaico esparítico límpido y, localmente, cementos estalactíticos ligados al techo de las cavidades. Los terrígenos aparecen distribuidos irregularmente, lo cual se debe a los efectos de la bioturbación previa a la calcitización y, en menor medida, pudiera deberse a la presencia de cantos intraformacionales ricos en terrígenos.

Las relaciones texturales observadas con respecto a las facies sustituidas indican que los caliches, a pesar de ser rasgos relacionados con perfiles de alteración, suelen suceder (ya que los fosilizan) a rasgos edáficos previos; no obstante, no es posible fijar con exactitud las relaciones temporales y de procesos entre los rasgos edáficos que aparecen bien patentes en las facies lutíticas y los rasgos (*¿edáficos?*) que constituyen los caliches. Algunas de las facies de caliche presentan ostrácodos que, en ocasiones, son restos fósiles de la facies lutítica sedimentaria previa (facies correspondientes a pequeños encarcamientos lacustres) y, otras veces, son restos removilizados de horizontes superiores (por un fenómeno de iluviaión) que se depositan en los rellenos geopetales de "vugs".

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, plagioclasas 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, se procedió a una separación gravimétrica previa en Mesa Wilfley obteniéndose un preconcentrado que representaba valores entre el 0,34-1,7% en peso de la muestra tratada, comprobándose que la fracción de mayor variación mineralógica de este preconcentrado era la comprendida entre 0,075-0,05 mm. Los minerales pesados de las muestras estudiadas, extraídas de dicha fracción, muestran un elevado contenido en óxidos-sulfuros de Fe con valores entre 40-54% y circón 14-37% del total de la muestra; en menor porcentaje se encuentra turmalina y rutilo 1-5% e ilmenita 0,5-2,7% y como trazas o accesorios oro, anfibol, estaurolitas, distena y monacita.

Los minerales de la fracción arcillosa analizados por DR-X 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 (neoformadas).

Interpretación sedimentológica

Las características sedimentológicas principales de los cortes estudiados en esta Unidad (HERREIRO *et al.* 1994), 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; la presencia de paleosuelos carbonatados exclusivos de esta Unidad y su madurez, indican áreas inactivas, más o menos extensas,

del sistema aluvial (Figs.2.3 y 2.4). Estas área se mantendrian inactivas durante períodos prolongados de tiempo bajo un clima árido o semiárido con lluvias estaciones (GOUDIE op. cit.).

Las facies de gravas están relacionadas con el relleno de canales y con la migración de barras de grava 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 tipos 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, bien el relleno de canales con la construcción de dunas y megaripples, o bien, a una etapa de abandono de los estos. 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 representan fundamentalmente la sedimentación en una Llanura de inundación en la que los flujos acuosos estarían pocos confinados. Sobre estos materiales, se desarrollarían importantes procesos edádicos 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.

Las facies carbonatadas corresponden mayoritariamente a niveles de claro origen pedogenético (calcetas o caliches), consecuencia de una epigénesis carbonatada intensa, desarrollada sobre depósitos localizados en la Llanura aluvial. 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. Este hecho es frecuente en cuencas con sistemas lacustres carbonatados someros, sometidos a cambios frecuentes de nivel.

Edad

Los únicos restos paleontológicos clasificados de esta hoja provienen del trabajo clásico de BATTALLER y SAMPELAYO (1944), aunque dichos restos proceden de un estudio anterior de CLEMENTE SÁENZ (?). Estos autores mencionan cerca de la localidad de Mellanzos restos de Mastodón *turicensis*, y otros restos de Mastodón, sin más precisiones, en San Miguel de la Escalada, que proporcionan una edad Astaraciense (Aragoniente). Durante las campañas de campo llevadas a cabo para la realización del MAGNA, no se han encontrado fósiles (macro o micro) clasificables que permitan una datación precisa de esta Unidad, tan solo fragmentos de huesos (serie de Valduvieco) y restos de caparazones de grandes tortugas (SE de Mellanzos) que se encuentran sin estudiar y clasificar por el momento.

No obstante, se puede acotar algo más su edad con los yacimientos, ya clásicos, descritos por PORTERO *et al.* 1982 en zonas próximas (hacia el E y SE), si estos se adscriben a las Unidades aquí diferenciadas (NOZAL en prep.). De este modo los yacimientos de Relea (Hoja-164) e Itero

Seco (Hoja-197), localizados en la Unidad Polimíctica, a unos 70-80 m por debajo del contacto con la Unidad silícea, proporcionan una edad Vallesiense inferior (MN 9). Los yacimientos de Saldaña (Hoja-164), aunque con problemas de localización, se pueden adscribir también en la Unidad Polimíctica, situandose a unos 120-80 m por debajo de su techo, indicando una edad Astaraciense superior (MN 8). Los restos, ya citados de Mellanzos y otros hallazgos situados al O de la Hoja, localizados aprox. entre 100 y 80 m bajo el contacto con la Unidad Silícea, indican una edad Astaraciense (MN 7 y 8); al igual que los restos de Villaobispo de las Regueras (Hoja-161) y Mansilla del Páramo (Hoja-194), todos ellos correspondientes a Mastodontes.

En consecuencia, a la parte superior de la Unidad Polimíctica, que es la que aflora en Gradeles y en las Hojas referenciadas, se le puede asignar una edad Aragoniense sup. (Astaraciense)-Vallesiense inferior (Zonas MN 7 a 9).

Correlación

La Unidad Polimíctica es perfectamente correlacionable con otras 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.* 1982b y COLMENERO *et al.* 1982a) que en esta Hoja corresponderían a los Abanicos de Candanedo y de Modino. Del mismo modo equivale a las partes proximales de los abanicos de conglomerados polimícticos (Candanedo y Modino), 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, 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 MARTÍN-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 superior) (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 decena de metros basales (Fig. 2.2), aunque la potencia máxima estimada en general no supera los 60 m en el borde norte de interfluvi Porma-Esla, que es donde aparecen los depósitos más potentes. 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 940m alcanzando los 930 m en el punto más bajo (vértice Encina 931m), 1 Km aproximadamente al norte de Valle de Mansilla.

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 Castrillino (ángulo NO de la Hoja) en las proximidades de Valduvieco, y al oeste de Valdealiso. No obstante, el corte de

referencia de dicho contacto se encuentra en las cárcavas de la Cruz de Vegas del Condado, en la margen izquierda del Porma, situadas a unos 2 Km al N de la Hoja de Grádefes, en la Hoja de Vegas del Condado. En la cartografía geológica de esta Hoja (nº130), el contacto entre los abanicos de Candanedo (U. Polimíctica) y de Barrillos (U. Silícea), se ha situado en ese corte a unos 920 m de altura, tomando por referencia unos niveles de calcimorfos y conglomerados cementados bien patentes; sin embargo, tras un levantamiento detallado del corte, hemos observado que la desaparición de carbonatos (nódulos, cementaciones y cantos de caliza en conglomerados) y la presencia de conglomerados silíceos masivos, se hace de forma efectiva a cotas más altas, próximas a los 1.010 m, de manera que el contacto entre las dos unidades se situaría, según nuestro criterio, casi 100 m más alto.

En el borde norte de la Cuenca el límite entre las dos Unidades 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 OLMEDO *et al.* 1991a). En esta Hoja aunque este contacto se muestra paraconforme a nivel de afloramiento (Figs 2.3 y 2.4), se ha cartografiado desde el punto de vista geométrico, como una disconformidad.

El contacto entre las dos Unidades dibuja un paleorelieve cartográfico en el ángulo NO de la Hoja, dejando un relieve residual del orden de 15-20 m donde aflora la Unidad Poligénica. Este hecho crea la duda de si esta forma, claramente erosiva, representa 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), o se trataría de una geometría canalizada.

Desde el punto de vista litológico, la Unidad Silícea se caracteriza por la presencia de elementos clásticos exclusivamente silíceos: cuarcitas, areniscas y cuarzo; se diferencia además de la Unidad Polimíctica infrayacente, por la ausencia de calcimorfos y de cementaciones carbonatadas (Fig. 2.1).

Los sedimentos de esta Unidad se organizan en secuencias granodecrescentes (Figs. 2.3 y 2.4) con espesores entre 5 y 15 m con bases erosivas muy netas, constituidas por conglomerados, arenas y limos marrón-anaranjados (10 YR 6/6 a 5 YR 5/6-10R 6/6).

Los conglomerados son clastosportados con cantos subredondeados a bien redondeados con centímetros de 5-30 cm, a veces son frecuentes los cantos arenizados (areniscas y pizarras); la matriz, en general mal clasificada, es microconglomerática o arenoso-arcillosa rojiza (10 R 4/6). Son frecuentes las pátinas y cementaciones de óxido de hierro y manganeso sobre los cantos en la base de las secuencias.

Internamente los conglomerados suelen presentar granoclasiación e imbricación de cantos y estratificación cruzada a gran escala, ocasionalmente estratificaciones horizontales. Las arenas suelen presentar aspecto masivo y ocasionalmente, laminación cruzada planar de barra y ripples. Las paleocorrientes medidas se sitúan entre 210 y 260° 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 niveles conglomeráticos asemejan láminas de gran extensión lateral.

En el corte de Valduvieco (Fig. 2.4), a techo de la primera secuencia aparece un potente nivel (10 m) de fangos ocres (10 YR 6/6) edafizados, con estructura prismática bien desarrollada, hidromorfías y "cutanes" negros. Los análisis granulométricos indican que estas facies corresponden a mezclas de limos arcillosos y arenas (finas a muy finas).

Los análisis de DR-X efectuados en la matriz de los conglomerados, y en los niveles arenosos, muestran como mineral principal el cuarzo, y en segundo lugar feldespato potásico, plagioclásas y ópalo, y un contenido de arcillas bajo (illita, caolín). El estudio de minerales pesados que representa el 0,3-0,5% del total de las muestras, tienen como minerales más representativos: círcón 28-56%, óxido de hierro 11-31%, turmalina y rutilo hasta un 8%, sulfuros de Fe e ilmenita; como accesorios biotita, anfíbol, estaurolita y oro.

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%, FR metamórficas 15%, areniscas hasta 30%, pizarras y chert.

En algunas arenas la porosidad intergranular está ocupada por una matriz arcillosa (serícítica) que presenta nodulizaciones (impregnaciones) de óxidos de Fe que cementan 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" (Figs 2.3 y 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.

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, por encima de MN 9, que es la edad más alta determinada para los depósitos polimictos. Por tanto podría asignarse una edad Vallesiense superior-Turolense?.

Correlación

Esta Unidad se correlaciona cartográficamente de forma directa con los abanicos siliciclásticos de MANJÓN *et al.* (1982a y c), que en esta Hoja corresponderían a los abanicos de Barrillos y Vidanes. Se trataría por tanto de los últimos episodios de relleno de la cuenca, determinados por

la aparición de abanicos silíceos que onlaparían sobre el borde paleozoico (abanicos postectónicos) de ALONSO *et al.* (1995).

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

ARAGONÉS *et al.* (1982) y COLMENERO *et al.* (1982) 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.* 1982b).

Con ese mismo criterio de superficie de culminante, y por su clara diferenciación respecto de las terrazas de los cursos fluviales de los ríos Porma y Esla, se han considerado también como Rañas, los replanos más altos (1060-1010 m), parcialmente incididos, que se sitúan en dicho intefluvio. Del mismo modo, litoestratigráficamente la separación de los sedimentos de las altas plataformas del piedemonte neógeno ocre, del resto del mismo, no tiene razón de ser teniendo sólo este episodio, un significado estrictamente geomorfológico (MARTÍN-SERRANO, 1988).

El rasgo morfológico aplanado parece que se 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 hidromorfías 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, que presentan un 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 incluso sobre las terrazas más antiguas (NOZAL y MARTÍN-SERRANO 1989).

Así pues, y debido a la mala calidad de afloramientos, se incluyen dentro de la Raña, o se han considerado como tal, a los términos litológicos más altos de los abanicos silíceos de Barrillos y Vidanes e incluso removilizaciones de niveles de dichos abanicos, que muestren la misma morfología de planosuelo culminante.

A pesar de su carácter azóico, la Raña se ha atribuido al Plioceno (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1932) o al límite Plioceno-Pleistoceno (HERNÁNDEZ- PACHECO, 1966; AGUIRRE, *et al.* 1966; PÉREZ GONZÁLEZ, 1979). En la Hoja de Saldaña (ARAGONÉS *et al.* op. cit.) consideran 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 posición morfológica de la Raña, ya que ésta es inmediata a la que ocupan los sistemas de terrazas de los ríos meseteños (MARTÍN-SERRANO, 1988b), las cuales son el resultado del proceso de encajamiento de la red fluvial.

2.3. CUATERNARIO

Se considera, que el paso del Plioceno al Pleistoceno, se hace a lo largo de un proceso de cambio de régimen endorreico a exorreico en las Mesetas. Por ello y de forma general, todas las terrazas altas de los ríos de la Península Ibérica pueden asignarse al Pleistoceno (AGUÍRRE, 1989).

Sin embargo, y de acuerdo con MARTÍN-SERRANO (1988a 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 Gradefes, por su extensión y significado morfogenético, los depósitos cuaternarios de origen estrictamente fluvial son los más importantes. La mayor representación corresponde a las terrazas de los ríos Esla y Porma, 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 silíceas y limos. Terrazas (4, 5 y 6).

Aparecen representados dos sistemas escalonados de terrazas que pertenecen a los Ríos Esla y Porma, habiéndose agrupado en terrazas altas, medias y bajas. Se han diferenciado tambien otras, asociadas a cursos menores: Arroyo del Reguerón, Río Moro, Riacho de la Nava, etc.

Las terrazas más extensas aparecen en el tercio oriental y pertenecen al río Esla, que discurre de NE a SO atravesando diagonalmente la Hoja, presentando un valle marcadamente asimétrico. El Río Esla que es el principal curso de fluencia de la zona, deja en esta Hoja sus terrazas en la margen izquierda, habiéndose diferenciado hasta 11 niveles (NOZAL y ESPINA, 1994) que llegan a alcanzar gran desarrollo superficial en las hojas límitrofes, constituyendo una amplia y plana superficie conocida regionalmente como Páramo de los Payuelos.

El Porma cruza tambien la Hoja de NE a SO pero con tendencia submeridiana, desarrollando preferentemente sus terrazas en la margen derecha.

Las cargas transportadas por estos sistemas fluviales son generalmente gruesas, con alto porcentaje (60-70%) de cantes y gravas con características litológicas bastante comunes: alto contenido en cantes de cuarcitas y en menor proporción, de areniscas y cuarzos como elementos

mayoritarios. El tamaño de los cantes oscila entre 4 y 25 cm 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 dominantemente han consistido en rubefacción acompañada de iluviación de arcillas, rasgos de hidromorfismo y cantes 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 3 m.

En el conjunto de los cortes se pueden reconocer estructuras sedimentarias internas tales como estratificación cruzada de gran escala, cicatrizes 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 Cuenca 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 +110-90 m de cota sobre el río, los medios entre +80-55 m y los bajos entre +25-6 m de cota.

En el Porma, con menor número de escalonamientos, las terrazas altas aparecen entre +100-85 m, las medias entre +70-35 m y las bajas entre +25-10 m.

La terraza del Bernesga representada en la Hoja, corresponde a una terraza baja situada a +10m.

2.3.2. Gravas, arenas y limos. Glacis (7, 8).

Se han diferenciado dos generaciones de glacis con distinta posición morfológica. El más antiguo se situaría en las partes altas de los interfluvios, con pendiente hacia el sur, arrancando de cotas próximas a los 1000 m, siempre por debajo de la Raña, llegando a los 930 m en las zonas más bajas conservadas. La antigüedad de este glacis, junto con la fuerte incisión de la red secundaria sobre los interfluvios Torío-Porma y Porma-Esla, han hecho desaparecer prácticamente estos depósitos, quedando conservados como pequeños replanos (sobre los depósitos silíceos) a modo de cerros testigos que van perdiendo cota progresivamente hacia el Sur. Por el contrario, en el interfluvio Esla-Cea (Hoja de Almanza) la representación y continuidad superficial de este glacis es bastante aceptable, aunque en esta Hoja aparece representado de forma anecdótica en el angulo SE.

Dicho glacis se puede interpretar en relación a un estadio de degradación de la superficie culminante con respecto a las primeras etapas de morfogénesis fluvial, pudiendo enlazar en algunos casos con las terrazas más altas del sistema Esla-Cea, las cuales aparecen conservadas al SO (Oteros de Matadeón), en la Hoja de Valencia de Don Juan (nº 233). Sin embargo los afloramientos de este glacis que aparecen en la esquina NO de la Hoja quedan muy colgados, con más

de 80 m de desnivel, y por tanto desconectados de las terrazas más altas cartografiadas en el Porma.

El otro tipo de glacis, muy restringido también, se localiza en dos zonas, por un lado en el borde NE de la Hoja, en la zona de cabecera del Arroyo de la Costanilla, con cotas entre 920-900 m; quedando topográficamente colgado por la incisión actual. Los otros depósitos de glacis aparecen en el ángulo SE,emplazado en zonas de vertiente constituyendo la forma de enlace entre el glacis más antiguo y la terraza alta del Esla.

Con potencia variable, que en general no superan 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.

2.3.3. Arenas con cantos. Coluviones. (9).

Este tipo de depósitos es muy frecuente en toda la Hoja, fundamentalmente a lo largo de los escarpes regularizados existentes entre terrazas o en las vertientes definidas por otras formas morfológicas como son principalmente glacis y replanos estructurales. En esta hoja solo se han representado aquellos depósitos más significativos, con el fin de no ocultar cartográficamente el sustrato terciario que recubren.

Están constituidos por elementos litológicos derivados tanto del terciario como de los otros depósitos cuaternarios; predominado los cantos cuando se desarrollan a partir de las terrazas.

2.3.4. Cantos, limos y arenas. Abanicos y conos aluviales. (10)

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 el Riacho de Nava y en el Río Moro.

Los abanicos aluviales, más amplios y aplanados que los conos, se desarrollan sobre las llanuras de inundación y las terrazas bajas de los Ríos Esla y Porma.

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

2.3.5. Gravas, arenas y limos. Fondos de valle, llanura de inundación y lecho actual (11).

Corresponden a este apartado, los depósitos fluviales relacionados directamente con la red actual.

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).

Los depósitos de llanura de inundación constituyen las vegas de los ríos Esla y Porma. En las proximidades de las localidades de Villaturiel y Mansilla de las Mulas, en la parte SO de la Hoja, confluyen ambas vegas defininiendo una extensa llanura de inundación que supera los 5 km de anchura.

Los depósitos de fondo de valle y llanura de inundación 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 fértils suelos pardos de vega (Entisoles).

Debido a la regulación mediante presas en las cabeceras de los principales ríos, 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.

Como lecho actual, se consideran los depósitos pura y estrictamente fluviales asociados a los cursos permanentes principales (Torío, Porma y Esla), diferenciándose de los de llanura de inundación, únicamente por su funcionalidad en el momento presente. En el lecho actual son frecuentes los cauces abandonados y los depósitos formados por barras de grava y arenas relacionados con las últimas crecidas.

El lecho actual, se encuentra ligeramente encajado (1-4 m) 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 mismas 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 granodecrecientes (cañales 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 40 m de potencia.

Depósitos de desbordamiento, arenas y limos interlaminados; en general suelen presentar secuencias negativas, aunque también aparecen secuencias granodecrecientes 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 cañales 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 gravas y arenas (acuíferos). Para la identificación y correlación de secuencias, se han obtenido resultados más aceptables con diagrafías de Rayos Gamma.

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

3. TECTÓNICA

3.1. TECTÓNICA ALPINA.

La Hoja de Gradefes 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 antapais que va a ir rellenándose con los materiales detriticos procedentes de la erosión de los relieves creados 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 terciarios 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.* (1995) identifica en la base de los abanicos Silíceos en el borde norte de la Cuenca. Estos abanicos fosilizan por lo tanto el levantamiento alpino de la Cordillera Cantábrica.

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 (LOPEZ OLMEDO *et al.* 1991a y b; MEDIA-VILLA y DABRIO, 1986). Asociada a esta discordancia se desarrolla una superficie de erosión intravallesiente, que arrasa en áreas próximas la orla mesozoica del borde Este de la Cuenca.

Con posterioridad a la Orogenésis 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 un 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. 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 finicretácicas, transforman el carácter abierto de las cuencas sedimentarias del Cretáceo 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 oligomiocenos.

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 modificado, 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 cubierta 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.* op. cit.). Los pliegues hercinianos se reapretaron, dando lugar a la rotación y rejuego por deslizamiento flexural de algunos cabalgamientos hercinianos 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 el sector occidental (al Oeste del Río Esla), la estructura del borde de cuenca consiste básicamente (ALONSO *et al.* 1994) en un sinclinal con el flanco N subvertical y el flanco S inclinado hacia el SE. Dicho flanco S muestra retrocabalgamientos que representan la reactivación y verticalización de los cabalgamientos hercinianos. Los perfiles sísmicos muestran que estas estructu-

ras se prolongan hacia el E como cabalgamientos ciegos , aunque con desplazamientos menores.

El frente norte de la Cuenca del Duero se ramifica hacia el oeste dando lugar a fallas cabalgantes siniestras NE-SO, de tal modo que los Montes de León y Aquilanos representarían una imbricación sobre la cuenca de antepaís del Duero, imbricación que soportaría las cuencas de El Bierzo (SANTANACH ,1994).

Las sierras de Los Ancares y O Caurel cabalgarían oblicuamente sobre la escama anterior, sobre El Bierzo. Al sur y al oeste de estos relieves la tectónica alpina pasa de compresiva a direccional (SANTANACH , op. cit.).

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, si no más bien progradación hacia el Sur de facies gruesas, se instalan potentes sistemas de abanicos polimícticos 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 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, serian 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 disrupturas. 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 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.

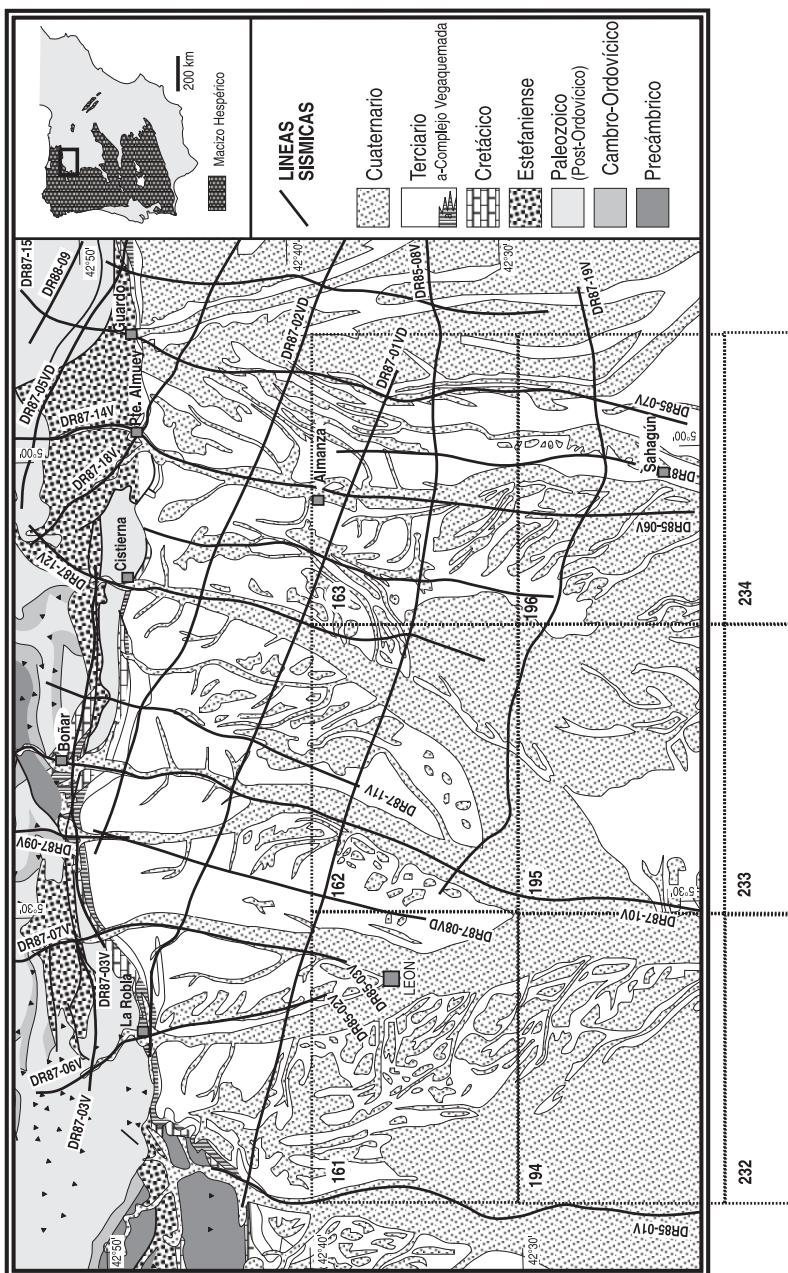


Fig. 3.1 - Situación de los perfiles sísmicos con referencia a las Hojas estudiadas y a los bordes Septentrional (C. Cantábrica y Occidental Montes de León) del N O de la Cuenca del Duero.

Las formaciones cretácicas son concordantes entre sí, manteniendo en general su potencia, estando presentes en todo 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 cretácea, 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 per-

N

S

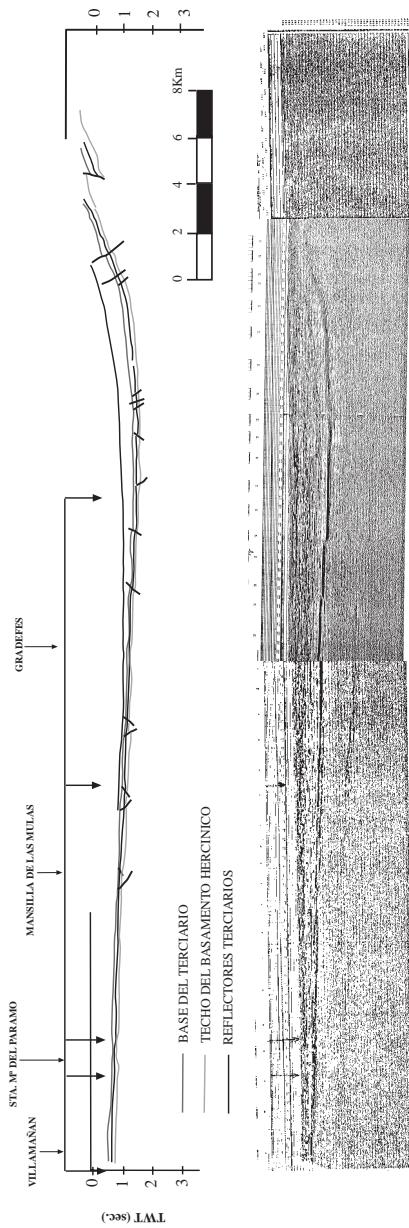


Fig. 3.2.-Interpretación geológica del perfil sísmico N-S (DR 85-04 / 87-10V), señalándose los sectores correspondientes a las Hojas estudiadas. Tomado de Redondo et al. (1995) ligeramente modificada.

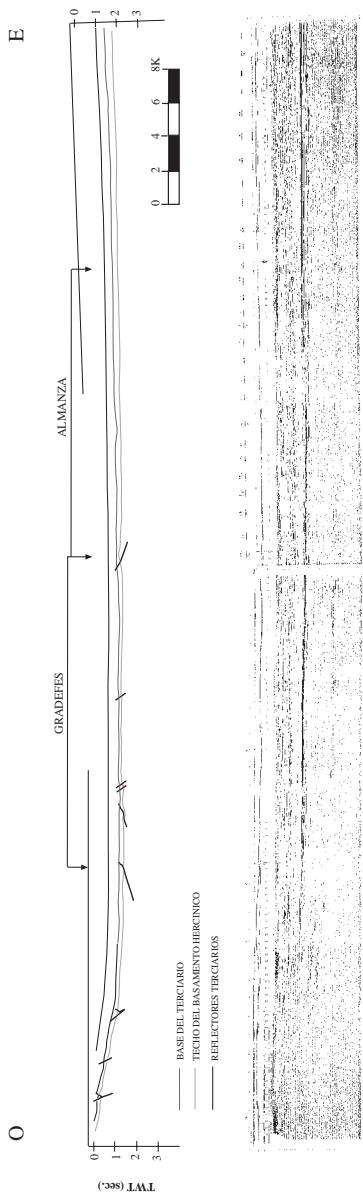


Fig. 3.3.-Interpretación geológica del perfil sísmico O-E (DR85-08V), Señalándose los sectores correspondientes a las Hojas estudiadas. Tomado de redondo et al. (1995), ligeramente modificada.

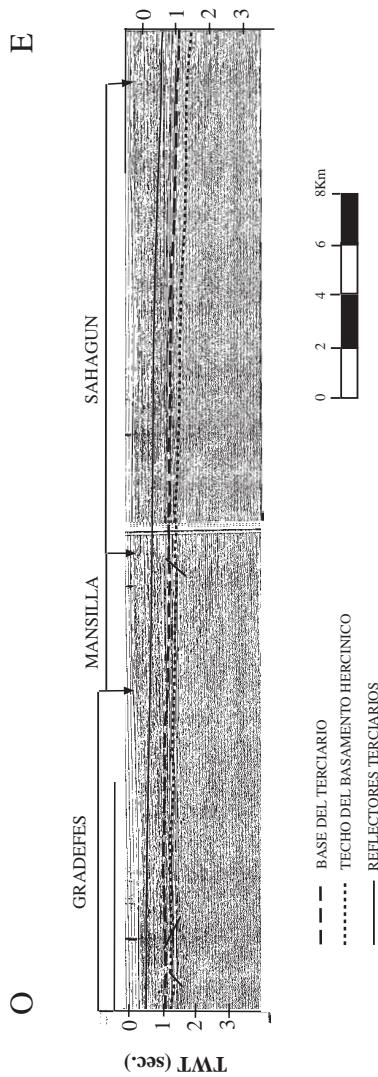


Fig. 3.4.- Interpretación geológica del perfil sísmico O-E (DR 87-19V), señalándose los sectores correspondientes a las Hojas estudiadas.

files) 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, 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.

El perfil DR85-04V/87-10V (Fig. 3.2), con rumbo N-S, y los perfiles DR85-08V (Fig. 3.3) y DR87-19V, prácticamente ortogonales al primero, cruzan la Hoja de Gradefes (Fig. 3.1), mostrando las facies sísmicas y los rasgos tanto tectónicos como geométricos descritos anteriormente.

En el primer perfil (Fig. 3.2), puede observarse la estructura del borde, a la altura de Boñar, consistente en un sinclinal con el flanco N subvertical (fuera y por encima del perfil), y el flanco S inclinado hacia el SE, con alguna complicación adicional, como la existencia de una falla inversa subvertical o inclinada al S, posiblemente asociada a la falla de Sabero. El resto del perfil muestra pequeñas fallas que afectan al mesozoico y a la parte baja del terciario. El mayor espesor de terciario aparece justo inmediatamente al norte de esta Hoja, con el reflector del techo del cretácico a 1,45 seg. disminuyendo de forma muy espectacular hacia el sur (en ésta Hoja entre 1,4 -1 seg.) aunque de un modo un tanto engañoso, puesto que el perfil se apróxima al borde Oeste. Las isobatas indican profundidades entre 3.300-2.000 m para el techo del Basamento-base del Mesozoico sobre la traza del perfil.

De los perfiles E-O (Figs. 3.3 y 3.4), lo más destacable es la probable desaparición de la facies Garum hacia el Oeste, y la geometría en cuña de las facies cretácicas, consecuencia de la progradación (y adelgazamiento) de la plataforma carbonatada hacia el Oeste sobre la infrayacente Fm. Utrillas.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.

La Hoja de Gradefes 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, construido a partir de las altas

plataformas del piedemonte finineógeno, sobre las que se encaja la red fluvial. Esta da lugar a valles amplios con replanos escalonados, definidos por los diferentes niveles de terrazas en los cursos importantes, y valles de fondo plano con laderas más verticalizadas, en la red secundaria. Topográficamente la Hoja es una altiplanicie suavemente ondulada con inclinación de NE a SO, que es la dirección de escorrentía de los ríos Esla y Porma, los cuales tienden a converger hacia la esquina SO de la Hoja, donde, como es lógico, se encuentran las menores cotas topográficas (790 m). Las zonas topográficamente más altas se localizan en los grandes interfluvios, con cotas que en el borde septentrional oscilan entre 1.000 y 1.060 m, y que van descendiendo suavemente hacia el S siendo la altura media de unos 900 m aproximadamente.

El modelado fluvial es una de las características de este paisaje meseteño, siendo los ríos Porma y Esla los principales cursos de agua que atraviesan la Hoja; otros cursos de rango menor son los ríos Moro, Riacho de Nava y Corcos, y los arroyos del Reguerón, de la Pega, Magdalena y de la Solana.

El clima es Mediterráneo Templado seco, con una temperatura media anual de 11°C y precipitaciones medias anuales que oscilan entre los 400 y 750 mm; registrándose los valores más altos en el borde norte, debido a su proximidad con los primeros relieves de la Cordillera.

La vegetación autóctona es relativamente escasa debido al laboreo intensivo que han sufrido las tierras de la Hoja, habiendo quedado preservada fundamentalmente en todo el borde norte, donde la altitud y la inclinación de las vertientes no han permitido el laboreo. La vegetación de estas zonas está constituida por matorral con arbolado y repoblaciones de pinos. Destacan como especies arbóreas el roble melojo o rebollo, quejigos y encina, arbustos como el espino albar y algunos enebros relictos; el matorral lo constituyen brezos, jaras, aulagas, escobas y tomillares. En el tercio meridional de la Hoja, hay que destacar dos manchas importantes de vegetación autóctona. La más significativa en la margen izquierda del Esla, corresponde a las fincas de La Cenia y de La Mata Moral situadas entre Villomar y Villalquite, con encinas de gran porte. La otra está situada al oeste de Valle de Mansilla y está constituida por un bosquecillo de quejigos y carrascos sobre un interflujo secundario muy accidentado.

En las vegas del Porma y Esla aparecen extensas plantaciones de chopo y las características asociaciones de ribera con olmos, fresnos, chopos, álamos blancos, sauces y especies arbustivas fundamentalmente espinosas.

Los cultivos que se desarrollan se pueden agrupar en dos tipos. Los de regadío, concentrados en las llanuras aluviales y terrazas bajas, dedicados a: remolacha azucarera, maíz grano y forrajero, patatas, prados naturales y de forma puntual hortalizas (pimientos, col, cebollas, etc). El resto de la superficie cultivada corresponde al secano con cereales como: trigo, cebada, avena y centeno, y leguminosas en segundo lugar.

Los núcleos urbanos son muy numerosos, aunque en general de pequeño tamaño. Existen 83 poblaciones en total, las más importantes corresponderían: en el valle del Esla, al sur de la Hoja Mansilla de las Mulas, y más arriba Quintana de Rueda y Gradeles; en el valle del Porma: Villaturiel, Villarente y Villanueva del Condado al norte.

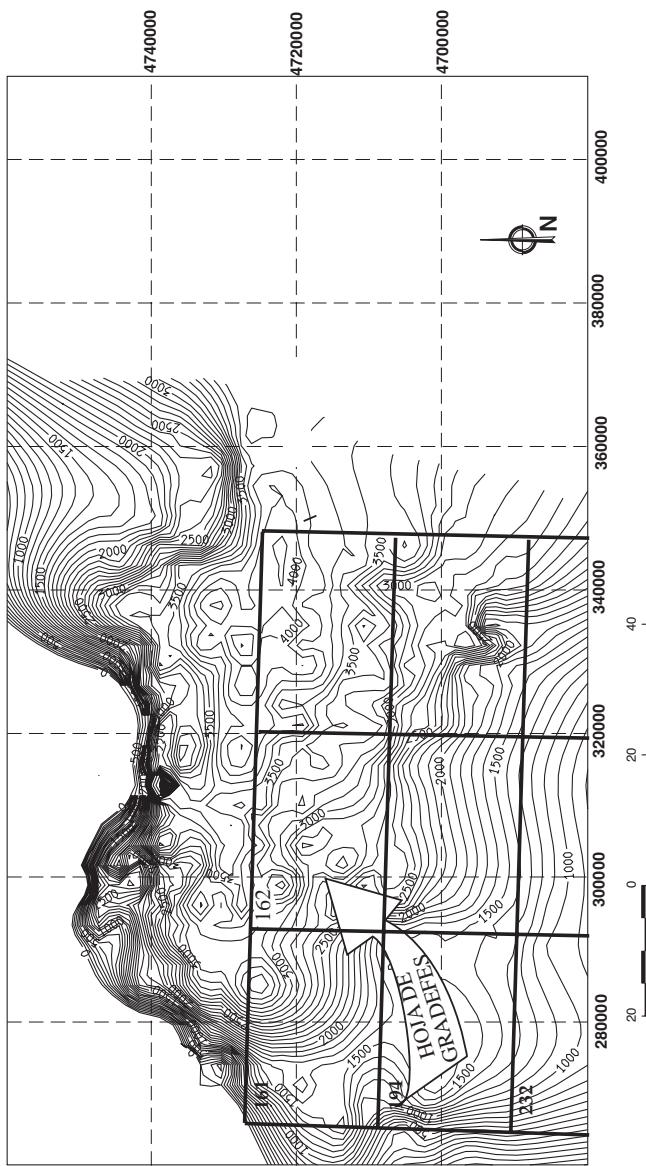


Fig. 3.5.-Mapa de Isobatas (datum 900 m. s.n.m.) del techo del basamento paleozoico. Sector NO de la Cuenca del Duero y referencia a las Hojas estudiadas; intervalo de contornos 100 m. Tomada de Redondo et al. (1995).

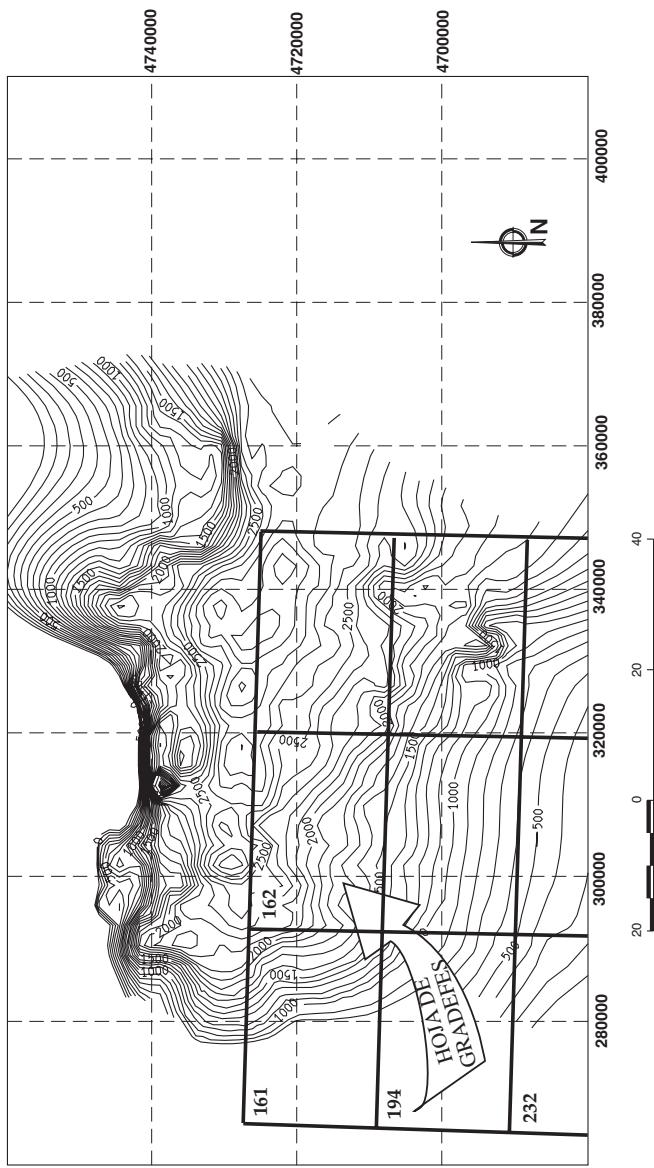


Fig. 3.6.-Mapa de Isobatas (datum 900 m. s. n. m.) del techo de las calizas del Cretáceo Superior-base del Terciario. Sector NO de la Cuenca del Duero y referencia a las Hojas estudiadas; intervalo de contornos 100 m. Tomada de Redondo et al. (1995).

Las comunicaciones son buenas destacando la N-601 León-Valladolid, la N-621 León-Boñar y N-625 Mansilla-Cistierna; así como las carreteras autonómicas, Villarente a Boñar y el entramado de carreteras locales que comunican las diferentes localidades. Existe también una densa red de caminos vecinales y pistas agrícolas afirmadas, trazadas con motivo de la concentración parcelaria.

La principal fuente de riqueza es la agricultura, destacando en primer lugar los cultivos de regadío y las explotaciones forestales de choperas; siguiéndole en importancia los cereales, sin olvidar las ganaderías bovina estabulada (leche) y ovina-caprina. Por último, señalar los discretos polígonos industriales ubicados en las proximidades de Valdelafuente y Villarente.

4.2. ANTECEDENTES.

La bibliografía que existe sobre la zona, relativa a referencias geomorfológicas concretas, es escasa, estando casi siempre referida a aspectos regionales. Los primeros trabajos corresponden a BIROT y SOLÉ (1954), y a HERNANDEZ- PACHECO (1957), MABESOONE (1961), NOSSIN (1960), PLANS (1970), ESPEJO *et al.* (1973), TORRENT (1976), OLIVÉ *et al.* (1982), BERTRAND y BERTRAND (1984), y más recientemente PÉREZ GONZALEZ (1989), PEREZ GONZÁLEZ *et al.* (1994), MARTÍN-SERRANO (1994), NOZAL (1994) y NOZAL y ESPINA (1994).

4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.

4.3.1. Estudio morfoestructural.

La Hoja pertenece al gran dominio morfoestructural de la Cuenca del Duero, formando parte de la periferia montañosa o piedemonte de la Cordillera Cantábrica.

De acuerdo con las unidades morfológicas de la Meseta septentrional descritas por PLANS (1970) esta Hoja pertenecería a la región de los "Altos Páramos Leoneses", constituidos por materiales detríticos cuarcíticos. Quedaría encuadrada (Fig. 4.1) en la Región NO próxima al límite con la Región NE, puesto que tienen al Río Cea como límite (PÉREZ GONZÁLEZ op. cit.).

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

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

El otro elemento dominante son las terrazas fluviales, que con distribución y desarrollo variable, se escalonan en dirección a los cauces actuales. La destrucción de estas plataformas conglomeráticas de escaso espesor por la red de drenaje secundaria, da lugar a un paisaje de transición

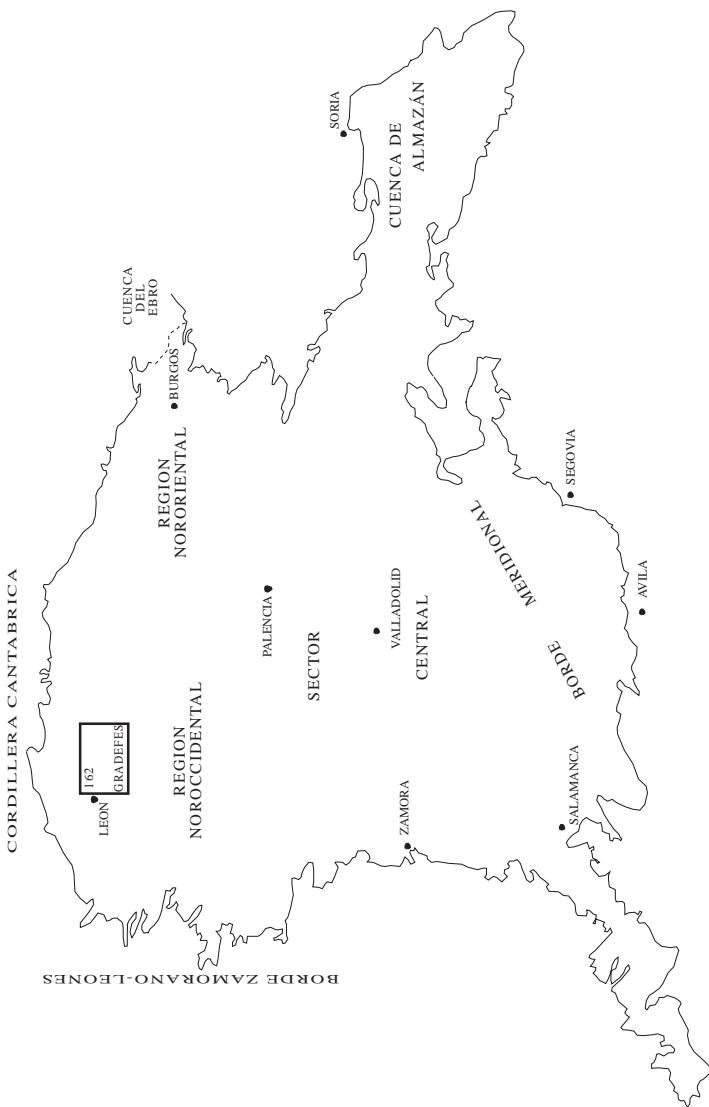


Fig. 4.1.- Los grandes dominios morfoestructurales de la Depresión del Duero. Tomado de Pérez-González et al. (1994).

entre un relieve invertido, donde los retazos de terrazas ocupan altiplanicies flanqueadas por desniveles escarpados (terrazas medias del Porma), y un territorio con replanos estructurales suavemente alomado, construido sobre sedimentos más compactos del relleno neógeno.

En las áreas donde la actividad fluvial no se manifiesta de forma tan acusada, se han desarrollado importantes replanos estructurales (erosivos) a favor de niveles más compactos o cementados como son los conglomerados y los caliches.

Esta Hoja podemos considerarla dividida en tres bandas o unidades morfoestructurales de orientación NE-SO, coincidentes con la dirección principal de escorrentía, la cual es controlada por los ríos Porma y Esla. La más oriental corresponde a la margen izquierda del Esla, conformando un paisaje de llanuras escalonadas definidas por las terrazas de este río.

La banda central, que constituye el interfluvio Porma-Esla, aparece intensamente incidida, estando constituida por altas plataformas, resalte y replanos estructurales, además de por cerros y lomas de cumbre plana. Dicho interfluvio se encuentra frecuentemente limitado por escarpes "vivos" importantes, de 70-100 m de altura.

Por último, la unidad perteneciente al tercio occidental de la Hoja, entre el Torío y el Porma, presenta un perfil acentuadamente asimétrico, escarpado hacia el primero y descendiendo progresivamente hacia el segundo. Dicho interfluvio aparece dominado por replanos estructurales de distinto rango y el conjunto de terrazas del Porma, con muy diferente grado de conservación. Las terrazas altas y medias, muy erosionadas, quedan puestas en relieve en forma de mesas, dando escarpes de encajamiento hacia la siguiente terraza más baja y escarpes erosivos hacia los sedimentos terciarios más bajos que las circundan.

El Río Esla, que es la arteria principal de drenaje de la zona, junto con sus afluentes más importantes: Orbigo, Bernesga-Torío, Porma y Cea, presenta una red de drenaje arborescente simple, conforme tanto con la pendiente general, como con la homogeneidad litológica del sustrato.

La distribución y morfología de la red secundaria de la Hoja (Fig. 4.2), presenta sus peculiaridades en cada una de las Unidades morfológicas en que puede subdividirse. Así la banda oriental presenta una red secundaria poco densa, con tendencia dendrítica y grado de incisión variable, dependiendo de la antigüedad de la misma; la más antigua va cortando terrazas altas y medias del Esla según éste se va encajando, sin embargo, la más moderna se encaja poco.

La parte central muestra por el contrario una red secundaria de corto recorrido muy densa e incidida, claramente dendrítica, organizada tanto hacia los principales cursos de agua que las marcan como a sus afluentes: el Río Moro, Ayo Magdalena y el Riacho de la Nava.

En el tercio occidental el dispositivo que presenta es de un drenaje paralelo, marcado por los arroyos importantes que desagüan ortogonalmente al Porma, el cual es el colector principal de este sector de la Hoja. A su vez, estos arroyos junto con sus emisarios, conforman una red dendrítica de densidad media, bastante incidida respecto a las terrazas altas del Porma y escasamente incidida respecto a las bajas.

GRADEFES-162

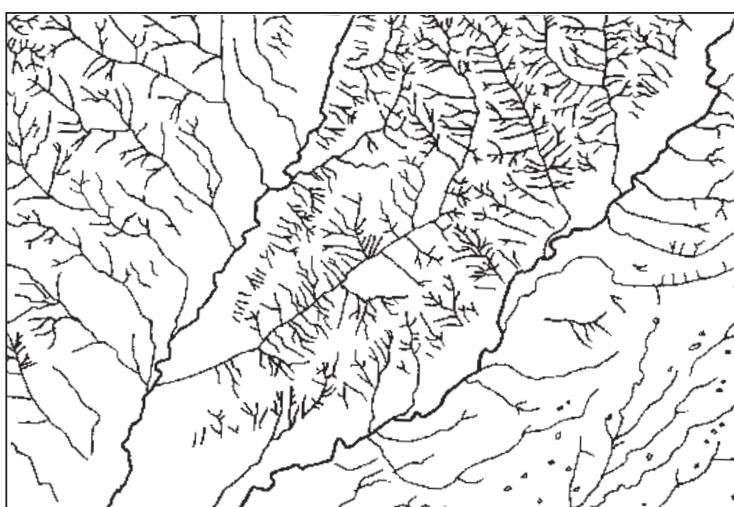


Fig. 4.2.- Esquema de la red de drenaje de la Hoja de Gradefes (162).

4.3.2. Estudio del modelado y formaciones superficiales.

Conocidas por una parte las características litoestructurales (conjunto de materiales detriticos subhorizontales homogéneos a nivel de capa pero que en conjunto pueden dar lugar a una erosión diferencial neta, resaltando los niveles más competentes y/o cementados) y por otra el principal agente que ha condicionado el modelado, la morfogénesis fluvial, se describen a continuación, las diferentes morfolologías (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 los replanos estructurales, glacis y coluviones, completan el conjunto de formas presentes en la Hoja, que se describirán a continuación agrupadas según el proceso generador.

Formas fluviales

Como ya se ha mencionado, las terrazas fluviales son las formas acumulativas con mayor representación, sobre todo las relacionadas con el Esla y Porma, y en otro orden de magnitud, las de sus afluentes secundarios dentro del entorno de la Hoja.

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

	PORMA	ESLA
T. ALTAS		
	+105-95 b +90-85 c	+110 a +100-95 b-b' +90 c
T. MEDIAS	+70 d +60-45 f-f' +40-35 g	+80 d +75 e +70-67 f-f' +55 g
T. BAJAS	+25 h +15 i +10 j +4-5 l	+25-20 h +15-12 i +10-7 j +5 k +4 l

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

El Río Esla, en su proceso de encajamiento ha dejado una serie de niveles de terrazas escalonadas (algunas complejas) en la margen izquierda. Por lo tanto a nivel de esta Hoja, el río se habría ido desplazando hacia el O-NO, dando una ladera bastante escarpada (80-100 m) en su margen derecha. Los niveles más antiguos que aparecen (terrazas altas), se sitúan entre +110 y +90 m con relación al lecho actual, mientras que las terrazas medias se disponen entre +80 y +50 m. El conjunto de terrazas altas y medias, al sur del arroyo de la Solana, conforman una amplia zona con relieve plano (en detalle escalonado), denominado Páramo de Los Payuelos, que se prolonga por la Hoja contigua de Mansilla de las Mulas (195).

La terraza situada a +50-55 m corresponde al último trazado del paleo-Esla inmediatamente antes de su captura por la cabecera de un antiguo afluente del Río Porma (NOZAL y ESPINA, 1994). Las siguientes terrazas, situadas entre +25-5 m corresponden ya al trazado del Esla post-captura, y son por tanto subparalelas al curso actual. Por ello, el instante de la captura, tuvo lugar cuando el río era funcional con respecto al depósito de la terraza (g) (antigua llanura aluvial); la siguiente terraza (h) corresponde a una terraza muy encajada con respecto a la anterior (30 m aprox.), una vez que el Río Esla ha regularizado y ajustado su perfil al nuevo nivel de base marcado por el Porma.

La terraza (j) es la única que presenta una cierta disposición simétrica con respecto al valle fluvial, puesto que en el ángulo NE de la Hoja, desde el Riacho de la Nava hasta el borde septentrional, además del depósito continuo del margen izdo., conserva el homólogo adosado al margen dcho. Aguas abajo y en ese mismo margen, junto a Valle de Mansilla, aparece conservado también un pequeño retazo del nivel (j).

La última terraza cartografiada (k) aparece muy poco diferenciada de la llanura aluvial ya que el desnivel existente entre ambas rara vez supera el metro.

En cuanto al sistema fluvial del Porma, también desarrolla un gran número de niveles de terrazas con dispositivo morfológico de terrazas colgadas. Las más altas corresponden a los niveles (b) y (c) con afloramientos aislados muy incididos aparecen restringidos al borde norte de la Hoja, quedando preservados dos pequeños afloramientos a modo de cerros testigo correspondientes al nivel (c) en el borde SO de la Hoja.

El nivel más alto (b) aparece bastante bien conservado en los alrededores de Sta. M^a. del Monte del Condado (Vegas del Condado, Hoja 130), aunque en la cartografía geológica de esa Hoja no se diferenció. La disposición y altura de los replanos, rebasando hacia el norte la actual confluencia de los ríos Curueño y Porma, parece indicar que corresponden probablemente a las terrazas altas del primer río, y en todo caso, en la Hoja que nos ocupa (aguas abajo de la confluencia), al sistema del Porma, que es el curso principal.

Los niveles correspondientes a las terrazas medias del Porma (d, f-f' y g) aparecen también muy erosionados e incididos, habiendo quedado conservados en forma de mesas aisladas, alineadas con respecto a las terrazas más bajas y al cauce actual, manteniendo los replanos un desnivel similar con respecto a este último.

Los siguientes niveles (h, i y j) que se han considerado como terrazas bajas, tienen un buen desarrollo, sobre todo las dos más bajas, disponiéndose como dos bandas continuas en la margen dcha. subparalelas a la llanura aluvial. Aparecen también conservados pequeños replanos del nivel más bajo (j) en la margen izda., en la parte alta del curso, entre las localidades de Castrillo del Porma y San Vicente del Condado.

La llanura aluvial, con anchuras entre 1,5 Km, al norte (Villanueva del Condado) y 2,5 Km, al sur (Villamoros de Mansilla), se sitúa a unos 4 m por encima del lecho actual (lecho menor); aparece bien delimitada por el escarpe existente en las riberas, sin embargo, aguas abajo y a la altura de Villaturiel, este desnivel prácticamente desaparece, presentándose una cierta indefinición entre ambos dominios. La confluencia de las llanuras aluviales del Porma y del Esla en el borde

sur de la Hoja a conformado una amplia vega de más de 5 Km de anchura.

PASCUAL CASTELLANOS (1986) recolecta al norte de Villacete (yacimiento de Valdelamora) industria lítica del Paleolítico inferior (Achelense medio) sobre una terraza del Río Porma, que según el esquema geomorfológico de esa obra, realizado por RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ y PÉREZ-GONZÁLEZ, corresponde a la terraza (5), situada a +60-65 m sobre el nivel del río. Esta terraza equivaldría al nivel (f) cartografiado en esta Hoja. El hecho de que las piezas clasificadas se hubieran recogido en superficie, limita la datación obtenida, ya que en todo caso el depósito de terraza -Pleistoceno medio (alto)- siempre sería anterior a la edad del yacimiento (150.000-120.000 años a. C.).

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

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

El lecho actual o "lecho aparente" de los ríos Esla y Porma aparece en general bien delimitado por sus márgenes, que están excavados 2-4 metros en la llanura de inundación. Por esta franja discurren los cauces activos, con una sinuosidad media, más acusada hacia la parte meridional de la Hoja. El cauce activo divaga 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, cauces o meandros abandonados, a menudo conservados como zonas encharcadas.

Como fondos de valle se incluyen todos aquellos depósitos que tapizan el fondo de los valles y barrancos de la red secundaria. Su génesis puede ser puramente fluvial y más frecuentemente mixta, con aportes de materiales generados en las vertientes (solifluxión). Algunos de estos depósitos quedan colgados respecto al red principal, como en el caso de los arroyos afluentes por la izquierda del Porma (San Vicente del Condado y Castrillo del Porma), lo que indicarían una relativa antigüedad para estos depósitos, sincrónicos con el nivel de terraza (j) con el que enlazan.

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. Dichas formas tienen un mismo origen, diferenciándose por la mayor dimensión de los primeros, su menor pendiente longitudinal y un perfil convexo más suave. Los abanicos aluviales más espectaculares aparecen en el valle del Esla, en su confluencia con los principales cursos secundarios: Arroyo de La Magdalena, Riacho de la Nava, Corcos, arroyo de la Solana y arroyo de La Cenia. En el Porma se encuentran en la desembocadura de los arroyos del Reguerón, Villavente, Carcabón y de la Pega; mientras que en el Río Moros, afluente por su izquierda, siendo un curso de mayor rango que los anteriores, no se identifica bien esta morfología. Este hecho probablemente sea debido a que se trata de una forma muy extensa, sobre la que posteriormente se ha efectuado trabajos de nivelación de los terrenos con motivo de la concentración parcelaria y su puesta en regadio; aunque también debe haber

influido su encauzamiento artificial sobre la vega del Porma.

Las formas denudativas adquieren gran importancia sobre todo en las Unidades central y occidental de la Hoja. La erosión lateral del cauce se produce en las márgenes cóncavas de los meandros, en varios puntos de los cursos de los ríos Porma y Esla, siendo los más representativos: los de la margen izquierda del Porma frente a Moral del Condado y en Pte. de Villarente; y en el Esla, también en su margen izquierda, los del SO de Villalquite, junto a Mansilla de las Mulas.

Las cárcavas son formas que con diferente desarrollo están presentes sobre todo en las Unidades morfoestructurales central y occidental. Aparecen como consecuencia de la incisión lineal por barrancos, en aquellas laderas y/o escarpes de formas planas colgadas. Buenos ejemplos de acarcavamiento se dan en toda la vertiente del Torío, frente a Valdesgodo de Arriba (cerro Lombana) y entre Villabúrbula y Villimer, en el escarpe del Porma. También se producen cárcavas en el arroyo de Carbalón y frente a Villiguer, sobre el escarpe del Esla.

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

Formas estructurales

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

Las formas estructurales predominan sobre todo en el Dominio Central de la Hoja, comparten representación junto a las terrazas en el Dominio Occidental y están ausentes en la Unidad Oriental.

Los replanos estructurales son subhorizontales al estar construidos sobre capas con esa misma disposición. En la Unidad Occidental, gran parte de los replanos cartografiados corresponden a niveles conglomeráticos, y por tanto en superficie presentan acumulaciones de clastos y arenas rojizas muy similares a los depósitos de terrazas, la diferenciación de éstas se hace posible por la presencia en los replanos de cantos de caliza (conglomerados polimicticos) niveles cementados y cerros residuales de limos terciarios sobre los replanos.

Por otra parte, los replanos más importantes de esa zona quedan topográficamente por debajo de las terrazas más altas conservadas, interpuestas entre éstos y el Río Porma; por tanto es imposible que correspondan a terrazas. En el caso de los pequeños replanos más altos, no se descarta que alguno corresponda a algún retazo de terrazas altas.

Los escarpes estructurales son todos aquellos que limitan los replanos, aunque al ser los estratos terciarios poco potentes, los desniveles que se generan son discretos. Los resalte de capas duras se deben mayoritariamente a los niveles más compactos, cuya presencia origina en las laderas relieves en graderío de pequeña entidad. Su cartografía en el mapa refuerza la visualización de

la estructura del sustrato, en este caso muy simple, constituida por capas horizontales indeformadas.

Formas poligénicas

Pertenecen a este grupo todas aquellas formas en cuya génesis ha intervenido más de un proceso. En el caso de esta Hoja, estas formas están representadas por el aluvial finineógeno (Rañas) o techo del piedemonte, los glacis y los cerros cónicos; en el primer caso el predominio de la génesis fluvial es más que evidente; en los glacis intervienen procesos de arroyada difusa y otros relacionados con la evolución de las vertientes.

Las Rañas se localizan en las partes altas de los interfluvios sobre la Unidad conglomerática silícea. Los afloramientos conservados se encuentran en el Dominio Central de la Hoja. El que el techo del piedemonte este fuertemente incidiendo y no se haya diferenciado en la hoja situada al Norte, dificulta la reconstrucción de la morfología y extensión de estos depósitos, que debían formar parte de un amplio y extenso abanico muy aplanoado (según sus isohipsas) que tendría su ápice enraizado en Cistierna. Dentro de ésta Hoja los afloramientos más extensos se localizan al N de Valduvieco, con cotas entre 1013 y 1043 m, hacia el E quedan pequeños cerros testigos de cumbre plana a cotas entre 1024-1029 m, y entre el Riacho de la Nava y el Esla, en el mismo borde de la hoja, a 1050-1060 m (Vértice Carcasedo, Hoja de Vegas del Condado).

Relacionados con esta superficie de suave pendiente (0,6-0,4%), aparecen materiales conglomeráticos cuarcíticos de centímetro y espesor variable, que disminuyen apreciablemente desde el ápice hacia los bordes.

La Raña de Guardo (Hojas de Cistierna y Almanza) 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, representada en este caso por el Río Carrión.

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

Respecto a los glacis se han diferenciado dos tipos; el más antiguo, se presenta encajado con respecto a la Raña y a la vez desconectado de las terrazas más altas de los principales ríos, por lo que debe interpretarse como una reelaboración de la superficie culminante en las primeras etapas de la morfogénesis fluvial. En la actualidad está totalmente degradado, conservándose como un conjunto de pequeños cerros testigo que van perdiendo progresivamente cota (1000-950 m) hacia el Sur. Sin embargo en el interflujo Esla-Cea está mejor conservado (Hoja de Almanza), y de él forma parte el pequeño afloramiento representado en la esquina SE de ésta Hoja a cota de 930 metros.

El otro tipo de glacis presenta diferentes ubicaciones, por lo que corresponderían en realidad a distintas generaciones que se han unificado cartográficamente. Tenemos, por un lado los glacis que arrancan del más antiguo, anteriormente descrito, y que enlazan con la terraza más alta del Esla (esquina SE de la Hoja). En algunos casos dicho glacis está ya desconectado de la ladera actual por incisión de la red secundaria, quedando colgado en cabecera. En otros casos, como en la cabece-

ra del arroyo de la Costanilla, aparecen desconectados de otras formas, situándose a cotas entre 920-900 m (borde NE), aunque probablemente enlazarían con las terrazas medias del Porma.

Los cerros cónicos constituyen formas de pequeña entidad en los Dominios Occidental y Central de la Hoja, en algunos casos corresponden a relieves estructurales, pero se han considerado en este caso como una forma poligénica, pues aunque el factor erosión diferencial es condicionante, en la mayoría de las ocasiones han intervenido además otros procesos como: escorrentía superficial, pedimentación, etc.

Formas de laderas

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

Se han identificado lóbulos de solifluxión de dimensiones métricas, pero bastante espectaculares en una ladera de umbría (orientada al NO) próxima a la localidad de Mellanzos, en el Dominio Central de la Hoja. Aunque solo se han reconocido en dicho punto, no se descarta que procesos similares se den en otras laderas con la misma orientación.

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 en la época seca, en la que muestran un fondo de limos grises. Se desarrollan sobre superficies planas de poca pendiente, en este caso las terrazas altas y medias del Esla que conforman el Páramo de los Payuelos. Su origen parece relacionarse con pequeñas cubetas erosivas causadas por deflacción eólica (GUTIÉRREZ ELORZA *et al.* 1982) o a zonas con drenaje deficiente. El humedal más importante en cuanto a dimensiones y permanencia de las aguas corresponde a la Laguna Sentiz, ubicada en las proximidades del escarpe entre las terrazas a y b del Esla.

Formas Antrópicas

Corresponden a los asentamientos y actividades humanas, habiéndose diferenciado los núcleos urbanos y los canales, que en su mayor parte corresponden a la puesta en regadío de terrazas bajas y llanuras aluviales. Algunas zonas están fuertemente remodeladas por el hombre, sobre todo aquellas en las que se han efectuado nivelaciones para regadío, muy patentes a lo largo de todo el borde del interfluvio Porma-Esla.

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 (Rañas) de los abanicos silíceos de

Barrillos 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 inicia la disección.

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

Así pues, a partir de las Rañas, tiene lugar el encajamiento de los ríos Porma y Esla, progresando el encajamiento precisamente en ese orden, es decir hacia el Este; a consecuencia de ello, el Porma discurren topográficamente más bajo que el Esla, y por eso en un momento dado este último es capturado. 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.

El acontecimiento más importante acaecido durante este proceso y que por su envergadura tiene implicaciones regionales, es la captura del paleo-Esla por un afluente del Porma, en tiempos de la terraza (g), actualmente a cota +50-55 m sobre el cauce actual. Este fenómeno conllevó el abandono de su antiguo cauce, que actualmente queda colgado (Hojas 195 y 233) y un rápido proceso de incisión y erosión remontante para estabilizar su perfil aguas arriba del punto de captura. Este proceso queda puesto en evidencia por el gran desnivel existente (25-30 m) entre la última terraza precaptura (g) del paleo-Esla y la primera terraza asociada al Esla actual (h).

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

Ligeramente retardada en el tiempo se originaría y encajaría la red secundaria, constituida por el Arroyo del Reguerón, Río Moros, Riacho de la Nava y Río Corcos, y por último, la red menor de arroyos y barrancos.

4.3.4. Morfología actual-subactual y tendencias futuras.

La Hoja de Gradeles no evidencia procesos geológicos recientes tanto denudativos como sedimentarios de importancia, si exceptuamos la captura del paleo-Esla por el Porma y la siguiente reorganización de la red fluvial. 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.

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

También la erosión lateral en los cauces del Porma y Esla tiene lugar en la actualidad a nivel local, por migración lateral del cauce en las zonas de meandro, produciendo socavamiento en los márgenes cóncavos; conllevando además en algunos casos, la desestabilización de escarpes mayores.

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

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

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja de Gradiñes 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 (Laramicas) 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-Mioceno inferior, se acentúa el relieve de la cordillera por el desarrollo de un frente meridional tectónicamente muy activo y con subsidencias importantes hasta el Mioceno 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 este 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 relentización de la sedimentación, con probable interrupción de la misma, marcaría un nuevo ciclo en el Mioceno superior, con la implantación de abanicos silíceos esencialmente post-tectónicos, en condiciones más húmedas que las precedentes.

En el 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 llevar evidentemente (MARTÍN-SERRANO) 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 heterocrónico. 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.

La concatenación de varios fenómenos consistentes en:

- La migración progresiva de la "onda de exorreísmo" hacia el N, siguiendo el borde zamorano-leonés y casi simultáneamente hacia el E.
- La denudación de los interfluvios mayores, en gran parte por migración lateral de los principales sistemas fluviales.
- El encajamiento de los mismos y de sus redes secundarias fueron la causa del más importante proceso de captura y reordenación fluvial acaecido en la región.

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

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.

6.1. RECURSOS MINERALES. ROCAS INDUSTRIALES.

La naturaleza litológica de los materiales que afloran en la Hoja restringe exclusivamente el aprovechamiento de los mismos a las denominadas "rocas industriales".

-Áridos naturales: Existen algunas explotaciones permanentes, a veces de tipo industrial, para el aprovechamiento de materiales cuaternarios como áridos naturales. Las sustancias que se extraen de forma permanente son arenas y gravas. En el Mapa a E. 1:200.000 de Rocas y Minerales Industriales nº 19 (León), están inventariadas dos instalaciones permanentes localizadas en el ángulo SO de la Hoja que explotan los aluviones del cauce actual del Porma. Se localizan, una (nº 22) en la margen derecha, junto a la localidad de Marne, y la otra (nº 21), más abajo y en la margen contraria, frente a Villaverde de Sandoval. Las producciones son similares en ambas, estimándose en unas 125.000 Tm/año (50.000 m³). Las características de los materiales explotados los hacen aptos para la fabricación de hormigones.

Existe además otra explotación activa de áridos naturales en los aluviones del Esla, dentro del término municipal de Villasabariego, localizada frente a la urbanización de Mansilla del Esla. Se citan también en dicho inventario otras explotaciones abandonadas en el Porma, próximas a Villabúrbula y San Vicente del Condado, y en el Esla en San Cipriano de Rueda.

Otras extracciones tienen carácter exclusivamente local y temporal en función de necesidades concretas; las sustancias que han sido aprovechadas ocasionalmente corresponden a:

-Zahorras: 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 terrazas y en niveles conglomeráticos terciarios, limitadas a la potencia de los depósitos (1-3 m).

-Piedra de cantería: Algunos niveles de areniscas cementadas y de caliches compactos fueron explotados en la antigüedad para sillería. Buen ejemplo de ello son los monasterios de San Miguel de la Escalada, Gradefes y los restos del de Santa Olaja de Eslonza. Así junto al cementerio de Toldanos, en el cerro de cota 865 m, se reconocen antiguos socavones para la extracción de bloques de areniscas y gravas cementadas terciarias

6.2. HIDROGEOLOGÍA.

La Hoja de Gradefes de acuerdo con la distribución de los Sistemas Acuíferos en la península (NAVARRO *et al.* 1989), formaría parte desde el punto de vista hidrogeológico 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 5 m; apoyándose 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. Las extracciones se realizan mediante pozos de gran diámetro (2-4 m) y poca pro-

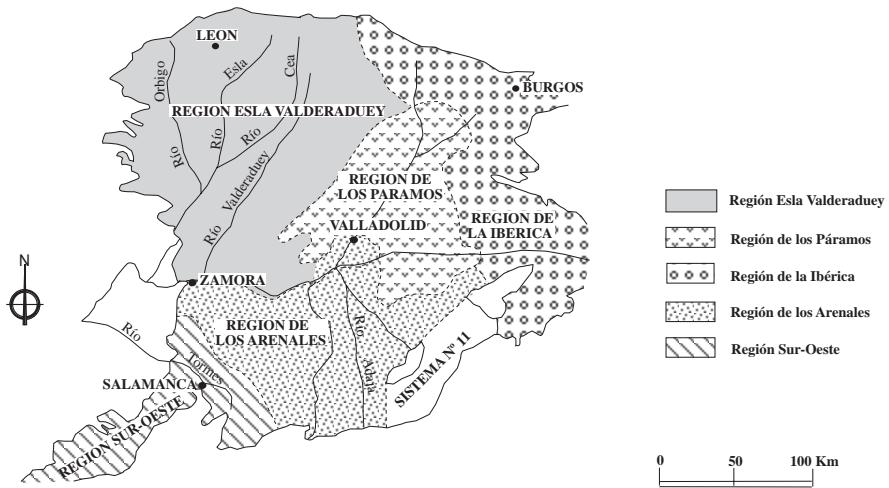


Fig. 6.1.- Distribución de los Sistemas Acuíferos en la Cuenca del Duero. (Tomada de Navarro et. al. 1989).

fundidad (5-10 m), encontrándose el nivel freático a unos 3 m aprox. Localmente se obtienen caudales interesantes en las llanuras aluviales del Porma y Esla, presentando el inconveniente de la alta vulnerabilidad frente a la contaminación.

-Acuíferos profundos: Están formados por los materiales del terciario detrítico que rellena la fosa del Duero, con potencias que superan los 2000 m. Son los más interesantes desde el punto de vista de captaciones de agua subterránea.

Litológicamente están constituidos por niveles discontinuos de potencia métrica de conglomerados y arenas, intercalados en una matriz semipermeable de limos arenosos y arcillas. Estos niveles funcionan en conjunto, como un acuífero único, heterogéneo y anisótropo, confinado o semi-confinado 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).

Los caudales específicos obtenidos son muy variables (0,5-15 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.

Del inventario de puntos de agua de la hoja, existente en el IGME, se han extraído algunos datos ilustrativos de la variabilidad de estos parámetros (Tabla II).

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 esta zona de la Cuenca del Duero.

CORTE E-O.

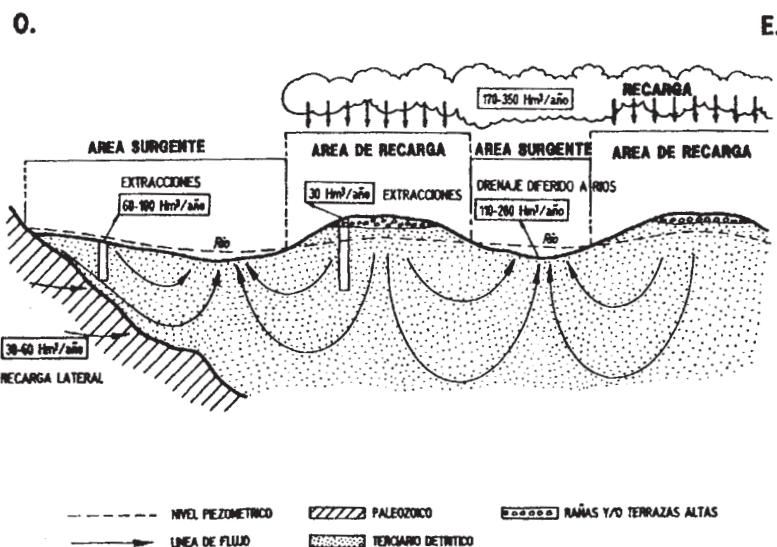


Fig. 6.2.- Esquema del flujo subterráneo en la Región del Esla-Valderaduey.
(Modificado de Navarro et al. 1989).

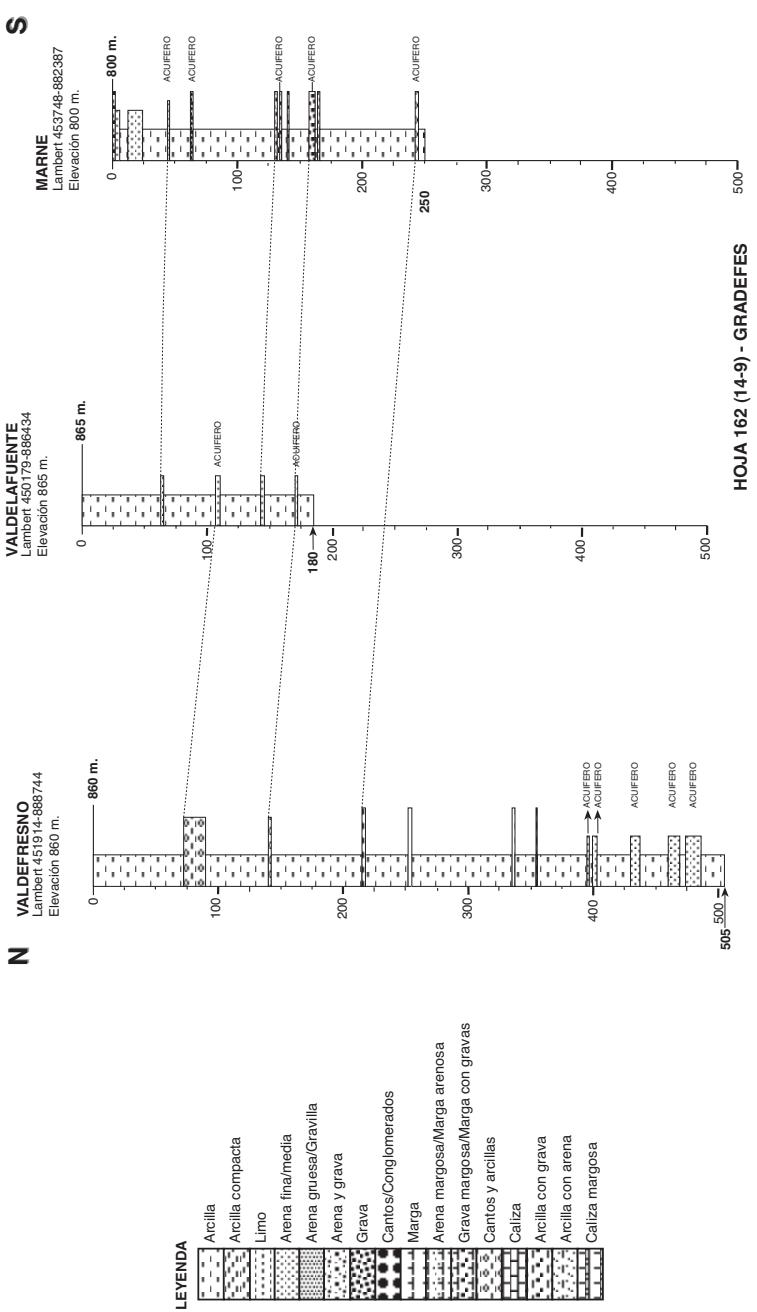


Fig. 6.3.- Esquema de correlación de niveles acuíferos en la Hoja de Gradeles (162), obtenido a partir de la información de sondeos hidrogeológicos. Modificado de Redondo *et al.* (1995).

Localización	Profundidad	Nº Niveles	Esp. Niveles	Emplaz. Niv.	Caudal
Valdefresno 1-001	505	3	12-8	430-487	
Golpejar 1-005	112	2	5-1	45-95	1,75 l/s
S. Cipriano 2-003/007	100-75				surgentes
Villafruela 2-011	200	8	4-2	28-36 (2) 100-196 (6)	1 l/s
Castrillo de P. 2-012	310	12	5-2	38-50 (2) 104-308 (10)	Surgente
Sahechores 4-001	64				1 l/s surgente
Valdelafuente 5-003	150	4	2	120-146	3 l/s
Paradilla 5-008/015	50-70				surgentes
Villaturiel 5-018	404	9	2-1	150-400	2 l/s surgente
Toldanos 5-019	300	6	4-3	152-290	2,5 l/s
Valdesogo 5-020	300	10	8-2	97-257	
Marne 5-017	250	6	6-2	42-68 (2) 131-245 (4)	2 l/s surgente
Mansilla Mulas 6-004	150	3	4-3	65-148	
Urb. Rio Esla 6-007	450	12	5-3	36-50 (2) 103-449 (10)	15 l/s surgente
Villimer 6-025	300	7	5-2	119-290	1,3 l/s surgente
Villamondrín 7-002	92				5,5 l/s surgente
Finca La Mata 7-007	138	6	4-2	78-134	9 l/s
Quintana Rueda 8-002	300	7	3-2	135-288	5,5 l/s

Tabla II.- Datos hidrogeológicos obtenidos en diferentes sondeos de la Hoja de Gradefes (Inventario de puntos de agua del IGME)

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.
- ALONSO, J.L y PULGAR,J.A. (1993) -La deformación alpina en el basamento hercínico de la zona Cantábrica. En :Resumenes. XV Reunión de Xeoxia 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.
- ARAGONES, E. (1982).- *Memoria y Mapa Geológico de la Hoja nº 164. (Saladaña)*. 2ª Serie. MAGNA-IGME . 34 p.
- 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.
- 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 nº 197 (Carrión de los Condes)*.2ª Serie-MAGNA. IGME. 44.
- CASTELLANOS, P. (1986).- *El Paleolítico Inferior en la Submeseta Norte (León)*. Instituto Fray Bernardino de Sahagún. Diputación de León-CSIC. 241 pp.
- CIRY, R. (1939).- Etude geologique 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.; MANJON RUBIO, M.; GUTIERREZ ELORZA M. y MOLINA, E. (1982 b).- *Memoria y Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. nº131 (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 España a E. 1:50.000 nº 343 (Cigales)*. 2ª Serie-MAGNA, IGME.
- ESPINAS, R.G. (1994).- Extensión mesozoica y acortamiento alpino en el borde occidental de la Cuenca Vasco Cantábrica. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. Vol. 19, 137-150.
- ESPINAS, R.G.; ALONSO, J.L y PULGAR, J.A. (1994).-Discordancia sintectónicas originadas por plegamiento "buckling" en la banda de Ubierna (Cordillera Cantábrica). En: *Comunicaciones del II Congreso del G.E.T. JACA*, 105-108.
- ESTEBAN, M. y KLAPPA, C.F. (1983).- Subaerial Exposure Environment. In: Carbonate depositional environments (P.A. Scholle, D.G. Bubout y C.H. Moore, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*

- Mem.*, 33, 55 pp.
- 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 a E. 1: 50.000. nº132 (Guardo)*. 2^a Serie-MAGNA, IGME. 75pp.
- 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.
- 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. Com. Invest. Paleont. y Prehist.*, 5, 204.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1933).- *Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000 nº 162 (Gradeles)*. 1^a Serie. IGME, 37 pp.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1934).- *Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000 nº 163 (Villamizar)*. 1^a Serie. IGME. pp.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.; LACASA, F. y COMBA, A. (1932).-*Memoria explicativa del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000., nº 161 (LEON)* . 1^a Serie. IGME. 31pp.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932).- Síntesis fisiográfica y geológica de España.*Trab. Mus. Cienc. Nat. , Serie Geológica*, 38, 584 pp.
- 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. En: *Resumenes del V Congreso Internacional del INQUA* . Madrid-Barcelona, 78-79.
- 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*. 1^a edición. IGME.
- LEGUEY, S. y RODRÍGUEZ, J. (1970).- Estudio de las terrazas y sedimentos de los ríos de la cuenca del Esla. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 68, 41-56.
- LEYVA, F.; MATAS, J. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1984).- *Memoria y Mapa Geológico Nacional a E. 1:50.000. nº 129 (La Robla)*. 2^a Serie-MAGNA. IGME, 98 pp.
- LÓPEZ OLMEDO, F; ENRILE ALVIR, A. y CABRA GIL, P. (*in litt.*).- Memoria y Mapa Geológico de España a E: 1: 50.000 nº 165 (*Herrera de Pisuerga*). 2^a Serie-MAGNA. IGME
- LÓPEZ OLMEDO, F; ERILE ALVIR, A. y CABRA GIL, P. (*in litt.*).- *Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000 nº 133 (Pradanos de Ojeda)*. (2^a Serie-MAGNA. ITGE.
- MABESOONE, J.M. (1959).- Tertiary and Quaternary Sedimentation in a part of the Cuero Bassin (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.* 24, 31-180.
- MANJÓN, M.; COLMENERO, J.R.; GARCÍA-RAMOS, J.C. y VARGAS, I. (1982 a).- Génesis y distri-

- bución 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, significado y distribución de diversos sistemas de abanicos aluviales con clastos polígenicos 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.
- MANJÓN RUBIO, M.; VARGAS ALONSO, I.; COLMENERO NAVARRO, J.R.; GARCIA-RAMOS, J.C.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MOLINA, E. (1982 c).- *Memoria del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. nº 130 (Vegas del Condado)*. 2ª Serie-MAGNA. IGME. 60 pp.
- 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 ocreas del borde occidental de la Cuenca del Duero. *Stud. Geol. Salmant.* Univ. de 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 pp.
- 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. de Salamanca, 22, 111-132.
- MEDIAVILLA, R; ALCALÁ, L.; SANTIESTEBAN, J.I.; ALBERDI, T.; DE LUQUE, L.; MAZO, A.; DE MIQUEL, I.; MORALES, J. y PEREZ, B. (1995).- *Estratigrafía y Paleontología del Mioceno superior del Sur de la Provincia de Palencia (Sector Central de la Cuenca del Duero)*. (Inédito).
- MOLINA y PÉREZ-GONZÁLEZ (1989). Depresión del Duero. En: *Mapa del Cuaternario de España*. ITGE. 156-161.
- MOLINA, E. (1982).- Cuaternario y formaciones superficiales. En: *Memoria de la Hoja a E. 1:50.000 nº 164, (Saldaña)*. 2ª Serie-MAGNA. IGME.
- NAVARRO, A.; FERNÁNDEZ, A. y DOBLAS, J.G. (1989).- *Las aguas subterráneas en España. Estudio de síntesis*. Tomo I: Memoria, 591 pp., 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. 79-90.
- NOZAL, F. (en 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 ESPINA, R.G. (1994).- Evolución morfológica del Esla: Un ejemplo de captura. Resúmenes. *XVI Reunión de Xeoloxía e Minería do NO Peninsular. Lab. Xeoloxico de Laxe*. 23-26.
- NOZAL, F. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989).- Memoria y Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 nº 709, (Anchuras). 2ª Serie-MAGNA. IGME.
- OLIVÉ DAVO, A.; PORTERO GARCÍA, J.M.; Del OLMO ZAMORA, P.; ARAGONÉS VALLS, E.;

- CARRERAS SUÁREZ, F; MOLINA, E. y GUTIÉRREZ ELORZA. (1982).- El Sistema De Terrazas Del Río Carrión. En: *I Reunión sobre La Geología de La Cuenca del Duero . Salamanca. Temas Geol. Min. IGME*, 6, 451-463.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1979).- El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neógeno Cuaternario*, CSIC, 9, 23-26 pp.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1989).- 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.
- 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.
- 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.
- 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. Lab. Xeol. de Laxe*, 68-69.
- REDONDO LOPEZ, T; GALLASTEGUI SUAREZ, 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).
- RODRÍGUEZ-FDEZ., L.R. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1986).- Esquemas Geomorfológicos. En: CAS-TELLANOS, P. (1986).- *El Paleolítico Inferior en la Submeseta Norte (León)*. Instituto Fray Bernardino de Sahagún. Diputación de León-CSIC. 241 pp.
- ROYO GOMEZ, J. (1930).- Descubrimiento de restos de "Mastodon" en las cercanías de León. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T.30, 395-396.
- SANTANACH PRAT, P. (1994).- Las Cuencas Terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* , 19, 57-71.
- 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 E.1:200.000* . ITGE-Diputación Provincial de León.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA

ISBN 84-7840-609-3

A standard linear barcode representing the ISBN number.

9 788478 406098