

HOJA 171-II (MENDEZA)

INDICE

INDICE

Pags.

0.- INTRODUCCIÓN 1

1.- ESTRATIGRAFÍA 3

1.1. CRETACICO 3

1.1.1. **Calcarenitas y calcarenitas arenosas (5). Coniaciense-Santoniense 3**

1.1.2. **Margas arenosas, areniscas y calizas arenosas (8). Campaniense inferior-medio 5**

1.2. TERCARIO 6

1.2.1. **Ciclo I: Unidad de Añorbe-Puente La Reina (Sueviense) 7**

1.2.1.1. Yesos masivos y nodulares y brechas yesíferas (10). Yesos de Puente La Reina (Sueviense) 8

1.2.2. **Ciclo II. Unidad de Mues-Tafalla (Sueviense) 8**

1.2.2.1. Areniscas conglomeraticas, areniscas, limolitas y arcillas rojas (11). Areniscas de Mues. Sueviense 9

1.2.2.2. Arcillas y lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y yesos (13). Niveles de calizas y yesos (12). (Facies de Espronceda). Sueviense 11

1.2.2.3. Yesos y margas yesíferas. Intercalaciones lutíticas (14). Yesos de Desojo. Sueviense 12

1.2.3. **Ciclo III: Unidad de Mendigorria (Sueviense-Arverniense) 13**

1.2.3.1. Conglomerados calcareos. Lutitas y areniscas (15). Sueviense Arverniense 14

1.2.3.2. Arcillas y lutitas rojas con areniscas intercaladas (17) y yesos y arcillas grises (18). Sueviense-Arverniense 16

1.2.3.3. Areniscas y fangos ocreos (21). Sueviense-Arverniense 17

1.2.4. **Ciclo IV: Unidad de Oco. Vallesiense-Plioceno 18**

Pags.

- 1.2.4.1. Conglomerados calcoarenosos masivos o en canales (25). Vallesense-Plioceno 18
- 1.2.4.2. Arcillas y limolitas rojas con nódulos carbonatados (26). Vallesense Plioceno 19
- 1.2.4.3. Calizas lacustres tableadas (calizas de Oco) (27). Vallesense-Plioceno 20
- 1.2.4.4. Ortobrechasy lutitas amarillentas. Brechas y conglomerados con matriz areno-limosa rojiza (Unidad comprensiva) (28). Oligoceno - Plioceno 21

1.3. CUATERNARIO

- 1.3.1. Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis y glacis degradados (29). Plietoceno 22**
- 1.3.2. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (36). Cantos con escasa matriz. Canchales (37). Holoceno 23**
- 1.3.3. Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (32). Terrazas (31). Cantos, limos y arcillas. Conos de deyección (33). Holoceno 23**
- 1.3.4. Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis actual-subactual (34). Depositos aluvial-coluvial (35). Holoceno 24**

2.- TECTÓNICA 25

2.1. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS 26

- 2.1.1. Franja cabalgante de la Sierra de Cantabria 26**
- 2.1.2. Cubetas sintectónicas con rellenos continentales 30**
- 2.1.3. Dominio terciario de la Cuenca del Ebro 33**

3.- GEOMORFOLOGÍA 34

3.1. SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA 34

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO 36

- 3.2.1. Estudio morfoestructural 36**
- 3.2.2. Estudio del modelado 37**

Pags.

3.2.2.1. Formas de ladera	37
3.2.2.2. Formas fluviales	38
3.2.2.3. Formas kársticas	39
3.2.2.4. Formas poligénicas	39
3.2.2.5. Formas antrópicas	40
3.2.3. Formaciones superficiales	40
3.2.3.1. Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis y glacis degradados (d). Poligénico. Pleistoceno	40
3.2.3.2. Arenas y limos. Terrazas (b). Fluvial	41
3.2.3.3. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones. Cantos con escasa matriz Canchales (a). Laderas. Holoceno	41
3.2.3.4. Gravas, arenas y arcillas (fondos de valle). Cantos en matriz limoarcillo- Losa (conos de deyeccion) (c). Fluvial. Holoceno	42
3.2.3.5. Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis actual-subactual y depositos aluvial-coluvial (e). Poligénico.Holoceno	43
3.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA	43
3.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	44
4.- HISTORIA GEOLÓGICA	45
4.1. EVOLUCIÓN DURANTE EL MESOZOICO Y TERCIARIO INFERIOR	45
4.2. EVOLUCIÓN DESDE EL EOCENO FINAL AL PLIOCENO	49
4.2.1. Macrosecuencia del Oligoceno inferior	50
4.2.2. Macrosecuencia del Oligoceno superior-mioceno superior	51
4.2.3. Macrosecuencia del Mioceno final-Plioceno	52
5.- GEOLOGÍA ECONÓMICA	54
5.1. RECURSOS MINERALES.	54
5.2. CANTERAS Y YACIMIENTOS GRANULARES	54
5.3. HIDROGEOLOGÍA	55

Págs.		
5.3.1. Introducción	55	
5.3.2. Unidad hidrogeológica Sur	56	
5.3.3. Unidad de Lóquiz	58	
5.4. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	61	
5.4.1. Introducción	61	
5.4.2. Zonación geotécnica	62	
5.4.3. Descripción de las unidades	63	
6.- BIBLIOGRAFÍA	67	

**La presente hoja y memoria han sido realizadas por COMPAÑÍA GENERAL DE SON-
DEOS, S.A., habiendo intervenido los siguientes técnicos:**

ALFONSO OLIVÉ DAVÓ

**Coordinación y dirección. Cartografía Geológica
(Terciario), Cartografía Geomorfológica y
Memoria.**

MIGUEL ANGEL LÓPEZ HORGUE

**Cartografía Geológica (Mesozoico y Terciario
zona septentrional). Memoria.**

SEGISMUNDO NIÑEROLA PLA

Hidrogeología

TECNA

Bases de datos. Digitalización y SIG. Geotecnia

ASESORES:

ALFONSO MELENDEZ HEVIA

Sedimentología

MATEO GUTIERREZ ELORZA

Geomorfología

**MANUEL POZO RODRIGUEZ
(Universidad Autónoma de Madrid)**

Estudio mineralógico de las Arcillas

JOSÉ CASAS SAINZ DE AJA (C.S.I.C)

Estudio mineralógico de las Arcillas

COORDINACIÓN Y DIRECCIÓN (Gobierno de Navarra):

ESTEBAN FACI

JAVIER CASTIELLA

0.- INTRODUCCIÓN

La Hoja topográfica 171-II de Mendaza (escala 1:25.000), constituye el cuadrante nororiental de la hoja 1:50.000 de Viana, del Mapa Topográfico Nacional. El territorio comprendido en la hoja de Viana, corresponde, aproximadamente en sus dos terceras partes a Navarra (zona oriental de la Hoja), mientras que el tercio restante pertenece a Alava, Rioja y Burgos. Concretamente, el cuadrante de Mendaza comprende territorio navarro, excepto la zona más noroccidental que pertenece a Alava.

Orográficamente, la hoja queda definida por la presencia de unos relieves montuosos al Norte, constituidos por las estribaciones de la Sierra de Dos Hermanas, al NE, y la terminación más occidental de las Sierras Chiquita y Codés al NO. Al Sur, unos relieves medios, de clara orientación Oeste-Este (Sierra de Cábrega), y entre ambos un valle también de clara orientación Oeste-Este (Piedramillera-Sorlada).

Desde un punto de vista geológico, el cuadrante de Mendaza presenta un gran interés, ya que se ubica en la zona de contacto de dos grandes dominios tectosedimentarios bien diferenciados: la región Vasco-Cantábrica y la Cuenca del Ebro.

La mayor parte de su tercio septentrional se incluiría estructuralmente dentro del borde SE de la región Vasco-Cantábrica zona que, durante el Jurásico, Cretácico, y una gran parte del paleógeno, constituyó una cuenca de sedimentación marina muy subsidente, en la que localmente pudieron depositarse mas de 15.000 m. de sedimentos. En el cuadrante de Mendaza solamente afloran materiales carbonatados cretácicos que constituyen los relieves citados de Dos Hermanas, Sierra Chiquita y Codés.

El resto de la hoja pertenece al borde septentrional de la Cuenca del Ebro. Este área se configuró durante las principales fases de la compresión pirenaica (Paleógeno superior y Neógeno), y funcionó, a gran escala, como una cuenca de antepaís rellena por depósitos continentales que, en algunos puntos, superan ampliamente los 5.000 m. de espesor.

En el ámbito de la hoja, estos materiales, con edades que van desde el Oligoceno inferior al Plioceno, corresponden sobre todo a facies proximales y medias de abanicos aluviales, aunque también se reconocen evaporitas y calizas representativas de ambientes distales de centro de cuenca.

Indudablemente, el elemento estructural más destacado dentro del cuadrante de Mendaza es la falla de Mués-Sorlada situada en la parte central de la hoja que, junto con la de Piedramillera, algo más al Norte, definen en superficie el contacto entre las dos grandes unidades regionales mencionadas (Región Vasco-Cantábrica).

Durante todo el Terciario, ejercieron un importante papel en la evolución sedimentaria y paleogeográfica de toda el área, funcionando primero como accidentes inversos o incluso cabalgantes y, posteriormente, como fallas normales.

Para la realización de la cartografía, así como para la redacción de la presente memoria, se ha utilizado como base toda la documentación cedida por el Gobierno de Navarra, correspondiente a los diferentes estudios cartográficos y de investigación hidrogeológica realizados por este organismo. Asimismo, también ha resultado de interés la información contenida en la hoja MAGNA de Viana que, en el momento de su realización, ya incorporó gran parte de la información citada.

Asimismo, se han tenido en cuenta aquellos trabajos de índole geológica que afectan tanto a esta hoja como a zonas circundantes, debiendo resaltar la obtenida de hojas limítrofes (Eulate, Estella, Allo), ya realizadas dentro del Plan de Actualización e Informatización de la Cartografía Geológica de Navarra a escala 1:25.000.

1.- ESTRATIGRAFIA

Como ya se ha indicado, los materiales aflorantes en esta hoja son de muy diversa naturaleza litológica, abarcando en edad desde el Cretácico Superior hasta la actualidad. En base a su ubicación y a su relación con las diferentes unidades estructurales se agrupan para su descripción en tres conjuntos litológicos:

- La serie marina del Cretácico.
- La sucesión del Terciario continental, y
- Depósitos cuaternarios.

1.1.CRETACICO

Sus afloramientos se localizan en el tercio septentrional de la hoja, donde conforman los relieves serranos de Dos Hermanas y terminaciones orientales de Sierra Chiquita y Codés.

1.1.1. CALCARENITAS Y CALCARENITAS ARENOSAS (5). CONIACIENSE-SANTONIENSE

Dentro de la serie cretácica es la unidad que presenta mayor amplitud de afloramientos en el área de estudio , generando los mayores relieves de la zona. Presenta buenos afloramientos en la Sierra de Dos Hermanas, al Norte de Piedramillera, y en las estribaciones orientales de Sierra Chiquita. Está formada por calcarenitas de grano fino a muy grueso, generalmente arenosas, agrupadas en bancos métricos, entre los que se distinguen ocasionalmente pasadas margosas. Su coloración es variable, entre el gris azulado y rosa claro.

Esta litología dominante calcarenítica presenta variaciones de tamaño de grano y composición, pudiendo señalar que los términos más groseros son progresivamente más abundantes hacia el Sur. La composición dominante son bioclastos, principalmente

fragmentos de equínidos y foraminíferos bentónicos, apareciendo metazoos enteros (rudistas radiolítidos) en las facies más meridionales, junto a Miliolidos y algas calcáreas, indicando zonas más someras dentro del sistema.

Asimismo, pueden distinguirse ocasionalmente facies micríticas de pequeño espesor ricas en Rudistas (zona de Marañón en el cuadrante de Aguilar), y pequeñas capas de brechas sinsedimentarias que sugieren escaso transporte (Piedramillera), posiblemente relacionadas con periodos de inestabilidad.

La fracción terrígena arenosa es importante, variando de grano muy fino y fino a grueso o, incluso, microconglomerado; este aumento de tamaño de grano también se aprecia de Norte a Sur, llegando a generarse en zonas meridionales facies mixtas de conglomerado silíceo (con cantos de cuarcita de hasta 2 cm.), con matriz calcarenítico-arenosa. Llegan a presentar hasta un 20% de fracción terrígena, más abundante hacia la parte más meridional del sistema. En esta fracción se han distinguido granos detríticos de jacintos de compostela, fase mineral típica de los materiales del Keuper, lo que estaría indicando la erosión de un asomo diapírico en esta zona durante el Coniacense.

Internamente, las calcarenitas llegan a presentar estratificación cruzada de gran escala, en sets de orden métrico a decamétrico.

Estas litologías se interpretan como generadas en un sistema de rampa carbonatada somera con alta producción biológica, y sometida a corrientes tractivas de cierta intensidad. El mayor porcentaje de fracción terrígena, y la existencia de microconglomerados en las áreas más meridionales, sugiere un medio cercano a las fuentes de introducción de material siliciclástico y a la línea de costa en estas zonas, dibujando una rampa con polaridad hacia el N y NE

Su atribución temporal para la zona de estudio es problemática debido a la falta de fósiles determinativos. No obstante, su posición estratigráfica indica al menos una edad Coniacense, hecho corroborado por los datos de la Hoja MAGNA (1979), que identifi-

ca *Idalina antiqua*, *Cuneolina* cf. *pavonia*, *Acicularia*, sp. y *Halimeda* sp., fauna que sugiere Coniaciense-Santoniense inferior.

Los rasgos de facies tampoco ayudan mucho a la hora de diferenciar los términos de calcarenitas coniacienses de los santonienses (con *Lacazina*) distinguibles en zonas próximas. En el ámbito de la hoja de Mendaza no puede descartarse su presencia por lo que la edad atribuida al conjunto calcarenítico incluye al Santoniense. La potencia total del conjunto puede estimarse en torno a los 500 m.

1.1.2. MARGAS ARENOSAS, ARENISCAS Y CALIZAS ARENOSAS (8). CAMPANIENSE INFERIOR-MEDIO

Aflora en el sector Oeste del cuadrante, y es observable en la pista que desde Santa Cruz de Campezo, asciende hacia el pico Ioar. Se compone básicamente de margas arenosas de tonos pardos y amarillentos y grisáceos, entre las que se intercalan niveles centimétricos de facies mixtas carbonatado-arenosas, que varían entre areniscas calcáreas y calcarenitas arenosas, estas últimas siempre con proporciones de arena cercanas al 40%.

Presentan abundantes restos de lamelibranquios (rudistas y ostreidos), equínidos, algas calcáreas, foraminíferos bentónicos y tubos de serpúlidos. Entre la microfauna bentónica cabe destacar: *Lacazina elongata*, *Goupillaudina* cf. *lecointrei*, *Nummofalltoia* cretacea, *Archiacina munieri*, *Peneroplis giganteus*, *Moncharmontia apenninica* compressa, *Pararotalia tuberculifera*, *Pseudorotalia schaubi*, *Sulcoperculina* aff. *cubensis*, *Rotalia reicheli*, *Pseudovalvulineria* aff. *clementiana*, *Tritaxia* aff. *tricarinata* y *Cibicides excavata* (EVE, 1993). Esta asociación permite atribuir a este tramo una edad Santoniense terminal-Campaniense.

Suelen presentar estratificación ondulada de tendencias nodulosas. Se interpretan como generadas en una rampa mixta de carácter terrígeno dominante, aunque con bastante producción carbonatada, somera y cercana a las fuentes de introducción de material siliciclástico.

En el área de estudio no aflora el techo de la unidad, estimándose una potencia mínima de aproximadamente 200 m.

1.2. Terciario

Bajo esta denominación se han agrupado todos aquellos materiales de carácter continental depositados en la zona durante el Oligoceno, Mioceno y Plioceno. Como ya se ha indicado, estos sedimentos forman el relleno de la denominada Cuenca del Ebro, de la cual este cuadrante constituye el borde septentrional.

El dispositivo sedimentario general para estos materiales se enmarca en sistemas de abanicos aluviales de diferente procedencia y extensión. Se reconocen todo tipo de facies, desde las más proximales (conglomerados y conglomerados y areniscas), a medias (areniscas y lutitas) y distales lacustres palustres (calizas, margas y yesos).

Este dispositivo sedimentario regional experimentó, como se ha adelantado, importantes modificaciones a lo largo del tiempo, en función de la procedencia y de la eficacia de los sistemas. De este modo, la sucesión se compone, en la vertical, de varios ciclos sedimentarios. Cada uno de estos ciclos está limitado por discontinuidades sedimentarias e, internamente, suelen presentar una ordenación bastante similar: depósitos aluviales y/o fluviales en la parte inferior, y sedimentos palustres-lacustres en la superior.

Generalmente, el límite entre uno y otro ciclo es neto y brusco (sobre todo en las zonas de borde de cuenca, donde suele corresponder a una discordancia más o menos evidente), mientras que el tránsito entre los depósitos que componen un mismo ciclo se suele producir de forma gradual y progresiva, tanto en la vertical, como lateralmente.

El estudio de dicha ciclicidad en esta zona y en todos los cuadrantes adyacentes y hojas próximas, situadas en este sector septentrional de la Cuenca del Ebro, ha permitido

distinguir 7 unidades de carácter genético-sedimentario en el sentido de MITCHUM (1977), que han recibido las siguientes denominaciones (Figura):

Unidad de Añorbe-Puente la Reina

Unidad de Mués-Tafalla.

Unidad de Mendigorria.

Unidad de Gallipienzo-Leoz.

Unidad de Artajona-Olite.

Unidad de la Sierra de Ujué.

Unidad de Oco.

Estas unidades se depositaron desde el Suevoense (Oligoceno inferior), hasta el Plioceno, y su edad se ha establecido, cuando ello ha sido posible, por correlación con otras áreas de la cuenca donde se dispone de criterios paleontológicos.

En el cuadrante de Mendaza, se reconocen términos correspondientes a las unidades de Añorbe, Mués, Mendigorria y Oco. A continuación se describen los caracteres principales de todas las litofacies constitutivas de los diferentes ciclos sedimentarios diferenciados en la sucesión del Terciario continental.

1.2.1. CICLO I: UNIDAD DE AÑORBE-PUENTE LA REINA (SUEVIENSE).

Los materiales que definen este ciclo son los más antiguos de la serie continental terciaria, y dentro del cuadrante de Mendaza se han agrupado dentro de un único término litológico.

1.2.1.1. YESOS MASIVOS Y NODULARES Y BRECHAS YESIFERAS (10). YESOS DE PUENTE LA REINA. (SUEVIENSE).

Conocidos en la bibliografía regional como Yesos de Puente la Reina y Mués (RIBA y PEREZ MATEOS, 1962) y Yesos de Añorbe (PUIGDEFÁBREGAS, 1972), se locali-

zan en forma de pequeñas manchas adosadas a la falla de Mués.

Se trata de yesos blancos y rojizos, grises en ocasiones, que normalmente aparecen brechificados y deformados, sin duda debido a su íntima relación con la falla citada. En zonas próximas, cuadrante de Arróniz en la vecina hoja de Allo, se citan intercalaciones de niveles centimétricos de margas grises.

Las condiciones de afloramiento impiden realizar una estimación de su potencia, aunque regionalmente se les atribuye un espesor superior a los 100 m.

Desde el punto de vista sedimentológico, corresponden a materiales depositados en un ambiente lacustre de carácter evaporítico, desarrollado en condiciones cálidas y áridas, y sin presencia de aportes terrígenos.

Debido a la ausencia de restos fósiles, su atribución cronológica se realiza de forma indirecta en base a su posición dentro de la serie general.

1.2.2. CICLO II: UNIDAD DE MUES-TAFALLA (SUEVIENSE)

Comparativamente, este es el ciclo terciario posiblemente mejor representado en el ámbito del cuadrante de Mendaza, con espesores que superan los 4.000 m.

Las unidades diferenciadas en este ciclo se sitúan a modo de amplias bandas que, con dirección sensiblemente Oeste-Este, se localizan al Sur de la falla de Mués, en la mitad meridional de la hoja.

1.2.1.1. ARENISCAS CONGLOMERATICAS, ARENISCAS, LIMOLITAS Y ARCILLAS ROJAS (11). ARENISCAS DE MUES. SUEVIENSE.

Aflora esta unidad al Sur de la citada falla de Mués, en forma de amplia banda de dirección general Oeste-Este, formando una alineación de colinas y resaltes que consti-

tuyen las Sierras de Cábrega y Sorlada-Etayo.

Se trata de una unidad bien conocida en la literatura geológica del área como Areniscas de Mués y Areniscas tigreadas de Mués (RIBA y PEREZ MATEOS, 1962: SOLE SEDO, 1972), cuyo nombre procede del típico bandeado o tigreado en colores grises y rojos que presentan.

Su límite inferior se encuentra siempre afectado por la falla de Mués mientras que, tanto lateral como verticalmente, pasa a la unidad 13 que se describirá más adelante.

Corresponde a una sucesión de areniscas, eventualmente conglomerados, de colores predominantemente rojizos, que aparecen en capas de base canaliforme, y con espesores variables entre unos centímetros y más de 5 metros, y con gran continuidad lateral, así como arcillas y limos rojos en proporción variable.

En general, y a partir de las observaciones del corte de Sorlada-Los Arcos, se pueden reconocer tres grandes tramos:

El tramo basal, que no supera los 100 m. está formado por fangos limolíticos y arcillosos de tonos rojo-vinosos, con escasas intercalaciones centimétricas de areniscas. Se pueden reconocer varias secuencias negativas, en las que la proporción de areniscas va aumentando hacia el techo. Estas areniscas presentan bases planas, son de grano medio a grueso, sin estructuras internas visibles, o bien de grano fino, en cuyo caso están totalmente construidas por ripples. Hacia la parte más alta, algunos niveles presentan climbing-ripples.

A continuación se reconoce otro tramo, con potencia máxima de 100 m., con litología similar, pero en el que ya comienzan a aparecer capas potentes de areniscas de grano fino a medio, y en el que se reconoce fácilmente el típico bandeado o tigreado que caracteriza a este tramo. SOLE (1972), señala para esta característica que las franjas de color gris están formadas por granos de tamaño medio a grueso, mientras que las rojas

son de grano fino y contienen arcillas. La formación de franjas podría, para este autor, tener relación con una sedimentación de tipo cíclico y estacional.

La serie continua con un tramo muy potente, superior a los 1.000 m. en el que ya se hacen abundantes los paleocanales arenosos intercalados, alternantes con limolitas y arcillas también de tonos rojizos. Presentan bases erosivas claras, cantos blandos en la base, laminación cruzada de gran escala (planar y sigmoidal), superficies de reactivación y acreción lateral, y relleno final frecuente a base de climbing-ripples.

Es frecuente la presencia de restos vegetales en el lag de los canales, que presentan en ocasiones un crecimiento de carbonatos de cobre (malaquita y azurita) que propiciaron su explotación, actualmente abandonada.

Los diferentes autores que han analizado esta unidad le atribuyen un ambiente de depósito de ambiente fluvial, probablemente de tipo anastomosado y/o meandriforme. Los canales fluviales estarían representados por las facies más gruesas arenosas, mientras que las más finas corresponderían a facies de abandono de canal y/o interfluvio y llanura de inundación.

Las direcciones de aporte medidas indican procedencia del SO y S. Se atribuye a la unidad edad Sueviense (Oligoceno inferior) por posición estratigráfica.

1.2.2.2. ARCILLAS Y LUTITAS ROJAS CON INTERCALACIONES DE ARENISCAS Y YESOS (13). NIVELES DE CALIZAS Y YESOS (12)(FACIES DE ESPRONCEDA). SUEVIENSE.

Estos materiales se sitúan sobre, y en cambio lateral con la unidad anterior. Su espesor supera los 1.330-1.500 m., y su característica principal es la paulatina desaparición de los niveles de areniscas, con lo que la unidad corresponde a sucesiones bastante homogéneas de arcillas y lutitas laminadas que, en la mayoría de los casos, siguen presentando tonos rojos y rojo vinosos.

Tanto las lutitas como las areniscas suelen presentar evidencias de bioturbación, así como grietas de desecación, niveles con restos vegetales, etc. La mineralogía de las arcillas en este tramo señala un porcentaje elevado de calcita (38%), 27% de filosilicatos, 21 % de cuarzo y 8 % de feldespatos y plagioclasas y 6% de dolomita.

En la fracción arcilla predomina la illita, con contenidos cercanos al 50% de esta fracción. La caolinita está presente en proporciones superiores al 10% y, en ocasiones, cercana al 20%.

Es relativamente frecuente la aparición de intercalaciones de niveles carbonatados que, en alguna ocasión, se han diferenciado en la cartografía (12). Se trata de calizas tabulares y margocalizas con yesos laminados y arcillas rojizas. En muchos puntos se reconocen nivelitos de areniscas con base canalizada y laminaciones planar y cruzada.

Para el conjunto de la unidad, la progresiva desaparición de los aportes canalizados, unido a la presencia de niveles calizos y evaporíticos, parece indicar una clara tendencia a la desaparición de la sedimentación fluvial, y tendencia a pasar a facies distales lacustre-palustres.

Por su posición estratigráfica se atribuye al Sueviense.

1.2.2.3. YESOS Y MARGAS YESIFERAS. INTERCALACIONES LUTÍTICAS (14). YESOS DE DESOJO. SUEVIENSE.

Sobre la unidad anterior (13), y en cambio lateral con ella, se sitúa un tramo cartográfico conocido habitualmente bajo la denominación de «Yesos de Desajo» (RIBA, 1964), aunque hacia el E y SE también recibe las denominaciones de «Yesos de Tafalla» y «Yesos de Falces» (PUIGDEFABREGAS, 1972 y CASTIELLA y DEL VALLE, 1978). Es un tramo muy característico, que debido a su naturaleza aparece dando lugar a unos relieves alomados que se reconocen con facilidad en el paisaje.

Se ha estudiado a partir de los perfiles de Sorlada-Los Arcos, Desojo y Aras, observándose una disminución clara de espesores desde los 800 m. medidos en el perfil más oriental a los 400 m. medidos en Aras (hoja de Aguilar), aunque posiblemente la serie se encuentre fuertemente reducida por efecto de la falla que la limita en ese punto. Si parece clara esa disminución, en cambio, hacia el Este, donde va desapareciendo para pasar paulatinamente a la unidad 13.

La litología dominante es la yesífera, con intercalaciones de arcillas y ocasionalmente arenas, sobre todo en la zona más occidental. Se trata de yesos blanquecinos, eventualmente grises y/o verdosos, en capas de pocos centímetros a varios metros. Los bancos están formados por capas alternantes de yeso alabastrino blanquecino de tipo microlenticular, con aspecto masivo, y yesos laminados. Estos últimos presentan litofacies de yeso primario laminado, estando constituidas las láminas por acumulaciones de lentes de pequeño tamaño, que pueden disponerse paralelas a la estratificación, o no. Es frecuente observar yesos con texturas arrosariadas y tramos afectados por pliegues enterolíticos.

El material encajante de los cristales lenticulares suelen ser margas, observándose en ocasiones finas hiladas de carbonatos de algas.

Sedimentológicamente esta unidad sería representativa de un ambiente lacustre de elevada salinidad, en el que el depósito de los yesos pudo haberse producido en condiciones subacuáticas.

La atribución cronológica de la unidad se hace por posición estratigráfica.

1.2.3. CICLO III: UNIDAD DE MENDIGORRIA (SUEVIENSE-ARVERNIENSE)

Los materiales que forman el ciclo III o Unidad de Mendigorría marcan un cambio significativo en la dinámica sedimentaria para esta parte de la Cuenca del Ebro, ya que

su depósito está relacionado con sistemas de caracteres y polaridad diferentes a las existentes hasta este momento. Comienzan a aparecer aportes de procedencia septentrional, al tiempo que se reconocen por primera vez en la zona materiales gruesos relacionados con áreas proximales de abanicos.

Todo ello apunta a un evento muy importante en esta parte de la cuenca: el comienzo de la actividad tectónica que culminará con el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, y todo el borde tectonizado equivalente que limita la región vasco-cantábrica y la cuenca del Ebro.

La base de todo el ciclo corresponde a una de las discontinuidades más importantes en el área: la discordancia de Barbarín (RIBA, 1956, 1964, 1992) y que se reconoce en la vecina hoja de Allo, al Este. En sus diferentes trabajos, RIBA define esta discontinuidad como típico ejemplo de discordancia progresiva, que se habría desarrollado por levantamiento y basculamiento generalizado relacionado con actividad del diapir de Estella y zona tectonizada relacionada con el borde meridional de la región vasco-cantábrica.

En la cartografía MAGNA se discute la presencia de la discordancia, interpretándose como falla. De la cartografía actualmente realizada tanto en la vecina hoja de Allo, como en ésta de Viana, se obtienen datos que apoyan en general la interpretación de RIBA, si bien también se confirma la existencia de la falla citada, y que tuvo una gran importancia en la propia creación de la discordancia. En cualquier caso, la discordancia deja de ser evidente conforme nos desplazamos hacia el Oeste, donde las series se presentan, normalmente, en aparente concordancia.

En el cuadrante de Mendaza los téminos atribuidos a esta Unidad de Mendigorria, se localizan sobre los de la Unidad de Mués (yesos de Desojo), en la zona suroccidental, y rellenando la depresión de Sorlada-Piedramillera en la zona central de la Hoja.

1.2.3.1. CONGLOMERADOS CALCAREOS. LUTITAS Y ARENISCAS. (15). SUEVIENSE-

ARVERNIENSE.

Los materiales de esta unidad afloran en la zona más occidental de la depresión de Sorlada-Piedramillera, en las proximidades de Otiñano. Se trata de un conjunto de litologías detríticas, generalmente de tamaño grava, de naturaleza caliza y origen continental, producto del resultado de la erosión sintectónica de los edificios calizos fundamentalmente coniacienses y santonienses.

Consta fundamentalmente de ortobrechas y ortoconglomerados, con toda la gama de términos intermedios más o menos evolucionados, con distintos grados de redondeamiento de los clastos; esta variación es atribuible al grado de transporte que hayan sufrido, presentando facies más brechoides en los puntos más cercanos al área fuente.

La naturaleza de los clastos es diversa, pero mayoritariamente caliza, pudiéndose encontrar calcarenitas arenosas de tonos grises, tostados y rosados y calcarenitas conglomeráticas del Coniaciense-Santoniense, areniscas ocre del Santoniense-Campaniense, y calizas con Alveolinas del Eoceno Inferior-Medio.

Ello sugiere un área fuente cercana a la zona de depósito, que se iba desmantelando conforme se iban originando relieves como resultado de la actuación de fases orogénicas. Asimismo, el hecho de encontrar clastos calizos eocenos, con un grado de maduración similar a los demás, parece indicar la existencia de estos materiales en la zona de estudio, aunque en la actualidad se encuentren totalmente desmantelados.

La matriz de estos materiales oscila entre un 10 y un 20%, siendo más abundante en las facies más distales. Consta del residuo de descalcificación de los materiales erosionados, arena y arcilla que le confieren un característico tono ocre rojizo. También incluyen cantos de cuarzo de pequeño tamaño (1-20 mm.), resultado de la degradación de facies mixtas calcarenítico-conglomeráticas.

Se organizan en capas de orden decimétrico, métrico en las zonas más proximales, con

base erosiva, y con intercalaciones de fangos más o menos carbonatados. Conforme se pasa a facies más distales, los conglomerados y brechas desaparecen rápidamente, pudiendo entonces observar claramente la tendencia canaliforme de los depósitos.

Por las relaciones estratigráficas comentadas, estas facies formarían abanicos aluviales de escasa extensión, y poco penetrativos en cuenca, aunque bastante frecuentes en todo el borde de la misma. Sus orlas marginales se pondrían en conexión con facies centrales de cuenca equivalentes en edad.

El espesor de la unidad es difícil de calcular, pero puede estimarse en el entorno de los 200-300 m.

1.2.3.2. ARCILLAS Y LUTITAS ROJAS CON ARENISCAS INTERCALADAS (17) Y YESOS Y ARCILLAS GRISES (18). SUEVIENSE-ARVERNIENSE.

Corresponde a facies más distales de la unidad anterior, y aflora en las mismas zonas, constituyendo el relleno de la fosa de Sorlada-Piedramillera.

Se trata de fangos más o menos limolíticos de tonos rojos característicos, que presentan intercalaciones poco potentes, de orden centimétrico de areniscas. Es también frecuente la presencia de yesos dispersos entre los fangos. La mineralogía de las arcillas proporciona un 46% de filosilicatos, 35% de calcita, 8% de cuarzo, 7% de dolomita y 4% de feldespatos.

Las areniscas que, ocasionalmente pueden ser microconglomeráticas, aparecen como intercalaciones poco importantes, habitualmente centi-decimétricas y extensión lateral reducida; las bases suelen ser planas o poco erosivas.

Intercalado en la serie, se localiza una pequeña banda discontinua de yesos y arcillas grises que, aunque con pocos afloramientos, puede seguirse al generar un relieve que, aunque suave, puede diferenciarse en la topografía.

Se trata de capas centi-decimétricas de yesos, generalmente de tendencia nodular a fibrosa y de color blanquecino, con contornos ocasionalmente irregulares, alternantes con finas capas de arcillas grises. La potencia del tramo no supera los 30 m.

El conjunto de la unidad puede superar los 500 m. de espesor, y su génesis se atribuye a mecanismos de tipo fluvial correspondiente a facies medias y medias distales de abanicos que, localmente, pueden dar facies palustre-lacustre de encharcamiento por agotamiento temporal del sistema.

1.2.3.3. ARENISCAS Y FANGOS OCRES (21). SUEVIENSE-ARVERNIENSE.

Es equivalente a la unidad descrita en el apartado anterior, pero correspondiente a depósitos más internos en la cuenca, a diferencia de los anteriores que se habrían depositado en pequeñas cuencas locales más o menos internas o de borde de la cadena que limita la cuenca por el Norte.

Es importante resaltar que esta diferencia en la procedencia de los aportes, justifica que el característico tono rojizo de los depósitos del ciclo Mendigorria, cambie en esta unidad que presenta tonos dominantes ocres.

En la hoja se sitúa sobre los Yesos de Desojo, en la zona suroccidental del área, en forma de amplia banda de dirección ONO-ESE, y con una potencia que puede estimarse entre 800 y 1.000 m.

Se observa una clara polaridad en la serie, en sentido Oeste-Este, con predominio de facies más terrígenas en la zona occidental, que van pasando a términos más finos, e incluso evaporíticos (Yesos de Los Arcos) en la parte oriental

Se trata de un conjunto de fangos arcillosos y limosos, de tonos ocres y amarillentos, con intercalaciones de paleocanales arenosos más frecuentes en la zona occidental. También abundan las intercalaciones de areniscas poco potentes y con gran extensión lateral constituidas prácticamente por ripples.

La polaridad antes indicada es coherente, asimismo, con la evolución de facies observada. En la zona occidental son frecuentes los paleocanales no muy potentes (1-2 m.) con base erosiva, estratificación cruzada, cicatrices de reactivación interna y ripples a techo, que hacia el este son sustituidos por niveles arenosos de base plana o poco erosiva y con relleno exclusivo de ripples. Más hacia el Este la serie pasa a ser predominantemente arcillosa con episodios yesíferos intercalados, que llegan a constituir tramos cartográficos importantes (yesos de Los Arcos).

La interpretación sedimentológica para esta unidad es la de un medio fluvial, depositado en zonas medias y, progresivamente más distales hacia el Este, de abanicos aluviales de procedencia oeste y, seguramente, sur.

La edad de la unidad se atribuye por posición estratigráfica.

1.2.4. CICLO VI: UNIDAD DE OCO. VALLESIENSE-PLIOCENO.

Esta unidad muestra grandes diferencias con respecto a sus predecesoras, tanto por la composición y organización de sus depósitos constituyentes, como por su localización, ya que se observa siempre asociada a depresiones internas próximas al borde de la cadena: Bernedo, Santa Cruz de Campezo y Depresión del Ega (zonas de Acedo y Oco).

En conjunto corresponde a una sucesión de términos terrígenos y carbonatados a los que se les estima un espesor variable entre 300 y 500 m. según zonas. Los depósitos se agrupan en tres litofacies principales que, en la vertical, marcan un ciclo sedimentario completo, pasando de facies fluvio-aluviales a lacustres.

1.2.4.1. CONGLOMERADOS CALCO-ARENOSOS MASIVOS O EN CANALES (25). VALLESIENSE-PLIOCENO.

Aflora tanto en la Depresión del Ega (Acedo-Oco), como en la de Santa Cruz de Campezo.

En la primera, se trata de una sucesión de unos 30 m. de espesor como máximo de conglomerados de tonos rojizos con bases canaliformes y que, lateralmente, se amalgaman entre sí. Habitualmente están formados por clastos de calizas del Cretácico marino con matriz arenosa y carbonatada. En algunos puntos, entre los cuerpos conglomeráticos se distinguen niveles de areniscas microconglomeráticas que rara vez superan los

30 cm. de espesor.

En la depresión de Santa Cruz este tramo está también representado por ortoconglomerados calcáreos, areniscas, limolitas y arcillas de color rojizo, con matriz arenosa y cemento calcáreo.

Todos estos depósitos son bastante masivos y desorganizados, aunque en algunos puntos se han observado estratificaciones planares y cruzadas. En conjunto se interpretan como depósitos de canal aluvial poco desarrollados y que, localmente, evolucionan a ambientes fluviales.

1.2.4.2. ARCILLAS Y LIMOLITAS ROJAS CON NODULOS CARBONATADOS (26). VALLESIENSE-PLIOCENO.

Tanto por espesor como por extensión superficial, son los depósitos dominantes en estas cuencas. Corresponden a sucesiones de arcillas, lutitas y limolitas de color rojo intenso, por lo general muy cubiertas, al constituir buenos terrenos de cultivo.

De las observaciones realizadas se puede indicar que son bastante masivas y que, como rasgo característico, incluyen frecuentemente nódulos carbonatados que pueden alcanzar dimensiones centimétricas.

En algunos puntos en la zona de Oco, se han reconocido intercalados niveles y tramos de lutitas y margas de colores grises, que suelen contener tallos de Characeas y restos carbonosos de origen vegetal, y niveles microconglomeráticos y arenosos.

En conjunto se interpretan como depósitos de llanura aluvial, aunque la presencia de restos de characeas y restos vegetales en algunos niveles, indicaría la existencia de periodos de nivel freático alto con encharcamientos temporales.

1.2.4.3. CALIZAS LACUSTRES TABLEADAS (CALIZAS DE OCO) (27). VALLESIENSE-

PLIOCENO.

Se encuentran presentes solamente en la Depresión del Ega, en las proximidades de la población de Oco, de donde toman su nombre. Aunque sus afloramientos en la hoja son escasos y de baja calidad, encontrándose normalmente cubiertos por cultivos, pueden observarse en las proximidades de Asarta, al este de Mendaza y al sur de Ancín. En estos dos últimos puntos se apoyan directamente sobre las calcarenitas cretácicas.

Están compuestas por calizas micríticas, generalmente margosas, de tonos grises a blanquecinos, en capas centimétricas separadas, en ocasiones, por tapices margosos y margocalizas; pueden presentar cierto contenido en materia orgánica, llegando incluso a ser de carácter fétido.

Suelen presentar fauna de gasterópodos de concha fina, entre los que pueden distinguirse ejemplares del género *Planorbis* sp, así como oogonios de characeas y ostrácodos. Son también frecuentes las laminaciones muy finas, de carácter algo convoluto, atribuíbles probablemente a acción algal, y tubos de 1-3 mm. De sección, subverticales y ramificados hacia muro, correspondientes a bioturbación de raíces.

La asociación de flora y fauna es claramente indicativa de condiciones lacustres muy someras, de escasa columna de agua, lo que viene también apoyado por las laminaciones algales observadas y la falta de estructuras tractivas.

1.2.4.4. ORTOBRECHAS Y LUTITAS AMARILLENTAS. BRECHAS Y CONGLOMERADOS CON MATRIZ ARENO-LIMOSA ROJIZA (UNIDAD COMPRESIVA) (28). OLIGOCENO-PLIOCENO.

Aunque solo se han representado cartográficamente en una pequeña banda en la zona centrooriental de la hoja, es frecuente que, en contacto directo con las calizas cretácicas se localicen unas brechas calcáreas granosoportadas de cantos heterométricos y homolíticos, angulosos a muy angulosos, aunque lateralmente evolucionan rápidamente a

facies más organizadas de canales y areniscas y limos.

El contacto entre las facies brechoides y el sustrato calizo es neto y erosivo. Localmente se han reconocido rasgos de disolución paleokárstica en el techo de las calizas, lo que indicaría un periodo de exposición subaérea de las mismas.

Su génesis se relaciona con la proximidad de fallas activas que provocaron el levantamiento de los macizos carbonatados en diferentes momentos de la evolución geológica, provocando la génesis de verdaderos coluviones y depósitos de ladera, con procesos de caídas de rocas y avalanchas, con un transporte extremadamente corto. Hacia zonas algo más distales adyacentes, ya habrían sido algo transportados y organizados dando lugar a pequeños depósitos canaliformes.

Posiblemente, las pulsaciones tectónicas que estarían relacionadas con su génesis corresponderían a las que condicionan los depósitos de la unidad de Mendigorriá, aunque no debe descartarse la posibilidad de que corresponda a eventos más recientes, por lo que se ha optado por asignar una edad comprensiva más amplia.

1.3. CUATERNARIO

1.3.1. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS Y GLACIS DEGRADADOS (29). PLEISTOCENO

Las morfologías con depósito correspondientes a glacis y glacis degradados se localizan, sobre todo, en la parte occidental de la depresión de Sorlada-Piedramillera en la zona central de la hoja. También en el borde norte, relacionadas con las zonas deprimidas de Santa Cruz de Campezo y del Ega, se reconocen depósitos de este tipo, así como en la vertiente Sur de la Sierra de Codés, en la zona de Torralba del Río.

Constituyen morfologías con depósito que, enraizando en los relieves serranos o más elevados se derraman hacia las zonas más deprimidas de los valles. Es importante resaltar que este tipo de depósitos solamente se reconocen en las depresiones internas del frente de la cadena, mientras que, por el contrario, las vertientes relacionadas con la depresión principal (Cuenca del Ebro) no los presentan.

Alcanzan extensiones kilométricas y, frecuentemente, presentan su morfología degradada. Están formados por cantos, subangulosos a subredondeados, predominantemente carbonatados, englobados en una matriz areno-limosa y arcillosa de tonos ocre y pardos. Localmente, pueden presentar cementaciones carbonatadas más o menos desarrolladas de génesis secundaria. Su espesor suele situarse en torno a los 2-3 m., que puede aumentar en las partes más distales de los depósitos.

Debe señalarse que, en algunas zonas, la posición relativa de estos glacis con respecto al nivel del fondo de los valles parece sugerir la existencia de más de un nivel situado a distinta cota. Sin embargo, no ha sido posible establecer una asignación fiable a los diferentes niveles dentro de un sistema general, por lo que aparecen en la cartografía como un único nivel comprensivo.

Su edad es Pleistoceno.

1.3.2. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES (36). CANTOS CON ESCASA MATRIZ. CANCHALES (37). HOLOCENO.

Fundamentalmente asociados a los niveles más resistentes, se localizan unos depósitos con morfología de coluvión (36) , que tapizan de forma bastante generalizada sobre todo los relieves mesozoicos de la zona norte.

Están formados por cantos predominantemente calizos, englobados en una matriz arcillosa y limosa, de tonos pardos y grisáceos. Su espesor, en las zonas más distales del depósito, puede alcanzar los 2-3- m.

En las partes más elevadas, y al pie de los cresteríos principales, se han cartografiado depósitos de canchales (37), formados por cantos angulosos y subangulosos procedentes de los relieves superiores, y sin apenas matriz.

Se ha estimado para estos depósitos edad holocena.

1.3.3. GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS. FONDOS DE VALLE (32). TERRAZAS (31). CANTOS, LIMOS Y ARCILLAS. CONOS DE DEYECCION (33). HOLOCENO.

Los rellenos aluviales, correspondientes a los fondos de valle (32), son frecuentes en el ámbito de la hoja. Los más importante son los del Ega, en el Norte, y Odrón y Linares en el Sur.

Se trata de depósitos formados por gravas, arenas, arcillas y limos en proporción variable, y cuya potencia no suele exceder de 1-2 m. en la red de menor orden , siendo mayor en el Ega, Odrón y Linares, donde supera los 2-3-m.

En el valle del Ega, en la esquina nororiental de la hoja, se ha cartografiado un depósito de terraza (31), situada a 2-3 m. sobre el cauce actual, formada por gravas, arenas y

fangos en matriz areno-limosa, y con un espesor de 2-3- m.

En las salidas de algunos barrancos, se han cartografiado morfologías con depósito de conos de deyección (33), formadas por cantos con matriz limoarcillosas en proporción variable. Su extensión es reducida, y el espesor de los depósitos no debe superar los 2-3- m. en sus zonas más distales.

La edad de estas unidades es holocena.

1.3.4. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS ACTUAL-SUBACTUAL (34). DEPOSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (35).HOLOCENO.

Se incluyen en este apartado los depósitos de cantos, más o menos heterométricos, englobados en matriz limoarcillosa, correspondientes a rellenos de génesis mixta fluvial y de ladera de tipo aluvial-coluvial (35), así como aquellos correspondientes a morfologías de glacis actual-subactuañ (34) presentes en la hoja.

Su extensión no es elevada, y su espesor reducido, no superior a los 3 m., estimándose para ellos una edad holocena.

2.- TECTONICA

2.1. TECTÓNICA REGIONAL

En este capítulo se van a comentar no solamente los caracteres estructurales del cuadrante de Mendaza, sino que, para facilitar una mejor comprensión de la evolución estructural, se procederá a describir también los rasgos tectónicos más relevantes del conjunto de la hoja 1:50.000 de Viana y zonas próximas, lo que permitirá obtener una visión general de la configuración estructural del área.

Como ya se ha indicado en la introducción, la hoja de Viana se encuentra ubicada en la zona de transición entre dos dominios tectosedimentarios muy importantes: la región vasco-cantábrica y la depresión del Ebro.

La cuenca del Ebro constituye el antepaís meridional de la Cadena Cantábrica oriental, y 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 recubre el zócalo.

Debe señalarse que esta transición no está tan bien definida como en otros lugares próximos, ya que no está definida por una única estructura, sino que está representada a lo largo de una banda de deformación que, en superficie, implica varios accidentes. Además, el hecho de que estos accidentes hayan tenido diferentes comportamientos a lo largo del tiempo (en la mayoría de los casos, primero como fallas inversas y/o cabalgamientos y, posteriormente, como normales), supone una dificultad añadida para establecer la evolución tectónica del área.

2.2.DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS

En conjunto en el área ocupada por la hoja de Viana, pueden reconocerse una serie de unidades estructurales de características diferenciadas:

Franja cabalgante de la Sierra de Cantabria
Cubetas sintectónicas con rellenos continentales
Dominio Terciario de la Cuenca del Ebro.

2.2.1. FRANJA CABALGANTE DE LA SIERRA DE CANTABRIA.

Este dominio estructural se puede dividir en dos partes bien diferenciadas: la zona occidental (cuadrante de Aguilar de Codés), y la oriental (cuadrantes de Aguilar de Codés y Mendaza).

Zona Occidental:

Se localiza en los alrededores de Bernedo, hasta Marañón por el este, y Meano- Lapoblación por el Sur y puede ser considerada como la terminación oriental de la Sierra de Cantabria propiamente dicha.

En ella se pueden distinguir a su vez, la parte septentrional, compuesta por materiales cretácicos dispuestos en serie monoclinas, con buzamientos medios entre 15-25°, interrumpida por fallas de escaso salto de dirección general NO-SE y régimen normal. Esta zona corresponde, a grandes rasgos con el flanco norte del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, y es un área con predominio de estructuras de relajación.

Hacia el Sur, los materiales del Terciario continental y Cuaternario recubren parcialmente las series y estructuras mencionadas, ocultando posiblemente una franja tectónicamente compleja (EVE, 1993); estos materiales se disponen aprovechando la cubeta formada por las estructuras de relajación (cubeta de Bernedo).

La zona meridional, al Sur de la localidad de Bernedo, corresponde a una estructura anticlinal vergente al Sur, expresión directa del mismo frente cabalgante. El núcleo de esta estructura anticlinal está probablemente formado por materiales del Albiense superior-Cenomaniense inferior, los cuales quedan ocultos por un importante coluvión cuaternario. El flanco inverso queda bien marcado por los materiales calizos del Coniaciense-Santoniense que, con buzamientos cercanos a la vertical configuran importantes relieves, destacando los de Meano-Lapoblación.

El flanco normal se resuelve en pliegues y fracturas generalmente de similar directriz estructural, permitiendo el afloramiento de series terrígenas albienses que, en parte, pueden haber actuado como nivel de despegue para todo el conjunto, hecho observado en otras zonas alavesas de la misma sierra.

Zona oriental:

El frente propiamente dicho, se resuelve hacia el este en una serie de escamas en relevo, cabalgantes hacia el Sur, y delimitadas por accidentes paralelos entre sí, creando una estructura ciertamente compleja, y que es el reflejo de la transferencia de esfuerzos de un frente cabalgante de dirección Oeste-Este (frente de cabalgamiento de Cantabria), a una zona de fractura profunda de dirección SO-EN (falla de Pamplona). Esta zona de transferencia rebasa el ámbito de la hoja 1:50.000 de Viana, extendiéndose hasta el diapiro de Estella en la vecina hoja de Allo.

Desde la zona de Lapoblación hacia el Este, el cabalgamiento de Cantabria se resuelve en tres escamas principales:

A.- Escama de Aguilar de Codés.

Su extensión ronda los 15 Km.cuadrados. está delimitada al Sur por el cabalgamiento de Aguilar de Codes, de dirección E-O y vergencia Sur. Su borde meridional es una estructura anticlinal vergente al Sur muy apretada y que hacia el Norte se resuelve en un sinclinal asimétrico, que afecta a materiales terciarios, con flanco Sur apretado y flanco septentrional de amplio radio.

El límite Norte de esta escama es la falla inversa de Mués, de dirección Oeste-Este. Hay que destacar que esta última estructura transfiere su salto al cabalgamiento de Aguilar de Codés mediante una serie de fallas inversas y en dirección, oblicuas a las direcciones generales, y con saltos que alcanzan los 300 m. Hay que citar la presencia, en relación con alguna de estas fallas, de explotaciones de pozos salinos, no debiendo descartar la posible presencia cercana en profundidad de Keuper relacionable con los mismos.

En esta zona Norte de la escama se localiza un anticlinal vergente al Sur en materiales cretácicos y, al Sur del mismo, series del Terciario continental invertidas, y fosilizadas por otras series terciarias más modernas.

B.- Escama de Nazar.

Con una extensión de, al menos, 36 Km. Cuadrados, su límite Sur es la falla inversa de Mués, posiblemente cabalgante, al menos en parte, y con un salto de más de 100m. En la actualidad esta falla aparece como normal al haber tenido un rejuego posterior en etapas distensivas más modernas, relacionadas con la creación de las cubetas o depresiones internas de la cadena.

El límite septentrional lo configura la falla inversa de Piedramillera, con saltos posiblemente de hasta 400 m.. Ambas fallas presentan una dirección ONO-ESE, y son bastante paralelas entre sí. En ambas el régimen inverso tiende a atenuarse hacia sus extremos, llegando incluso a ser normal. Aunque esto sugiere que la escama de Nazar presenta

una mayor deformación o abombamiento en su zona central, no debe tampoco descartarse el efecto de retoque que pueda haberse producido en las etapas distensivas citadas anteriormente.

La estructura principal de esta escama es un sinclinal de flancos apretados, que presenta mayoritariamente depósitos del Terciario continental, salvo en su terminación occidental, mucho más suave, y desarrollada en materiales calizos cretácicos. Aprovechando la estructura sinclinal se generó la depresión de Sorlada-Piedramillera, de probable origen sintectónico.

C.- Escama de Acedo.

Su límite meridional es la falla de Piedramillera, citada anteriormente y, por el Norte, queda limitada por la falla del Ega, fuera de la zona de estudio (hojas de Eulate-Estrella), con traza NNO-SSE, aproximadamente paralela a la anterior.

Esta falla del río Ega es, posiblemente, una estructura cabalgante abortada que afecta a niveles bastante profundos, lo que parece indicar la presencia de una pequeña extrusión de materiales del Keuper asociada a su traza, aunque en la actualidad aparece como un accidente normal con hundimiento del labio meridional. No presenta gran salto, excepto zonas puntuales, como en Acedo, donde fracturas directamente asociadas permiten saltos de hasta 300 m.

Toda la escama de Acedo presenta una deformación que se resuelve en pliegues apretados paralelos a los accidentes principales, los cuales afectan tanto a series cretácicas marinas como continentales terciarias. Cabe resaltar la existencia de una falla de componente normal (falla de Mendaza), de dirección similar al resto de las estructuras, que divide a la escama en dos partes casi iguales, hundiendo el labio Norte del orden de 100 m.

Esta falla se une a la de Piedramillera al Este de esta localidad, conservando su salto

normal y uniéndose al cambio de régimen de esta última. Asociada a ella, se localizan una serie de pequeñas fracturas de escaso salto.

La estructura de la escama de Acedo, indica una zona originalmente de compresión que, simultáneamente se compartimenta a favor de accidentes de relajación, tales como la falla de Mendaza.

Todos los grandes accidentes mencionados, que delimitan las escamas diferenciadas, presentan una clara terminación occidental en un accidente de gran salto: la falla de Cabredo-Campezo, que constituye el límite suroriental de la cubeta de Campezo. Solamente la falla del Ega no presenta una terminación occidental tan clara, ya que parece resolverse en una sucesión de pliegues apretados.

Esta falla de Cabredo-Campezo aparece como un accidente de régimen normal, con hundimiento del labio noroccidental, sirviendo de elemento amortiguador de la deformación compresiva existente en las escamas citadas y en el frente cabalgante de la Sierra de Cantabria. Conforme a datos de sondeos y estudios geofísicos (EVE,1993), esta falla llega a tener un salto cercano a 600 m.

2.2.2. CUBETAS SINTECTONICAS CON RELLENOS CONTINENTALES

Cubetas de Bernedo y Campezo.

Se trata de dos depresiones sinorogénicas, elongadas en dirección paralela al frente de la cadena, y que se han englobado para su descripción dada su similitud, y al hecho de que ambas se encuentran solo parcialmente incluidas en la hoja 1:50.000 de Viana.

Su límite suroriental viene definido por la falla normal de Cabredo-Campezo, accidente a favor del que se ubica la importante surgencia de Genevilla. Por su parte, el límite noroccidental corresponde a la falla de Orbiso, estructura también de régimen normal que se reconoce desde la localidad que le da nombre, al N de la zona, hasta las proximidades de Bujanda. Hacia el SO de esta última localidad, el accidente no se reconoce

al estar recubierto por las facies de borde de relleno de la cubeta.

La estructuración interna de esta cubeta es relativamente sencilla, correspondiendo en líneas generales, a un graben que, en superficie, se manifiesta como un amplio sinclinal. En función de su relleno, la génesis de la depresión de Bernedo-Campezo, tuvo lugar probablemente coetánea a las últimas fases de deformación alpina.

Cubeta de Aguilar de Codes

Delimitada al Norte por la falla de Cabredo-Campezo y la terminación occidental de la falla de Mués, al Sur por el cabalgamiento de Aguilar de Codés y al Noroeste por fallas oblicuas al mismo, que sirven de nexos entre las estructuras.

El depósito de los materiales que rellenan la cubeta son de claro origen sintectónico, y se produjo de forma simultánea a la deformación. Los materiales del flanco Norte se encuentran menos deformados que los del flanco Sur, que llegan a aparecer invertidos.

No obstante, las fallas oblicuas citadas llegan a deformar, en la parte NE de la cubeta, de manera importante a los primeros materiales sedimentados (facies brechoides y conglomeráticas de borde). Las estructuras de esta zona son fosilizadas por un relleno posterior (areniscas, arcillas y margas) que presenta mayor deformación en el flanco Sur, demostrando la actuación, al menos, de dos fases de esfuerzos.

Cubeta de Sorlada-Piedramillera.

Limitada al Norte por la falla de Piedramillera, y al Sur por la de Mués, constituye una depresión elongada en sentido general Oeste-Este, que se continúa hasta el diapiro de Estella, al Este. Su límite Oeste sería la falla de Cabredo-Campezo.

Se encuentra rellena por materiales del Terciario continental de similares características a los de otras cubetas y oestructurados en sinclinal que continúa en el sustrato mesozoico. Este hecho indica una relación directa entre la deformación de ambos conjuntos mesozoico y terciario, sugiriendo el depósito sinorogénico de los materiales continentales y la formación simultánea de la cubeta.

Cubeta de Acedo-Asarta.

Delimitada al Norte por la falla del Ega (fuera de la zona de estudio), y la Sur por la de Piedramillera, ambas de lineación aproximada E-O. Sus límites occidental y oriental corresponden por su parte, a la zona de afloramientos coniacienses situados entre Peña Gallet y Arquijas (en los confines de Alava y Navarra), y el macizo calizo de Dos Hermanas, respectivamente.

Los macizos coniacienses anteriormente citados presentan una deformación elevada con estructuras compresivas, pliegues de escaso radio y directrices paralelas a las lineaciones principales de la zona. En su parte central, la cubeta está atravesada por la falla de Mendaza, accidente de carácter normal al que se asocian otras estructuras menores, y que compartimenta esta pequeña cubeta en dos mitades de similar evolución.

En función de la edad y los caracteres de los materiales que rellenan la cubeta, ésta debió formarse durante los estadios finales de la deformación en la zona. El hecho de que los materiales que rellenan la cubeta aparezcan plegados y/o fracturados, indica la existencia de deformaciones aún más tardías, en las que pudieron reactivarse estructuras previas.

2.2.3. DOMINIO TERCIARIO DE LA CUENCA DEL EBRO

Corresponde al territorio situado al Sur de la zona de franja cabalgante, que ocupa las dos terceras partes meridionales de la hoja 1:50.000 de Viana y constituye el conjunto de materiales de edad terciaria depositados en régimen continental y que rellenan la depresión del Ebro.

Se reconoce un conjunto de materiales, de edad Oligoceno y Mioceno inferior, que se encuentran claramente afectados por el emplazamiento de la franja cabalgante de Cantabria, que provoca la verticalización e, incluso, la inversión de la serie en algunos puntos.

Con posterioridad (Mioceno medio y superior), los materiales atribuidos a facies de Haro y Nájera, parecen claramente posttectónicos, ya que se encuentran relleno un surco que estaría limitado al Norte por suaves relieves residuales. El fuerte contraste topográfico observable actualmente en la Sierra de Cantabria y, en general, en todo el borde Norte, sería el resultado de ajustes distensivos tardíos de la zona cabalgante, con hundimiento del área meridional correspondiente a la cuenca del Ebro.

3.- GEOMORFOLOGIA

La hoja de Mendaza se localiza en la parte más centrooccidental del territorio navarro, y en su ámbito pueden reconocerse tres sectores con características geomorfológicas claramente diferenciables.

La parte más septentrional está ocupada por los relieves más meridionales de la Sierra de Lóquiz y terminación oriental de la Sierra de Cantabria, y en ella predomina el modelado estructural labrado sobre los materiales predominantemente calizos que constituyen el sustrato.

La zona central de la hoja está ocupada por una depresión de origen tectónico (Sorlada-Piedramillera), en la que predominan las morfologías de génesis deposicional. Finalmente, la parte más meridional del área presenta un modelado mixto entre el estructural, labrado sobre los materiales terciarios más resistentes, y el deposicional en las partes de topografía más baja.

En el conjunto de la hoja es notable la presencia de frecuentes procesos de incisión de la red de menor orden, así como una regularización de vertientes bastante generalizada.

3.1.SITUACION Y DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La hoja de Mendaza se sitúa, como ya se ha indicado, en la parte centrooccidental del territorio navarro, inscribiéndose en el dominio morfoestructural del borde septentrional de la Cuenca del Ebro, en su límite con las estribaciones serranas de la región vasco-cantábrica: Sierra de Cantabria oriental y Sierra de Lóquiz.

Morfográficamente, la hoja se caracteriza por presentar los relieves más fuertes en su parte septentrional, asociado a las sierras de Codés (al Oeste), y Dos Hermanas (al Este).

La primera de ellas corresponde a la terminación oriental de la Sierra de Cantabria, y la

segunda a la zona más meridional de la Sierra de Lóquiz. Ambas están formadas por materiales calizos del Cretácico, y las máximas cotas, superiores a los 1.200 m., se encuentran en la Sierra de Codés (vértice Codés, 1.421 m.). La Sierra de Dos Hermanas es topográficamente más baja, con cotas máximas en torno a los 800 m. (Dos Hermanas, 865 m.).

Inmediatamente al Sur de esta zona se reconoce una zona deprimida, elongada con dirección general Oeste-Este y una anchura media de 3 Kms., localizada entre los relieves serranos septentrionales y la Sierra de Cabredo, al Sur. Corresponde a la depresión de Sorlada-Piedramillera, de origen tectónico, y que presenta unos relieves internos suavemente alomados.

La mitad meridional de la hoja, desde la Sierra de Cabredo hacia el Sur, presenta un relieve que desciende de forma progresiva hacia el valle del Ebro, constituido por morfologías de colinas y valles, más abruptos en la parte septentrional, condicionadas por la distribución de los materiales más resistentes.

El drenaje en la hoja se efectúa hacia el Ebro, pero mientras en la parte septentrional del área el colector principal, que es el río Ega, transcurre con dirección sensiblemente Oeste-Este por el mismo borde Norte de la hoja, toda la red secundaria en la mitad meridional del área, lo hace con dirección claramente Norte_Sur a favor de la pendiente general en este sector. Los principales cursos en esta zona son los ríos Odrón y su afluente el Linares.

3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO

3.2.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

A nivel regional, la hoja de Mendaza se enmarca dentro del dominio de la Cuenca del Ebro, en su parte septentrional, en su límite con la región vasco-cantábrica.

El tercio septentrional de la hoja se encuentra ocupado por sedimentos predominantemente carbonatados del Cretácico, mientras que los dos tercios más meridionales son materiales detríticos (conglomerados, areniscas y arcillas) y evaporíticos (yesos) del Terciario en facies continentales.

Las morfologías de génesis estructural se localizan en relación con la composición litológica del sustrato, en el sentido que la presencia de niveles competentes, más resistentes a la erosión, propician la generación de formas, que pueden alcanzar una frecuencia y extensión notables y que, en general, son un reflejo de la disposición estructural de los materiales.

En el ámbito de la hoja, son los materiales resistentes terciarios, sobre todo areniscas y yesos, y los calizos del Cretácico, los principales responsables de la presencia de morfologías de génesis estructural.

Se han cartografiado las crestas y frentes de cuesta, relacionados con los niveles más resistentes a la erosión, así como las morfologías con resalte correspondientes a líneas de capa, en las que también se ha representado en cartografía su buzamiento cuando éste es evidente. Este tipo de morfologías son especialmente abundantes en los niveles de areniscas y yesos de la mitad Sur de la hoja.

Se han representado también en el mapa algunas superficies estructurales degradadas, que se localizan en la zona NO, en el ámbito de las calizas Cretácicas, así como algunas morfologías en chevron en el cierre sinclinal de la depresión de Sorlada-Piedramillera.

Asociadas a esta misma depresión, se ha representado también la falla de Mués que presenta una clara expresión morfológica.

3.2.2. ESTUDIO DEL MODELADO

Se describen a continuación las principales formas del modelado, de origen exógeno, presentes en la hoja, agrupadas en función de su génesis.

3.2.2.1 FORMAS DE LADERA

Las vertientes, como formas de enlace entre los relieves elevados y las zonas deprimidas, constituyen una parte importante de la morfología del territorio, representando la zona de tránsito de agua y sedimentos hacia la red de drenaje.

En la hoja de Mendaza y, sobre todo en relación con los materiales detríticos y evaporíticos terciarios, y condicionado por su disposición estructural, es frecuente la presencia de un proceso bastante generalizado de regularización de vertientes, que dada su presencia generalizada no ha sido representado en la cartografía.

Si se han representado aquellas vertientes en las que el proceso es más eficaz y en las que las características topográficas han propiciado la presencia de acumulaciones tipo coluvión que no suelen alcanzar gran extensión.

En las partes altas de los relieves, sobre todo en la Sierra de Codés, y asociados a la parte basal de los cresteríos dominantes, se localizan también algunas acumulaciones en ladera de tipo canchal.

Es importante destacar, en la vertiente Sur de Codés, la presencia de áreas deslizadas, de dimensiones hectométricas, especialmente notables en las proximidades del Santuario de Codés y en la zona de Nazar. En ocasiones, aparecen evidencias de deslizamientos complejos, con varias fases de actividad.

3.2.2.2 FORMAS FLUVIALES

Las morfologías con depósito de génesis fluvial que tienen mayor representación en la hoja son los fondos de valle, entre los que cabe destacar por su extensión el del Ega, que solamente ocupa una pequeña parte del ángulo nororiental de la hoja, y los del Odrón y Linares en la parte meridional. En el valle del Ega, además, se ha diferenciado un depósito de terraza baja (+4 m.) con escarpe hacia la llanura aluvial. En este mismo valle, y dada su importancia, se ha diferenciado el cauce activo del Ega.

Otra morfología con depósito presente en el ámbito de la hoja, corresponde a los conos de deyección que se localizan a la salida de algunos barrancos.

La red fluvial de menor orden presenta un proceso generalizado de incisión lineal, sobre todo en los tramos altos y que, en algún caso, da lugar a la generación de gargantas en la parte septentrional de la Sierra de Codés.

Localmente, en algunas laderas es evidente la presencia de morfologías fluviales de arroyada en regueros, a favor de vertientes constituidas por materiales menos resistentes. También, en ocasiones, sobre todo en cauces procedentes de los relieves serranos, y que transcurren después sobre depósitos recientes, se aprecian morfologías de pérdida de drenaje.

Se han representado también en el mapa los collados de divergencia fluvial que marcan morfologías netas.

3.2.2.3 FORMAS KARSTICAS.

En relación con los macizos carbonatados septentrionales, se han reconocido algunas formas de disolución de génesis kárstica como dolinas y dolinas con borde difuso.

En lo alto de la Sierra de Codés se localiza la morfología más extensa, en la que se aprecia la coalescencia de varias formas menores, y con elongación general Oeste-Este. También debe citarse la presencia en la Sierra de Dos Hermanas, inmediatamente al Este de Mendaza, de una forma aplanada que recuerda en su morfología la de una uvala. Sin embargo, el recubrimiento agrícola y forestal que presenta imposibilita una confirmación precisa al respecto.

3.2.2.4 FORMAS POLIGENICAS.

Entre las morfologías de génesis poligénica presentes en la hoja de Mendaza, cabe destacar por su extensión, las formas de acumulación correspondientes a glacis y glacis degradados, que se desarrollan, sobre todo, en la depresión de Sorlada-Piedramillera, en el valle del Ega y en la vertiente Sur de la Sierra de Codés.

Su espesor puede ser notable, y su extensión superficial considerable, de índole kilométrica. La desconexión existente entre las zonas en las que se localizan imposibilita una relación espacial clara, por lo que, aunque en la cartografía se han representado como un glacis único, no debe descartarse la posibilidad de que exista más de un nivel.

Se ha diferenciado también en la cartografía un nivel de glacis actual-subactual, que enlaza con los depósitos de fondo de valle, en la zona central de la hoja.

En algunas áreas se han representado las morfologías ocupadas por depósitos de génesis mixta, fluvial y de ladera, que se han identificado como depósitos aluvial-coluvial.

Normalmente relacionadas con zonas de relieve más abrupto, se reconocen algunas

morfologías residuales, labradas sobre materiales más resistentes, que dan lugar a rocas aisladas o pináculos rocosos.

También se ha cartografiado alguna depresión de origen poligénico, fundamentalmente relacionada con zonas de deslizamiento o reactivación de deslizamientos.

3.2.2.5 FORMAS ANTROPICAS.

Solamente se han incluido en la cartografía, por su espectacularidad, los huecos de cantera que han beneficiado las calizas coniacienses en las proximidades de Mendaza.

3.2.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En el capítulo de Estratigrafía, se incluye una breve descripción de los depósitos cuaternarios cartografiados en la hoja de Mendaza. A continuación se describen igualmente, agrupados en orden a su génesis y edad, expresando entre paréntesis, la letra asignada en la leyenda del Mapa Geomorfológico.

3.2.3.1. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS Y GLACIS DEGRADADOS (d). POLIGENICO.PLEISTOCENO.

Se encuentran en relación con las depresiones, de origen tectónico, de Sorlada-Piedra-millera , Cabredo-Campezo y Ega, además de en el frente Sur de la Sierra de Codés.

Se trata de morfologías con depósito que alcanzan una extensión considerable, de índole kilométrica, y que recubren siempre rellenos terciarios de las zonas citadas. Están formados por cantos, de litología caliza dominante, heterométricos, con tamaños máximos de 20-25 cm. y medias en torno a los 10 cm., soportados por una matriz arenosa y fangosa de tonos grises y ocre, en ocasiones rojizos.

Su espesor es variable, aumentando hacia las partes más distales de la forma, en la que pueden superar los 3-4 m.. En ocasiones, se aprecian zonas parcialmente cementadas

por carbonatos.

La desconexión geográfica entre las zonas en las que se han reconocido estas morfologías, impide una correlación precisa, por lo que se ha optado por agruparlas en una única categoría, aunque no debe descartarse que pueda existir más de un nivel.

Su edad es Pleistoceno.

3.2.3.2 ARENAS Y LIMOS. TERRAZAS. (b). FLUVIAL.

Solamente se ha reconocido una morfología con depósito correspondiente a terraza fluvial en el valle del Ega, en la esquina nororiental de la hoja.

Se trata del nivel más bajo (+4 m. sobre el cauce actual), y está formada por gravas dominantes en matriz limoarenosa de tonos grises y pardos. Su espesor medio puede estimarse en unos 2 m.

Las gravas son redondeadas subesféricas, predominantemente calizas, con algunas areniscas y cuarcitas. La cementación es escasa. En zonas próximas, son abundantes los lentejones de gravas granosostenidas, con los cantos recubiertos, total o parcialmente, por una pátina de óxidos o de carbonatos. Se le atribuye una edad holocena.

3.2.3.3. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES. CANTOS CON ESCASA MATRIZ. CANCHALES. (a). LADERAS. HOLOCENO.

Aunque en el área es frecuente la movilización de los materiales a favor de las vertientes, se han diferenciado en la cartografía solamente aquellas zonas en las que el tapiz de ersiduos alcanza una mayor extensión y/o espesor.

Los coluviones, que en la zona septentrional de la hoja, y en relación con los relieves serranos, pueden alcanzar extensión y espesor notable, están formados por cantos, angulosos y subangulosos, procedentes de las partes altas de la vertiente, englobados en

una matriz abundante de limos y arcillas de tonos pardos y amarillentos. Su espesor puede superar los 4-5 m. en las zonas más distales del depósito.

En las partes altas de los relieves, asociado generalmente a los cresteríos serranos, se localizan acumulaciones de cantos, heterométricos, angulosos a subangulosos, sin apenas matriz, correspondientes a canchales. Su potencia no debe superar los 3 m.

Se han atribuido al holoceno.

3.2.3.4. GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS (FONDOS DE VALLE). CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA (CONOS DE DEYECCION) (c). FLUVIAL. HOLOCENO.

Asociados a algunos cauces, tanto de la red principal como de la secundaria, se reconocen depósitos atribuibles a fondos de valle. Los más importantes, por espesor y desarrollo, corresponden a los aluviales del Ega, Odrón y Linares.

Están compuestos por gravas dominantes, con matriz arenosa y arcillosa. Su espesor es difícilmente cuantificable, pudiendo estimarse un valor general en torno a 1-2 m., excepto en los citados anteriormente en que debe ser superior, especialmente en el caso del Ega que, en algunas zonas próximas, alcanza los 10 m.

En las salidas de algunos barrancos, se han cartografiado morfologías correspondientes a conos de deyección, formados por cantos, más o menos heterométricos y angulosos, englobados en una abundante matriz arcillosa y limosa. Su espesor, en las zonas más distales, puede alcanzar los 2-3 m.

Su edad es holocena.

3.2.3.5. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS ACTUAL-SUBACTUAL Y DEPOSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (e). POLIGENICO. HOLOCENO.

En las zonas de enlace de algunas vertientes con los fondos de valle asociados, se han cartografiado, en la parte central de la hoja, algunas morfologías de glacis actual-subactual, formadas por cantos, subredondeados a subangulosos, con abundante matriz limoarcillosa de tonos pardos y rojizos. Su espesor puede estimarse en torno a los 2 m.

Por otra parte, se han diferenciado también algunas zonas en las que se localizan materiales de génesis mixta, fluvial y de ladera, compuestos por cantos en matriz limoarcillosa, que se han cartografiado como depósitos aluvial-coluvial. Su extensión es, habitualmente, reducida, y su espesor no debe superar los 2 m.

Se atribuyen al Holoceno.

3.3.EVOLUCION DINAMICA

El registro morfológico más antiguo existente en la hoja de Mendoza, está constituido por las formas estructurales que conforman la arquitectura principal del paisaje.

La exhumación definitiva del relieve debió producirse, aproximadamente, en el Oligo-Mioceno que fué, por tanto, el momento del comienzo de la generación del relieve actualmente observable.

A partir del Pleistoceno, se produce el depósito de las morfologías de glacis presentes en la hoja, y que son coetáneas con terrazas fluviales reconocidas en zonas próximas.

En el Holoceno se generalizan los procesos de acumulación de ladera y de erosión y depósito de la red fluvial que, por otra parte, ya debió ser activa desde los primeros estadios de generación del relieve.

Esta actividad, que se mantiene en la actualidad, acompañada por los procesos de disgregación mecánica, química (kárstica) y de movimiento en ladera, continúa el proceso de modelado del relieve del área.

3.4.MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.

Los procesos de erosión, ligados a la dinámica fluvial, junto a los de movilización y acumulación en ladera, aparecen como los más activos en la actualidad en la hoja de Mendaza.

La escasa cobertera vegetal en el área, sobre todo en la zona meridional, implica que los procesos potencialmente activos puedan desarrollarse con mayor eficacia. Por ello, y con objeto de minimizar las consecuencias de la actividad de estos procesos, se recomienda favorecer, en lo posible, el desarrollo de una cobertera vegetal de protección, bien a nivel forestal o de cultivos.

En cualquier caso, y en la situación actual, deben considerarse como procesos potencialmente activos y generadores, por tanto, de riesgo en el desarrollo y ejecución de la obra pública, la movilización en ladera y los procesos relativos a la dinámica fluvial.

4.- HISTORIA GEOLOGICA

En este apartado se ofrece una visión general de la evolución tectosedimentaria del sector abarcado por este cuadrante, teniendo en cuenta los datos obtenidos durante la ejecución del mismo, así como de los adyacentes, los provenientes de otros estudios previos y/o los de índole más regional. De este modo, se analizará la evolución areal y vertical de los sistemas deposicionales representados en el cuadrante, enmarcándolos en su contexto regional.

A gran escala, la evolución sedimentaria registrada en esta zona se puede dividir en dos fases principales. La primera comprendería toda la serie de acontecimientos registrados durante el Mesozoico y el Terciario inferior, periodo en el que esta zona constituyó el borde meridional de la Región Vasco-Cantábrica.. Por su parte, la segunda fase, abarcaría la historia más reciente de la zona, a partir del depósito de la sucesión del Terciario continental, en el marco de la cuenca de antepaís del Ebro. Estas dos fases pueden, a su vez, subdividirse en varias etapas representadas por los diferentes ciclos y secuencias deposicionales diferenciados.

4.1.EVOLUCION DURANTE EL MESOZOICO Y TERCIARIO INFERIOR.

Como se acaba de indicar, durante el Mesozoico y Terciario inferior, la evolución de la zona de estudio habría estado estrechamente ligada a la experimentada por el conjunto de la Región Vasco-Cantábrica. Esta región forma parte del cinturón orogénico de los Pirineos, constituyendo la zona de enlace entre la parte central de la cadena y el actual margen continental noribérico. Su registro sedimentario es variado y potente (en algunos puntos llega a superar los 15.000 m.) y, principalmente, está constituido por materiales mesozoicos y, más concretamente, cretácicos.

La evolución tectosedimentaria de la Región Vasco-Cantábrica, ha sido dilatada y compleja, comenzando a finales del Paleozoico y extendiéndose hasta bien entrado el Terciario. Dicha evolución estuvo principalmente controlada por la interacción de las

placas Europea e Ibérica, y a gran escala dentro de ella se pueden distinguir dos periodos principales, cuyos caracteres detallados quedan recogidos en trabajos como los de MONTADERT et al (1974), RAT et al (1983), RAT (1988) y GARCIA MONDEJAR (1989): un primero dominado por movimientos de carácter distensivo desde el Paleozoico final al Cretácico superior y uno, posterior, caracterizado por movimientos compresivos, desde el Cretácico final hasta bien entrado el Terciario (aproximadamente hasta el Eoceno superior). De forma resumida, la sucesión de acontecimientos registrados durante ambos periodos fué la siguiente.

Como resultado de la fracturación tardihercínica, durante el triásico inferior se configuraron numerosas cuencas que se fueron rellenando con siliciclásticos continentales y carbonatos marinos someros y, finalmente, con evaporitas ya en el Keuper, que darían lugar a las extrusiones diapíricas que se reconocen en diferentes puntos de la región. La compartimentación en bloques desarrollada durante estos momentos, queda reflejada en las importantes variaciones de espesor de estos materiales, así como en la intrusión de magmas basálticos (ofitas).

Ya durante el jurásico inferior y medio se produjo una subsidencia más uniforme y amplia, tectónicamente pasiva, con implantación progresiva de la sedimentación marina en toda la región. A pesar de ello, se desarrolla una gran subsidencia diferencial con creación de surcos intraplataforma (MELENDEZ, 1976). A gran escala, todo el intervalo Triásico-Jurásico, se ha considerado como una etapa representativa de un *“rift”* incipiente.

La etapa de *“rifting”* propiamente dicha se desarrolló a partir del jurásico final (primeros movimientos kimméricos, PUJALTE, 1981) y a lo largo del Cretácico inferior. Durante ella, toda la Región Vasco-Cantábrica evolucionó como una cuenca sedimentaria individualizada. En un primer momento, se definieron las denominadas *“fosas wealdenses”* (PUJALTE, 1977), sistema de subcuencas limitadas por fallas normales que, principalmente se rellenaron con materiales continentales y transicionales. A consecuencia de un aumento de la subsidencia, a principios del Aptiense sobrevino una

etapa transgresiva, que culminó con el desarrollo de las primeras plataformas carbonatadas urgonianas, ya comienzos del Aptiense superior. A finales del Aptiense superior y, hasta el Albiense superior, un cambio en el movimiento relativo entre las placas europea e Ibérica, se manifestó en una compartimentación de la cuenca en altos y surcos. En los primeros, y bajo condiciones favorables, persistió la sedimentación carbonatada somera (facies urgonianas), mientras que los surcos se fueron rellenando con potentes sucesiones turbidíticas siliciclásticas (Flysch negro) provenientes de sistemas deltaicos localizados en los bordes de la cuenca, dispositivo que perduró hasta el Albiense superior.

En la primera mitad del Cretácico superior (intervalo Cenomaniense-Santonense), los procesos distensivos entre Iberia y Europa alcanzaron su máxima expresión, de forma que, en el golfo de Vizcaya, se llegó al estadio de oceanización. A consecuencia de una regularización y homogeneización de la subsidencia, todo el dominio pirenaico se configuró como una gran cuenca marina que, desde su extremo oriental, se abría y profundizaba hacia el golfo de Vizcaya.. Dentro de la Región Vasco-Cantábrica, que se situaría en la parte más abierta de dicha cuenca, se registró una transgresión generalizada, y se configuraron dos dominios de sedimentación principales: en la mitad septentrional, una zona de cuenca profunda más subsidente, que se fue rellenando con depósitos turbidíticos entre los que se intercalan grandes acumulaciones de lavas basálticas y, en la mitad meridional, una zona somera más estable, sobre la que se desarrollaron amplias plataformas carbonatadas de tipo rampa.

A comienzos del Campaniense, finalizó la creación de corteza oceánica en el golfo de Vizcaya, y comenzaron a registrarse los primeros movimientos convergentes entre las placas europea e ibérica. Hasta aproximadamente el Maastrichtiense inferior, se desarrolló una primera etapa compresiva que, en la parte oriental de los Pirineos provocó la erosión de grandes áreas y la creación de las primeras estructuras cabalgantes. Sobre las áreas someras de la región Vasco-Cantábrica se registró una regresión generalizada y la entrada de gran cantidad de depósitos siliciclásticos de carácter fluvio-deltaico, mientras que en la zona de cuenca profunda se depositó una potente sucesión de

turbiditas siliciclásticas. A continuación de este episodio, y a lo largo del intervalo Maastrichtiense superior-Paleoceno-Eoceno basal, se registró un cese en la actividad compresiva que permitió el desarrollo de una transgresión generalizada, durante la cual se reinstauró la sedimentación carbonatada sobre las áreas someras, quedando la zona profunda como una cuenca de tipo *starved* (BACETA, 1996).

A partir de este último intervalo dio comienzo la orogenia pirenaica propiamente dicha, aunque el proceso de convergencia se desarrolló en varias etapas diferenciadas. Durante la primera mitad del Eoceno se emplazaron las principales unidades cabalgantes del orógeno, y como rasgo significativo se configuraron las cuencas surpirenaica central y, adyacente a ella, la cuenca de Tresp-Graus. En muchos sectores del dominio (incluida la región Vasco-Cantábrica), se registró una regresión que estuvo acompañada por una importante entrada de materiales siliciclásticos provenientes de las áreas sujetas a emersión y erosión. En algunas posiciones, como al Oeste de Navarra, persistieron las plataformas carbonatadas, aunque con una extensión mucho menor que en la etapa precedente. Los materiales siliciclásticos también alcanzaron las áreas de fondo de la cuenca, donde formaron importantes acumulaciones (Grupo Hecho en la zona surpirenaica central y flysch eoceno e la mitad norte de la región Vasco-Cantábrica). Con posterioridad a dicha etapa compresiva, se registró un nuevo pulso transgresivo (*Transgresión Biarritziense*), y tras ella una nueva etapa regresiva que culminó con la emersión final de la mayor parte de la región Vasco-Cantábrica y del resto del dominio pirenaico, dando paso a la sedimentación continental.

En la zona de estudio, los depósitos que definirían todo el periodo que se ha descrito tienen poca representación cartográfica. Los depósitos del Cretácico inferior definen en conjunto una etapa de carácter regresivo, que se desarrolló a consecuencia de un cambio en el movimiento relativo entre las placas europea e ibérica.

Los materiales carbonatados del Coniaciense, serían representativos de la etapa de carácter general transgresivo que, durante la primera mitad del Cretácico superior, dió lugar la desarrollo de extensas plataformas carbonatadas a lo largo de toda la mitad meridional de la región Vasco-Cantábrica. En esos momentos la parte Norte de la hoja

de Mendaza y parte de Aguilar de Codés formarían parte del sistema de plataformas definiendo, probablemente, una cercana al borde de la cuenca.

4.2. EVOLUCION DESDE EL EOCENO FINAL AL PLIOCENO

A partir del Eoceno superior, y como consecuencia de las principales etapas compresivas, tanto la región vasco-cantábrica, como el resto del dominio pirenaico experimentaron un levantamiento generalizado, durante el que se transformaron en áreas sujetas a emersión y/o erosión. Paralelamente, las áreas adyacentes al cinturón orogénico se transformaron en cuencas de antepaís subsidentes debido al apilamiento tectónico, que se fueron rellenando con depósitos detríticos continentales provenientes de las áreas adyacentes sujetas a erosión. Este proceso no fué homogéneo, ya que se desarrolló durante un periodo de tiempo amplio, en el que se registraron diferentes etapas directamente relacionadas con los cambios en la dirección e intensidad de los esfuerzos compresivos.

Como ya se ha indicado, el territorio comprendido en la hoja 1:50.000 de Viana, formaba parte del borde septentrional de la Depresión del Ebro, cuenca de antepaís que se extendía por todo el borde meridional del orógeno pirenaico. Debido a su localización en el borde de la cuenca, en esta zona la sedimentación continental estuvo principalmente representada por sistemas detríticos de aporte lateral, ordenados en una serie de secuencias cíclicas frecuentemente limitadas por discordancias, visibles sobre todo en las zonas más proximales, que evidenciarían etapas evolutivas diferenciadas. Tanto para esta zona, como para las áreas adyacentes de la cuenca, se han diferenciado para este intervalo (Oligoceno a Plioceno) un total de siete secuencias o unidades principales, cuya ordenación estratigráfica ya se ha realizado en el capítulo correspondiente de esta memoria, y que serían de más antigua a más moderna: Añorbe-Puente la Reina, Mués-Tafalla, Mendigorria, Gallipienzo-Leoz, Artajona-Olite, Sierra de Ujué y Oco.

Aunque cada una de dichas secuencias representa una etapa diferenciada, para esta hoja y a gran escala, pueden agruparse en tres macrosecuencias principales que definirían

otros tantos estadios evolutivos que, temporalmente, se distribuirían de la siguiente manera: la primera macrosecuencia abarcaría el Oligoceno inferior (Añorbe-Puente la Reina y Mués-Tafalla); la segunda sería Oligoceno superior a Mioceno superior (Gallipienzo-Leoz, Artajona-Olite y Sierra de Ujué) y, por último, la tercera sería Mioceno terminal-Plioceno (Oco). A continuación analizaremos las pautas evolutivas registradas durante el desarrollo de dichas macrosecuencias.

4.2.1. MACROSECUENCIA DEL OLIGOCENO INFERIOR.

Los materiales representativos de esta macrosecuencia están representados por una gran variedad de facies, que van desde las detríticas propias de borde de cuenca a las lacustres evaporíticas de zonas centrales. Todas ellas se encuentran caracterizadas por las intensas coloraciones rojizas de sus materiales. Se distribuyen en dos secuencias o unidades: Añorbe-Puente la Reina y Mués-Tafalla.

En el ámbito de esta hoja, apenas existen datos de la organización y características de la primera de ellas, siendo solo evidente que en sus últimos estadios de desarrollo debió coincidir con el desarrollo extensivo de la sedimentación evaporítica. En base a que estos depósitos evaporíticos se han reconocido en otras zonas más al Este, además de algunos retazos en el cuadrante de Mendaza, es fácil suponer que ocuparan la mayor parte de esta hoja.

El comienzo del ciclo de Mués-Tafalla, coincidió con un aumento importante de los sedimentos siliciclásticos, representados en la zona por la potente sucesión de las areniscas de Mués y facies relacionadas, que se formarían en sistemas fluviales de tipo anastomosado y/o meandriforme, dentro de una gran llanura aluvial. Las direcciones de aporte medidas implican una procedencia de los materiales desde el Sur y el Oeste, por lo que puede suponerse que el borde Norte del surco del Ebro no estaba en ese momento en posición similar a la actual, sino mucho más al Norte.

Durante la parte final del ciclo se registró un descenso significativo en los aportes

fluviales, que favorecieron la implantación de un amplio lago salino, en el que se depositaron sucesiones en las que alternan yesos (Yesos de Desojo) y depósitos lutíticos.

4.2.2. MACROSECUENCIA DEL OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO SUPERIOR

El depósito de esta segunda macrosecuencia se produjo durante las principales etapas de levantamiento del área, abarcando el depósito de las unidades de Mendigorria, Gallipienzo-Leoz, Artajona-Olite y, probablemente, Sierra de Ujué.

La unidad basal de esta macrosecuencia (Mendigorría), marca el comienzo de cambio de tendencia en la polaridad de la cuenca. A partir de este momento los aportes proceden del Norte o del NO, al tiempo que se comienzan a localizar las facies más groseras (proximales) también adosados o en las proximidades del mismo. Esta unidad se encuentra también claramente implicada en los movimientos tectónicos relacionados con el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria y zona de influencia por lo que, en parte, ocupa posiciones en la cuenca distintas de las de su depósito original, al haber sido transportadas hacia el Sur solidariamente con el sustrato mesozoico.

En general hacia el Sur y SE, los materiales del ciclo de Mendigorria evolucionan a facies distales (areniscas y lutitas). También los depósitos que debieron producirse en pequeñas cuencas internas cercanas al borde de la cadena (caso de la fosa de Sorlada-Piedramillera) presentan esa evolución aunque en este caso en dirección Oeste-Este. La evolución final de la unidad es a un amplio lago salino situado al Sur y SE (Yesos de Los Arcos).

Durante el depósito de la secuencia de Gallipienzo-Leoz, el dispositivo fué similar, aunque en el ámbito de la hoja se encuentran poco representados estos materiales.

En el ámbito de la hoja, y posteriormente al depósito de las unidades citadas, se localiza una importante entrada de materiales de procedencia Oeste y SO representada por las

llamadas Facies de Haro y Facies de Nájera. Parecen corresponder a un momento de tranquilidad en esta parte de la cadena, de tal manera que el actual relieve septentrional de la Cuenca del Ebro no existiría como tal. No se observan aportes de materiales de procedencia septentrional en la unidad y si en cambio, como un proceso de colmatación de surco, en el que el borde norte representaría solamente una intumescencia de relieve que contribuiría a desviar y canalizar los aportes.

Posiblemente, tanto la facies de Haro, como la de Nájera, que se encuentra por debajo y en cambio lateral, deban corresponder a depósitos de la unidad de Artajona-Olite o a la de Sierra de Ujué.

4.2.3. MACROSECUENCIA DEL MIOCENO FINAL-PLIOCENO.

El depósito de la unidad que define esta macrosecuencia se registró en un contexto totalmente diferente al dominante en los momentos previos. Esta unidad solo se reconoce en la parte septentrional del área, relacionada con el relleno de depresiones de origen tectónico compartimentadas por fallas de régimen normal. Dichas fallas se crearían durante una etapa de relajación posterior a las etapas compresivas principales y, en muchos casos aprovechan el trazado de accidentes que anteriormente se habían comportado como inversos. Durante el depósito del ciclo se reconocen dos estadios evolutivos.

El primero corresponde al depósito de materiales terrígenos (conglomerados y areniscas), que forman la parte inferior de la secuencia, y que se depositaron mediante sistemas aluviales poco desarrollados, y que pasan hacia el centro de las cubetas a sucesiones homogéneas de arcillas y limos, representativas de ambientes palustres.

En la depresión del Ega se reconoce, además, un segundo estadio evolutivo, que coincide con el desarrollo de un lago, en el que de forma extensiva predominan las facies carbonatadas (Calizas de Oco). De acuerdo a su distribución lateral, estas calizas serían más puras y potentes según nos desplazamos hacia el centro de la cubeta, pasando hacia los bordes a sucesiones dominadas por margas. Para estos momentos se considera que

las fallas normales que fragmentaban la cuenca apenas tenían actividad.

5.- GEOLOGIA ECONOMICA

5.1.RECURSOS MINERALES.

En la hoja de Mendaza existen algunas explotaciones mineras, todas ellas inactivas en la actualidad. Beneficiaban minerales metálicos (CU y Pb) y se reseñan a continuación:

Sustancia	N ^o	Nombre	Roca caja	x	y
Cu	472	Ermita Angel de la guarda	Arenisca	565.700	4717.700
Cu, Pb	473	Ubago	Arenisca	559.900	4718.450
Cu, Pb	474	Desojo	Arenisca	558.500	4717.950
Cu, Pb	475	Mués	Arenisca	562.850	4717.850
Cu, Pb	476	Otiñano	Arenisca	557.350	4720.000
Cu, Pb	477	Ubago-Mues	Arenisca	561.100	4716.500
Cu, Pb	478	Sorlada	Arenisca	564.100	4717.750
Cu, Pb	479	Sorlada	Arenisca	564.100	4718.100

5.2.CANTERAS Y YACIMIENTOS GRANULARES

Existen una serie de explotaciones, en desuso en la actualidad. Son las siguientes:

Sustancia	Número	Nombre	X	Y
Yeso	471	Las Pulpejas	562.950	4718.400
Yeso	470	San Gregorio	564.300	4718.400
Yeso	468	Ctra. Logroño Pamplona	559.425	4715.925
Yeso	467	Arroyo Aguilar	553.750	4717.400
Yeso	466	Espronceda	556.700	4716.800
Yeso	465	Ctra. Mues a Sorlada	562.650	4718.300
Yeso	464	San Gregorio	563.900	4718.975
Grava	463	Sta. Columba	562.450	4722.000
Grava	462	Castillo de Granada	564.250	4724.150
Grava	461	Ctra. Ancin- Acedo	563.100	4724.250
Caliza	457	Sta. Comba	562.925	4722.200
Arcilla	453	Acedo	560.900	4723.400

5.3.HIDROGEOLOGÍA

5.3.1. INTRODUCCIÓN

La Hidrogeología de la zona es bastante conocida gracias a los estudios que ha realizado el Gobierno de la Comunidad Foral de Navarra. Destaca el **Proyecto Hidrogeológico de Navarra** que, desarrollado en dos fases, entre 1975 y 1983, permitió definir las unidades hidrogeológicas y los acuíferos principales de Navarra, así como sus características.

Posteriormente se han realizado otros estudios con objetivos específicos, y que propor-

cionan un buen conocimiento de las características hidrogeológicas del territorio, así como de sus posibilidades.

En el mencionado **Proyecto Hidrogeológico de Navarra**, se definieron **11 unidades hidrogeológicas**, de las que en la hoja 1:50.000 de Viana tan sólo se encuentran presentes la parte más meridional de la de Lóquiz y la Unidad Sur.

5.3.2. UNIDAD HIDROGEOLÓGICA SUR

La mayor parte de la extensión de la hoja 1:50.000 de Viana está ocupada por la denominada **unidad hidrogeológica Sur**, formada por materiales del Terciario en facies continental de la Depresión del Ebro.

Su litología es compleja, debido a las condiciones en que se han depositado sus materiales, con cambios de facies entre unos y otros, y con una estructura, en general, bastante tranquila. En líneas generales, y atendiendo a criterios litológicos, los materiales se pueden agrupar en los grupos siguientes:

- Formados por facies detríticas de borde e intermedias: conglomerados, areniscas, limos y arcillas.
- Facies evaporíticas, formadas por margas yesíferas, arcillas, yesos e incluso sal.
- Facies carbonatadas, integradas por margas y arcillas calcáreas y calizas.

Desde un punto de vista hidrogeológico, los únicos que presentan cierto interés son los de las facies detríticas y los materiales de alteración. El resto, por su escasa permeabilidad y/o la mala calidad química de sus aguas, pueden prácticamente desestimarse ya que raramente se pueden utilizar para satisfacer demandas. En cualquier caso, la mayor parte de los materiales de esta unidad, incluidos los detríticos, se comportan como prácticamente impermeables o con interés hidrogeológico muy bajo.

En las facies detríticas, los conglomerados y las areniscas son los materiales que constituyen los acuíferos potenciales más notables. Los conglomerados, por lo general muy cementados, pueden alcanzar espesores muy notables, de centenas de metros. Las areniscas, por el contrario, corresponden a depósitos de paleocanal que, aunque pueden, en algunos casos, alcanzar potencias superiores a los 10 m., se encuentran interes-trafficadas con limolitas y arcillas.

Tanto las facies más gruesas como las arenosas, se encuentran cementadas en profundidad y, por tanto, presentan una porosidad baja, por lo que el agua solamente circula a favor de las escasas fisuras que lo permitan.

Los acuíferos formados presentan una distribución irregular, escasa extensión y permeabilidad baja. Suelen estar desconectados entre sí, o conectados a través de acuitardos.

Por lo general se trata de acuíferos libres y confinados, cuya recarga se realiza por infiltración del agua de lluvia sobre los afloramientos, y cuya descarga se produce por manantiales poco importantes y dispersos, y por flujo subterráneo hacia los ríos y arroyos próximos a través de los recubrimientos cuaternarios asociados a los mismos.

Los manantiales existentes tienen caudales irregulares, con medias muy bajas, y muchos se secan en época de estiaje. En general, drenan niveles de areniscas. Caso especial lo constituye el localizado en la población de Aras, con un caudal superior a 10 l/seg.

Los pozos excavados, con profundidades que raramente superan los 10 m. proporcionan caudales también escasos, con agotamientos rápidos y recuperaciones lentas. Su uso suele ser agrícola.

Las aguas suelen ser de dureza media y mineralización notable. Por su composición

iónica son casi siempre bicarbonatadas o bicarbonatadas sulfatadas cálcicas.

5.3.3. UNIDAD DE LOQUIZ

En la hoja 1:50.000 de Allo, solamente en la extremidad septentrional (cuadrantes de Aguilar de Codés y Mendaza), se ubican términos correspondientes a la unidad hidrogeológica de la Sierra de Lóquiz, que alcanza su mayor desarrollo en zonas situadas más al Norte

ACUÍFERO DE ALBORÓN-ANCIN

Está poco desarrollado, ocupando una estrecha franja en la parte más nororiental de la hoja de Mendaza, estando constituido por calcarenitas.

La recarga se realiza por infiltración de las precipitaciones y la descarga a través del cuaternario del Ega.

En esta zona del acuífero no existen manantiales importantes, a excepción de un punto de agua localizado al Sur de Sierra Chiquita, con caudal superior a 10 l/seg.

Con el fin de obtener un mayor conocimiento del funcionamiento del acuífero y para determinar los parámetros hidráulicos del mismo se han construido dos sondeos de reconocimiento durante los Estudios de la Unidad de Lóquiz durante los años 1986-1987 y 1996-1997, Medilibarri R1 y R2 cuyas características se reflejan en el cuadro n^o 1.

Cuadro n^o 1. Sondeos de reconocimiento en el acuífero Alborón-Ancin

SONDEO	ACUÍFERO	TIPO	COTA	PROFUNDIDAD (cm)	NIVEL (m) Junio 97	ESTADO AC- TUAL

MENDILIBARRI. R-1	Cuaternario Gravas. arenas, limos, Pliocene-Mioceno. Calizas y conglomerados CRETÁCICO SUP. Calcarenitas	Libre	472,70	190,95	Surgente	Piezómetro
MENDILIBARRI. R-3	CUATERNARIO Gravas, arenas, limos OLIGOCENO Calizas y conglomerados CRETACICO SUP. calcarenitas	Libre	809	197,5	34,70	Piezómetro

La transmisividad del acuífero en esta zona se ha calculado a partir de las pruebas de permeabilidad realizadas en los dos piezómetros obteniéndose unos valores comprendidos entre 30 y 70 m²/día.

Las aguas de este acuífero son de dureza media a duras y mineralización ligera a notable. Son bicarbonatadas cálcicas, con escasas variaciones tanto en la conductividad como en los iones fundamentales.

CUATERNARIO

Está situado en la zona nororiental de la hoja de Mendaza, y en la parte septentrional de la de Aguilar de Codés.

La recarga se realiza por infiltración de las precipitaciones y a partir de los aportes laterales que recibe del acuífero de Ancín.

Como puntos de agua más importantes dentro de la hoja se localizan dos manantiales de Ancín con oscilaciones estacionales fuertes que oscilan en conjunto entre los 15 y los

80 l/s.

Estos manantiales forman parte del drenaje del acuífero de Ancín, localmente en conexión con los depósitos cuaternarios. Nacen en el límite de un glacis-terracea y la terracea inferior del río Ega.

Con el fin de determinar los parámetros hidráulicos del acuífero y conocer el funcionamiento hidrogeológico del mismo se han construido, durante los diferentes estudios realizados por el Gobierno de Navarra en la Unidad de Lóquiz, dos sondeos de preexplotación denominados Ancín P-4 y Mendilibarri P-2, cuyas características se describen en el cuadro nº 2.

Cuadro nº 2. Características de los sondeos de preexplotación del cuaternario del Ega.

SONDEO	ACUÍFERO	TIPO	COTA (m)	PROFUNDIDAD (m)	Perforación		Entubación		Filtros	Observaciones	
					TRAMO	Ø mm	TRAMO	Ø mm			
ACIN P-4	Cuaternario	Libre	471,02	43	0-5	750	0-43	450	24	Abastecimiento	
	Aluvial				5-27	590					
						27-43	540				
Mendilibarri P-2	Cuaternario	Libre	468,72	40	0-7	700	0-5	600		Red piezométrica	
	Aluvial				7-21	650	0-40	450	16		
						21-26,5	600				
						26,5-40					

La transmisividad del acuífero en el tramo comprendido entre Ancín y Murieta se ha calculado a partir de los ensayos de bombeo realizados en estos dos sondeos habiéndose

obtenido una transmisividad comprendida entre 300 y 240 m²/día.

Las aguas del cuaternario del Ega son fundamentalmente sulfatadas cálcicas, extremadamente duras y mineralización fuerte.

5.4. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

5.4.1. INTRODUCCIÓN

Para la realización de la cartografía geotécnica de la hoja 171 se ha tomado como base la cartografía geológica a escala 1:25.000 realizada previamente. Las distintas unidades geológicas se han sometido a un proceso de síntesis, agrupándolas en función de sus características y comportamiento geotécnico.

Para definir las características geotécnicas de los distintos materiales se debe partir como es lógico de datos de ensayos realizados en obras y proyectos, en todos sus aspectos: clasificaciones, resistencia, deformación, cohesión, etc. Sin embargo, la inexistencia de datos de ensayos geotécnicos en la actualidad, en estas hojas, impide realizar un tratamiento estadístico que permita clasificar las unidades.

Por este motivo, para clasificar las unidades geológicas en función de sus características geotécnicas será preciso utilizar otros procedimientos. Estos consistirán en la extrapolación de las características de las mismas unidades de las que se disponga de datos en hojas contiguas, mientras que para los materiales de los que no se disponga de ningún dato ni en hojas contiguas, su caracterización consistirá en una descripción basada en las observaciones de campo y datos generales de Normas y Códigos.

En cualquier caso, esta clasificación y los datos que en ella se contienen deben considerarse como meramente orientativos, siendo necesaria la realización de los ensayos pertinentes en cualquier obra o trabajo que se vaya a acometer en estas hojas.

5.4.2. ZONACIÓN GEOTECNICA

Los distintos materiales que componen la hoja 171 se han subdividido en áreas y, estas, a su vez en zonas. El criterio inicial de agrupamiento ha sido fundamentalmente geológico y litológico, al que se han incorporado criterios geotécnicos, teniendo en cuenta las limitaciones que existen en estas hojas, como ya se ha señalado.

La división en áreas resultante es la siguiente:

Área I: Comprende los materiales cretácicos (Cuadrantes I y II)

Área II: Incluye los materiales terciarios con facies yesíferas

Área III: Ocupa los materiales terciarios de facies detríticas y margosas

Área IV: Depósitos cuaternarios

Las 3 últimas se distribuyen por los cuatro cuadrantes

Estas áreas, a su vez, se han subdividido en las siguientes zonas:

Área I: Zona Ia, Ib, Ic

Área II: Zona IIa, IIb

Área III: Zonas IIIa, IIIb, IIIc

Área IV: Zona IVa, IVb

A continuación se describen las distintas unidades.

5.4.3. DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES

Zona Ia

En el área I de materiales mesozoicos, esta primera zona agrupa los materiales carbonatados constituidos por calizas, dolomías y calcarenitas (Unidades 3, 5, 6 y 7).

En general, pueden considerarse rocas duras con algunas zonas de tipo medio, donde el índice RQD desciende. Son poco ripables y pueden soportar presiones admisibles elevadas. Son frecuentes los fenómenos kársticos en todos sus afloramientos, mientras que la estabilidad de los taludes artificiales está condicionada por el grado de fracturación.

Zona Ib

Corresponde esta unidad geotécnica a los materiales de grano fino, margas, arcillas y limolitas de edad mesozoica. (Unidades 2 y 4).

En general, debido a su grado de compactación son de resistencia media, pudiendo soportar presiones por encima de 5 kp/cm^2 . Su excavabilidad es variable, ya que los niveles arcilloso-margosos pueden ofrecer variaciones entre ripable y no ripable. En estas unidades, especialmente en la Unidad 4 de margas y margocalizas, en relieves fuertes y aprovechando planos de fracturación se producen fenómenos de deslizamientos de cierta importancia. Cuando no se producen estas circunstancias, los taludes sobre estos materiales son estables.

Zona Ic

Agrupa esta zona geotécnica a los depósitos detríticos de grano medio a grueso: areniscas y calizas arenosas con niveles margosos (Unidades 1, 8 y 9).

Las presiones admisibles que se estima para esta zona según las diferentes Normas y Códigos establecen que puede cimentarse con cargas superiores a 3 kp/cm^2 . Sus primeros metros se pueden considerar como roca blanda por lo que en determinados casos serán fácilmente excavables, mientras que no lo serán en absoluto en profundidad. No

presentan problemas de estabilidad de taludes, tan sólo en algún caso y debido a la alternancia de materiales de diversa competencia se producen caídas y desplomes de bloques.

Zona IIa

En esta unidad se incluyen los depósitos terciarios con predominio de facies yesíferas, que en la zona que abarca la hoja 171 incluye los Yesos de Puente la Reina, (Un. 10), los Yesos de Desojo y yesos, calizas y areniscas (Ud. 14 y 12) de la Unidad de Mues-Tafalla y los materiales yesíferos de la Unidad de Mendigorria (Ud. 18 y 19).

Las condiciones geotécnicas de estos materiales son muy variables, en general en función del contenido en yeso y arcillas. En muchos casos son materiales de baja resistencia que hacen que se comporten como una roca blanda o incluso como un suelo. Sus características geotécnicas pueden ser problemáticas debido a los efectos derivados de la disolución de los yesos. Salvo excepciones, son materiales ripables y pueden presentar deslizamientos en taludes.

Zona IIb

En esta zona únicamente se incluyen las unidades de arcillas y margas con intercalaciones de yesos. En estos materiales las condiciones geotécnicas varían en función de la mayor o menor presencia de yesos. Se incluyen en esta zona los depósitos de arcillas y lutitas rojas con intercalaciones de yesos (U. 13 de Mués-Tafalla), y los depósitos con intercalaciones de yesos de la Unidad de Mendigorria (17 y 20).

Son materiales fácilmente excavables, pudiendo aparecer fenómenos de inestabilidad en taludes naturales, originando deslizamientos de tipo rotacional. La presión admisible que pueden soportar estos materiales, según algunos Códigos de Práctica son variables, pudiéndose producir asentamientos de consolidación a largo plazo.

Zona IIIa

Corresponde esta unidad geotécnica a las distintas sucesiones de arcillas y limos que afloran en las hojas, en general constituidos por materiales de fina granulometría. (Unidades 22, 23 y 26), siendo los materiales de menor resistencia dentro del Area III.

Pueden soportar presiones admisibles en un rango variable que va desde 1,5 kp/cm² a 3 kp/cm², pudiendo presentar asentamientos a largo plazo. En general son fácilmente excavables y los taludes artificiales construidos sobre ellos se deterioran progresivamente.

Zona IIIb

Esta zona corresponde a las alternancias de depósitos de menor resistencia que los que ocupan la zona IIIb. Son margas, margocalizas y areniscas, siendo su principal característica esta alternancia de materiales resistentes con otros más blandos. Corresponden a los depósitos de las unidades 11, 16, 21 y 24.

Desde el punto de vista geotécnico se consideran como un suelo muy rígido o como una roca muy meteorizada. Según su RQD, su clasificación es Mala o Muy Mala, entre 0 y 25%. Las presiones admisibles son muy bajas, del orden de 3 kp/cm² y son ripables.

Zona IIIc

Agrupada esta zona a todos los depósitos conglomerativos, constituidos por conglomerados con cantos redondeados de calizas y areniscas principalmente, (Unidades 15 y 25). También se incluyen en esta zona, las calizas tabulares brechoides, denominadas Calizas de Oco (Ud. 27).

Su característica principal es su elevada cimentación lo que hace que se conformen como una roca, alcanzando presiones admisibles superiores a 10 kp/cm², no siendo ripables en ningún caso. Sus taludes naturales son estables.

Zona IVa

Incluye todos los depósitos cuaternarios formados por cantos y gravas con matriz limo-arcillosa, incluyendo glacis, terrazas, canchales y conos de deyección.

Zona IVb

Incluye todos los depósitos cuaternarios, formados por coluviones, fondos de valle y depósitos aluvial-coluvial.

En general son depósitos poco potentes, con ripabilidad alta y de permeabilidad media a alta. Sus características de cimentación son muy variables como es lógico, pudiendo diseñarse cargas admisibles entre 1 y 5 kp/cm². Es importante en los materiales aluviales tener en cuenta la posición del nivel freático.

Especial mención dentro de esta zona merecen los fangos y arcillas de fondos endorreicos y semiendorreicos, en los que la presencia de agua de forma prácticamente permanente condiciona sus características geotécnicas, tratándose de la unidad con menor estabilidad desde el punto de vista geotécnico.

6.- BIBLIOGRAFIA

- AMIOT, M. (1982): "El Cretácico superior de la Región Navarro-Cántabra". En "El Cretácico de España". Univ. Compl. Madrid, p. 88-111.
- ALONSO RAMIREZ, J. (1987).- El Cretácico superior de la Sierra de Entizia (II. Bioestratigrafía y Taxonomía). Estudios del Inst. Alavés de la Naturaleza. 2, 29-90.
- BACETA, J.I. (1996): "El Maastrichtiense superior, Paleoceno e Ilerdiense basal del País Vasco y Oeste de Navarra: secuencias deposicionales y facies". Tesis doctoral Univ. País Vasco UPV-EHU. 404 p (Inédita).
- BOMER, B. (1978): "Le Bassin de L'Ébre et des bordures montagneuses. Etude Géomorphologique". Tesis doctoral Univ. (Inédito).
- CASTIELLA, J.J. y DEL VALLE, J. (1978). "Mapa Geológico de Navarra. A escala 1:200.000". Serv. Geol. Dir. de Obras Públ. Diput. F. de Navarra.
- EVE (1993).- Cartografía geológica a escala 1:25.000. Hojas de Bernedo y Oyon.
- FLOQUET, M. (1991): "La plate-forme Nord-Castellane au Crétacé supérieur (Espagne). Arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique, sédimentation et vie". Tesis doctoral, Mem. Géol. Univ. Dijon. Vol. 14 (dos tomos), 925 p.
- FROUTE (1988): "Le rôle de l'accident d'Estella dans l'histoire géologique Crétacé supérieur à Miocène des Bassins Navarro-Alavais (Espagne du Nord)". Tesis doctoral Univ. de Pau, 231 p.
- GARCIA MONDÉJAR, J. (1982). "Aptiense y Albiense, Región Vasco-Cantábrica y Pirineo navarro". En: El Cretácico de España, 63-84. Universidad Complutense. Madrid.

GARCIA MONDÉJAR, J. (1989): "Strike-slip subsidence of the Basque-cantabrian Basin of northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of the Bay of Biscay". En: Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. AAPG memoir nº 46, p. 395-409.

GARCIA MONDÉJAR, J.; PUJALTE, V. y ROBLES, S. (1986). "Características sedimentológicas, secuenciales y tectoestratigráficas del Triásico de Cantabria". *Cuadernos de Geología Ibérica*, vol. 10, p. 151-172.

GONZALO, S. (1981). "Análisis de Geomorfología Estructural". *Biblioteca de Cuadernos Riojanos*, nº 37, 2 v. 508 p..

HERNANDEZ, A., RAMIREZ DEL POZO, J., CARBAYO, A, CASTIELLA, J. y SOLE-SEDO, J. (1984). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000: Hoja de Allo (172).

HOTTINGER, L. (1961): *Recherche sur les alveolines du Paéocène et de l'Eocene*. *Mém. Suisses Paéont.*, 75-76, p 1-243.

IGME (1978). "Mapa geológico de España a escala 1:50000, hoja 139, Eulate".

IGME (1985). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja de Bernedo y Oyon.

IGME (1987). "Mapa geológico de España a escala 1:50000, hoja 140, Estella".

LERANOZ, B. (1990). "Geomorfología del curso bajo del río Ega (Navarra). *Actas I Reunión Nacional de Geomorfología*. Teruel

MATHEY, B. (1986): "Les flysch Crétacé supérieur des Pyrénées basques. Age, anatomie, origine du matériel, milieu de dépôt et relation avec l'ouverture du Golfe de

- Gascogne". Tesis doctoral, Mem. Géol. Univ. du Dijon, vol. 12, 399 p.
- MELLENDEZ-HEVIA, F. (1976). "El interes petrolífero del Jurásico marino de la parte SW de la Cuenca Cantábrica". II Jornadas Nacionales del Petroleo y Gas Natural, Ponencia 1: Exploración y Producción.
- MENSUA, S. Y BIELZA, V. (1974). "Contribución al estudio geomorfológico del valle inferior del Ega (Navarra) ~~en~~ Estudios Geográficos.
- MITCHUM, R.M. Jr. (1977). "Glossary of terms used in seismic stratigraphy". En C.E. Payton (ed.) Seismic Estratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Mem. 26, p. 205-212.
- MONTADERT, L.; WINNONCK, E.; DELTIEL, J.R. y GRAN, G. (1974). "Continental margins of Galicia-Portugal and Bay of Biscay". En: Burk y Drake (eds.), Geology of continental margins. Springer-Verlag, Berlin, p. 323-342.
- PAYROS, A. (1997): "El Eoceno de la Cuenca de Pamplona: Estratigrafía secuencial y evolución paleogeográfica". Tesis doctoral Univ. Pais Vasco. 300 p (Inédita).
- PAYROS, A., PUJALTE, V.; BACETA, J.I.; ORUE-ETXEBARRIA, X. Y SERRAKIEL, J. (1996): "Las calizas eocenas del Oeste de Navarra: revisión, redefinición y nueva interpretación de sus unidades estratigráficas". En: Libro Homenaje a Máximo Ruiz de Gaona, Príncipe de Viana (Suplemento de Ciencias), año XVI, nº 14/15, p. 137-153.
- PFLUG, R. (1967). "El Diapiro de Estella". Munibe (Sociedad de Ciencias Aranzadi), 2-4, p. 171-202.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1972). Memoria geológica de la hoja núm. 173 (Tafalla)". Informe inédito. Excma. Diput. F. de Navarra.

- PUJALTE, V. (1977). " El complejo Purbeck-Weald de Santander: estratigrafía y sedimentación". Tesis Univ. de Bilbao, 202 pp, inédito.
- PUJALTE, V. (1981). "Sedimentary successsion and paleoenvironments within a fault-controlled basin: the wealden of the Santander area, Northern Spain". *Sedimentary Geology* vol. 28, p. 293-325.
- RAT, P. (1988). "The Basque-Cantabrian Basin between the Iberian and European plates: Some facts but still many problems". *Rev. Soc. Geol. de España*, 1 (3-4), p. 327-348.
- RAT, P.; AMIOT, M.; FEUILLÉE, P.; FLOQUET, M., MATHEY, B.; PASCAL, A. y SALOMON, J. (1983). "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique. Une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires". *Mem. Geol. Univ. de Dijon*, vol. 9, 191 pp.
- RIBA, O. (1955). "Sur le ttype de la sédimentation du Tertiare continental de la partie Ouest du Bassin del'Ebre". *IV Int. Sedimentol. Congr., Braunschweig-Geologische Rundschau*, 43/2, p. 363-371.
- RIBA, O. (1956). "Resumen sobre el Terciario continental de la Región de Estella". *Inf. CIEPSA* (Inédito).
- RIBA, O. (1964). "Estructura sedimentaria del Terciario continetal de la Depresión del Ebro en su parte riojana y navarra". En "Aportación Esp. al XX Congr. Geogr. Int." (1964), p. 127-138. *Inst. Geogr. "J. S. Elcano" e Inst. Est. Pir.*
- RIBA, O. (1992). "Las secuencias oblicuas en el borde Norte de la Depresión del Ebro en Navarra y la Discordancia de Barbarín". *Libro homenaje a Oriol Riba Ardireu. Acta Geológica Hispánica*, 27, p. 55-68.

- RIBA, O. y PEREZ MATEOS, J. (1962). "Sobre la inversión de aportes sedimentarios en el borde norte de la cuenca terciaria del Ebro (Navarra)". Ila. Reun. de Sedimentol. (Sevilla, 1961). Vol. Comun. p. 201-221.
- RIBA, O., REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983, 1987). "Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro". En: Libro Jubilar J.M. Rios. Geología de España. Vol. 2, p. 131-159.
- RIBA, O. y JURADO, M.J. (1992). "Reflexiones sobre la geología de la parte occidental de la Depresión del Ebro". Libro homenaje a Oriol Riba Ardireu. Acta Geológica Hispánica, 27, p. 177-193.
- RUIZ DE GAONA, M. (1952). "Notas y datos para la geología de Navarra". Primer congreso internacional del Pirineo, Instituto de estudios pirenaicos, Zaragoza.
- SOLE-SEDO, J. (1972). "Formación de Mués: Litofacies y procesos sedimentarios". Tesis de Licenciatura de la Fac. de Geología Univ. de Barcelona. 61 p., 1 mapa (Inédita).
- TOSQUELLA, J. y SERRA-KIEL, J. (1996): "Las biozonas de nummulítidos del Eoceno Pirenaico". En: Libro Homenaje a Máximo Ruiz de Gaona, Principe de Viana (suplemento de ciencias), 14-15, p 155-193.
- WIEDMANN, J. (1979): "Itineraire geologique a travers le Crétacé Moyen des chaines Vascogotiques et Celtiberiques (Espagne du nord)". En "Mid Cretaceous events, Iberian Field Conference, Cuadernos de Geología Ibérica, 5, p. 127-214.