



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VIANA

Segunda serie - Primera edición



11209 MENDOZA 26-2	11115 BEGURA 23-2	11120 VITORIA 23-7	11130 SALVATIERRA 23-2	11140 ALBASCOA 26-2	11150 SOLINA 26-7	11160 GARIBALDO 26-2
11205 GRA 26-2	11221 MENDOZA 23-6	11202 MENDOZA DE ARAGÓN 23-4	11206 CULATÉ 23-6	11401 ESTELLA 26-4	11411 PAMPLONA 26-8	11425 AZDIZ 26-8
11003 BIZKIESCA 26-2	11008 CASALANINA 23-4	11708 MARD 23-4		11521 ALCO 26-9	11339 TAFALLA 26-8	11745 BANÓUSA 26-8
12011 BELORAZ 26-10	12010 ESTUDIOS DE LA CALZADA 23-16	12039 RAJERA 23-10	12041 LOBROS 23-10	12051 LODOGA 26-10	12061 PIRACIA 26-10	12050 SANTO DOMINGO CATÓLICO 23-10
12300 PRADOLUENGO 26-11	12409 EZCARAY 23-11	12411 ANGUIANO 23-11	12422 MUIILLA 23-11	12430 CALAHORRA 26-11	12441 ALFARD 26-11	12451 SADAIA 26-11

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VIANA

Segunda serie - Primera edición

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A., dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Cartografía, Secciones estratigráficas, Geomorfología, Sedimentología de detriticos y Memoria. Jefe de Equipo: A. Olivé Davo (C.G.S.).

Cartografía, Secciones estratigráficas: J.I. Ramírez (C.G.S.).

Tectónica: M. Alvaro (C.G.S.).

Petrología y Sedimentología de Laboratorio: M.J. Aguilar (C.G.S.).

Micropaleontología: J. Ramírez del Pozo.

Sedimentología del Cretácico: A. Meléndez (Univ. Zaragoza).

Geomorfología: M. Gutiérrez Elorza (Univ. Zaragoza).

Cartografía previa y secciones estratigráficas: A. Carbayo, J. Castiella y J. Solé (Dip. Foral de Navarra).

Dirección y Supervisión: V. Gabaldón (IGME).

La presente Memoria ha sido redactada por A. Olivé con la colaboración de M.J. Aguilar, J. Ramírez del Pozo y M. Gutiérrez Elorza.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

Depósito Legal: M. 23.813 - 1987
NIPO: 232 - 87 - 007 - 3

INTRODUCCION

La hoja de Viana corresponde en su mayor parte a la provincia de Navarra, si bien su tercio occidental pertenece a las provincias de Alava con dos pequeños enclaves de las de Burgos y Logroño.

En esta hoja pueden distinguirse dos ámbitos geográficos claramente diferenciados. Por una parte, el tercio septentrional, que está caracterizado por fuertes relieves, que alcanzan los 1421 m en el vértice de Codes y que, en conjunto, constituyen las estribaciones más orientales de la Sierra de Cantabria. Por otro lado, la parte meridional, correspondiente al borde Norte de la Depresión del Ebro, con una topografía suave que se adosa a los relieves norteños y cae con pendiente generalizada hacia el Sur.

La principal arteria fluvial en la hoja es el río Ebro, que, si bien solamente penetra en la hoja en el borde Sur-occidental, tiene asociada una red de menor orden que, con dirección general hacia el Sur, drena las dos terceras partes más meridionales de la de la hoja. En la parte septentrional es el río Ega, el que, con dirección W-E recoge la escorrentía de los relieves montañosos.

En la zona abarcada en la hoja no existen grandes núcleos de población, si bien se localizan numerosos pueblos no excesivamente importantes entre los que solamente podrían destacarse Viana, Los Arcos y Oyon.

La principal riqueza en el área la constituye la agricultura, siendo abundantes los cultivos de vid y cereales, existiendo también algún aprovechamiento forestal en la zona Norte.

Los antecedentes bibliográficos más importantes relativos al ámbito de la hoja son los trabajos de RIBA, O (1955, 1964) y RAMIREZ DEL POZO (1971), debiendo señalarse igualmente la existencia de la hoja 1:50.000 ya realizada por el IGME en 1932.

Para la ejecución del presente trabajo ha sido fundamental la información aportada por la Diputación Foral de Navarra que, el año 1974, realizó la cartografía de esta hoja a escala 1:50.000 con su correspondiente memoria.

Geológicamente se distinguen claramente en la hoja dos regiones que coinciden con las geográficas antes señaladas. El tercio Norte, que como hemos indicado constituye la parte oriental de la Sierra de Cantabria, está formado por materiales cretácicos, con predominio de los carbonatos sobre los detríticos, existiendo también depresiones de origen tectónico rellenas por sedimentos fundamentalmente detríticos del Terciario y Cuaternario.

El límite meridional de este dominio está marcado por un gran accidente tectónico, prolongación oriental del frente de cabalgamiento de la Sierra de Cantabria. Al Sur del mismo se localizan un conjunto de sedimentos continentales (areniscas, arcillas y yesos) de edad terciaria que constituyen el borde Norte de la Depresión del Ebro.

Las características morfológicas y estructurales del área abarcada en la hoja son claramente diferenciables en los dos dominios ya señalados. El accidente de la Sierra de Cantabria que, localmente, se presenta como un cabalgamiento con vergencia al Sur, delimita una zona al Norte en la que los sedimentos mesozoicos se encuentran plegados y fracturados, siendo quizás el detalle más marcado la presencia de una tectónica distensiva que genera a comienzos del Plioceno la creación de una serie de fosas o semifosas de dirección sensiblemente paralela al accidente principal. La morfología de esta zona está caracterizada además por la presencia de cuestas, hog backs y chevrons marcados en los sedimentos mesozoicos.

El área situada al Sur, por el contrario, no presenta ningún rasgo tectónico característico, tratándose de una serie en general monocinal con buzamiento al Sur, que en las zonas próximas al accidente principal se encuentra verticalizada e incluso invertida y que, solamente en el borde suroriental aparece afectada por amplios y suaves pliegues. La morfología en este área

se caracteriza por un modelado típicamente estructural en la zona más oriental, con alineaciones de capas más resistentes en las que podrían diferenciarse las formas típicas en series monoclinales, y por un relieve en gradenamiento en la parte occidental provocado por la existencia de capas areniscosas más resistentes intercaladas en una serie subhorizontal.

Además de los métodos usuales en los estudios estratigráficos y tectónicos regionales y en el levantamiento de mapas geológicos se ha realizado un análisis sedimentológico de campo tanto en las series terrígenas como carbonatadas.

Se ha elaborado también un mapa geomorfológico de tipo morfográfico a escala 1:50.000, del que se incluye en esta memoria una reducción a escala aproximada 1:100.000.

1 ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Viana pueden agruparse los sedimentos aflorantes en los siguientes términos:

- Depósitos de origen marino con transición a continental en su base, de edad cretácica, y aflorantes en el tercio Norte de la hoja.
- Sedimentos de edad oligocena y miocena de génesis continental que constituyen el relleno en toda la zona Sur.
- Materiales pliocenos depositados en cuencas internas de origen tectónico entre los sedimentos cretácicos de la zona Norte.
- Cuaternario, representado por los fondos aluviales, glacis, terrazas, etc. en todo el ámbito de la hoja.

1.1 CRETACICO

Sus afloramientos se extienden por una amplia banda localizada en el tercio septentrional de la hoja. Se han reconocido sedimentos desde el Albiense Superior hasta el Maastrichtiense. El conjunto se presenta fuertemente tectonizado lo que ha impedido el levantamiento de secciones completas.

La única bibliografía existente corresponde a trabajos de índole regional entre los que cabe destacar los de AGUILAR TOMAS, M.J. (1971) y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971) así como las hojas MAGNA colindantes de Eulate y Haro.

1.1.1 Arenas, arenas conglomeráticas y lignitos. Areniscas con Orbitolinas y margas. Albiense superior — Cenomaniense (1)

Aflora en la zona de Bernedo encontrándose su base siempre tectonizada lo que imposibilita el conocer su potencia. De cualquier modo por consideraciones de tipo regional ésta puede situarse en torno a los 200 m.

La unidad está constituida por arenas arcósicas de tonos claros, blancos y amarillentos, de grano medio a grueso, en ocasiones microconglomeráticas que, en zonas próximas, pueden contener niveles de lignito. Esta parte de la unidad es totalmente azoica.

El constituyente principal de las arenas es el cuarzo de procedencia generalmente plutónica, pudiendo existir fracciones de cuarzo metamórfico, de cuarcitas y de sílex. También abundan los feldespatos exclusivamente potásicos que se encuentran desigualmente meteorizados (AGUILAR, 1971).

Hacia el techo de la unidad, y como paso gradual a la que se describirá en el apartado siguiente comienzan a intercalarse niveles de calcarenitas con restos de Algas y Orbitolinas y margas también con Orbitolinas. Se mantiene la presencia de arenas más finas que las inferiores con glauconita y costras ferruginosas. Se observan en este tramo estratificaciones cruzadas de bajo ángulo. En él se han determinado *Orbitolina cóncava*, *Orbitolina (M) texana aperta* y *Aulotorbis (Paratrocholina) lenticularis* cuyo conjunto define una edad Cenomaniense inferior.

El conjunto se interpreta como sedimentado en un ambiente de transición con aumento de las condiciones marinas hacia el techo.

1.1.2 Calcarenitas y calizas. Cenomaniense (2)

Se localiza en la misma zona que la unidad anterior sobre la que se sitúa en paso gradual.

Se trata de unos 50-70 m de calcarenitas muy arenosas en la base con aspecto negruzco o pardo en capas de 0,5 a 2 m con bases erosivas y estratificación cruzada poco evidente. Por encima aparecen calizas de grano fino, arcillosas en ocasiones, con presencia de óxidos de hierro. De cualquier modo los afloramientos presentan unas condiciones poco propicias para su observación, habiéndose determinado en estos niveles *Orbitolina cónica*, *Nezzazata simplex Boueina cf. pygmae*, *Daxia cenomana*, *Pseudovalvularia cenomana* y *Triplasia cf. acutocarinata* que permiten señalar una edad Cenomaniense superior.

El tramo puede interpretarse como depósitos de plataforma interna con presencia de canales mareales.

1.1.3 Calcareitas, calizas arcillosas y margas. Turoniense (3)

En la zona de Angostina – Marañón – Bernedo y sobre los materiales descritos en el apartado anterior, aparece una unidad cuyo límite inferior es impreciso debido al intenso recubrimiento, pero que es diferenciable de los infra y suprayacente, en líneas generales, por presentar mayor abundancia de tramos blandos y que alcanza una potencia de unos 50-70 m.

En la base contiene todavía tramos calcareníticos similares a los de la unidad infrayacente, cada vez menos abundantes conforme ascendemos en la serie, siendo sustituidos por niveles de calizas arcillosas y margas en los que no ha sido posible la observación de estructuras sedimentarias, habiéndose determinado en alguna muestra *Hedbergella paradubia* que comprende al Turoniense inferior.

Este dato, así como las características litológicas del conjunto, muy generalizado en el ámbito de la Sierra de Cantabria, donde llega a constituir un nivel guía, nos ha hecho atribuir esta unidad a una edad Turoniense, interpretándola como depositada en un ambiente de plataforma abierta.

1.1.4 Calcareitas, calizas y dolomías. Coniaciense – Santoniense (4)

Aflora ampliamente en todo el tercio septentrional de la hoja constituyendo la mayor parte de las zonas elevadas que forman el conjunto de Sierras que se extienden con dirección E-W.

Se trata de una formación netamente carbonatada, cuya potencia puede situarse alrededor de 500 m constituida en su parte basal por calizas microcristalinas de colores grises y beiges con *Globotruncana aff. fornicata*, *Globigerina cf. cretacea*, *Discyclina schlumbergeri* y *Cuneolina pavonia*. Se superponen niveles de calcarenitas, también gris-beige, que aumentan progresivamente el tamaño de grano según se asciende en la serie, llegando incluso en algunas zonas (Sur de Cabredo) a ser depósitos de grandes brechas canalizadas en una matriz carbonatada. Localmente (corte de Marañón) existe alguna intercalación de calizas arrecifales con Rudistas. Completan la microfauna ya citada, para todo el tramo *Dictiopsella killiani*, *Minouxia lobata*, *Rotalia cf. reicheli* y fundamentalmente *Lacazina elongata* que data el Santonense Superior.

Al NW de la hoja, y concretamente en el corte de Urtubi, se localiza una facies más detrítica de esta misma unidad, con calizas arenosas y areniscas calcáreas hacia la parte alta, con colores grises y beiges y microfauna semejante a la ya citada, a la que se agregan ejemplares de *Goupiellaudina cf. lecointrei*.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son las estratificaciones cruzadas y la presencia de costras ferruginosas. En la parte inferior las secuencias son del orden de 6-7 m con una parte basal de aspecto noduloso que hacia arriba pasa a grainstones con estratificación cruzada, culminando frecuentemente en una costra ferruginosa. En los grainstones de la parte alta de la unidad son frecuentes las estratificaciones cruzadas en surco, observándose localmente depósitos groseros fuertemente canalizados.

Se interpretan como depósitos de plataforma interna que hacia el techo va pasando a zona de alta energía.

Hay que señalar que, si bien la atribución cronológica de la unidad se ha dado como Coniaciense-Santoniano, es conocida en esta zona de la Sierra de Cantabria la existencia de un hiato o disconformidad que afecta a parte del Turoniano más alto y al Coniaciense inferior atenuándose hacia el interior de la Cuenca.

1.1.5 Calizas y margas arenosas. Santoniano superior – Campaniense (5)

Se ha diferenciado esta unidad en la región NW de la hoja (corte de Urturi), donde sobre los términos detríticos citados en la unidad anterior para esta misma zona se dispone una serie monocinal que alcanza los 450 m de potencia constituida por margas y calizas arenosas alternantes con claro predominio de las primeras conteniendo Ostreidos y Equinídos.

La microfauna determinada ha sido *Marginulina trilobata*, *Spiroloculina cretacea* y *Cibicides excavatus* entre otros.

Las deficientes condiciones de afloramiento no han permitido más que observaciones muy generales no habiéndose apreciado estructuras sedimentarias que permitan aventurar hipótesis en cuanto a su ambiente deposicional.

1.1.6 Arenas, arcillas y areniscas. Campaniense superior – Maastrichtiense (6)

Constituido por una potente serie azoica de arenas, areniscas y arcillas con pasadas de arenas conglomeráticas que aflora en el cuadrante noroccidental sobre la unidad descrita en el apartado anterior.

Cuando las condiciones de afloramiento lo permiten se observan estratificaciones y laminaciones cruzadas, así como costras ferruginosas. En zonas próximas se han observado intercalaciones de calcarenitas con fragmentos de Rudistas. Se interpreta el conjunto como depósitos de tipo litoral.

Si bien, como ya hemos indicado, no ha sido posible datar la unidad, se atribuye al Campaniense por consideraciones regionales, no pudiendo descartarse la posibilidad de que incluya también al Maastrichtiense.

1.1.7 Calcareitas, calizas, margas y arenas. Campaniense-Maastrichtiense (7)

Se ha cartografiado esta unidad en los escarpes meridionales de la Sierra de Cantabria en la zona de Cripan-Mecuro, donde la dificultad de observación de los afloramientos debido al intenso coluvionamiento imposibilita precisar cuál es el techo de la serie mesozoica.

1.2 TERCARIO

Constituye la sedimentación dominante en la hoja ocupando los dos tercios meridionales de la misma.

Se trata de materiales depositados en ambiente continental de edad oligo-miocena y de naturaleza terrígeno evaporítica.

Deben también señalarse los sedimentos de edad pliocena que rellenan algunas fosas intramontañosas en el área de la Sierra de Cantabria, al N de la Hoja.

Los trabajos más importantes referidos a estos depósitos son los de RIBA, O. de los años 1955 y 1964, así como la hoja MAGNA de Haro (PORTERO et al., 1979).

Hay que señalar que las atribuciones cronológicas son puramente tentativas ante la ausencia de restos fósiles que permitan precisar edad.

1.2.1 Yesos. Headoniense (8)

Conocidos en la bibliografía de la región como Yesos de Puente la Reina y Mués (RIBA y PEREZ MATEOS, 1962) y Yesos de Añorbe (PUIG-DEFABREGAS, 1972).

Aflora solamente en la zona de Sorlada donde se localizan en pequeñas manchas adosadas a la falla de Codés Monjardín.

Son yesos blancos y rojizos, grises en ocasiones, normalmente brechificadas y deformados sin duda por efecto de la falla antes citada con la que se encuentran relacionados. Las condiciones de afloramiento impiden estimar su potencia y poder efectuar una descripción más detallada; sin embargo, en otras zonas fuera de la hoja se describen como alternantes con capas de arcillas grises y rojizas.

Corresponderían a una sedimentación lacustre evaporítica.

1.2.2 Areniscas y limolitas rojas. Areniscas de Mués. Headoniense superior — Sueviense (9)

Aflora al Sur de la citada falla Codes-Monjardín en forma de una amplia banda de dirección W-E. Normalmente se encuentra fallada en la base, si bien en algún punto se sitúa sobre los yesos (8) de la unidad anterior. Su potencia alcanza los 1.000 m y se ha estudiado a partir del corte de Sorlada

— Los Arcos.

Morfológicamente constituye un gran crestón o resalte en el que las capas más resistentes destacan del conjunto con morfología de barras, hog-backs y cuestas.

La litología es de arcillas y limos rojos, más abundantes hacia la base del tramo, y areniscas en paleocanales de tonos rosados y rojizos.

El tramo basal, que no supera los 100 m está constituido por limolitas y arcillas rojo-vinosas con escasas intercalaciones centimétricas de areniscas, y esporádicamente nivelitos de calizas.

Parecen reconocerse varias secuencias negativas cada una de ellas con una potencia total del orden de los 6-8 m en las que la proporción y potencia de niveles arenosos va aumentando hacia el techo. Las areniscas pueden ser de grano grueso a medio, en cuyo caso no presentan estructuras internas, o de grano fino y totalmente construidas por ripples. En ambos casos las bases son planas. Hacia la parte más alta se intercalan algunos pequeños canales con climbing-ripples.

Teniendo, además en cuenta que este tramo se sitúa sobre los yesos de la unidad anterior puede interpretarse como sedimentos depositados en las proximidades de un área lacustre en los que los ciclos negativos observados podrían corresponder a pequeños deltas; los nivelitos calizos a momentos en los que cesa todo tipo de aportes y los pequeños canales del techo a un comienzo de aumento en la dinámica de aportes que se hará más evidente conforme subimos en la serie.

A continuación podría distinguirse otro tramo de 50-100 m de potencia, de litología similar al anterior pero caracterizado por la aparición de capas potentes de arenisca de grano fino-medio, en las que ya comienza el típico bandeado o tigreado en colores grises y rojos que describió RIBA (1962 y siguientes) y que dio nombre a estos materiales (Areniscas tigreadas de Mués). SOLE (1972) señala para esta característica que las franjas de color gris están constituidas por granos de tamaño medio (a veces incluso grueso), mientras que las de color rojo son de grano fino y contienen arcillas. Interpreta las capas potentes de arenisca como depósitos en un canal previamente excavado (quizá en condiciones subacuáticas) lo que produce la

superficie claramente erosiva de su base. La formación de franjas podría, para este autor, tener relación con una sedimentación de tipo cíclico y estacional.

Con las primeras capas de esta unidad se va haciendo más clara la influencia fluvial ya insinuada en el techo del tramo anterior. El relleno de estos canales, sin cantos en la base ni estratificación cruzada de gran escala sugeriría un régimen de sedimentación tranquilo. Las corrientes fuertes que llegan a las proximidades de la zona lacustre excavarían el fondo en los momentos de máxima energía siendo posteriormente llenadas de una manera tranquila.

Continúa la serie con un tramo muy potente (800-1.000 m) caracterizado por la presencia de abundantes paleocanales. En el conjunto puede observarse una ciclicidad en el sentido de un aumento continuo en el número y potencia de los canales, que pueden llegar hasta los 6-8 m para, a continuación comenzar a decrecer hacia el techo de la unidad. Se trata por tanto de una megasecuencia negativa coherente con la evolución observada en los tramos basales, seguida de otra positiva que, como veremos en los apartados siguientes, es también consecuente con la evolución general observada en el conjunto de la serie.

Los paleocanales, que son alternantes con limolitas y arcillas, presentan bases erosivas claras, cantos blandos en la base, a continuación estratificación cruzada de gran escala de tipo "trugh", laminación paralela o semiparalela y relleno final a base de climbing-ripples. Sus direcciones de aporte indican sentido hacia el NE. Se observan en ocasiones, superficies de acreción. Es también frecuente la aparición, en el lag de los canales, de restos vegetales que presentan un crecimiento de carbonatos de cobre (malaquita y azurita) que, en ocasiones, ha propiciado la explotación del cobre, existiendo en la zona labores mineras abandonadas que beneficiaban estos tramos.

Corresponderían a depósitos claramente fluviales en los que se localizan paleocanales de ríos meandriformes y sedimentos de llanura de inundación representados por los términos más finos (limolitas y arcillas).

1.2.3 Limolitas rojas, arcillas y areniscas. Sueviense-Arverniense (10)

Se sitúa sobre la unidad descrita en el apartado anterior como tránsito gradual de la misma. Está constituida por arcillas y margas, limolitas, areniscas y algún nivel calizo. Morfológicamente da, en su conjunto, un tramo más blando que el infrayacente.

La característica principal del tramo, que tiene una potencia de 1.100-1.300 m es la paulatina desaparición de las areniscas al tiempo que se

depositan niveles carbonatados de hasta 1,5 m de potencia que hacia el techo son sustituidas por sedimentos yesíferos. El color predominante es el rojo claro si bien tanto las calizas como las margas asociadas son grises. Las areniscas que quedan presentan contactos bruscos tanto al techo como en la base y generalmente están formadas por ripple-marks.

La disminución de los aportes canalizados así como la aparición de niveles calizos parece indicar una clara disminución de la sedimentación fluvial con tendencia a pasar a lacustre, aspecto que puede confirmarse por la presencia de la unidad yesífera suprayacente que describiremos a continuación.

1.2.4 Yesos. (Yesos de Desojo). Arverniense (11)

Descrita por RIBA (1964) es equivalente de los Yesos de Tafalla de PUIGDEFABREGAS (1972) y BERDIZ (1972).

Se sitúa sobre la unidad descrita en el apartado anterior, como tránsito gradual de la misma y aflora en una estrecha banda de dirección NNW-ESE que pasa por el pueblo de Desojo, así como en el núcleo de la estructura anticinal situado en el ángulo sureste de la hoja.

Esta unidad se ha estudiado en los perfiles de Sorlada-Los Arcos, Desojo y Aras observándose una disminución de potencia hacia el W ya que de los 900 m medidos en el perfil más oriental pasa a 400 m en el de Aras, si bien en este punto puede pensarse en una reducción por causas tectónicas al estar limitado su muro por una importante falla.

La litología es dominatamente yesífera con intercalaciones más arcillosas. En la zona más occidental presenta alguna fina intercalación arenosa al tiempo que disminuye el porcentaje de yesos.

La secuencia característica que se observa en los tramos yesíferos consiste en una alternancia de yeso ferroso en capas de 10 a 15 mm y arcillas, más o menos limosas, con abundante yeso disperso en finas pasadas. Frecuentemente quedan interrumpidas para dar paso a algunas capas aisladas, de 5 a 10 mm de yeso fibroso. Estas capas presentan una clara disyunción en prismas orientados perpendicularmente a la estratificación.

Dentro de esta rítmica sucesión de finas capas aparecen intercalados niveles yesíferos más potentes muy bien definidos, con un espesor de 10-20 cm. Son yesos sacaroideos, alabastrinos, de color blanquecino. En muchas ocasiones estas capas presentan aspecto enterolítico.

La sedimentación de estos materiales se produjo en un ambiente lacustre evaporítico, condiciones que hacia el Oeste van cesando paulatinamente

y donde comienzan a hacerse patentes algunas influencias de tipo fluvial muy distal (niveles poco potentes de areniscas con ripples).

Hacia el techo esta unidad pasa gradualmente a la que se describe en el apartado siguiente.

1.2.5 Areniscas en paleocanales y arcillas. Oligoceno superior – Mioceno inferior (15)

Se sitúa sobre la unidad anterior (Yesos de Desojo) en forma de amplia banda de dirección WNW-ESE y con una potencia que puede estimarse entre 800-1.000 m. Se ha estudiado a partir de la sección de Aras y Desojo Sur.

En esta unidad se observa una clara polaridad en sentido W-E desde sedimentos con predominio de terrígenos en la zona occidental a términos cada vez más finos o incluso evaporíticos en la oriental donde se han diferenciado como cambio lateral de la misma las unidades 12, 13 y 14 que se describirán en el apartado siguiente.

Se trata de un conjunto de arcillas y limos de tonos ocres y amarillentos con intercalaciones de paleocanales arenosos más abundantes como hemos indicado, en la zona occidental. Son frecuentes las intercalaciones areniscosas poco potentes y con gran extensión lateral con abundantes ripples que, en ocasiones, constituyen la totalidad del nivel.

Es de destacar que la polaridad señalada anteriormente es coherente con la evolución de facies observadas. Así, en la zona occidental son frecuentes las intercalaciones de paleocanales no muy potentes (1-2 m como máximo) con clara base erosiva, estratificación cruzada, cicatrices de reactivación internas y ripples a techo que se van haciendo progresivamente menos frecuentes hacia el Este, siendo sustituidas por niveles arenosos de base plana o poco erosiva con relleno exclusivo de ripples. (Zona al Sur de Desojo.) En esta misma zona se ha observado una tendencia a la organización en ciclos negativos, al tiempo que se hacen dominantes los términos arcillosos. Aún más hacia el Este la serie pasa a sedimentación arcillosa con episodios yesíferos intercalados que llegan a constituir tramos importantes (Yesos de Los Arcos) que, como hemos indicado, se describirán en el apartado siguiente.

La interpretación general para el conjunto sería la de unos sedimentos de origen fluvial depositados en la zona distal de un abanico aluvial con procedencia del Sur y del Oeste que evolucionan a términos transicionales (deltaicos?) y finalmente a lacustres evaporíticos.

1.2.6 Arcillas con canales dispersos y yesos (12 y 14). Yesos (Yesos de Los Arcos) (13). Oligoceno superior – Mioceno inferior

Corresponden al cambio lateral hacia el E de las facies descritas en el apartado anterior. También afloran en el núcleo del anticlinal de Falces en el ángulo SE de la hoja. Se han estudiado en la sección de Sorlada-Los Arcos.

La potencia del conjunto supera los 1.000 m. Se trata de sedimentos arcillosos con intercalaciones yesíferas que son dominantes en el tramo (13) (Yesos de Los Arcos) y algún pequeño paleocanal aislado.

El hecho de haber agrupado estos tramos para su descripción se debe que se trata de materiales directamente relacionados entre sí y con una ciclicidad manifiesta, no siendo sus límites absolutamente precisos.

Así la unidad 12 corresponde a un tránsito gradual de la 11 infrayacente (Yesos de Desojo) en el sentido de un paulatino aumento en términos detríticos (pequeños canales arenosos), que alcanzan un máximo hacia la mitad del tramo, para pasar a continuación a secuencias de salinidad creciente, con aparición de términos yesíferos que se hacen dominantes llegando a constituir el nivel 12 diferenciado en la cartografía (Yesos de Los Arcos).

A techo de este tramo se reproduce la situación descrita para el techo de la 11, disminuyendo la proporción de evaporitas y apareciendo intercalaciones arcillosas si bien no se han localizado paleocanales y sí, en cambio, pequeñas pasadas de calizas.

La interpretación de este conjunto de unidades sería el paso de una sedimentación claramente lacustre evaporítica (unidad Yesos de Desojo), a una mixta con influencia fluvial, seguramente por reactivación del aparato deposicional, que vuelve a restringirse tendiendo de nuevo a ambientes lacustres evaporíticos (yesos de Los Arcos). Por último se aprecia la presencia de una sedimentación posiblemente también de dominio lacustre pero con aparición de términos carbonatados.

En un intento de conseguir una datación precisa para estos tramos se han efectuado muestreos para micromamíferos, con resultados negativos, por lo que la atribución cronológica se hace por criterios estratigráficos como en el resto de unidades.

1.2.7 Conglomerados (16). Arcillas, areniscas, calizas y yesos (17). Oligoceno superior – Mioceno inferior

En el tercio septentrional de la hoja y relacionadas con zonas de fractura que propician la generación de fosas o semifosas se localizan unos sedimentos adosados a los relieves mesozoicos de difícil datación pero que

tentativamente incluimos en el tramo Oligoceno Superior Mioceno inferior.

Se trata de conglomerados (16), en las zonas más proximales, de cantos heterométricos y poligénicos de potencia difícil de estimar, en cualquier caso superior a los 200 m, y que corresponden a depósitos de tipo debris flow de zonas proximales de abanicos aluviales. Es interesante señalar que la procedencia de estos abanicos es claramente septentrional, al contrario que todos los materiales descritos hasta ahora que tendrían procedencia del Sur.

Ello implica la existencia, en este momento, de relieves situados al N susceptibles de generar este tipo de aportes, lo cual nos proporciona un valioso dato en cuanto al momento de emplazamiento del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria.

Los conglomerados antes citados evolucionan distalmente de forma rápida a areniscas limolitas y arcillas, e incluso yesos y calizas (17).

Se trataría por tanto de abanicos aluviales poco penetrativos en la cuenca con aporte desde el Norte y equivalentes, en nuestra opinión, a los sedimentos de la unidad 15 antes descrita. Por otra parte, el aporte de esta unidad 15 se mantendría durante más tiempo (con procedencia meridional) justificando el solapamiento sobre la unidad 17 en algún punto (Zona de Aguilar de Codés).

1.2.8 Arcillas rojas, limolitas y areniscas. Mioceno inferior-medio Orla- niense (18). Facies de Nájera

En la zona meridional de la hoja y discordante sobre las unidades ya descritas aflora un conjunto conocido en la literatura regional como Facies de Nájera, constituido por arcillas y limolitas de tonos rojo vinosos, con esporádicas intercalaciones de delgadas capas de areniscas de grano fino, a veces con ripples, y niveles de calizas grises con Gasterópodos y Characeas.

Se localiza por debajo y en cambio lateral a la Facies de Haro que describiremos en el apartado siguiente y la atribuimos a depósitos distales de un sistema de abanico aluvial de procedencia meridional. También en esta unidad se han recogido muestras para micromamíferos con resultado negati-vo.

1.2.9 Areniscas ocres en paleocanales y arcillas. Mioceno medio-superior (19). Facies de Haro

Aflora en toda la zona suroccidental de la hoja y se dispone por encima y en cambio lateral de la Facies de Nájera descrita en el apartado anterior.

Se trata de un conjunto con una potencia máxima en la zona de unos 350 m si bien la vecina hoja de Haro puede alcanzar los 800 m. Buza suavemente al Sur, excepto en la zona frontal del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria donde localmente puede aparecer verticalizada. En las áreas más meridionales presenta una disposición subhorizontal.

Morfológicamente genera un relieve muy característico a modo de gradenio escalonado hacia el Sur propiciado por la presencia de los niveles más duros intercalados en la serie.

Su descripción se hace a partir de la sección de Aras complementada con diversas observaciones puntuales.

Está formado por una alternancia de areniscas más o menos limolíticas, areniscas de grano medio y arcillas y limos de tonos ocres y amarillentos muy característicos.

Las areniscas tienen, en líneas generales, un 25% de cuarzo, 5-10% de feldespato potásico, 40-50% de fragmentos de rocas carbonatadas y cemento calcáreo o ferruginosos. Son subangulosas a subredondeadas y de grano medio a fino.

Las areniscas aparecen rellenando paleocanales con estratificación cruzada, base erosiva clara y extensión lateral generalmente reducida. A techo son frecuentes los ripples. En otras ocasiones los niveles arenosos poseen gran continuidad lateral, escasa potencia, base y techo sensiblemente paralelos y planos y relleno exclusivo de ripples. Las direcciones de aporte medidas en los paleocanales indican sentido general hacia el Este, si bien en la base de la formación y en la zona más meridional se han observado direcciones hacia el NNE.

En la vertical la serie tiende a contener los canales más potentes hacia la parte inferior (espesor de 2-3 m y extensión lateral decamétrica) con relleno de barras y dunas que, en ocasiones, presentan acreción lateral, mientras que hacia el techo se van haciendo progresivamente menos numerosas y potentes.

También en la horizontal se aprecia una clara polaridad en el sentido de que el número y extensión de los paleocanales va decreciendo hacia el Este.

El conjunto se interpreta como depósitos fluviales generados por abanicos aluviales de procedencia Sur que evolucionan de meandriformes hacia facies más distales del sistema. Es también destacable el giro observado en las direcciones de aporte que, de procedencia en general, meridional pasan a girar hacia el Este conforme se aproximan a los relieves de la actual Sierra de Cantabria. Esta particularidad nos hace pensar que en el momento de deposición de las Facies de Haro, el área de la Sierra se configuraba como un umbral capaz de desviar los aportes, pero que, sin embargo, no constituyía, al

menos de forma general, un relieve importante dada la ausencia de depósitos con procedencia Norte.

1.2.10 Margas blancas y calizas (20). Calizas blancas (21). Mioceno superior

Afloran estas unidades en el borde nororiental de la hoja, donde se sitúan discordantes sobre el Cretácico superior.

Se trata de unos 50 m de margas blancas con intercalaciones poco potentes de calizas lacustres con Gasterópodos y arcillas grises (20).

Hacia el techo las calizas se hacen dominantes (21) en capas de 0,5 a 1 m de potencia con abundantes restos orgánicos: Gasterópodos, raíces, etc. y contienen nódulos de sílex. Su potencia es de unos 50 m.

Corresponderían a depósitos de playa-lake y lacustres.

1.2.11 Limolitas y arcillas rojas. Plioceno (22)

Constituye los rellenos de una serie de fosas o semifosas de origen tectónico ubicadas en el tercio Norte de la hoja en las zonas de Bernedo, Genevilla y Sorlada.

Se trata fundamentalmente de limolitas y arcillas rojas que, en las zonas de borde, pueden llegar a contener niveles de areniscas e incluso conglomerados. Es característico del conjunto el color rojo intenso.

En la zona de Sorlada se han observado pequeños fragmentos de costras carbonatadas con aspecto bréchico de color asalmonado.

Corresponderían a sedimentos generados por el desmantelamiento de los marcos montuosos adyacentes a estas fosas, que son llenadas por un mecanismo de conos y abanicos.

1.2.12 Cantos, arenas y arcillas. Plioceno – Pleistoceno inferior (23). Glacis

En el borde Sur de la depresión de Genevilla, así como en la zona de Acedo y discordantes sobre los materiales pliocenos se localizan unos depósitos con morfología de glacis, constituidas por cantos heterométricos no muy elaborados, con una matriz arenoso-arcillosa.

1.3 BIOESTRATIGRAFIA Y CRONOESTRATIGRAFIA DEL TERCARIO CONTINENTAL

La datación y caracterización bioestratigráfica del Terciario continental

se ha llevado a cabo mediante el estudio de los oogonios de Carofitas y de los Ostrácodos.

En cuanto al estudio y caracterización de los oogonios de Carofitas los resultados no han sido todo lo satisfactorios que sería de desear debido a varios factores, entre los que deben destacarse: facies poco apropiadas para la fosilización y conservación y facies con abundante resedimentación, no sólo del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno marinos, sino del propio Terciario continental. Ambos aspectos han sido más acusados en las unidades cartográficas que se corresponden con sedimentos relativamente proximales de medios fluviales y frecuentes paleocanales. No olvidemos que las Carofitas suelen encontrarse en las facies de aguas tranquilas (lagos, pantanos) que tienen un fondo cenagoso rico en humus, así como en los medios con corrientes de agua muy lentas, mientras que los medios muy turbulentos (abanicos aluviales, paleocanales, etc.) son desfavorables para su crecimiento y fosilización. En este sentido son mucho más favorables las facies desarrolladas hacia el centro de la cuenca del Ebro y en el caso concreto de esta hoja, las unidades depositadas en un medio fluvio-lacustre y lacustre, donde se han encontrado asociaciones más ricas en ejemplares y especies. También se desarrollan preferentemente en medios muy someros (desde unos centímetros a unos 10 m), ya que necesitan la luz solar para realizar la fotosíntesis.

Recordemos que debido al carácter no endémico de estos microfósiles, y por tanto no regional, las floras son muy semejantes en casi todo el mundo, lo que ha permitido establecer correlaciones entre Europa occidental y América. Las zonaciones y dataciones que se realizan mediante Carofitas suelen basarse en asociaciones o estadios evolutivos, más que en la presencia de especies características.

Como se ha señalado anteriormente las asociaciones encontradas en esta hoja han resultado muy pobres y en algunas muestras asociadas a los medios fluviales y lacustres evaporíticos (yesos) han sido frecuentes los microfósiles resedimentados de distintos niveles mesozoicos y terciarios. Por otra parte, y aunque se han consultado el mayor número de trabajos que ha sido posible sobre sistemática y bioestratigrafía de Carofitas de Europa occidental, ha habido muchas especies que han tenido que ser clasificadas en nomenclatura abierta (con un número), lo que es de esperar que en el futuro pueda precisarse más en su identificación.

Respecto a los Ostrácodos pueden hacerse muchas de las observaciones anteriores en cuanto a frecuencia y resedimentación en relación con los medios definidos en la hoja. Son microfósiles buenos indicadores paleoecológicos, en particular de la paleosalinidad y profundidad, que se desarrollan

más desfavorablemente en los medios distales, principalmente en las facies lacustres. Las escalas bioestratigráficas basadas en Ostrácodos del Terciario continental están en general muy mal definidas en toda Europa occidental, lo mismo que la mayor parte de las especies que todavía están por describir, razón por la que se puede considerar a este grupo de microfósiles como inédito o virgen. Muy recientemente se está comenzando a abordar el estudio de los Ostrácodos del Paleogeno y Neógeno continentales de varias cuencas de Europa. Por estas razones, se han determinado en nomenclatura abierta a muchas especies (con una letra).

Para el estudio de los oogonios de Carofitas y Ostrácodos de esta hoja han sido muestreadas las secciones de Sorlada-Los Arcos, Desojo y Aras.

En el cuadro adjunto se da resumidamente las asociaciones de Carofitas y Ostrácodos de las unidades cronoestratigráficas separadas en este sector del Valle del Ebro y las equivalencias adoptadas entre los pisos antiguamente admitidos y las unidades basadas en Mamíferos, actualmente en uso. También figuran en el citado cuadro las zonas de Mamíferos del Neógeno, los yacimientos de Vertebrados conocidos en la cuenca del Ebro y que se sitúan no muy lejanos a esta hoja (en ella está el de Desojo) y las muestras de Micromamíferos que se han prospectado y dado resultados cronoestratigráficos, con motivo de la realización de las hojas de Viana, Tafalla, Sangüesa y Peralta.

Por lo que respecta a las unidades cartográficas separadas en esta hoja hay que hacer las siguientes observaciones:

La unidad 8 o yesos de Añorbe, aunque no se ha muestreado en esta hoja, se sabe, por otras hojas, que carece de Carofitas y Ostrácodos y que su edad es Headoniense por su posición estratigráfica.

La unidad 9 o Areniscas de Mués estudiada en las secciones de Sorlada-Los Arcos y Desojo contiene en la parte inferior *Rhabdochara stockmansi* GRAMB., *Chara* 11, *Chara* 12 (*Sphaerochara* sp.), *Fabanella* o *Neocytheridea*, *Ostráculo* sp. G y *Ostráculo* sp. H. (*Limnocythere* sp.), asociación que caracteriza al Headoniense. En la parte superior de esta unidad se ha reconocido *Chara* 11, *Ostráculo* sp. G, *Ostráculo* sp. F. (*Eocytheropteron* sp.) y *Ostráculo* sp. H (*Limnocythere* sp.) es decir que no se encuentra ya *Rhabdochara stockmansi* GRAMB., por lo que se le asigna una edad Sueviense. De todos modos son muy frecuentes las muestras azoicas en esta unidad.

La unidad 10 es más fosilífera debido al medio fluvio-lacustre y lacustre del depósito y ha sido estudiada también en las secciones de Sorlada-Los Arcos y Desojo. Su edad es Arverniense inferior y en ella se ha determinado *Chara microcera* GRAMB. y PAUL, *Rhabdochara major* GRAMB. y PAUL,

ENSAYO DE SUBDIVISION CRONOESTRATIGRÁFICA POR ASOCIACIONES DE CAROFITAS Y OSTRACODOS EN EL TERCARIO CONTINENTAL DE NAVARRA

CRONOESTRATIGRAFIA			CAROFITAS	OSTRACODOS	YACIMIENTOS VERTEBRADOS Y MICROMAMIFEROS
PISOS	UNIDADES DE MAMIFEROS	ZONAS DE MEIN			
MIOCENO	PONTIENSE	TUROLIENSE	MN 12		
			MN 11		
			MN 10		
	VINDOBON. SUP	VALLESIENSE	MN 9		
			MN 8	Chara notata GRAMB y PAUL Chara mollisca STRAUB Nitellopsis (Tectocharal) meriana L. y M. GRAMB (Chara 13) Rhabdochara sp.	"Cypris" curvata (LIENENKL) / C. ophthalmica (JUPINE)
			MN 7		Candona recta LIENENKL / C. neglecta SARS Linnocystis aff. nobilis (BAIRO) Gypridites torosa (JONES) Ilyocypris gibba (RAMDOHR)
		ASTARACIENSE	MN 6	Chara notata GRAMB y PAUL Chara cf. bronniarti (BRAUN) (Chara 4) (en parte inf.) Nitellopsis (Tectocharal) meriana L. y N. GRAMB (Chara 13)	Candona cf. praecox STRAUB Cypridopsis kinkelini LIENENKL Candona aff. chesner DICK y SWAIN Elikocythereis sp. (Ostracodo sp. 1) Cypridites aff. mollacénica (LIENENKL) Candona axiuga STRAUB
			MN 5	Chara 7 Chara 3	
			MN 4b	Gyregone cf. medicaginosa LAM (Chara 5) Chara reniformis STRAUB (Chara 8)	
			MN 4a	Sphaerochara cf. ulmensis (STRAUB) Rhabdochara sp.	
	BURDIGALIENSE	ORLEANIENSE	MN 3b		
			MN 2a		
OLIGOCENO	AQUITANIENSE	AGENIENSE	MN 2b	Nitellopsis (Tectocharal) meriana L. y N. GRAMB (Chara 13) Chara cf. cylindrica NADLER Chara cf. bronniarti BRAUN (Chara 4)	Candona cf. praecox STRAUB (en parte superior) Haplothyreis aff. helvetica (LIENENKL) Linnocystis aff. pterigoventra DICK y SWAIN Candona aff. chesner DICK y SWAIN (en parte superior) Elikocythereis sp. (Ostracodo sp. 1) Ostracodo sp. 6 Darwinula aff. stevenson (BRADY y ROBERTSON)
			MN 2a	Chara notata GRAMB y PAUL Chara microcera GRAMB y PAUL (Chara 1) (en parte inf.) Gyregone cf. medicaginosa LAM (Chara 5) Ranzionella nitida GRAMB Chara 3	
	CHATTIENSE	ARVERNIENSE	MN 1	Chara 2 (en parte superior) Rhabdochara praedolans CASTEL (en parte inferior) Rhabdochara longa (ETT-NGS) MADLER	
				Chara microcera GRAMB y PAUL (Chara 1) Psilochara acuta GRAMB y PAUL (Chara 14) Rhabdochara major GRAMB y PAUL (Chara 15) Sphaerochara hirsuta longicula GRAMB y PAUL Nitellopsis (Tectocharal) meriana L. y M. GRAMB (Chara 13)	"Cypris" tenuistrata DOLLFUS (en parte inferior) Candona sp. (Ostracodo sp. D) (en parte inferior) Ostracodo sp. 6 Ilyocypris boehli TRIEBEL (en parte inferior) Ostracodo sp. E
	STAMPIENSE	SUEVIENSE		Nitellopsis (Tectocharal) meriana L. y N. GRAMB (en parte superior) Grovesiella sp. (Chara 10) (en la base) Sphaerochara sp. (Chara 12) (en la base) Chara 11	"Cypris" tenuistrata DOLLFUS Candona sp. (Ostracodo sp. D) Linnocystis sp. (Ostracodo sp. H) Eocystheropteron sp. (Ostracodo sp. F) Ostracodo sp. G; Ostracodo sp. F Ilyocypris boehli TRIEBEL
				Harrisichara tuberculata (LYELL) GRAMB Rhabdochara cf. stockmansii GRAMB Grovesiella sp. (Chara 10) Stephanochara sp. (Chara 9) Sphaerochara sp. (Chara 12) Chara 11 Gyregone wrighti (REID y GRAVES) (en la base)	Linnocystis sp. (Ostracodo sp. H) Eocystheropteron sp. (Ostracodo sp. F) Faberella cf. Neocythereidea sp. Ostracodo sp. E Ostracodo sp. J-1; Ostrac. Fe-200
	SANNOIENSE	HEADONIENSE			

Sphaerochara sp. (Chara 12), *Sphaerochara hirmerilongiuscula* GRAMB. y PAUL, *Nitellopsis* (Tectochara) meriani L. y N. GRAMB, *Psilochara acuta* GRAMB. y PAUL, "Cypris" tenuistriata DOLLFUS; *Ostrácodos* sp. D (Caniota sp.), *Ostrácodos* sp. H (*Limnocythere* sp.), *Ostrácodos* sp. F (*Eocytheropteron* sp.), *Darwinula* sp., *Ostrácodos* sp. G y *Ostrácodos* sp. E. La asociación de Carofitas es típica del Stampiense y se correlaciona con la zona de Faontainebleau. En la parte inferior de esta unidad se localiza el yacimiento del Desojo, que sólo ha dado restos mal conservados de *Rhinoceras* sp.

La unidad 11 o Yesos de Desojo, estudiada en las tres secciones carece de fósiles. Su edad Arverniense viene definida por la posición estratigráfica.

La unidad 12, de carácter fluvio-lacustre y estudiada en la sección de Sorlada-Los Arcos, es relativamente fosilífera, conteniendo frecuentes Carofitas: *Gyronoga* cf. *medicaginula* LAM., *Nitellopsis* (tectochara) meriani L. y N. GRAMB., *Chara microcera* GRAMB. y PAUL, *Chara* cf. *cylindrica* MADLER, *Chara notata* GRAMB. y PAUL, *Rhabdochara major* GRAMB. y PAUL, *Psilochara acuta* GRAMB. y PAUL.

Es una asociación típica de la parte inferior de la unidad Arverniense superior-Ageniense, es decir que se corresponde con los niveles superiores del Oligoceno.

La unidad 13 o de Yeos de Los Arcos, ha sido estudiada en las secciones de Sorlada-Los Arcos y Desojo, careciendo normalmente de fósiles, excepto en Sorlada-Los Arcos, donde se ha reconocido *Chara* cf. *brongniarti* BRAUM.

La unidad 14 sólo se ha estudiado en Sorlada-Los Arcos, donde se ha determinado *Nitellopsis* (Tectochara) meriani L. y N. GRAMB, *Chara* cf. *brongniarti* BRAUN, *Chara* cf. *cylindrica* MADLER, *Chara notata* GRAMB. y PAUL, *Gyrogona* cf. *medicaginula* LAM., *Chara* 7, *Candona* aff. *chassei* DICK. y SWAIN y *Gasterópodos* (*Planorbis*). Se trata de una asociación típica de la parte superior de la unidad que se ha definido como Arverniense superior-Ageniense por lo que su edad es muy probablemente esta última, que se corresponde aproximadamente con el Mioceno inferior (Aquitaniense).

La unidad 15, que es comprensiva de las 12, 13 y 14, se estudia en las secciones de Aras y Desojo. Contiene la misma asociación de microfósiles mencionados en las unidades equivalentes ya descritas. Se destaca *Chara microcera* GRAMB. y PAUL, *Chara* *brongniarti* BRAUN, *Gyrogona medicaginula* LAM., *Nitellopsis* (Tectochara) meriani L. y N. GRAMB, *Eocytheropteron* sp. (Ostrácodos sp. I), *Candona* aff. *chassei* DICK y SWAIN, *Eocytheropteron* sp. (Ostrácodos sp. F), *Ostrácodos* sp. G. y *Limnocythere* cf. *pterigoventrata*. Se corresponde esta asociación de Carofitas y ostrácodos con la

unidad Arverniense superior – Ageniense, que equivale aproximadamente a los pisos Chattiene-Aquitaniense.

En las unidades 16, de carácter conglomerático, y la 17, de calizas, arcillas y areniscas, no se han reconocido Carofitas y Ostrácodos determinables. Ambas unidades se extienden por la zona de Aguilar de Codés.

La unidad 19 se corresponde con la Facies de Haro y ha sido estudiada en la sección de Aras, donde se ha datado como Orleaniense (aproximadamente Burdigaliense) por contener: *Sphaerochara cf. ulmensis* (STRAUB), *Chara cf. bronniarti* BRAUN, *Chara 7*, *Chara cf. cylindrica* MADLER, *Gyrogona medicaginula* LAM., *Cyprideis aff. miocenica* (LIEHENKL.), *Candona praecox* STRAUB, *Candona aff. chassei* DICK. y SWAIN, *Elkocythereis* sp. (Ostráculo sp. I) y Gasterópodos (Planorbis, Helix).

1.4 CUATERNARIO

1.4.1 Gravas y arenas (24, 25, 26, 27, 28, 29 y 30). Terrazas. Pleistoceno

Formadas por gravas heterométricas, arenas y limos que, en ocasiones constituyen la litología dominante.

Alcanzan su mayor desarrollo en el borde sur-occidental, depositadas por el río Ebro y donde se han diferenciado hasta 5 niveles, de potencia variable pero que pueden alcanzar los 4-5 m, siendo sus alturas sobre el actual cauce de +3-5 m, +10-12 m, (24), +20-25 m (25), +30-35 m, (26) y +50-55 m (27). El nivel más bajo (+3-5 m) no ha sido individualizado dada la escasa extensión, habiéndolo incluido en la llanura aluvial.

En el río Linares, situado en la zona centro meridional se han reconocido dos niveles situados a +5 m (28) y a +15 m (29) y se han cartografiado como terrazas indiferenciadas (30) otras correspondientes a los ríos Odrón y Ega.

1.4.2 Gravas, arenas y arcillas (31). Glacis. Pleistoceno-Holoceno

En la zona septentrional de la hoja y asociados a los relieves de la Sierra se han cartografiado una serie de depósitos de gravas y cantos en matriz aren-arcillosa con morfología de glacis que se desarrollan hacia las zonas más deprimidas.

Los más importantes se localizan en las depresiones de Sorlada, sobre todo en su extremo occidental y Genevilla.

1.4.3 Arcillas y arenas con cantos (32). Coluviones. Holoceno

Se localizan de forma generalizada adosados a los relieves de la Sierra en la Zona Norte de la hoja, habiéndose cartografiado sólo los más importantes.

1.4.4 Gravas, arenas y arcillas (33). Aluviales y fondo de valle. Holoceno

Asociados a los cauces de la mayoría de los ríos y arroyos que surcan la hoja se han cartografiado una serie de depósitos, generalmente poco potentes, pero que pueden alcanzar notable extensión superficial constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas.

2 TECTONICA

2.1 TECTONICA REGIONAL

La hoja de Viana se sitúa en la zona limítrofe de dos grandes unidades o dominios estructurales bien definidos: la Cuenca del Ebro y la franja tectonizada de la Sierra de Cantabria.

La Cuenca del Ebro constituye el antepaís meridional de la Cadena Cantábrica oriental. Consiste básicamente en una fosa de varios kilómetros de profundidad rellena de sedimentos terciarios sin y postorogénicos que se apoyan sobre una serie mesozoica delgada que reviste el zócalo. En la proximidad septentrional de la Sierra de Cantabria los materiales están deformados intensamente, pudiendo aparecer invertidos. Hacia el Sur la disposición general es subhorizontal con buzamientos del orden de los 5 grados o menores hacia las partes más meridionales. La edad de los materiales es Oligocono-Mioceno inferior-medio.

La franja tectonizada de la Sierra de Cantabria constituye regionalmente una estrecha banda formada por materiales mesozoicos y paleocenos poco potentes estructurados según un conjunto de anticlinales, sinclinales y cabalgamientos con acusada vergencia hacia el Sur. Frontalmente cabalgan a los depósitos terciarios del dominio anterior y hacia el Norte pasan a la Plataforma Alavesa y al Sinclinorio de Miranda-Treviño. Los pliegues son, generalmente, apretados, asimétricos o tumbados, desarrollándose con frecuencia escamas por laminación de los flancos inversos. En los núcleos de los anticlinales afloran las “facies Utrillas”, el Jurásico, y ocasionalmente la facies Keuper, que también puede aparecer en algunos puntos a favor de estructu-

ras diapíricas. Fallas de desgarre, con posterior rejuego en la vertical, también son frecuentes y oblicuas a la traza general, E-O, de la Sierra. El cabalgamiento frontal pierde buzamiento en profundidad, pudiéndose estimar la magnitud de desplazamiento del frente en unos 15 km según la interpretación de los perfiles sísmicos existentes.

2.2 DESCRIPCION DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

Desde el punto de vista estructural se han distinguido en la hoja de Viana los siguientes dominios:

2.2.1 Frente de cabalgamiento de la Sierra de Cantabria

Se trata de un gran accidente que limita los dos dominios antes descritos y que es observable en la zona occidental de la hoja, donde materiales mesozoicos se encuentran en contacto mecánico con sedimentos oligocenos verticalizados e incluso miocenos. La importancia del accidente se va atenuando hacia el Este donde, la disposición actual, muestra una falla que pone en contacto materiales oligocenos primeramente (zona de Aguilar de Codes) y posteriormente mesozoicos con otros oligocenos. Hay que señalar que, en nuestra interpretación, el cabalgamiento, de probable edad fini-oligocena, ha rejugado en tiempos más recientes de modo distensivo, mostrándose en la actualidad como una falla de gravedad entre los sedimentos mesozoicos y oligocenos implicados en el relieve de la Sierra y los oligo-mio-ceno de la Cuenca del Ebro. En una reconstrucción teórica el cabalgamiento, que es claramente visible en la zona de Cripán, podría prolongarse al Sur de Aguilar de Codés como gran accidente ya no cabalgante, para continuarse mediante una falla de desgarre al Sur de Otiñano y en la zona de Sorlada.

2.2.2 Anticlinorios de Bernedo y Codes

Se trata de dos amplias estructuras relacionadas con la anteriormente citada y que constituyen en esta zona, la parte meridional de la franja cabalgante de la Sierra de Cantabria.

En el primer caso, denominamos como anticlinorio de Bernedo, un dominio fuertemente estructurado que, en conjunto, constituiría un gran anticlinal con vergencia Sur, en cuyo núcleo afloran sedimentos del Albiense en facies Utrillas, y que cabalga a los sedimentos terciarios de la Cuenca del Ebro.

Denominamos como anticlinorio de Codés un conjunto de materiales mesozoicos y oligocenos con estructura anticlinal ubicados en la zona centro-septentrional de la hoja y que se encuentran en contacto mecanizado con los sedimentos propios de la Cuenca del Ebro. Su génesis debe estar relacionada, al igual que en la estructura anterior, con un momento compresivo que propicia la aproximación de los sedimentos constitutivos de la Sierra de Cantabria con los de la Cuenca del Ebro.

2.2.3 Sinclinal de Aguilar de Codes

Intimamente relacionado con lo anterior se localiza una estructura sinclinal en la zona de Aguilar de Codes que afecta a sedimentos oligocenos principalmente y que debió constituir el límite entre ambos dominios: el de la Sierra de Cantabria al Norte y la Cuenca del Ebro al Sur.

2.2.4 Estructura monoclinal de Desojo, anticlinal y sinclinal de Torres del Río

Los sedimentos oligocenos que rellenan la Cuenca del Ebro se encuentran estructurados al Sur del frente de cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, como una serie monoclinal, muy verticalizada, e incluso invertida en las proximidades del accidente que, más hacia el Sur presenta un sinclinal y un anticlinal de amplio radio en la zona de Torres del Río, como consecuencia del amortiguamiento hacia el centro de la Cuenca de la dinámica compresiva generadora del accidente de la Sierra de Cantabria.

2.2.5 Depresiones tectónicas de Genevilla y Sorlada

Con posterioridad a la compresión generadora de las estructuras hasta ahora descritas se manifiesta en la zona un momento distensivo situado hacia el final del Mioceno, que provoca la generación de fosas o semifosas en el tercio norte de la hoja en el dominio de la Sierra de Cantabria.

Como consecuencia de ello se localizan unas depresiones de dirección general E-O, en las áreas de Genevilla y Sorlada, que se ven rellenas por sedimentos fundamentalmente pliocenos.

3 GEOMORFOLOGIA

Siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto se ha elaborado un mapa de rasgos geomorfológicos a escala de 1:50.000, del que se acompaña en esta memoria una reducción 1:100.000.

Geomorfológicamente pueden distinguirse en la hoja de Viana dos ámbitos claramente diferenciados: el primero, situado en el tercio Norte de la hoja, corresponde a las estribaciones más orientales de la Sierra de Cantabria, constituidas fundamentalmente por materiales mesozoicos, y el segundo, que comprende la zona centro meridional, formada por sedimentos terrígenos y evaporíticos terciarios correspondientes a la Cuenca del Ebro.

El primer conjunto se caracteriza por un relieve fuertemente contrastado en el que domina fundamentalmente el modelado estructural. Las alineaciones de estas estructuras son dominantemente E-W y quedan compartimentadas por áreas deprimidas resultantes de la acción de etapas distensivas que generan un sistema de fosas y semifosas llenas, a su vez, por materiales pliocuaternarios.

Las zonas de mayor relieve presentan un influjo típicamente condicionado por las alineaciones tectónicas alpinas. Así, los agentes de la dinámica externa han elaborado un modelado diferencial en función de la distinta resistencia a la erosión, lo que trae consigo la generación de formas de distintas dimensiones.

En la región de Aguilar de Codes es claramente reconocible una espectacular terminación periclinal sinclinal que presenta una morfología jurásica en valle estando interrumpida en su flanco meridional por un gran accidente tectónico posterior a la generación de dicha estructura. En relación con la misma se reconocen potentes monolitos conglomeráticos de morfología similar a los "mallos" oscenses, aunque con disposición estructural diferente.

El resto del conjunto elevado de estas Sierras presenta, como hemos señalado, un relieve típicamente estructural en el que se reconocen *barras*, *hog-backs* y *crestas* así como morfologías en *chevron*. En el mapa geomorfológico se han representado, debido a la escala, líneas que corresponden a *aristas* singulares del relieve que no obedecen, en algunos casos, a disposición en vertical de las capas, sino que representan fuertes escarpes en los frentes de cuestas que imposibilitan la diferenciación de las mismas.

Ya se ha indicado que uno de los rasgos más significativos del relieve de este frente cantábrico es la articulación en áreas elevadas y deprimidas, generadas con posterioridad a las grandes estructuras alpinas. Esta distensión trae consigo la generación de diferentes sistemas de fosas y semifosas, orientadas en direcciones próxima a la E-W y NE-SW. Como consecuencia de esta

VIANA

171
23-09

MAPA GEOMORFOLOGICO



MODELADO ESTRUCTURAL

- ARISTAS Y BARRAS
- CUESTAS Y HOG-BACKS
- CHEVONS
- LINEAS DE CAPA DURA
- BARRAS, HOG-BACKS Y CUESTAS (DEPRESION DEL EBRO)
- FALLAS CON CLARA EXPRESION MORFOLOGICA
- DEPRESIONES FELTOMICAS CON RELLENO FUNDAMENTALMENTE PLIOCENO-QUIATERNARIO
- REPLANOS ESTRUCTURALES EN ARCHICAS

MODELADO DEPOSICIONAL

- TERRAZAS
- GLACIS PLIOCENO-QUIATERNARIO
- GLACIS Y CONOS QUATERNARIOS
- VALLS DE FONDO PLANO
- COLUVIONALES Y DEPOSITOS DE LADERA

OTRAS FORMAS

- DEPRESIONES DE ORIGEN KARSTICO
- SARGANTAS Y HOSES
- BARRANCO DE INCISION LINEAL
- NUELOS URBANOS

actividad los relieves producidos son sometidos a erosión y rellenan parcialmente las áreas de bajo relieve originadas (Zona de Genevilla). Estos sedimentos detríticos tienen una edad básicamente pliocena y cuaternaria. La morfología parece indicar una activación tectónica posterior a los tiempos pliocuaternarios, que sin duda ha formado sistemas de conos coalescentes al pie de la línea de falla que no han sido diferenciados. Además de estos depósitos pliocuaternarios se reconocen afloramientos de menor entidad en distintas áreas de bajo relieve que presentan modelado en glacis-cono y que pueden haberse producido por oscilaciones climáticas o tectónicas. En el área de Otiñano-Sorlada se manifiesta claramente un sistema de glacis encajados con pendiente al E que, lógicamente debe de obedecer a las causas anteriormente señaladas.

El relleno de estas cuencas, y sobre todo en la zona de Sorlada – Piedramillera, presenta un alto contenido en material arcilloso de color rojo intenso característico, que estimamos obedece a una fuerte denudación de las áreas elevadas que previamente han sido sometidas a procesos de karstificación que generan un residuo de terras rossas. La actividad tectónica posterior ha debido movilizar estos materiales incoherentes que, al igual que ocurre en muchas cuencas terciarias peninsulares, se alojan en estos conjuntos de fosas intermontanas.

En relación con esta karstificación se reconoce en la Sierra de Dos Hermanas, al NW de Piedramillera, la única forma deprimida importante de claro origen kárstico que parece obedecer a una coalescencia de dolinas que finalmente conducen a una uvala alargada en dirección WNW. Los procesos de disolución en las rocas carbonatadas no tienen una gran expresión, al contrario de lo que ocurre en las Sierras de Urbasa, Andía y Aralar. Aquí se manifiestan básicamente por la generación de lapiaces, de escaso desarrollo.

El contacto del área ya descrita con el resto del conjunto, que constituye la depresión del Ebro, se efectúa a través de distintos contactos mecánicos que se manifiesta en el relieve por claros escarpes morfológicos que constituyen el frente de la Sierra de Cantabria. A su pie de desarrolla el somontano de este área riojana, labrado en materiales básicamente detríticos de origen continental y de edad Terciaria. Todo él está disectado por una red de dirección meridiana afluente del Ebro.

En este piedemonte se pueden delimitar dos ambientes claramente diferenciables por sus rasgos estructurales. La zona más oriental presenta en su conjunto un modelado típicamente estructural en el que se diferencian con claridad una serie de alineaciones de capas resistentes, en las que podrían diferenciarse las formas típicas de series monoclinales. Igualmente se reconoce, en el borde SE, una amplia terminación periclinal correspondiente al

anticlinal de Torres del Río que se encuentra disectado ortogonalmente por el río Odrón dando lugar a una forma tipo combe.

La parte más occidental del somontano en esta hoja está dominada por un conjunto de areniscas y arcillas que diseñan un relieve diferencial de mesas y pequeños replanos o gradas que escalonan el paisaje hacia el río Ebro.

La observación del mapa geomorfológico pone de manifiesto un menor predominio de los cuerpos areniscosos neógenos en la zona oriental. Esta circunstancia obedece al hecho de tratarse de facies más distales correspondientes a abanicos de dirección W-E. De aquí que el relieve en graderío sea de menor significación en la zona oriental.

En la tesis doctoral de GONZALO, A. (1981) se pone de manifiesto la presencia de tres niveles de enrasamiento en el Somontano de Viana, profundamente disectados y que él reconoce claramente entre Viana y Aras. A los más antiguos les da una edad Villafranquense y al más moderno un cuaternario antiguo. No describe depósitos sobre los mismos y únicamente señala una cubierta de alteración "in situ" para este último. Por nuestra parte, estimamos que estos niveles corresponden a un relieve en graderío de origen típicamente estructural.

También este autor diferencia hasta 4 niveles de glacis en el tercio meridional de la hoja. Sin duda muchos de ellos presentan una clara morfología en glacis pero, en ninguno de ellos hemos encontrado ningún depósito ligado a estas formas. Creemos, que al igual que con los niveles de enrasamiento anteriormente citados, obedece esta morfología a causas estructurales.

La red fluvial que disecta la hoja de Viana es, en su mayor parte, de bajo orden excepto para algunos cursos de mayor entidad que discurren parcialmente por la zona.

En el borde suroccidental, el Ebro dibuja un meandro de elevada sinuosidad reconociéndose en sus márgenes hasta 4 niveles de terrazas encajadas. El río Ega constituye la arteria más importante del área y discurre por el borde NW de la hoja a favor de las depresiones tectónicas y también encajándose buscamente, labrando profundas gargantas, en el paso de una a otra fosa; con posterioridad abandona el ámbito de la hoja para volver a cursarla en la esquina NE por el pueblo de Ancín. En esta área elabora una llanura de inundación relativamente extensa no reconociéndose ningún nivel de terrazas. Por el contrario en la vecina hoja de Allo y en su zona central, discurre en dirección submeridiana y elabora un importante sistema de terrazas que ha sido analizada por MENSUA, S. y BIELZA, V. (1974).

Las otras dos arterias más significativas en la hoja son el río Linares y su

afluente el Odrón. Ambos nacen en las áreas serranas septentrionales y discurren en su tramo superior con direcciones próximas a la E-W, para después virar bruscamente hacia el Sur. El codo del río Linares en el pueblo de Espronceda no obedece a ningún codo de captura dada la ausencia de depósitos que lo atestiguan, tal como señala GONZALO (1971). Ambos ríos discurren hacia el Sur dejando como testigo pequeños retazos de terrazas fácilmente observables al Sur de Sansol y de Los Arcos.

La red de menor orden presenta en su cabecera características de barrancos de incisión lineal que hacia las partes más bajas se transforman en valles de fondo plano. En algunos de estos valles se observa una relevante disimetría que viene manifestada por márgenes más escarpados hacia el Oeste y otros más tendidos al Este. Es difícil establecer las causas de esta disposición si bien deben responder a causas climáticas o tectónicas.

El relleno de estos valles es fundamentalmente limo arenoso y se debe a procesos de meteorización en vertientes de los materiales arenos-arcillosos. Estas areniscas presentan procesos de meteorización que obedecen a distintos tipos de disgragación mecánica e incluso de disolución. La acción de las mismas se manifiesta en superficie por un típico micromodelado que en paredes subverticales produce alveolos, taffonis y cavernas y en los afloramientos horizontales pequeñas depresiones cerradas denominadas gnammas. Esta morfología así como sus residuos se localizan claramente en todo el piedemonte pirenaico e ibérico (M. GUTIERREZ com. ver.). Las partículas resultantes de la meteorización se movilizan por dinámica de vertientes o a favor de los aportes longitudinales de los valles constituyendo el relleno de los mismos. En el área de Viana se localiza también un típico modelado en forma de extenso derrame (épandage) que enlaza a su vez con las acumulaciones del fondo de estos valles.

No hay que descartar tampoco la acción eólica en cuanto a la movilización de estos residuos de meteorización y su alimentación a los fondos de valle y derrames, tal como se interpreta en otras partes de la Depresión del Ebro.

Finalmente, las vertientes del área presentan una regularización importante en la que se han podido observar fenómenos de solifluxión actual fundamentalmente en áreas de sustrato arcilloso. Al pie de los grandes escarpes calizos de la Sierra de Cantabria se desarrollan potentes canchales, que, en algunos casos aparecen estratificados y ocasionalmente explotados en cantera.

4 HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se dará una visión generalizada de la evolución tectónica y sedimentaria del sector abarcado por la hoja de Viana teniendo en cuenta los datos obtenidos mediante el estudio de la misma así como los referentes a áreas próximas, obtenidos de los datos regionales.

Aunque en esta hoja no afloran materiales paleozoicos, las observaciones realizadas en la región demuestran que han sido depositados, constituyendo el substrato de los sedimentos mesozoicos. El vestigio más cercano se encuentra en el mismo diapiro de Estella, en la zona perteneciente a la hoja de Allo, donde flotan entre el Keuper bloques de granitos, rocas metamórficas, y cuarcitas y pizarras paleozoicas.

Tras la etapa tectogenética hercínica, una etapa distensiva tardihercínica tiene singular importancia en la posterior evolución paleogeográfica de la región, al marcar zonas de fractura de directrices fundamentalmente E-W que posteriormente han rejugado durante los tiempos alpinos. El final de esta fase trae consigo la emersión del macizo hercínico y el posterior desmantelamiento erosivo del mismo, permitiendo la sedimentación de potentes series clásticas durante el Pérmico superior y Trías inferior, principalmente en las áreas deprimidas del zócalo. El Muschelkalk presenta facies de plataforma marina somera bajo influjo de mareas, y abre paso a la facies Keuper, depositada en medios transicionales restringidos del tipo sebkha litoral. En el Keuper se emplazan importantes masas de rocas volcánicas básicas de tipo ofítico.

Durante el Jurásico, la sedimentación tuvo lugar dentro de una extensa plataforma carbonatada. La unidad basal, de edad Rethiense –Sinemuriense inferior, corresponde a una secuencia transgresiva en el ámbito de dicha plataforma, iniciándose la sedimentación en medios restringidos con alta concentración salina y periódicas invasiones de aguas de salinidad normal, que dieron lugar a depósitos alternantes de carbonatos y evaporitas que posteriormente formarían por disolución de las mismas, brechas carbonatadas de colapso. A techo de esta unidad se establece ya un régimen somero francamente abierto, con desarrollo de ambientes intermareales y submareales con formación de shoals oolíticos y bioclásticos.

El máximo transgresivo del Jurásico se alcanza con los depósitos margosos del Lías superior, depositados en una plataforma externa relativamente profunda.

A comienzos del Dogger se inicia una secuencia regresiva con disminución de la batimetría y señales de mayor proximalidad dentro de la plataforma. La sedimentación corresponde a una plataforma interna bajo condiciones de libre circulación de las aguas.

A finales del Dogger debió producirse un rejuvenecimiento de los relieves emergidos que tuvo por consecuencia el progresivo aumento de aportes terrígenos durante el Malm.

No existe constancia en estas zonas meridionales de la Cuenca Cantábrica correspondiente al Jurásico más alto y Cretácico inferior en facies Purbeck y Weald, lo cual es probablemente consecuencia del funcionamiento como umbral de la zona también durante esta época.

En el Albienense ocurre una nueva pulsación tectónica de tipo epirogenético, correspondiente a la fase aústrica, originando el rejuvenecimiento de los relieves emergidos y por consiguiente el aumento de aportes terrígenos hacia el interior de la cuenca. La sedimentación en este área tiene lugar en medios de plataforma externa abierta con una alta contaminación detrítica.

Durante el Cretácico superior se diferencian dos grandes ciclos sedimentarios separados por una discontinuidad de orden mayor que ocupa el Turoniense superior-Coniaciense inferior.

El ciclo Cenomaniense-Turoniense presenta importantes hiatos sedimentarios durante el Turoniense inferior, y su sedimentación viene caracterizada por facies muy distales de margas y margas calcáreas a veces nodulosas (Flysch de bolas) con abundante fauna planctónica que corresponden a medios profundos de cuenca.

Por encima de la discontinuidad Turoniense-Coniaciense se desarrolla el segundo ciclo Coniaciense-Maastrichtiense. En su mayor parte está caracterizado por facies de calizas, calcarenitas y dolomías mostrando hacia el techo facies terrígenas. La abundante microfauna es fundamentalmente planctónica, mostrando hacia el techo un considerable aumento de Foraminíferos bentónicos. La evolución ambiental corresponde durante el Coniaciense-Santoniense, Santoniense superior y gran parte del Campaniense a depósitos de plataforma externa, si bien puede apreciarse durante el Santoniense superior un leve impulso regresivo correspondiente a depósitos de plataforma externa proximal.

En el tránsito Santoniense-Campaniense concluye el proceso de apertura del Golfo de Vizcaya, a la vez que se produce la elevación del Macizo del Ebro que estaría situado al S de la zona de estudio con el consiguiente aumento de aportes detríticos en la cuenca. Este período regresivo ocupa el Campaniense superior y Maastrichtiense con depósitos de plataforma interna con una gran contaminación terrígena. En el borde S de la Sierra de Urbasa aparece un hiato que afecta al Campaniense, reflejo de estas fases subhercínicas de la orogenia Alpina.

Por encima del Maastrichtiense se sitúa una nueva discontinuidad que constituye la base del siguiente ciclo Paleoceno.

El ciclo Paleoceno tiene igualmente características transgresivo-regresivas y se inicia con facies calcareníticas de *shoals* y barras de alta energía muy dolomitizadas, continuando con facies arrecifales o bioclásticas energéticas que se mantienen durante parte del Thanetienense llerdiense, siendo en este momento donde se aprecian los primeros impulsos de progradación de las facies de baja energía para culminar durante el Cuisiense con secuencias de somerización de Llanura mareal y *lagoon* completando la etapa regresiva del ciclo.

El Luteciense inferior que descansa sobre una importante discontinuidad comienza con facies de plataforma interna submareal poco agitada que dan paso a un gran desarrollo de facies de alta energía de barras bioclásticas en el Luteciense superior y termina con la progradación de facies proximales de progresiva influencia detrítica continental durante el Biarritziense.

La discontinuidad basal del Luteciense lleva consigo una importante reestructuración de la plataforma, que se manifiesta en un cambio de polaridad facial. Esta, que se había mantenido constante durante el Cretácico superior-Paleoceno con el paso de los depósitos de cuenca de plataforma interna lagoon mediante una progradación de los ambientes someros hacia el Oeste y Norte, pasa a ser inversa en el ciclo Luteciense y se produce, lenta e incompleta, hacia el E y N, situándose en la esquina noroccidental de la hoja los depósitos más proximales.

Al final del Eoceno se inicia también una nueva fase compresiva correspondiente a la pirenaica, comenzando la formación de estructuras con direcciones pirenaicas, a la vez que se va restringiendo la cuenca marina.

Durante el Oligoceno se depositan facies fluviales continentales con aportes meridionales que presentan intervalos de menor dinámica dando lugar a depósitos de series evaporíticas (Yesos de Desojo, Yesos de Los Arcos) con todas las transiciones entre series detríticas y evaporíticas, teniendo a localizarse las zonas más centrales de la cuenca hacia el E. Esporádicamente podrían producirse aportes desde las áreas septentrionales que, en cualquier caso, serían poco penetrativos en la cuenca.

Durante el Mioceno inferior se produce una nueva fase compresiva (Fase Neocastellana) que origina el accidente principal de la Sierra de Cantabria así como pliegues de amplio radio más al Sur. Se produce un rejuvenecimiento del relieve meridional que provoca la irrupción en la cuenca de materiales claramente fluviales que son discordantes sobre los ya depositados.

Por último, durante el Mioceno superior-Plioceno se produce una fase distensiva que provoca la generación de una serie de fosas o semifosas en el

ámbito de la Sierra de Cantabria rellenadas posteriormente de sedimentos. Igualmente los grandes accidentes frontales de la Sierra han debido rejugar en estos momentos actuando como fallas de gravedad.

Finalmente se produce el encajamiento de la red fluvial con depósitos de terrazas y sistemas de glacis.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Solamente en la zona de Sorlada – Mués se localizan unas explotaciones mineras actualmente abandonadas, que beneficiaban el cobre contenido en las areniscas de la Formación de Mués. Se trataba de impregnaciones de carbonatos localizados a favor de algunos de los paleocanales de esta unidad. Su pobreza, así como la discontinuidad de las mismas, unido a la verticalidad de las capas en esta zona, lo que dificulta su explotación, hizo que estos criaderos se abandonaran a comienzos de siglo.

Por otra parte en la zona de San Román de Campezo, al Norte de la hoja, se localizan unas explotaciones de asfaltos, actualmente abandonadas, que se localizaban como impregnaciones en los materiales carbonatados del Cretácico superior.

Por último existen pequeñas canteras, tanto de areniscas como calizas, e incluso de yesos, de explotación intermitente para usos exclusivamente locales.

También debe citarse la existencia de unas salinas actualmente abandonadas, al Norte de Aguilar de Codés que beneficiaban unos manantiales salíferos allí existentes.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Los recursos hídricos de la provincia de Navarra son relativamente bien conocidos por haberse realizado durante los años 1975 a 1982 en dos fases de estudio y a cargo de la Diputación Foral de Navarra un proyecto hidrogeológico de toda la provincia. Un resumen de este proyecto fue publicado recientemente (CASTIELLA, et al., 1982) del que se han tomado la mayor parte de los datos aquí expuestos y al que se remite al lector que quiera obtener información más detallada.

En la actualidad la Comunidad Autónoma de Navarra se encuentra en condiciones muy favorables para resolver muchos de los problemas de demanda de agua, así como plantear la planificación integral de los recursos hídricos, habiéndose por tanto, dado un paso muy importante para la utilización óptima de las aguas subterráneas.

En el mencionado proyecto y debido a la gran variedad, tanto geológica, como climática e hidrogeológica de la provincia de Navarra fue preciso subdividirla en 11 unidades hidrogeológicas que fueron definidas fundamentalmente por los materiales que la forman y por su estructura.

La hoja de Viana se ubica en parte meridional en la unidad Sur, mientras la parte Norte pertenece a la unidad de Lóquiz.

La unidad hidrogeológica Sur está formada por los materiales del Terciario continental de la Depresión del Ebro. Tanto la litología de los materiales de esta unidad, como su disposición estructural, bastante tranquila, ha sido descrita en los capítulos correspondientes. Por criterios litológicos se distinguen 3 tipos de acuíferos.

— En las facies detríticas de borde se encuentran los acuíferos constituidos por conglomerados generalmente cementados y los formados por areniscas en alternancia con arcillas. Estas areniscas se corresponden con paleocanales de espesor entre 0,5 y 3 m aunque excepcionalmente pueden llegar a sobrepasar los 10 m. Son acuíferos confinados, cuya recarga se realiza por infiltración de agua de lluvia y cuya descarga se origina a través de un gran número de manantiales dispersos y por un flujo subterráneo hacia los ríos o arroyos a través de los materiales cuaternarios asociados a los mismos. Los caudales son bajos hasta el punto que la mayor parte de los manantiales inventariados, tanto en areniscas como en conglomerados, son inferiores a los 5 l/seg. En los pozos los caudales son escasos, dependiendo del núm. de capas de areniscas que atraviesan, aunque varían entre 0,5 y 2 l/seg. En cuanto a la calidad del agua, suele ser de dureza media y mineralización notable con composición iónica bicarbonatada o bicarbonatadas sulfatadas cárnicas.

— En las facies evaporíticas la alimentación y descarga de los acuíferos se realiza como en el caso de las facies detríticas. Los caudales de los manantiales inventariados son todavía menores, la mayoría inferiores a 1 l/seg., no sobrepasando en ningún caso los 5 l/seg. Suelen ser aguas extremadamente duras y muy mineralizadas (sulfatadas y sulfato-cloruradas cárnicas y sódico-cálcico-magnésicas).

— Las facies carbonatadas, que ocupan la parte central de la unidad, prácticamente no están representadas en la hoja, y dan caudales muy pobres por presentarse las calizas compactas y alternando con margas.

La unidad de Lóquiz, presente en la zona N de la hoja se caracteriza por presentar una parte inferior margosa, un tramo calcarenítico del Coniaciense superior-Santoniense inferior que constituye el acuífero principal y que sólo está representado en el borde N de la hoja, y un tramo calizo-margoso del Cretácico más superior, no presente en la hoja de Viana. La recarga de los acuíferos que son cautivos se realiza por infiltración directa del agua de lluvia y de los ríos, mientras que la descarga se hace a través de varios manantiales presentes en la unidad. La unidad hidrogeológica tiene un gran interés por haber dado los sondeos realizados caudales muy importantes, pero hay que señalar que sólo una parte de ella se encuentra incluida en el ámbito de la hoja.

6 BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J. (1971).— "Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albienense de la Cuenca Cantábrica". *Est. Geol.* V. 27, pp. 325-334.
- AGUILAR, M.J. (1975).— "Sedimentología y paleogeografía del Albienense de la Cuenca Cantábrica". *Est. Geol.* V. 31, pp. 1-213.
- ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1946).— "Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo Navarro. VI Algunos datos paleontológicos de la región subpirenaica navarra". *Not. y Com. IGME* núm. 16, pp. 75-87.
- AMIOT, M. (1982).— "El Cretácico superior de la región Navarro-Cántabra" en "El Cretácico de España". Univ. Comp. Madrid. pp. 88-111.
- BATALLER, J.R. (1945).— "Bibliografía del Cretácico de España". *Est. Geol.* núm. 1, pp. 7-10.
- BOILLOT, G. (1980).— "De la subduction à la collision: l'exemple des Pyrénées". *Bull. B.R.G.M. Secc. 1* núm. 2, pp. 93-101.
- CARBAYO, A.; CASTIELLA, J.J. y SOLE, J. (1974).— Memoria explicativa de la hoja núm. 172 (Allo). Informe inédito. *Excma. Diputación de Navarra.*
- CARBAYO, A.; CASTIELLA, J.J. y SOLE, J. (1975).— Memoria explicativa de la hoja núm. 171 (Viana). Informe inédito. *Excma. Diputación de Navarra.*
- CASTIELLA, J.; SOLE SEDO, J.; NIÑEROLA, S. y OTAMENDI, A. (1982).— Las aguas subterráneas en Navarra. Proyecto hidrogeológico. *Dip. Foral de Navarra.*

- CARRERAS, F.J.; RAMIREZ, J. y AGUILAR, M.J. (1977).— "Memoria explicativa de la hoja núm. 139 (Eulate). *IGME*. Madrid, pp. 1-36.
- CHOKROUNE, P.; LE PICHON, A.; SEGURET, M. y SIBUET, J.C. (1973).— Bay of Biscay and Pyrenees". *Earth. Plant. Sc. Letters*. Vol. 18, pp. 109-118.
- CHOKROUNE, P. y SEGURET, M. (1973).— "Tectonics of the Pyreneés: role of compression and gravity". In *Gravity and Tectonics*. Ed. John Wiley, pp. 141-156.
- CINCUNEGUI, M.; MENDIZABAL, J. y VALLE, A. (1943).— "Mapa geológico de España 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 172 (Allo)". *IGME*. Madrid.
- CIRY, R. (1951).— "L'évolution paleogeographique de l'Espagne septentrionale au Crétacé inférieur". *Inst. Geol. Min. España. Libro Jubilar*. T. 2, pp. 17-51.
- CIRY, R. (1951).— "Observations sur le Crétace de la Navarre espagnole du Nord-Ouest de Pampelune". *C.R. Acad. Sc. París*. T. 233, pp. 72-74.
- CIRY, R. (1967).— "Wvolution, paleogeographie et structure de la region Basco-cantabrique. *C.R. Somm. Sec. Soc. Geol. France*. T. 9, pp. 390-442.
- CIRY, R. y MENDIZABAL, J. (1949).— "Contribution a l'étude du Cénomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre occidentale". *Ann. Hebert et Haug* T. 7, pp. 61-79 (Libre Jubilare Charles Jacob).
- COLOM, G. (1945).— "Estudio preliminar de las microfaunas de foraminíferos de las margas Eocenas y Oligocenas de Navarra". *Est. Geol.* núm. 2, pp. 33-84.
- FEUILLEE, P. (1962).— "Le Crétacé moyen en Navarre espagnole". *Mem. Cong. Int. Est. Pirenaicos*. P. 12, Pau.
- FEUILLEE, P. (1963).— "La base du Flysch Sud-Pyrénéen (Navarre Espagnole)". *C.R. Acad. Sc.* T. 256, pp. 2640-2642.
- FEUILLEE, P. (1965).— "Contribution a la connaissance des Crétacé moyen du Nord et l'Ouest de la Navarre espagnole". *Actes 4º Congrès Int. Et. Pyren.* pp. 48-59.
- FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971).— "Structures et Paleogeographies pyrénées-cantabriques". In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Inst. Franc. Petrol. Vol. 2, pp. 1-48.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982).— "Unidades litoestratigráficas del Arco Vasco Aptiense-Albiense". In "El Cretácico de España". Univ. Comp. Madrid, pp. 77-84.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1950).— "Esquema Geológico del País Vas-

- co en los límites de Guipúzcoa con Navarra". (Seguido de un ensayo de síntesis de la obra de P. Lamare. "Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne".) *Munibe*. Vol. 3, pp. 121-131.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1971).— "Mapa geológico de España escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja núm. 12 (Bilbao). *IGME*. Madrid, pp. 1-27.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1973).— "Estudio geológico de la provincia de Alava". *Mem. IGME*. V. 83.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).— "Explicación del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *IGME*. pp. 1-113.
- KIND, H.D. (1967).— "Diapire und Alttertiar in sudöstlichen Baskenland (Nordspanien)". *Besch. Geol. Jb.* V. 66. Hannover.
- KRAUSSE, H.F. (1971).— "The tectonical evolution of the Western Pyrenees". *Pirineos*, núm. 111, pp. 69-96.
- LAMARE, P. (1928).— "Sur la stratigraphie du Crétacé des Pyrénées navaraises". *Bul. Soc. Geol. France*. 4^a serie, XXVIII, pp. 93-111.
- LAMARE, P. (1931).— "Les éléments structuraux des Pyrénées Basques d'Espagne Essi de synthèse tectonique". *B.S.G.F.* 5^a Ser. T. 1, pp. 95-130.
- LAMARE, P. (1936).— "Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne". *Mem. Soc. Geol. France*. T. XII, núm. 27, pp. 1-465.
- LEON, L. (1972).— "Síntesis paleogeográfica y estratigráfica del Paleoceno del Norte de Navarra. Paso al Eoceno". *Bol. Geol. y Min.* T. 83, pp. 234-241.
- LEON, L.; PUIG DE FABREGAS, C. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— "Variaciones sedimentarias durante el Eoceno medio en la Sierra de Andía (Navarra)". *Acta Geológica Hispánica*. Año VI, núm. 2.
- LOTZE, F. (1946).— "Elementos estructurales dirigidos al NE que intervienen en la constitución de los Pirineos occidentales". *Publ. extr. sobre Gol. de España*. T. III, pp. 301-313.
- LLOPIS LLADO, N. (1945).— "Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo". *Miscelánea Almela* T. VII. pp. 159-186.
- MANGIN, J. Ph. (1955).— "L'Eocene inférieur des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre Occidentale". *Comp. Rend. Sc. Acad. Sc. París*. T. 241. pp. 73-75.
- MANGIN, J. Ph. (1958).— "Nota preliminar sobre la estratigrafía del Nummulítico en la región del Pirineo occidental (vertiente española)". *Not. y Com. IGME*, núm. 52. pp. 117-124.
- MANGIN, J. Ph. (1959-60).— "Le Nummulitique Sud-pyrénéen a l'Ouest de l'Aragon". *Pirineos*, núms. 51-58, C.S. I.C., 631 pp. Zaragoza.

- MANGIN, J. Ph. y RAT, P. (1962).— L'evolution post-hercynienne entre Asturias et Aragon (Espagne)”. *Mem. Soc. Geol. France*. T. 1. pp. 333-349.
- MATHEY, B. (1962).— “El Cretácico superior del Surco Vasco”. In. “El Cretácico de España”. Univ. Comp. Madrid. pp. 111-135.
- MATTAUER, M. et SEGURET, M. (1971).— “Les relations entre la Chaine des Pyrenées et le Golfe de Gascogne”. In *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, vol. 4, pp. 1-24. París.
- MONTARDERT, L. et WINNOCK, E. (1971).— “L'Histoire structurale du Golfe de Gascogne”. In *Histoire structurale du golfe de Gascogne*. Vol. 16, pp. 1-18.
- PLAZIAT, J. Cl. (1970).— “Le limite crétacé-tertiaire en Alava meridionale (Pays Basque espagnol): le Regnacien n'y pas l'équivalent continental du Danien”. *C.R. Somm. Soc. Geol. France*. 3 pp. 77-78.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— “Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)”. *Mem. I.G.M.E.* t. 78. pp. 1-357.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— “Algunas observaciones sobre el Jurásico de Alava, Burgos y Santander”. *Cuad. Geol. Ibérica*, núm. 2, pp. 491-508.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1973).— “Síntesis geológica de la provincia de Alava”. *Institución Sancho el Sabio*. Vitoria, pp. 1-66.
- RAT, P. (1959).— “Les pays Basco-cantabriques”. *Thesis. Fac. Sc. Univ. Dijon*. T. 18, pp. 1-525.
- RAT, P. (1963).— “Problèmes du Crétacé inférieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne”. *Sonderd. Geol. Rundschau* núm. 53, pp. 205-220.
- RAT, P. et al. (1983).— “Vue sur le Cretacé Basco-cantabrique et Nord-Iberique”. *Mem. Geol. Univ. Dijon*. pp. 1-191.
- RIBA, O. (1955).— “Sur le type de sedimentation du Tertiaire continental de la partie Ouest du Bassin de l'Ebro”. *Geol. Bundeschan* T. 43, núm. 2, p. 363-371, 1 fig. Stuttgart.
- RIBA, O. (1964).— “Estructura sedimentaria del Terciario Continental de la depresión del Ebro en su parte Riojana y Navarra”. XX Congreso Geográfico Internacional. R. Unido, Julio-Agosto, pp. 127-138.
- RIBA, O. y BOMER, B. (1957).— “Terrasses et glacis du bassin de l'Ebro dans la Ribera de Navarra et la Baja Rioja”. *Livr. Guide Exc.* núm. 3. Villafranchien de Villarroya. INQUA. Congr. Int. Madrid-Barcelona, p. 7-10.
- RIBA, O. y PEREZ MATEOS, J. (1962).— “Sobre una invasión de apor tes sedimentarios en el borde Norte de la cuenca Terciaria del Ebro (Nava-

- rra)". *II Reunión del Grupo Español de Sedimentología* Sevilla 1961.
- RIOS, J.M. (1956).— "El sistema Cretáceo en los Pirineos de España. *Mem. I.G.M.E.* T. 47, pp. 1-128.
- SAAVEDRA, J.L. (1964).— "Microfacies del Secundario y del Terciario de la zona pirenaica española". *Mem. I.G.M.E.* T. 65.
- SOLE SEDO, J. (1972).— "Formación de Mués: Litofacies y procesos sedimentarios". Tesina de Licenciatura. Univ. Central de Barcelona (Inédito).
- VALLE, J. del y PUIG DE FABREGAS, C. (1976).— "Memoria explicativa de la hoja núm. 141 (Pamplona). MAGNA". *I.G.M.E.* Madrid. pp. 1-23.
- VOLTZ, H. (1964).— "Zur Geologie der Pyrenäiden in Nordwestlichen Navarra (Spanien)". *Munster Diss.* (inédito).



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-28003

I.S.S.N.: 0373-2096

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA