



Gobierno de Navarra

Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 117-III

OCHAGAVÍA

MEMORIA

La presente Hoja y Memoria, ha sido realizado por "Informes y Proyectos, S.A. (INYPSA)", durante el año 1998-1999, con normas, dirección y supervisión del Gobierno de Navarra, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Dirección y Supervisión (Gobierno de Navarra)

Faci Paricio, E.	Dirección del Proyecto
------------------	------------------------

Autores y Colaboradores

García de Domingo, A. (INYPSA)	Cartografía, Memoria
Fernández García P. (U.C.M.)	Geomorfología y Cuaternario
Solé Pont, J. (INYPSA)	Sedimentología
Martínez Arias A. (INYPSA)	Hidrogeología y Geotécnica
Galán Pérez G. (TECNA)	Informatización

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. ESTRATIGRAFIA	4
3. MESOZOICO	5
3.1.1. Cretácico superior	5
3.1.1.1. Margas y limolitas (189). Campaniense-Maastrichtiense	5
3.1.1.2. Calizas arenosas (191). Maastrichtiense	6
3.1.1.3. Análisis secuencial del Cretácico superior	7
3.2. Terciario.....	8
3.2.1. Paleoceno-Eoceno basal	8
3.2.1.1. Calizas y dolomías masivas (203). Daniense-Montiense.....	9
3.2.1.2. Calizas grises tableadas (204). Daniense - Thanetiense.....	10
3.2.1.3. Calizas arenosas y margas. (207). Thanetiense	10
3.2.1.4. Análisis secuencial del Paleoceno-Eoceno basal	12
3.2.2. Eoceno.....	13
3.2.2.1. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas (nivel 10). Ilerdiense-cuisiense.....	15
3.2.2.2. Brechas calcáreas y margas (219). Cuisiense	16
3.2.2.3. Calcarenitas (220). Cuisiense.....	17
3.2.2.4. Brechas calcáreas (221). Cuisiense	18
3.2.2.5. Margas con bloques (222). Cuisiense.	18
3.2.2.6. Calcarenitas (223). Cuisiense.....	18
3.2.2.7. Brechas calcáreas (224). Cuisiense	19
3.2.2.8. Margas con bloques (225). Cuisiense	20
3.2.2.9. Calcarenitas (226). Cuisiense.....	21
3.2.2.10. Alternancias de areniscas, calcarenitas y arcillas. (218). Cuisiense-Luteciense.....	22
3.2.2.11. Brechas calcáreas (232). Cuisiense-Luteciense	24
3.2.2.12. Margas con bloques (233).. Luteciense	24
3.2.2.13. Calcarenitas (234). Luteciense	25
3.2.2.14. Calcarenitas (242). Luteciense	26
3.2.2.15. Calcarenitas (248). Luteciense	26
3.2.2.16. Análisis secuencial del eoceno	27
3.3. CUATERNARIO.....	28
3.3.1. Pleistoceno	29
3.3.1.1. Terrazas (niveles 27 y 28).	29
3.3.1.2. Arcillas de descalcificación (523).	29
3.3.2. Holoceno.....	30

3.3.2.1.	Fondos de valle (527).	30
3.3.2.2.	Llanuras de inundación (526).	30
3.3.2.3.	Conos de deyección (536).	30
3.3.2.4.	Coluviones (543).	31
3.3.2.5.	Deslizamientos (545).	31
4.	TECTÓNICA	32
4.1.	CONSIDERACIONES GENERALES	32
4.2.	DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS	34
4.2.1.	Pliegues	34
4.2.2.	Fracturas	35
4.2.3.	Discordancias	36
5.	GEOMORFOLOGÍA	37
5.1.	DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA.	37
5.2.	ANÁLISIS MORFOLÓGICO.	38
5.2.1.	Estudio morfoestructural.	38
5.2.2.	Estudio del modelado.	40
5.2.2.1.	Formas fluviales.	40
5.2.2.2.	Formas de ladera.	42
5.2.2.3.	Formas kársticas.	43
5.2.2.4.	Formas poligénicas.	44
5.3.	FORMACIONES SUPERFICIALES.	45
5.4.	EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.	47
5.5.	PROCESOS ACTUALES.	49
6.	HISTORIA GEOLOGICA	51
6.1.	RECURSOS MINERALES.	53
6.2.	HIDROGEOLOGÍA	53
6.2.1.	Descripción de las formaciones	55
6.2.1.1.	Margas y limolitas. Campaniense-Maastrichtiense	55
6.2.1.2.	Calizas arenosas, calizas y dolomías. Maastrichtiense- Thanetiense	56
6.2.1.3.	Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas. Ilerdiense- Luteciense	57
6.2.1.4.	Brechas calcáreas. Margas con bloques. Calcarenitas. Cuisiense – Luteciense.	58
6.2.1.5.	Cuaternario. Formaciones superficiales.	61
6.2.2.	Unidades acuíferas	62
6.2.2.1.	Calizas paleocenas.	63
6.2.2.2.	Megaturbiditas	64
6.2.2.3.	Formaciones permeables del cuaternario	66

6.3. GEOTÉCNIA.....	67
6.3.1. Introducción	67
6.3.1.1. Características geotécnicas y constructivas de los diferentes materiales	67
6.3.1.2. Area II	70
6.3.2. Area III.....	82
7. BIBLIOGRAFIA.....	85

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja 1:25.000 de Ochagavía (117-III) se encuentra situada en el Pirineo Central, cuyo límite con el Pirineo Occidental se sitúa convencionalmente en la alineación de diapiros navarros, también conocidos como "Falla de Pamplona" (FEUILLEE y RAT, 1971), aunque parece existir continuidad estratigráfica y estructural entre ambos sectores.

El relieve es en general muy escarpado, localizándose las cotas más elevadas en el sector sur-oriental de la Hoja, en el pico Violeta, con 1405 m de altura sobre la Sierra de Atuzkarratz, y en el sector sur occidental con 1386 m, en Remendia. Las cotas mínimas se emplazan sobre los 700 m de Sarriés, a lo largo del curso del río Salazar, situándose las cotas medias alrededor de los 900 m.

La Hoja se encuentra surcada por el río Salazar, que con dirección N-S recorre el sector central, constituyendo las zonas topográficamente más bajas. En el sector septentrional de la Hoja, el río Zatoya y el río Anduña, conforman los cursos de agua principales. Una serie de barrancos de mayor o menor importancia, prácticamente todos de dirección N-S, completan la red hidrográfica, como indicativos de los más importantes se pueden citar el barranco de Larraice, en el sector oriental y el barranco de Zaldaña, en el sector occidental de la Hoja.

Existen dos depresiones localizadas en Remendia y en Jaurrieta, una posiblemente de origen karstico y otra erosivo, que completan la descripción orográfica de esta Hoja

Geológicamente, como ya se ha indicado anteriormente, a grandes rasgos, la zona estudiada se encuentra situada en el sector occidental del Pirineo Central. La Cordillera Pirenaica, consiste en un cinturón de pliegues y cabalgamientos de orientación aproximada este-oeste, desarrollados entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior, como resultado de la convergencia entre las placas Ibérica y Europea. Su límite con el antepaís meridional o cuenca del Ebro se localiza en el cabalgamiento surpirenaico, visible en el sector de la Sierra de Alaiz. Concretamente, esta zona, forma parte del gran surco del flysch eoceno, conocido como Cuenca de Jaca, que queda enmarcado entre las Sierras Interiores al norte y las Sierras exteriores al sur

Los materiales aflorantes, están involucrados en la deformación alpina e incluyen un conjunto de depósitos sinorogénicos, comprendidas entre el Cretácico terminal y el Terciario, estructurados en láminas cabalgantes.

Esta zona, enclavada en la Montaña Oriental Navarra, presenta continuidad con el Pirineo aragonés. Está afectada por tres cabalgamientos importantes: Roncesvalles, en donde el Macizo de Quinto Real cabalga sobre los terrenos mesozoicos y cenozoicos, el de Aoiz, cabalgamiento poco definido que se empasta en los sedimentos turbidíticos, sin llegar a la superficie y el de las Sierras de Illón y Leyre. CAMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1985) han relacionado los cabalgamientos de Aoiz y Illón con los de Boltoña y Biniés-Guara, respectivamente.

En este contexto, los materiales aflorantes más antiguos se localizan en el núcleo de los distintos anticlinales que surcan esta Hoja, estando constituidos por margas del Cretácico superior..

El Maastrichtiense está representado por margas y margocalizas en facies prodeltaicas, culminando este megaciclo con unos niveles de calizas arenosas, la potencia de este conjunto oscila entre 600 y 1.000 m.

La megasecuencia del Paleoceno es eminentemente calcárea y comienza por unas dolomías, posiblemente diagenéticas, que lateralmente se acuñan, dando paso a calizas tableadas que hacia el norte pasan a facies de talud.

El techo del Paleoceno está constituido por margas y margocalizas correspondientes a depósitos de ambientes pelágicos, que en algunas zonas, se encuentran erosionados por las unidades suprayacentes. Por lo que respecta a los materiales del Eoceno, estos, están representados por un conjunto de turbiditas terrígenas con siete intercalaciones de megaturbiditas, que presentan distinto desarrollo en cada zona.

La cartografía de la Hoja está basada en la realizada por CARBAYO, A. y LEON, L., para la DIPUTACION DE NAVARRA, actualizada y puesta al día en base a criterios sedimentarios y tectónicos.

Los datos disponibles sobre esta zona corresponden por una parte a los trabajos de ROBADOR, A. (1990), sobre las calizas del Paleoceno. Los depósitos turbidíticos por

MANGIN, J. (1959), PUIGDEFABREGAS, C., (1975), LABAUME, P. (1983), TEIXELL, A. (1992) y más recientemente por PAYROS, A. (1994).

2. ESTRATIGRAFIA

La estratigrafía de esta Hoja se ha realizado a partir de criterios secuenciales, definiendo unidades tectosedimentarias limitadas por rupturas deposicionales con expresión cuencial. En cada unidad así definida se han cartografiado los distintos cuerpos litológicos, determinando hasta donde ha sido posible sus variaciones espaciales y relaciones de facies.

La descripción de los niveles cartográficos se ha llevado a cabo con el apoyo de las distintas bases de datos elaboradas en esta Hoja, agrupándose en las diferentes unidades tectosedimentarias que se han definido en la región, teniendo en cuenta la escala de trabajo y su carácter eminentemente cartográfico.

3. MESOZOICO

3.1.1. Cretácico superior

3.1.1.1. Margas y limolitas (189). Campaniense-Maastrichtiense

Esta unidad, teniendo en cuenta su naturaleza incompetente, constituye el fondo de los valles por los que discurren los arroyos en las proximidades de Remendia.

Constituye un conjunto esencialmente margoso bastante homogéneo que recibe, desde el punto de vista litoestratigráfico, la denominación de “Margas y calizas de Zuriza” (TEIXELL, 1992).

Su espesor está comprendido entre 200 y 600 m, aunque debido a la fuerte deformación interna las determinaciones de potencia son difíciles de precisar. En la presente Hoja el registro máximo visible se estima en unos 250-300 m.

Los tramos basales de la unidad, no aflorantes en la Hoja, están constituidos por margas compactas y limolitas con abundante glauconita, granos de cuarzo y pirita e intercalan eventualmente delgados niveles de calizas margosas de tonos oscuros y de calcarenitas arenosas y ferruginosas con rasgos turbidíticos. TEIXELL, (1992), cita en estos niveles la presencia de fauna del Campaniense. Hacia techo se desarrolla una serie monótona constituida por margas y margolimolitas de tonos grises y aspecto homogéneo con intercalaciones eventuales de calizas margosas que contienen abundante fauna: equínidos, bivalvos, briozoos, corales, gasterópodos, braquiópodos y foraminíferos. Además, se reconocen esporádicamente niveles de calcarenitas con nódulos de pirita y mica.

El contenido faunístico es muy abundante. Entre la microfauna que incluye se han determinado: *Globotruncana stuarti*, *G. rosseta*, *G. contussa*, *Racemigumbellina fructicosa*, *Bolivina incrassata*, *Pseudovalvulineria* sp., *Stesionina* sp., *Dorothia* cf. *bulleta*, *Lenticulina* sp., *Heterohelix* sp y espículas. En la zona se ha citado también la presencia de *Globotruncana gansseri*, *G. stuarti*, *G. rosseta*, *G. fructiosa*, *G. elevata stuartiformis*, *Navarella joaquina*, *Orbitoides media*, *Pseudosiderolites vidali*, *Siderolites calcitrapoides*, *Clypeorbis mamillata* y *Lepidorbitoides socialis*, que permiten datar este tramo como Maastrichtiense, aunque puede incluir parte del Campaniense superior.

Los tramos inferiores de esta unidad cartográfica se enmarcan en un contexto de "shoreface-offshore" en régimen transgresivo. El tramo superior margoso, suele organizarse en ciclos de carbonatación de orden decamétrico, con secuencias integradas por margas limolíticas micáceas en la base, a veces con tableado granulométrico y margas más calcáreas a techo de aspecto más masivo y nodulización incipiente; los niveles de calcarenitas pertenecen a un contexto de "offshore" prodeltaico con desarrollo ocasional de capas de tormenta (calcarenitas margosas), muy afectadas por bioturbación. Entre el tramo inferior y superior, TEIXELL, (1992), indica la presencia de un límite que separa dos secuencias de distinta importancia.

La composición petrológica de los niveles glauconíticos de muro se concreta en los siguientes resultados: 10% de cuarzo, 70% de fósiles, 14% de micrita, 2% de glauconita y 4% de arcillas. El contenido en carbonatos es del 70%.

El resto de niveles carbonatados del conjunto presenta un 5% de cuarzo, un 35% de fósiles y el 60% restante es micrita, en parte recristalizada. Hacia techo aumenta porcentaje de arcilla que puede llegar a alcanzar el 30%. El contenido en carbonatos es del orden del 50-60%.

Los estudios de nannofósiles calcáreos han determinado: *Watzmaweria barnesae* (BLACK) y *Eiffellithus tourreiffele* que confirman su atribución al Cretácico superior.

3.1.1.2. Calizas arenosas (191). Maastrichtiense

Se puede observar en un pequeño afloramiento situado en el límite occidental de la Hoja, al sur de Remendia, formando parte del anticlinal de Beatia y que se prolonga hacia la próxima Hoja de Oroz-Betelu.

La unidad está constituida por calcarenitas bioclásticas más o menos areniscosas y areniscas calcáreas, de tonos crema, muy bioturbadas, con desarrollo frecuente de superficies ferruginosas

Los restos faunísticos son muy abundantes: equinodermos, bivalvos, braquiopodos, briozoos, gasterópodos, corales y algas, entre otros. Además en la Hoja del Plan MAGNA nº 116 (Garralda) se cita la presencia de *Orbitoides media*, *Lepidorbitoides*

socialis y Siderolites calcitrapoides del Maastrichtiense. TEIXELL, (1990). Ha determinado además: Simplorbites gensacius, Orbitolinoides apiculata y Hellenocyclina vasserae.

En términos generales la unidad se organiza a partir de secuencias negativas de orden métrico a decamétrico de tendencia estrato y granocreciente generadas por progradación del frente deltaico hacia cuenca.

Los análisis petrológicos de calizas han determinado entre un 10 y un 30% de sílice, del 2 al 5% de fedespatos, 2% de fragmentos de rocas, 40% de fósiles y 35% de micrita y micrita recristalizada, con un contenido en CO₃ que oscila entre el 60 y el 70%.

3.1.1.3. Análisis secuencial del Cretácico superior

A escala regional y en términos generales, resulta evidente la división del Cretácico superior en tres ciclos deposicionales principales: Albiense-Cenomaniense, Santoniense y Maastrichtiense. Por otra parte, se mantiene la estructuración de la cuenca abierta hacia el NO, como se deduce de los estudios sedimentológicos realizados tanto en esta Hoja como en la de Garralda (nº 116).

En el presente cuadrante se encuentra representado únicamente el ciclo superior, (Maastrichtiense).

El Maastrichtiense define en esta zona una cuenca abierta hacia el NO, con desarrollo de plataformas somerizantes. Se distinguen dos secuencias, correspondientes al Maastrichtiense inferior y al superior, si bien en la presente hoja sólo aflora la superior. La primera presenta facies turbidíticas diluidas con esporádicas intercalaciones de depósitos desorganizados. Los depósitos transgresivos y de somerización asociados están representados esencialmente por términos margolimolíticos prodeltaicos. La secuencia del Maastrichtiense superior puede desarrollar en la base turbiditas terrígenas muy diluidas y margas prodeltaicas a continuación. Localmente, (unidad cartográfica 3), se preservan términos de frente deltaico del sistema, a techo del conjunto.

3.2. Terciario

El Terciario de la Hoja está representado por depósitos marinos del Paleógeno, con un registro estratigráfico comprendido entre Daniense-Montiense y Luteciense .

Se diferencia una parte inferior constituida por depósitos carbonatados del Paleoceno, con unos 100-150 m de potencia en facies de plataforma a margen plataforma y talud. A techo se desarrolla una serie margocalcárea del Paleoceno terminal que culmina con un tramo esencialmente margoso atribuido al llerdiense en facies de prodelta-talud, equivalente a la Fm. Millaris. La mayor parte del Paleógeno está representada por las turbiditas terrígenas del Grupo de Hecho, desarrolladas desde el llerdiense terminal hasta el Luteciense superior y procedentes de la erosión de las plataformas deltaicas orientales. El Grupo Hecho intercala ocho megacapas carbonáticas que constituyen excelentes niveles-guía en todo el surco turbidítico Eoceno surpirenaico. En la Hoja se han caracterizado seis de las megacapas carbonáticas, (MT2 a MT7), puesto que no se alcanza un registro estratigráfico más alto donde puedan aparecer las megacapas más altas del Gr. Echo.

3.2.1. Paleoceno-Eoceno basal

En la presente Hoja el Paleoceno restringe su desarrollo a la parte suroccidental de la misma, aflorando exclusivamente en la sierra de Armendia.

Se dispone en contacto discordante sobre el Maastrichtiense, configurando una importante discordancia erosiva a escala regional que en afloramiento presenta una apariencia paraconcordante.

En el conjunto de cuadrantes que integran la Hoja de Ochagavía (117), la serie del Paleoceno-Eoceno basal está integrada las siguientes unidades cartográficas: U.C. 4: Tramo basal de calizas brechas y conglomerados calcáreos, que sólo aflora en los sectores más septentrionales del cuadrante de Orhi (117-II), U.C. 5: Tramo dolomítico inferior atribuido al Dano-Montiense, U.C. 6: Calizas bioclásticas y calizas micríticas tableadas y masivas con bioconstrucciones aisladas de algas y corales, intervalo que se ha asimilado al Dano-Montiense y Thanethiense basal, U.C. 7: Intervalo de calizas arenosas y margas que se desarrolla únicamente en el cuadrante 117-III a techo de la

serie paleocena y U.C. 8 y 9: Serie calcáreo-margosa que corresponde al Thanetiense terminal-Ilerdiense.

En la presente Hoja se desarrollan casi exclusivamente los términos de plataforma somera correspondientes a dolomías y calizas (unidades 5 y 6 respectivamente) sobre los que se disponen las alternancias de margen de plataforma de la unidad 7

3.2.1.1. Calizas y dolomías masivas (203). Daniense-Montiense

Este nivel aflora en una banda de que constituye el anticlinal de Remendia, situándose sus mejores puntos de observación en el flanco Sur, en el camino de la Majada.

Litológicamente se distinguen dolomías sacaroideas porosas de color blanquecino que constituyen la mayor parte de la unidad y calizas dolomíticas tableadas de tonos claros.

Las dolomías presentan un aspecto masivo y homogéneo correspondiendo a dolmicritas y doloesparitas con sombras de algas y foraminíferos bentónicos como únicos componentes aloquímicos reconocibles, lo que sugiere una dolomitización secundaria sobre depósitos de plataforma somera. Los términos calcáreos consisten esencialmente en wackestones-packstones con intraclastos, oolitos y fósiles como principales componentes aloquímicos. Se reconocen con frecuencia horizontes en los que se concentran los procesos de bioturbación y niveles aislados de acumulación de bivalvos.

Los restos fósiles son relativamente escasos, corresponden a organismos de hábitos neríticos y presentan dificultades de determinación debido a los procesos de dolomitización y recristalización. Se reconocen: *Lithothamnium* sp., *Cibicides* sp., *Planorbulina antiqua*, *Ataxophramiidae*, briozoarios, políperos y Solenoporáceas.

Los análisis petrológicos realizados en los términos calcáreos han determinado un 0-15% de intraclastos, 5-35% de fósiles, 10-80% de micrita y 0-20% de esparita, generalmente dolomítica, mientras que el contenido en CO₃CaMg puede alcanzar valores del 95% en los términos dolomíticos.

El espesor de la unidad es de unos 50 m. Hacia el Norte y NE se acuña en el subsuelo por paso lateral a los términos inferiores de la U.C. 6.

Desde el punto de vista sedimentológico se integra en un medio de plataforma somera con predominio de los ambientes de baja energía, de acuerdo con los elementos aloquímicos preservados, (intraclastos, oolitos, fósiles) y ausencia de estructuras tectónicas destacables.

No se ha podido determinar su edad, aunque por criterios regionales se ha asignado al Daniense-Montiense, prolongándose posiblemente hasta el Thanetiense basal, (ROBADOR, 1990).

3.2.1.2. Calizas grises tableadas (204). Daniense - Thanetiense

Esta unidad constituye los resaltes calcáreos que se observan en los flancos del anticlinal de Remendia y al Norte del Llano

La potencia de esta unidad es del orden de 100 m, manteniéndose uniformemente este valor a lo largo del afloramiento.

Litológicamente este conjunto está constituido por calizas micríticas con algas rodoficias y calizas bioclásticas tableadas, en capas cuyas potencias varían entre 10 y 40 cm. Normalmente aparecen amalgamadas, aunque ocasionalmente se encuentran separadas por niveles de margas calcáreas.

Presentan base neta, estratificación ondulada o cruzada de bajo ángulo.

Texturalmente corresponden a "wackestone" con algas, ostrácodos, corales, equinodermos, briozoos, foraminíferos. Las bioconstrucciones se reconocen como domos de corales y algas que pueden alcanzar los 5-10 m de espesor.

3.2.1.3. Calizas arenosas y margas. (207). Thanetiense

Esta unidad aflora, como la anterior, en los flancos norte y sur del anticlinal de Remendia, continuando hacia la Hoja de Garralda (nº 116), hasta Berrende, en donde ha sido estudiado por Robador, A. (1990).

Esta unidad descansa concordantemente sobre el tramo calco-dolomítico descrito anteriormente del que constituye en parte un equivalente lateral si bien en los afloramientos de la hoja se dispone sobre éste mediante un contacto bastante neto.

Litológicamente está representada por calizas micríticas parcialmente recristalizadas que presentan un aspecto masivo a tableado.

Los términos más masivos pueden incluir mounds de algas, briozoarios y corales que pueden alcanzar los 5-10 m de espesor. Los intervalos tableados están formados por capas cuyas potencias varían entre 10 y 40 cm, con base neta, estratificación ondulada o cruzada de bajo ángulo. Normalmente aparecen amalgamadas, aunque ocasionalmente se encuentran separadas por niveles de margas calcáreas.

Texturalmente predominan los términos de wackestones y packstones con fósiles como principales componentes aloquímicos, que constituyen por término medio el 20-40 % de la roca, correspondiendo el 60-80 % restante a micrita, con una recristalización media del 20 %, mientras que los granos de cuarzo aparecen por tramos en proporciones inferiores al 5%.

Los términos más masivos caracterizan las facies de plataforma más somera en la unidad, distinguiéndose bioconstrucciones, facies de baja energía y secuencias de barras litorales que se reconocen en afloramiento como niveles de calizas bioclásticas con estratificación cruzada a gran escala. Los depósitos tableados se enmarcan en un contexto de plataforma carbonatada más abierta y se interpretan como complejos de capas de tormenta. En algunos casos están asociados a cicatrices erosivas muy laxas, organizándose en secuencias estrato decrecientes propias de rellenos de canales de offshore.

La unidad contiene abundantes restos de algas calcáreas rodofíceas y miliólidos. En los estudios microplaeontológicos se han determinado además la presencia de *Planorbulina antiqua*, *Rotalia cf. trochidioformis*, *Quinquelina sp.*, *Lithothamnium sp.*, *Ataxophragmiidae*, *Solenoporáceas*, políperos, briozoarios y gasterópodos.

En la vecina Hoja de Garalda ROBADOR (1990) cita el hallazgo de ostreidos y otros bivalvos y entre la microfauna, constituida esencialmente por foraminíferos bentónicos destaca la presencia de *Orbitoclypeus seunesi*, *Assilina yvettae*, *Operculina azilensis*,

que datan al Thanetiense terminal caracterizando la biozona de Alveolina (Glomoalveolina.) levis.

3.2.1.4. Análisis secuencial del Paleoceno-Eoceno basal

El conjunto estratigráfico del Paleoceno e Ilerdiense constituye un sistema deposicional carbonatado formado por depósitos de plataforma y cuenca pelágica correspondientes litológicamente a calizas y margas. Presenta en la región una marcada tendencia a la profundización en el medio de depósito y una clara la apertura de la cuenca hacia el N y NNE.

De acuerdo con lo indicado los términos de plataforma más somera predominan en la parte base del conjunto y en los sectores meridionales. Las facies de margen de plataforma se desarrollan a techo de la serie Paleocena en los sectores meridionales mientras que hacia el Norte constituyen el equivalente de los términos de plataforma somera. Los depósitos de talud y cuenca pelágica se desarrollan ampliamente en los sectores mas septentrionales de la región configurando la mayor parte (y en algunos casos la totalidad) de la sucesión paleocena.

En la Hoja a escala 1:25000 de Ochagavía se reconocen exclusivamente los términos de plataforma somera observación que está de acuerdo con la distribución paleogeográfica descrita.

Desde el punto de vista cicloestratigráfico el conjunto puede dividirse en dos secuencias principales, mediando entre ambas una importante discontinuidad sedimentaria: La secuencia inferior está integrada en la hoja por las unidades cartográficas 5 y 6 la superior corresponde probablemente a la unidad 7.

La secuencia inferior desarrolla facies carbonatadas de plataforma somera (niveles 5 y 6) que hacia el N, fuera de la Hoja pasan a contextos de margen de plataforma y talud.

La secuencia superior puede corresponder en la Hoja a la Unidad 7 cuyo depósito supone un cambio brusco en la condiciones de sedimentación y una profundización notable en el ambiente de depósito.

3.2.2. Eoceno

La serie eocena está constituida por una potente sucesión turbidítica denominada Grupo Hecho (MUTTI et al, 1972), que intercala ocho niveles olistostrómicos carbonáticos cuyo estudio sistemático ha sido realizado por LABAUME et al (1983).

Existen dos dispositivos principales de sedimentación en el Grupo Hecho: los sistemas de turbiditas terrígenas y los olistostromas carbonáticos.

El Grupo de Hecho se ajusta perfectamente al modelo de surco turbidítico desarrollado en una cuenca de antepaís, flanqueada en sus márgenes por plataformas carbonatadas. Los sistemas de turbiditas terrígenas se nutren de la erosión de las plataformas deltaicas siliciclásticas orientales, desarrolladas en la cuenca de Tremp-Graus. No obstante, numerosos autores argumentan aportes siliciclásticos de procedencia septentrional. La potencia máxima del Grupo de Hecho en Navarra sobrepasa los 3500 m de potencia, si bien no deben considerarse en vertical, debido a la migración del depocentro de la cuenca hacia el sur como consecuencia del levantamiento del margen septentrional, donde no se conservan por erosión, los depósitos de plataforma carbonatada. El reflejo del desplazamiento de la cuenca hacia el sur se manifiesta en el margen meridional, pasivo, por el retroceso progresivo de las plataformas carbonatadas, a lo largo del Paleoceno y Eoceno.

Los niveles olistostrómicos calcáreos se interpretan como depósitos resedimentados procedentes de plataformas carbonatadas marginales y se originan a partir de eventos sísmicos. Se trata por tanto de niveles uniepisódicos y dada su gran continuidad, constituyen excepcionales niveles guía desde el punto de vista cartográfico y cronoestratigráfico en todo el surco turbidítico eoceno. Reciben el término de Megaturbidita (MT o MGT) introducido por MUTTI et al (1979) y LABAUME et al (1983), o bien de Megacapa (MC o MGC) utilizado por otros autores (RUPKE, 1976; CAMARA Y KLIMOWITZ, 1985; BARNOLAS Y TEIXELL, 1992, etc).

Recopilando todos los trabajos específicos existentes se puede llegar a contabilizar un total de 12 megaturbiditas carbonatadas intercaladas en el Grupo de Hecho. No obstante, la numeración más empleada es la propuesta por LABAUME et al (1983) que considera un total de 9 megaturbiditas (MT1 a MT9). Es destacable la revisión realizada por TEIXELL (1992), que realiza hábiles modificaciones sobre la numeración

anterior, proponiendo una nueva clasificación integrada por ocho megacapas (MC1 a MC8) en la que existe una equivalencia numerada directa con las MT2 a MT8 de LABAUME et al (1983).

El trabajo más moderno es el llevado a cabo por PAYROS et al (1994) que, a diferencia de los estudios anteriores, centrados principalmente entre Jaca y el Valle del Roncal, se ha realizado íntegramente en Navarra. En este trabajo se distinguen 7 niveles olistostrómicos carbonáticos de nueva nomenclatura, equivalentes tentativamente a los determinados por otros autores en el espacio estratigráfico comprendido entre las MT2 a MT6 de LABAUME et al (1983).

Durante el desarrollo de la cartografía geológica a escala 1:25.000 de la Hoja a escala 1:50.000 de Ochagavía (117) se han diferenciado 6 megaturbiditas, correlacionables, en principio, con las MT2 a MT7 de LABAUME et al (1983). Todas ellas afloran en el presente cuadrante (117-III) por lo que puede estudiarse un registro estratigráfico muy dilatado del Gr. Echo.

Existe una notable controversia respecto a la procedencia de las megaturbiditas. Originalmente, LABAUME et al (1983), SEURET et al (1989) y CAMARA y KLIMOWITZ (1985), atribuyeron un origen septentrional a los depósitos olistostrómicos carbonáticos, que se originarían a partir del desmantelamiento episódico de plataformas desarrolladas sobre el margen activo de la cuenca, y de las que no se ha preservado registro estratigráfico. Otros autores, PUIGEFADREGAS et al. (1986), BARNOLAS y TEIXELL (1992) y PAYROS et al (1992), han argumentado posteriormente la procedencia meridional de las megaturbiditas calcáreas, efectuando algunas correlaciones con las rupturas sedimentarias existentes en las plataformas carbonatadas del margen sur de la cuenca.

En términos generales se aprecia una relación bastante estrecha entre el depósito de las principales megaturbiditas y la reactivación de los sistemas turbidíticos siliciclásticos, de modo que resulta consecuente y práctica la utilización de las megacapas más continuas como límites cartográficos, estratigráficos y secuenciales. En este sentido, se ha seleccionado la MT4, puesto que constituye el nivel-guía de mayor continuidad cartográfica, separando los conjuntos de turbiditas terrígenas correspondientes a las unidades cartográficas 10 y 19.

3.2.2.1. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas (nivel 10). Ilerdiense-cuisiense

Constituye la gran masa de materiales sedimentados entre la serie paleocena y la Megaturbidita 4.

Cartográficamente ocupa el extremo septentrional y la mayor parte de la mitad occidental de la Hoja.

En algunas zonas se han incluido en los tramos basales de esta unidad, cuando no tienen entidad cartográfica suficiente, los niveles margosos posiblemente equivalentes a la unidad 9.

La unidad adquiere en esta Hoja un gran desarrollo superando ampliamente los 300 m potencia. Hacia el sur se reducen los espesores llegando a desaparecer en la vecina Hoja de Oroz-Betelu.

Litológicamente se trata de una serie alternante de pelitas grises y areniscas ferruginosas en capas de 15 a 20 cm.

Las capas de areniscas muestran toda la gama de estructuras típicas del régimen turbidítico: Morfología tabular de la capas, base neta, huellas tractivas de base (flute cast, grove cast, bounce cast, etc.) a veces deformadas por carga, ganoclasificación positiva, laminación paralela, y ripples a techo, con frecuencia de tipo climbing. Ocasionalmente se aprecia laminación convolute, lag discontinuo de cantos blandos, de fragmentos bioclásticos o de rocas e icnofauna a techo de las capas.

Los intervalos pelíticos poseen potencias de orden centimétrico a decimétrico, si bien en algunos casos pueden alcanzar varios metros de espesor. Normalmente poseen una apariencia homogénea y con frecuencia se reconocen superficies con intenso desarrollo de icnofauna.

De forma aislada y con mayor frecuencia en la parte superior de la unidad, se reconocen intercalaciones de calizas micríticas de escaso espesor que destacan en la serie por sus tonos claros. Corresponden a niveles de hemipelagitas.

Los análisis petrográficos realizados sobre las capas de areniscas indican la siguiente composición: 20-30% de cuarzo, 0-5% de granos de feldspatos, 10-20% de fragmentos de rocas, 5-25% de fósiles, 30-50% de cemento calcáreo, normalmente muy recristalizado y 0-5% de arcillas. El contenido en carbonatos es del orden del 40%. con proporciones variables en los componentes carbonatados

Las determinaciones analíticas llevadas a cabo en las capas de calizas hemipelágicas ofrecen los siguientes resultados: 0-5% de cuarzo, 0-10% de otros aloquímicos (intraclastos y fósiles), 80-90% de micrita y 5-10% de arcillas.

Desde el punto de vista sedimentológico hay que hacer notar el marcado predominio de facies de lóbulo, de franja de lóbulo y de basin plain. Globalmente la relación arenisca/pelita ofrece un valor superior a 1. No obstante y en conjunto se aprecia una dilución progresiva del depósito en vertical de modo que en la parte superior predominan las capas turbidíticas finas y aumenta considerablemente la proporción en pelitas.

La unidad presenta una gran variedad en foraminíferos plantónicos si bien hay que indicar que gran parte se encuentra resedimentada. Se han determinado: *Globorotalia aragonensis*, *G. aequa*, *G. mckannai*, *G. withei*, *Globigerina soldadoensis*, *G. cf. triangularis*, *G. primitiva*, *G. linaperta*, *G. gravelli*, *Haplophragmoides cf. canuatum*, *Robulus sp.*, *Cibicides cf. subspiratus limbatus*, *Gaudryinella schroederi*, *Trochammina sp.*, *Ammodiscus sp.*, *Tritaxilina cf. bermudezi*, y *Bathysiphon sp.* Este conjunto de foraminíferos que constituye una mezcla de asociaciones del Thanetiense, Ilerdiense y Cuisiense inferior. El hallazgo por ROBADOR (1990) en materiales equivalentes de los tres marcadores: *Globorotalia aff. rex*, *G. aff. aragonensis* y *Globigerina aff. linaperta*, permite la atribución de la presente unidad al Cuisiense inferior.

Intercala en la presente Hoja dos megaturbiditas cartografiables. Corresponden, en relación con la nomenclatura de LABAUME et al, (1983) las MT2 y 3

3.2.2.2. Brechas calcáreas y margas (219). Cuisiense

Este nivel aflora al sur de la Majada, en el extremo SO de la Hoja. Su representación es muy local si bien presenta una evidente continuidad cartográfica hacia la vecina Hoja de Oroz-Betelu (116-IV) donde alcanza un mayor desarrollo.

Posee un espesor medio de unos 50 m y desaparece hacia el NE en el contacto con la falla meridional del Sierra de Remendia.

Litológicamente está formada por un conjunto de brechas calcáreas muy desorganizadas con clastos de dimensiones centimétricas y decimétricas, eventualmente métricas.

Corresponde al término denso basal de la megaturbida MT2 y es correlacionable tentativamente con Megaturbidita de Isaba de LABAUME (1983), y con la MC2 o del Collado de la Magdalena descrita por TEIXELL (1992).

Su edad se establece a partir de la correlación indicada (LABAUME, 1983) en el Cuisiense.

3.2.2.3. Calcarenitas (220). Cuisiense

Este nivel aflora en la Majada, como suprayacente al nivel bréchico descrito anteriormente.

Su potencia mínima es del orden de 30 m y se adelgaza lateralmente a una potencia de orden métrico resultando no cartografiable a la escala de trabajo.

Litológicamente se trata de un nivel masivo de calcarenitas bastante bioclásticas de tonos grises.

Posee una estructura clásicamente turbidítica presentando base neta y erosiva, con estructuras de deformación por carga, lag biclastico y con cantos blandos, granoclasificación positiva, laminación paralela y convolute, y cosets de ripples a techo.

Esta unidad se ha relacionado con la Megaturbidita 2 o del Collado de la Magdalena descrita por TEIXELL (1992) y con la MT2 o de Isaba de LABAUME (1983) por lo que se atribuye al Cuisiense.

3.2.2.4. Brechas calcáreas (221). Cuisiense

Este nivel forma parte del tramo basal de la Megacapa 3, aflorando en el sector occidental de la Hoja, próximo al límite de la Hoja de Garralda (116).

Su desarrollo es muy restringido desarrollándose únicamente en una banda de unos 2 km de extensión donde llega a alcanzar unos 20 m de espesor acunándose lateralmente de forma rápida.

El contacto inferior es muy neto y erosivo a escala de afloramiento

La unidad constituye un depósito caótico formado principalmente por cantos de calizas margosas y bioclásticos..

Su correlación con la MT3 de LABAUME et al (1983) permite indicar una edad de Cuisiense.

3.2.2.5. Margas con bloques (222). Cuisiense.

Su representación cartográfica se limita a la indicada para la unidad anterior (221) con la que presenta un contacto transicional.

Constituye un depósito desorganizado de tipo debris flow formado por clastos y bloques de distinta naturaleza incluidos en una matriz pelítico-margosa.

De acuerdo con su evidente relación genética con el tramo anterior su edad se establece en el Cuisiense.

3.2.2.6. Calcarenitas (223). Cuisiense

Aflora de un modo continuo en el tercio occidental de la Hoja, continuando por la vecina Hoja de Garralda (116). Presenta grandes variaciones de espesor. La potencia máxima es de unos 50 m, valor que disminuye lateralmente hasta registros de orden métrico resultando no cartografiables a la escala de trabajo.

Desde el punto de vista litoestratigráfico se correlaciona con la MT3 de LABAUME et al (1983).

La escasa potencia de la unidad en este sector contrasta con los espesores registrados en el área de Jaca, donde alcanza los 200 m, constituyendo la mayor de las megacapas.

Litológicamente se trata de un nivel de calcarenitas de tonos grises con pequeños lechos de brechas calcáreas en la base.

Globalmente muestra una estructura turbidítica poco evidente a escala de afloramiento debido a su gran potencia. Presenta base erosiva, lag de cantos blandos y fragmentos bioclásticos, estructuras de escape de agua de gran envergadura, laminación paralela bastante convolucionada y fluidificada, granoclasificación positiva de microconglomerado a tamaño de grano medio-fino y ripples de corriente a techo con costes potentes de climbing-ripples.

Su datación es controvertida debido a la intensa resedimentación faunística que presenta. De hecho contiene una gran variedad de foraminíferos bentónicos (Alveolina, Discocyclina, Asterodiscus, Nummulites, Operculina, Assilina, Quinqueloculina etc.) mezclados con fauna plantónica (Globorotálidos y Globigerínidos esencialmente). De acuerdo con la bibliografía más actualizada se ha atribuido al Cuisiense.

PAYROS et al (1994) describen esta megacapa como M.G.C. de Uritz, asignándole una edad de Cuisiense y situándola concretamente en los tramos superiores de la zona NP-13.

3.2.2.7. Brechas calcáreas (224). Cuisiense

Representa la parte inferior de la MT4 y su representación cartográfica se limita a la parte central a suroccidental de la Hoja apareciendo en el borde SO de la misma y a lo largo de una banda que siguiendo la estructura se extiende desde Olageña hasta las cercanías del molino Laurence.

Se dispone de forma brusca sobre los términos turbidíticos de la unidad 10 presentando un contacto erosivo muy marcado.

Supone el depósito olistostrómico de mayor potencia y extensión cartográfica en esta Hoja.

Supera localmente los 100 m de espesor y sus mejores afloramientos se encuentran en el límite meridional de la Hoja, en los cortes de los distintos barrancos que surcan la unidad.

Litológicamente consiste en un depósito desorganizado muy denso, de apariencia caótica y brechoide, formado por clastos y bloques de calizas margosas y bioclásticas con abundantes Nummulites. Ocasionalmente se observan algunos clastos de turbiditas terrígenas y de margas que, después de su erosión, dan lugar a grandes oquedades.

Litoestratigráficamente corresponde al tramo basal de la megacapa denominada por PAIROS et al (1994) como M.G.C. de Espotz, que equivale a la MT4 o de Arce-Garde-Cotefablo de LABAUME et al (1983).

Su edad ha sido establecida mediante el estudio de nannoplancton calcáreo (LABAUME et al., 1983) en el Valle del Roncal, habiéndose incluido en la Zona NP-15, correspondiente al Luteciense inferior-medio. En el trabajo de PAYROS et al (1994) se realiza una revisión de la atribución bioestratigráfica de esta megacapa mediante foraminíferos asimilándose a la zona de la E. frontosa (próxima al techo del Cuisiense) según la escala elaborada por ORUE-ETXEBARRIA et al (1984). En este trabajo se ha tomado la edad establecida por los segundos autores, por lo que se ha considerado una edad de Cuisiense superior.

A diferencia de otras megaturbiditas eocenas de la cuenca surpirenaica existe un considerable acuerdo en la procedencia meridional de la presente megacapa.

3.2.2.8. Margas con bloques (225). Cuisiense

Este nivel se encuentra asociado al nivel cartográfico 16, con el que presenta un contacto transicional.

Morfológicamente se distingue como un tramo blando confinado entre los dos resaltes que configuran las unidades adyacentes de la propia MT4, (niveles 16 y 18).

Alcanza una potencia máxima de unos 50 m, acuñándose lateralmente por paso a la unidad infrayacente.

Litológicamente la unidad está formada margas con bloques dispersos, lo que le confiere un aspecto caótico.

Desde el punto de vista sedimentológico constituye un depósito de debris-flow a mud flow que representa la parte superior menos densa del término de transporte en masa de la megaturbidita.

A techo de la unidad se reconocen localmente grandes bloques de calizas en disposición subparalela a la estratificación asimilables a olistolitos que se han desplazado sobre el depósito de transporte en masa sin llegar a incorporarse al mismo, fenómeno que ha sido observado con frecuencia en las megaturbiditas del Gr. Hecho.

De acuerdo con su relación evidente con la unidad precedente su edad se establece en el Cuisiense superior.

3.2.2.9. Calcarenitas (226). Cuisiense

Forma parte de la MT4 de LABAUME et al (1983) que es equivalente a la M.G.C. de Espotz según PAYROS et al (1994).

Sus afloramientos se distribuyen fundamentalmente por la mitad occidental de la Hoja, acuñándose localmente al Oeste de Ochagavía y a la altura de Ibilcieta

Su espesor oscila entre 20 y 100 m y litológicamente está formado por calcarenitas de tonos marrones.

En las zonas en donde no afloran los términos inferiores de la megaturbidita, se desarrollan en la base de este nivel horizontes de brechas calcáreas y margas.

Las estructuras sedimentarias evidencian el carácter turbidítico del depósito observándose, base neta y erosiva con frecuentes estructuras de deformación por carga, granoclasificación positiva de microconglomerado a tamaño de gramo medio-

fino, laminación paralela y convolute, estructuras de fluidificación de grandes dimensiones, estratificación cruzada planar, cosets de ripples de corriente a techo, predominantemente de tipo climbing y burrows de escape.

Respecto a su procedencia y edad, al estar asociado a los niveles cartográficos 16 y 17, se considera que se mantienen los mismos criterios definidos para estas unidades, es decir, se corresponde con el nivel superior de la megacapa de Garde-Cotefablo o MT4 (LABAUME, 1983)

3.2.2.10. Alternancias de areniscas, calcarenitas y arcillas. (218). Cuisiense-Luteciense

La unidad 19 corresponde al conjunto de turbiditas terrígenas que se desarrollan en la Hoja sobre la MT4.

Los mejores puntos de observación se encuentran en el valle del río Salazar, a la altura de Esparza de Salazar,.

Desde el punto de vista cartográfico ocupa la práctica totalidad de la mitad oriental de la Hoja apareciendo al Oeste en los núcleos de los principales sinclinales.

La potencia del conjunto es de más de 1000 m en la Hoja sin que se registren variaciones significativas.

Litológicamente constituye una alternancia rítmica entre pelitas grises y areniscas

Las capas de areniscas muestran una tonalidad gris oscura a pardo-rojiza en función de su contenido en elementos ferruginosos.

Se disponen en capas tabulares de potencia decimétrica y decimétrica y presentan toda la gama de estructuras típicas del régimen turbidítico: Base neta, morfología tabular, huellas de base tractivas y de carga, granoclasificación positiva, laminación paralela eventualmente convolucionada, ripples a techo e icnofauna propia de medios pelágicos. En términos generales muestran secuencias de Bouma generalmente incompletas o truncadas, del tipo Tce, Tcde y Tbce, mientras que en los niveles más gruesos están más completas correspondiendo a los tipos Tabcde y Tbcde.

De forma intermitente se reconocen niveles de calizas micríticas más o menos arcillosas que corresponden a depósitos hemipelágicos carbonatados.

En relación con la unidad 10 hay que hacer notar que el conjunto de la unidad 19 presenta facies más lutíticas y que las capas de arenisca son más delgadas, predominando las segundas sobre las primeras (relación arenisca /pelita \square 1).

El conjunto caracteriza contextos de basin plain y franja de lóbulo, atribución que explica el predominio de facies turbidíticas diluidas.

Los análisis petrográficos realizados sobre las areniscas de esta unidad ofrecen resultados semejantes a los obtenidos en las de la unidad 10 si bien se aprecia un ligero incremento en feldespatos y especialmente en fragmentos de rocas que alcanzan valores conjuntos próximos al 20%.

Los análisis mineralógicos llevados a cabo en los términos pelíticos evidencian el origen detrítico de las arcillas determinándose unos contenidos medios sobre la fracción arcillosa seleccionada del 70% en Illita y del 30 % en Clorita.

Los estudios micropaleontológicos indican la presencia de los siguientes foraminíferos plantónicos: *Globorotalia aragonensis*, *G. formosa formosa*, *Globigerina linaperta*, *G. soldadoensis*, *G. primitiva*, *G. gravelli*, *Ossangularia mexicana*, *Gyroidina* cf. *gyrardiana*, *lenticulina* sp., *Bathysiphon* sp., *Clavulionoides* sp. y *Cibicides* cf. *perlucidus aspensis* junto a formas bentónicas resedimentadas.

En zonas próximas, esta unidad se ha datado mediante la fauna siguiente: *Globorotalia aragonensis*, *G. broedermanni*, *G. quetra*, *Globigerina primitiva*, *G. soldadoensis*, *Nummulites planulatus*, *Alveolina oblonga* y *A. rutimeyeri*, que marcan el techo del Cuisiense y el Luteciense

Los estudios de nannofósiles han determinado: *Cyclocolithus formosus* KAMPTNER, *Reticulofenestra* sp, *Cocolithus pelagicus* (WALLICN), *Watznaveria barnesae* (BLACK). Esta fauna no es determinativa para concretar una edad precisa, indicando que hay resedimentaciones del Cretácico.

3.2.2.11. Brechas calcáreas (232). Cuisiense-Luteciense

Esta unidad aflora en el extremo suroriental de la Hoja, en el barranco de Labrós, próximo a la Hoja de Isaba (117-IV), en donde alcanza su máximo desarrollo con un espesor de unos 50 m, acunándose hacia el Norte.

Litológicamente está formado por una brecha de clastos calcáreos de dimensiones centimétricas a hectométricas.

Los análisis petrológicos realizados sobre los bloques ofrecen los siguientes resultados: 0-5% de cuarzo, un 0-15% de fragmentos de rocas, un 25-35% de fósiles, 35% de micrita, y 45-60 de ortoquímicos, correspondientes predominantemente a micrita. El contenido en CO₃Ca se cifra en un 70%.

Esta megaturbidita ha sido denominada por PAYROS et al (1994) como M.G.T. de Antxoritz. Asimismo presenta una razonable continuidad cartográfica con la megaturbidita de Roncal-Fiscal (MT5 de LABAUME et al, 1983).

La edad de esta megacapa ha sido atribuida al Luteciense por LABAUME et al (1983) a partir de su contenido en nummulítidos, y se integra en la biozona NP-15 en base a su contenido en nannoplancton calcáreo.

PAYROS et al (1994), sitúan esta megaturbidita en el límite entre el Cuisiense y el Luteciense y más concretamente en el techo de la biozona de E. Frontosa, argumentando además la procedencia suroccidental del depósito.

3.2.2.12. Margas con bloques (233).. Luteciense

Aflora de forma discontinua en los mismos sectores donde se desarrolla el nivel anterior con el que presenta un contacto transicional, acunándose hacia el Norte y Oeste.

Litológicamente está formado por margas con bloques calcáreos y de areniscas turbidíticas que confieren a la unidad un aspecto caótico, correspondiendo a un depósito de tipo debris flow progresivamente más diluido hacia techo.

Forma parte de la MT5 de LABAUME et al (1983) equivalente a la M.G.T. de Antxoritz descrita por PAYROS et al (1994).

Respecto a su edad y procedencia se considera similar a la definida para el nivel cartográfico 21, al que se encuentra ligado genéticamente.

3.2.2.13. Calcarenitas (234). Luteciense

Constituye el término superior calcarenítico de la MT5.

Presenta una mayor representación cartográfica que los dos niveles anteriores, formando una estrecha franja que en dirección SE-NO cruza la mitad oriental de la Hoja.

El espesor medio de este nivel se cifra en torno a los 75 m.

Litológicamente está formado por una capa masiva de calcarenitas que conserva en la base algunos lechos de brechas calcáreas que constituyen el residual del los términos inferiores olistostrómicos de depósito transportado en masa.

Las estructuras sedimentarias ponen de manifiesto el carácter turbidítico del nivel que presenta: Base neta y erosiva con frecuencia deformada por carga, granoclasificación positiva, estructuras de escape de agua de gran envergadura, laminación paralela y/o convolucionada y ripples de corriente a techo.

Los análisis petrográficos indican contenidos del 10-30% en terrígenos, repartidos equitativamente entre cuarzo, feldespatos y fragmentos de rocas, 25-45% en fósiles, y 25-40% en micrita, parcialmente recristalizada.

Los estudios micropaleontológicos han evidenciado la presencia de abundante fauna bentónica resedimentada (Nummulites, Assilina, Discocyclina, Orbitoides, Quinquelina, Lithotamnium) y mezclada con formas plantónicas (Globorotálidos y Globigerínidos, principalmente). La presencia en localidades próximas a la Hoja de los marcadores: Globorotalia aff aragonensis, Orbitoides cf coniplanatus, y Nummulites cf. laevigatus indican una edad que alcanza ya el Luteciense.

Litoestratigráficamente forma parte de la MT5 de LABAUME et al (1985) que equivale a la M.G.T. de Antxoritz de PAYROS et al (1994).

3.2.2.14. Calcarenitas (242). Luteciense

Este nivel representa en la Hoja a la MT6 de LABAUME (1983) que se correlaciona con la MGT de Zalba descrita por PAYROS et al., (1994).

Cartográficamente se desarrolla exclusivamente al Este de Ezcarroz formando un afloramiento que en dirección SE-NO se extiende a lo largo de unos 4 km.

El espesor máximo de esta unidad es del orden de 75 m adelgazándose lateralmente de forma bastante rápida hasta acunarse.

Litológicamente está formado por calcarenitas de tonos marrones que incluyen localmente en la base términos brechoides calcáreos sin posibilidades de representación cartográfica.

Exhibe base neta y erosiva muy deformada por carga, granoclasificación positiva, grandes y espectaculares estructuras de escape de agua, laminación paralela, convolute y cruzada, y cosets de ripples de corriente, generalmente climbing ripples, a techo.

La edad de esta megacapa es Luteciense según LABAUME et al (1983), coincidiendo con la asignación realizada por PAYROS et al (1994), quienes la sitúan en las zonas NP-15, y de Globigerina subconglobata.

Los análisis micropaleontológicos realizados en la Hoja sobre este nivel indican la existencia de formas bentónicas resedimentadas, Alveolina, Nummulites, algas calcáreas y briozoarios que no facilitan su determinación cronoestratigráfica.

3.2.2.15. Calcarenitas (248). Luteciense

Este nivel constituye el tramo superior de la MT 7 de LABAUME et al (1983) faltando en la hoja los términos inferiores desorganizados.

Aflora en Akulu, en el extremo oriental de la Hoja y presenta unas deficientes condiciones de observación.

Su potencia se estima de forma aproximada en unos 25 m

Litológicamente consiste en un nivel muy homogéneo de calcarenitas de tonos marrones sin que se observen brechas calcáreas residuales en su base.

Pese a sus deficientes condiciones de exposición se intuye su carácter megaturbidítico reconociéndose granoclasificación positiva con gradación de tamaños de grano de muy grueso a medio y desarrollo de cosets de ripples de corriente a techo

Los estudios micropaleontológicos han situado a este nivel en el Luteciense, concretamente en la zona de G. subconglobata, que se correlaciona con el tramo medio de la NP-15 (PAYROS et al, 1994).

3.2.2.16. Análisis secuencial del eoceno

Los ciclos mayores del Eoceno se ajustan, a grandes rasgos a un modelo evolutivo constituido por un predominio de términos turbidíticos densos (megaturbiditas, otros depósitos desorganizados, lóbulos turbidíticos) en la parte baja que registran una dilución progresiva en vertical, ("basin-plain" pelítico, "channel-levée").

Los principales niveles de megaturbiditas carbonáticas se han empleado como referencia basal de los ciclos. Esta circunstancia implica isocronía entre los impulsos de reactivación de los sistemas de turbiditas terrígenas originados a partir de la removilización de los frentes deltaicos orientales, y el colapso episódico de las plataformas carbonatadas marginales en relación con eventos sísmicos catastróficos. Sin embargo, localmente, se aprecia un ligero desfase, empezando la sedimentación de turbiditas terrígenas densas con anterioridad al depósito de la megacapa asociada.

Se han distinguido los siguientes ciclos:

Ilerdiense terminal-Cuisiense

Es el comprendido entre el techo de la Fm. Margas de Millaris o del conjunto de turbiditas calcáreas de la U.C. 9 y la MT4. Los límites a muro y techo son importantes discontinuidades sedimentarias. Puede dividirse en dos subciclos, limitados por la MT3.

Por debajo de la MT3 existe poco registro y se aprecia una ligera dilución en vertical intercalándose localmente la megacapa más baja, MT2.

Por encima de la MT3 puede observarse una sucesión que se ajusta bastante al modelo evolutivo propuesto. Presenta un predominio de facies densas y desorganizadas en la base y desarrollo de turbiditas diluidas y facies hemipelágicas hacia techo.

Cuisiense-Luteciense basal

Está formado por la MT4, cuyo contacto con el infrayacente es muy neta, y por la serie de turbiditas terrígenas existente hasta la base de la MT5. Registra en conjunto, una tendencia grano y extracto decreciente, con abundancia de lóbulos turbidíticos y depósitos desorganizados en la parte inferior, y facies turbidíticas progresivamente más diluidas hacia techo.

Luteciense

En la base se encuentra la MT5, que se dispone de forma neta sobre la unidad infrayacente. El resto del ciclo se prolonga hasta el techo del registro Eoceno en la Hoja de modo que intercala las dos megaturbiditas superiores; MT6 y MT7. Su organización interna es bastante compleja, estando constituida por complejos de lóbulos y canales turbidíticos intercalados en facies de "basin plain"-franja de abanico, que definirían un número indeterminado de secuencias menores.

3.3. CUATERNARIO

El Cuaternario de la Hoja de Ochagavía está representado en su mayoría por los depósitos de fondo de valles y terrazas. Arcillas de descalcificación, deslizamientos y coluviones completan el espectro de depósitos recientes.

3.3.1. Pleistoceno

3.3.1.1. Terrazas (niveles 27 y 28).

El desarrollo de terrazas fluviales es muy restringido en la Hoja, limitándose exclusivamente los valles de los ríos Salazar y Anduña. Se reconocen dos niveles de diferentes alturas respecto al cauce: +5 -10 m y +15 -20 m, aunque de muy diferente desarrollo y extensión. La terraza baja se extiende a lo largo de prácticamente todo el curso de los ríos citados anteriormente, y es la que presenta una mayor continuidad, mientras que la más alta sólo ha podido ser identificada al sur de la Hoja, en las localidades de Ibilceta y Sarries.

La litología se caracteriza por presentar cantos y gravas de cuarzo, cuarcita, caliza y dolomía con niveles arenosos y estructura de corriente. El tamaño medio de los cantos está entre 5 y 10 cm, según su eje mayor, con tamaños máximos observados en el terreno de unos 40 cm. La matriz es areno-arcillosa medianamente compactadas y rasgos de rubefacción. Los espesores vistos no superan los 3 m en general y se conectan de forma solapada/encajada entre ellas. La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno.

3.3.1.2. Arcillas de descalcificación (523).

Aparecen rellenando el fondo de dolinas, uvalas y las formas menores del karst, así como otras de mayor entidad como el polje de Remendia. En general son rojas o pardo rojizas y poseen un cierto contenido de limo y arena, así como algunos fragmentos de rocas carbonatadas que se desprenden, a veces de las paredes de las dolinas. La potencia de estos rellenos es muy difícil de determinar por la inaccesibilidad del relieve y por la dificultad de ver una dolina en sección con su relleno de fondo, pero se supone de gran variabilidad dependiendo de la intensidad del proceso y del tamaño de las formas. La edad asignada a estas arcillas es Plioceno-actualidad.

3.3.2. Holoceno

3.3.2.1. Fondos de valle (527).

Los fondos de valle se caracterizan por un conjunto de cantos y gravas de caliza, cuarcítica, arenisca y otros, envueltos en una matriz arenoso-arcillosa. El tamaño medio oscila entre 5-10 cm y su carácter es subanguloso a subredondeado. La morfología de estos depósitos, en planta, es alargada y muy estrecha con un trazado serpenteante. Sólo en algunos puntos la anchura aumenta como sucede en el barranco de Larraice. Localmente pueden aparecer abundantes bloques como consecuencia de ser una zona de montaña con cabeceras torrenciales frecuentes. Su edad es Holocena.

3.3.2.2. Llanuras de inundación (526).

La Llanura de Inundación de los ríos Salazar y Anduña están constituidas fundamentalmente por materiales terrígenos finos: arcillas y lutitas con intercalaciones de arenas y ocasionalmente gravas. Localmente pueden aparecer presencia de barras laterales y de fondo, de gravas y arenas de naturaleza calcárea, dolomítica y cuarcítica. Su potencia no es visible en general, pero no debe superar los 3 m. A estos depósitos se les asigna una edad Holocena.

3.3.2.3. Conos de deyección (536).

Asociados a los fondos de valle aparecen los conos de deyección. Se desarrollan a la salida de barrancos y arroyos cuando afluyen a un cauce de rango superior. Son frecuentes en los valles de los principales ríos, en este caso el Salazar, concretamente en Oronz, y tienen en general tamaños no superiores a los 300 m, tanto en anchura como en longitud. La litología es similar a la de los fondos de valle puesto que el área madre es la misma; sin embargo, la textura puede variar de unos conos a otros, incluso dentro del mismo depósito, pues disminuye el tamaño de grano de la zona apical a la distal. La génesis y edad de estos depósitos es contemporánea a la de los fondos de valle puesto que unos y otros se interdentan en la mayoría de las ocasiones.

3.3.2.4. Coluviones (543).

Los coluviones aparecen por lo general al pie de las vertientes de los valles principales aunque también pueden encontrarse a media ladera. El tipo más frecuente es el primero y suele relacionarse con los conos de deyección y los fondos de valle, interdentando sus depósitos, como en las proximidades de Ochagavía, al pie del Santuario de Muskilda. La morfología de estos sedimentos es la de bandas estrechas y alargada, paralelas al cauce. Por otra parte, los coluviones relacionados con zonas de fuertes pendientes pueden ofrecer cualquier morfología adaptándose a la forma de la ladera y reestructurar adecuadamente la orientación de sus cantos, observándose como "derrubios ordenados".

3.3.2.5. Deslizamientos (545).

Se producen como consecuencia de las altas pendientes y de la existencia de litologías blandas o alternantes. En la Hoja de Ochagavía son menos frecuentes que en el resto de las Hojas del entorno tratándose, en general, de formas erosivas donde se distingue perfectamente la cicatriz de despegue y la masa removilizada que, normalmente, afecta al suelo y los recubrimientos coluvionares. Por sus características parecen ser de tipo mixto entre rotacionales y solifluidal. Son de pequeño tamaño y edad Holocena.

4. TECTONICA

4.1. CONSIDERACIONES GENERALES

La zona estudiada se encuadra dentro del sector meridional de los Pirineos y concretamente, en el sector occidental y oriental del Pirineo central.

El límite entre el Pirineo y el antepaís meridional o Cuenca del Ebro se sitúa en el denominado cabalgamiento frontal surpirenaico. Este cabalgamiento, o más correctamente sistema imbricado de cabalgamientos, no es visible en toda su longitud y discurre por las Hojas próximas a escala 1:50.000 de Pamplona y Aoiz. Al norte del cabalgamiento frontal surpirenaico, y hasta los materiales del zócalo hercínico situados al sur de la falla norpirenaica, se distingue un conjunto de mantos de corrimiento o láminas cabalgantes, encuadrándose la zona de estudio dentro las "Láminas Cabalgantes Inferiores"; estas se encuentran constituidas por escamas y mantos de corrimiento que implican a materiales del zócalo y de la cobertera, caracterizada por una serie mesozoica reducida y una potente serie paleógena y que representa, en su parte inferior, las secuencias deposicionales de la cuenca de antepaís surpirenaica depositadas durante la traslación hacia el sur de las "Láminas Cabalgantes Superiores".

La estructura interna de las Láminas Cabalgantes Inferiores se caracteriza por presentar una variada geometría de sistemas de cabalgamientos: sistemas imbricados en las zonas más externas y "dúplex" y apilamientos antiformales ("antiformal stacks"), a todas las escalas, en las zonas más internas.

La estructura del plegamiento es complicada, con superposición de pliegues de bloque superior asociados a cabalgamientos, a pliegues sin-esquistosos desarrollados con anterioridad o sincrónicamente a cabalgamientos, en los niveles mecánicamente más apropiados.

En este sector occidental existen tres unidades cabalgantes mayores que de norte a sur son: Macizo de Quinto Real, que cabalga a lo largo de la Falla de Roncesvalles, Macizo de Oroz-Betelu, cuyo cabalgamiento se encuentra oculto en el flysch, sin llegar a la superficie, y por último la falla de Loiti que representa el cabalgamiento sobre la Cuenca del Ebro.

El cabalgamiento de Roncesvalles, pone en contacto el Macizo de Quinto Real con los materiales del Cretácico superior y Paleoceno de la Unidad de Oroz-Betelu.

En las zonas donde aflora el basamento cabalgante, la falla está perfectamente definida, incluyendo escamas albienses, mientras que no se encuentra bien definido en la cobertera del Cretácico superior-Eoceno inferior. En su parte occidental, esta estructura continua por el cabalgamiento de Olagüe que, desde Ariza a Aristegui toma dirección NE-SO, para volver a tomar rumbo oeste, antes de desaparecer en el flysch Campaniense-Maastrichtiense, al oeste de Muzquiz.

El cabalgamiento de Roncesvalles separa el sector oriental de la Ulzama, con estructuras NO-SE, del de Olaibar, cuyas estructuras E-O interrumpen aquéllas hasta la Cuenca de Pamplona. En Latasa se bifurca hacia el este, pasando al segundo cabalgamiento por el sur de Olagüe.

La Unidad de Oroz-Betelu, presenta una dirección NO-SE, oblicua a la directriz general de las estructuras (ONO-ESE), que se curvan en su proximidad. Entre este Macizo y el de Quinto Real, se observa una serie de estructuras vergentes al sur cuya continuidad se pierde en la llanada de Burguete.

El sondeo de Aoiz, perforado al este de Nogore, pone en evidencia el cabalgamiento del macizo Paleozoico sobre el Permotriásico, del que corta unos 500 m antes de volver a cortar el Paleozoico, tratándose posiblemente de un cabalgamiento ciego que no llega a la superficie.

Próximos al sector ocupado por estas Hojas, hay que destacar los cabalgamientos de Lácora y Larrau, representados en su mayor parte en territorio francés.

La cuenca turbidítica, esta deformada por pliegues y cabalgamientos con una gran complejidad y acortamientos notables. Los pliegues y cabalgamientos principales, están orientados generalmente ONO-ESE, y la vergencia de las estructuras es hacia el sur, teniendo en cuenta que por norma general, se asciende en la serie de norte a sur, encontrándose cada vez niveles estratigráficos y estructurales más altos en esa dirección. La intensidad de la deformación decrece consecuentemente hacia el sur y frecuentemente concentrada en la parte delantera de las láminas cabalgantes. Se pueden reconocer dos sistemas o generación principales de estructuras: un primer

sistema de cabalgamientos, generalmente de bajo ángulo y poca deformación interna de las láminas que se encuentra afectado por un segundo sistema de pliegues y cabalgamientos más inferiores.

El conjunto turbidítico está deformado en pliegues tipo "chevron", asociados a estructuras menores tipo fallas de flanco, colapso de charnelas, etc, mientras que las megacapas dan lugar a pliegues de mayor escala y geometrías redondeadas

4.2. DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

Desde el punto de vista estructural, en esta Hoja se han diferenciado tres sectores estructurales delimitados por importantes cabalgamientos, estos sectores se localizan en el vértice NE afectando a materiales turbidíticos terrígenos de edad Cuisiense, el sector septentrional, que afecta a materiales Cuisienses y Lutecienses y el sector meridional, afectando a materiales comprendidos entre el Cretácico superior y el Luteciense.

4.2.1. Pliegues

En esta Hoja, las direcciones estructurales dominantes se orientan en dirección ONO-ESE.

En el sector NE antes definido, no se aprecian estructuras de plegamiento dominante, los ejes de los pliegues presentan dirección ONO-ESE y cuando se pueden observar en detalle, estos pliegues, están en general volcados con vergencia Sur, fundamentalmente cerca de la fractura de Ochagavía.

Los materiales aflorantes en el sector septentrional, que se encuentra limitado por los cabalgamientos antes descritos, observándose más afectados por la tectónica, en el vértice noroccidental del sector, dando lugar a pliegues de tipo conforme, y dirección ONO-ESE, que en algunas zonas cambian a submeridiana, produciéndose desarmonías en el contacto entre las megacapas y el resto del conjunto turbidítico. En la zona oriental de este sector, se observan materiales de edad Luteciense y que aunque conservan las características antes definidas, los afloramientos de los niveles calcareníticos de las MT4, MT5, MT6, y MT7, indican la presencia de una serie monoclinas con buzamientos hacia el Norte de unos 45°.

En el sector meridional, se puede observar el anticlinal de Remendia, cuyo núcleo permite el afloramiento de las margas del Cretácico superior y que se prolonga por la vecina Hoja de Oroz-Betelu (116-IV). Este anticlinal presenta dirección prácticamente subparalela y se pierde al pasar el río Salazar. El resto de la zona se encuentra intensamente plegada, con direcciones ONO-ESE, dando lugar a pliegues con vergencia sur, algunos de ellos volcados y de tipo "chevron", asociado a ellos se encuentra un espectro de estructuras menores tales como fallas de flanco, colapso de charnelas, etc. La fracción lutítica, presenta una notable deformación interna, con desarrollo de clivaje pizarroso, mientras que los niveles de areniscas no presentan clivaje. En la zona oriental de este sector, parece que la intensidad del plegamiento disminuye, dando lugar a pliegues de tipo conforme

4.2.2. Fracturas

Las principales fracturas que afectan a esta Hoja, son las que delimitan los distintos sectores estructurales antes mencionados.

La fractura que delimita la lamina cabalgante septentrional presenta un plano bastante verticalizado, que llega a afectar a zonas profundas, ya que en su trazado se han inventariado varias surgencias de aguas termales, una de ellas localizada en la misma población de Ochagavía. Este cabalgamiento pone en contacto la serie turbidítica inferior, situada a muro de la MT 4, con los materiales que componen la serie turbidítica superior

El dominio estructural intermedio, esta delimitado al Norte por la fractura comentada anteriormente y al Sur por el cabalgamiento de Jaurieta. Esta estructura, parece que hacia el Este se amortigua, tomando el relevo otro cabalgamiento situado más al Sur, ya en la vecina Hoja de Isaba (117-IV). En la zona occidental, este cabalgamiento afecta a la serie turbidítica inferior y superior, mientras que hacia el Este solo afecta a la serie superior. El cabalgamiento, posiblemente tenga un plano subparalelo a la estratificación ó cortándole en ángulos bajos, repitiendo la megacapa 4. La dirección de transporte es hacia el S o SO y puede mostrar desplazamientos de varios kilómetros.

También se han detectado varias fracturas de carácter normal que tratan de resolver los cabalgamientos antes descritos. Entre estas fracturas hay que destacar la falla que

delimita por el sur el anticlinal de Remendia. Este lineamiento presenta un carácter sinorogénico con los depósitos turbidíticos cuienses, dando lugar a un alto paleogeográfico relativo, en donde se acuñan las megaturbiditas inferiores. La falla que determina esta misma estructura por el norte, presenta dirección y características similares a la anterior.

4.2.3. Discordancias

Entre los materiales que afloran en esta Hoja, existen varias discordancias que determinan el límite de las secuencias deposicionales y que pueden estar asociadas a impulsos tectónicos que afectan de forma global a toda la cuenca.

El límite Cretácico - Terciario, se encuentra bien definido, observándose una amplia discordancia erosiva en toda la Hoja.

El límite Thanetiense no se encuentra bien definido y solo cuando en estos niveles predomina la fracción margosa se aprecia un contacto más neto.

Hacia techo la discordancia Ilerdiense marca la entrada de las turbiditas terrígenas con una fuerte discordancia erosiva.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA.

La Hoja de Ochagavía (117-III), a escala 1:25.000, se encuentra situada en el sector noreste de la provincia de Navarra.

Desde el punto de vista morfoestructural pertenece al Dominio de la Zona de Surpirenaica, entre la Zona Axial y la Cuenca del Ebro. Se trata de un área de montaña y alta montaña con un relieve muy abrupto y accidentado, difícilmente accesible en todos los puntos de la superficie de la Hoja por la escasez de caminos y, en muchos casos, por la densidad de vegetación. Esta orografía presenta grandes variaciones de altura, no obstante, puede admitirse una altitud media de 900-1000 m en toda la Hoja, destacando los picos de Violeta (1405 m), Remendia (1386 m), los altos de las Saleras de Akulu (1247 m), Monterra (1238 m), Urrua de Jandua (1236 m) y Beiegu (1183 m). Las cotas más bajas se localizan en el valle del río Salazar, próximo a las localidades de Sarries e Ibilcieta, con alturas inferiores a los 700 m.

La red de drenaje, con una densidad media, está representada fundamentalmente por el río Salazar que con una dirección N-S atraviesa prácticamente la mitad de la Hoja. Los principales afluentes de este río son: por su margen derecha, los ríos Anduña y Larraice, y por su margen izquierda el río Zaldaña. Completan la red de drenaje un conjunto de arroyos y barrancos, con marcada dirección E-W, que confluyen al río Salazar como principal colector.

Las características generales del relieve permiten establecer una cierta simetría en el paisaje definido por el valle del río Salazar dividiendo la Hoja en dos sectores (oriental y occidental) de rasgos morfográficos similares. Estos rasgos se concretan en el desarrollo de una importante superficie de erosión y sistemas de glaciares, que constituyen las principales divisorias de drenaje y relieve. Solamente en el cuadrante suroccidental, las crestas y relieve estructurales ofrecen una dirección E-O, siguiendo el trazado de las grandes estructuras regionales.

Los valores de pendiente son altos en general, pudiendo estimarse que casi un 70% de la Hoja superan el 30%, lo que hace que puede clasificarse de "abrupto". Las pendientes suaves y medias se localizan preferentemente en los fondos de valle,

depresiones semiendorreicas de tipo kárstico (polje de Remendia) y a techo de las superficies y glaciares desarrollados sobre los materiales turbidíticos del sector noroccidental. Estos últimos con problemas de erosión y acaravamientos intensos en laderas y suelos.

Climatológicamente, la zona pertenece al Dominio Mediterráneo Templado con precipitaciones medias anuales entre los 1000 y 3000 mm y temperatura media anual entre 10 y 12 °C con máximas de 36 °C y mínimas de -8 °C. Hay que destacar también dentro de la estación fría, la existencia de precipitaciones sólidas.

Los núcleos de población son relativamente pequeños sobresaliendo Ochagavía, que da nombre a la Hoja, y Jaurrieta en el cuadrante noroccidental de la Hoja. Las restantes poblaciones se localizan todas ellas a lo largo del valle de Salazar, tales como Ezcaroz, Oronz, Esparza de Salazar y Sarries.

La red de comunicaciones es reducida, destacando la carretera que discurre por el valle del río Salazar (NA-178) que al llegar a Ochagavía se desdobra en dos tramos, prolongándose en hojas contiguas y adyacentes: al norte la Hoja de Irati y al este la Hoja de Isaba. Otra vía de comunicación importante es la que, con dirección a Jaurrieta atraviesa el Cuadrante noroccidental de la zona. El resto de las comunicaciones se limita a caminos de tierra y pistas forestales que no permiten el acceso a la totalidad de la superficie de la Hoja.

5.2. ANÁLISIS MORFOLÓGICO.

En este apartado se describe el relieve teniendo en cuenta dos aspectos, uno estático y morfoestructural y otro dinámico, relativo a la actuación de los procesos exógenos sobre el sustrato existente y bajo unas condiciones climáticas determinadas.

5.2.1. Estudio morfoestructural.

Desde un punto de vista morfoestructural, la Hoja de Ochagavía se sitúa en el dominio de la Zona Surpirenaica entre la Zona Axial y la Cuenca del Ebro.

La topografía, tan accidentada, está bastante condicionada por la estructura además de por la litología y la tectónica. Los mayores relieves aparecen en el sector

meridional, en los extremos oriental (Sierra de Atuzkarratz) y occidental: relieves en cresterías de Monte Raja y Alto de Remendia. En este sector la estructura general consiste en una serie de anticlinales y sinclinales de gran longitud y dirección E-O. La diferente competencia de los materiales y la extensión de las estructuras, unido a los procesos de erosión, trae como consecuencia grandes escarpes estructurales y cuestas asimétricas de largo recorrido que ponen de manifiesto los niveles más duros. Uno de los resaltes más representativos es la alineación "Monte Raja - Sta. Agueda" que define un auténtico relieve de resistencia en forma de cuerda o cresta. Este conjunto de relieves estructurales se encuentra incidido por una red "contorsionada" que se encaja sobre los materiales margosos de menor competencia, definiendo pequeñas fosas de carácter local.

Por otra parte, la morfología de la red de drenaje es otro de los aspectos que mejor refleja la influencia de la estructura en la configuración de relieve y en la distribución de los conjuntos fisiográficos. Además, la linealidad de algunos cauces, la orientación preferente de muchos de ellos según determinadas directrices, así como los cambios bruscos en los perfiles longitudinales, indican que las aguas circulan preferentemente por las zonas de mayor debilidad o de máxima pendiente.

En primer lugar resalta la dirección N-S ligeramente inflexionada hacia el NE en los principales cursos de agua: Salazar, Larraice, Jabrós y tramo alto de Zaldaña. En la dirección E-O y NO-SE se acoplan gran parte de la red secundaria, algunas veces con un largo recorrido, y otros cauces menores que lo hacen paralelamente a las estructuras encajándose en los niveles más blandos.

La distribución de la red de drenaje permite conocer también la influencia de la litología y la estructura en su definición. En la Hoja de Ochagavía, la morfología dominante es de tipo "dentrítico", subtipo "angular" con una densidad media en casi toda la zona y un marcado control por fracturas y fallas. Las redes de tipo dentrítico se han vinculado tradicionalmente con áreas de litologías homogéneas o con sedimentos estratificados, en los que alternan materiales de diferente competencia, dispuestos en series monoclinales. No obstante, en el sector occidental, se manifiesta una clara tendencia "subparalela" en los cursos de agua que se encajan en el sistema de glaciares, desarrollados al norte de Jaurrieta. Esta red en paralelo se concentra preferentemente aguas abajo en un único colector principal: el río Zaldaña. Este río confluye en el valle del Salazar, en el extremo más meridional de la Hoja y, por tanto, posee el nivel de

base de cota más baja (700 m) de todo el entorno. Este tipo de drenaje se relacionaría más directamente con una rápida disminución del gradiente de pendiente y una litología favorable al rápido encajamiento.

Por último, en el cuadrante suroccidental, los relieves estructurales: hog-backs (crestas), cuestas y pliegues (antiformes y sinformes) definen una tendencia "contorsionada" de los cauces que, en ocasiones, drenan subfosas de menor entidad. Este es el caso de los barrancos de Reslanda y Borreguil, donde son frecuentes las inflexiones bruscas y los cambios anómalos en el trazado de la red. La dirección principal es, en este caso, E-W, coincidiendo con la impuesta por las condiciones tectónico-estructurales.

5.2.2. Estudio del modelado.

En este apartado se analizan todas las formas cartografiadas en el mapa, tanto sedimentarias como erosivas, que han sido originadas por la acción de los procesos externos. También se describen dichos procesos según su importancia y, en cuanto a las formas se considerará su tamaño, potencia, distribución espacial y su relación con otras formas.

5.2.2.1. Formas fluviales.

En la Hoja de Ochagavía existe un importante desarrollo de la morfología fluvial pero fundamentalmente de carácter erosivo. Los depósitos son muy escasos y se limitan a los fondos de valle, llanuras de inundación y sistema de terrazas, de los cauces principales, y a algunos conos de deyección.

Los fondos de valle se caracterizan por un conjunto de cantos y gravas de caliza, cuarcítica, arenisca y otros, envueltos en una matriz arenoso-arcillosa. El tamaño medio oscila entre 5-10 cm y su carácter es subanguloso a subredondeado. La morfología de estos depósitos, en planta, es alargada y muy estrecha con un trazado serpenteante. Sólo en algunos puntos la anchura aumenta como sucede en el barranco de Larraice.

Las llanuras de inundación se asocian básicamente a los principales cursos de agua de la Hoja. Morfológicamente definen planicies elongadas paralelas a dicho curso y

ligeramente sobreelevadas (1-2 m) respecto al cauce principal. Litológicamente están constituidas por materiales limo-arcillosos fundamentalmente, con intercalaciones de arenas y gravas cuarcíticas, como corresponde a un depósito de crecidas y desbordamientos en lámina. En algunos casos se identifican la presencia de "levees" o diques naturales, poblados de vegetación de ribera, definiendo una franja abultada y convexa que da paso al cauce propiamente dicho. Así mismo, se identifican la presencia de algunas pequeñas barras laterales de gravas y arenas, localizadas en zonas de mayor sinuosidad del río.

El desarrollo de terrazas fluviales es muy restringido en la Hoja, limitándose exclusivamente los valles de los ríos Salazar y Anduña. Se reconocen dos niveles de diferentes alturas respecto al cauce: +5 -10 m y +15 -20 m, aunque de muy diferente desarrollo y extensión. La terraza baja se extiende a lo largo de prácticamente todo el curso de los ríos citados anteriormente, mientras que la más alta sólo ha podido ser identificada al sur de la Hoja, en las localidades de Ibilcieta y Sarries. La litología se caracteriza por presentar cantos y gravas de cuarzo, cuarcita, caliza y dolomía con niveles arenosos y estructuras de corriente. La matriz es areno-arcillosa medianamente compactada y rasgos de rubefacción. Los espesores vistos no superan los 3 m en general y se conectan de forma solapada/encajada entre ellas.

Asociados a los fondos de valle aparecen los conos de deyección. Se desarrollan a la salida de barrancos y arroyos cuando afluyen a un cauce de rango superior. Son frecuentes en los valles de los principales ríos, en este caso el Salazar, concretamente en Oronz, y tienen en general tamaños no superiores a los 300 m, tanto en anchura como en longitud. La litología es similar a la de los fondos de valle puesto que el área madre es la misma; sin embargo, la textura puede variar de unos conos a otros, incluso dentro del mismo depósito, pues disminuye el tamaño de grano de la zona apical a la distal. La génesis de estos depósitos es contemporánea a la de los fondos de valle puesto que unos y otros se interdentan en la mayoría de las ocasiones.

En cuanto a las formas fluviales de carácter erosivo, la Hoja de Ochagavía ofrece una mayor variedad y espectacularidad que las de carácter sedimentario, destacando una importante red de incisión que en algunos sectores da lugar a hoces y barrancos, como los desarrollados en los arroyos que por la margen derecha confluyen al río Salazar. Así mismo, destaca un importante desarrollo de cárcavas y abarrancamientos

(sector noroccidental) producidos por una incisión lineal de la escorrentía superficial a favor de los arroyos y regueros que drenan los glaciares de Jaurrieta.

Este proceso de incisión tan acusado se debe a que se trata de un área de montaña muy próxima a la divisoria que separa la vertiente española de la vertiente francesa. En estas condiciones, y con una tendencia tectónica de levantamiento, las aguas de escorrentía producen fuertes incisiones y entalladuras dando lugar a una morfología abrupta de barrancos e interfluvios en arista que se observan en casi toda la superficie de la Hoja. La existencia de materiales blandos alternando con otros más competentes, favorece el desarrollo de estas formas.

5.2.2.2. Formas de ladera.

Dentro de este grupo se han reconocido coluviones, deslizamientos y reptaciones.

Los coluviones aparecen por lo general al pie de las vertientes de los valles principales aunque también pueden encontrarse a media ladera. El tipo más frecuente es el primero y suele relacionarse con los conos de deyección y los fondos de valle, interdentando sus depósitos, como en las proximidades de Ochagavía, al pie del Santuario de Muskilda. La morfología de estos sedimentos es la de bandas estrechas y alargada, paralelas al cauce. Por otra parte, los coluviones relacionados con zonas de fuertes pendientes, pueden ofrecer cualquier morfología adaptándose a la forma de la ladera y, en ocasiones, se trata de "derrubios ordenados": esto es, una imbricación de los cantos a favor de la pendiente producida por el lavado de la matriz arenosa fina, en momentos de deshielo. En estos casos se puede observar el depósito, pero no es lo más frecuente debido a la espesa vegetación y a la dificultad de acceso.

Los deslizamientos también se producen como consecuencia de las altas pendientes, de la existencia de litologías blandas o alternantes y de la diferente capacidad de encajamiento/erosión del río más próximo.

En esta Hoja son relativamente frecuentes destacando pequeños deslizamientos erosivos, o bien, superficiales de suelos y alterita, de no mucho espesor pero reconocibles e identificables a la escala de trabajo. En ocasiones se tratan de deslizamientos antiguos, donde se identifican con claridad la cicatriz de cabecera

despegada, seguida en su caída por una zona pulida de erosión y lavado, tanto del suelo como de la vegetación.

Sin embargo, en ocasiones se trata de deslizamientos más profundos de suelo, posiblemente rotacionales en donde se identifica el lóbulo o masa de suelo movida en este proceso de inestabilidad, dando lugar a una morfología en la ladera característica en lenguas y replanos. Este es el caso de los deslizamientos que aparecen al pie del Santuario de Muskilda, donde el funcionamiento ha debido ser repetido en distintas ocasiones y para el que es evidente un control de encajamiento diferencial de los ríos Anduña y Salazar.

La reptación es un proceso lento de regularización de ladera y en cierta manera es un deslizamiento erosivo a pequeña escala. Los procesos de helada y humectación en períodos de lluvia, seguidos de desecaciones importantes, producen cambios de volumen e hinchamientos, tanto en el agua de los intersticios con un cierto tipo de arcillas. Esto produce un lavado lento y regular de las vertientes y los suelos muy significativo en esta Hoja.

5.2.2.3. Formas kársticas.

El proceso de disolución es quizás uno de los que producen resultados más espectaculares desde un punto de vista geomorfológico. El mayor complejo kárstico se desarrolla en el cuadrante occidental de la Hoja, sobre el conjunto carbonatado Paleoceno, situado al norte de Remendia y Jaurrieta. Esta superficie, totalmente perforada, ofrece un gran número de formas exokársticas de diferente envergadura, siendo la dolina su forma más representativa. Las dolinas que aparecen aquí son de muy diversos tamaños, oscilando desde pocos metros a 500 ó 600 m. A este último caso pertenece el polje de Remendia: depresión de planta semicircular, con un fondo plano, relleno por material aluvial-coluval y residual de disolución. La proximidad del nivel freático a la superficie hace que sufra inundaciones estacionales periódicas.

Las dolinas, por su forma, pueden ser redondeadas, ovaladas, alargadas, en artesa, en embudo, etc. También se reconocen dolinas de colapso, cuando el nivel que se disuelve no está exactamente en la superficie "al aire" sino por debajo de la misma.

En los trabajos de campo se han reconocido también formas menores del karst, como el lapiaz puntual con sus crestas, senos, etc., que pueden estar total o parcialmente cubiertos por las arcillas de descalcificación.

En el desarrollo de los procesos kársticos existen una gran influencia de la estructura y el diaclasado, puesto que la existencia de líneas de debilidad o de discontinuidad favorece la penetración del agua y la circulación de la misma dentro del macizo, como se ha visto en el caso del polje de Remendia, siguiendo las direcciones estructurales regionales. En el caso de la Hoja de Ochagavía existen una serie de factores muy favorables para la disolución como son una superficie relativamente llana, un diaclasado y una litología carbonatada. Todo ello unido a la presencia de una estación fría con precipitación sólida, acelera el proceso de disolución debido a que las aguas de fusión son muy agresivas.

Hasta ahora sólo se han mencionado las formas de carácter erosivo pero si nos referimos a la tipología sedimentaria no hay que olvidar las arcillas de descalcificación, producto residual de la disolución de los carbonatos. Este material no presentan una morfología concreta, sino que rellena huecos, alveolos y tapiza el fondo de muchas dolinas. El tiempo que han actuado estos procesos para dar lugar al paisaje kárstico es difícil de precisar, aunque se supone que se inician a finales del Terciario o principios del Cuaternario, siendo funcionales en la actualidad.

5.2.2.4. Formas poligénicas.

Se definen como tales aquellas formas que requieren dos o más procesos para su formación. En la Hoja de Ochagavía se han diferenciado una Superficie de Erosión Culminante; un Sistema de Glacis de erosión y un conjunto de Glacis-vertiente subactual. Hay que señalar que todas estas unidades de relieve tienen un carácter erosivo o a lo sumo de removilización, de aquel suelo o formación superficial con el que se relacionan.

La Superficie de Erosión Culminante define la unidad de relieve más importante de la Hoja de Ochagavía. Se localiza en el sector oriental y en el cuadrante Noroccidental y se define como una superficie de arrasamiento, en ocasiones fuertemente degradada o basculada, con desarrollo de relieves de resistencia tipo "inselberg" y "monadnock". Su altitud oscila entre 1100-1000 m pero el techo de los relieves residuales puede

superar los 1300 m. Forma las divisorias de los principales valles y cuencas de drenaje y no presenta una inclinación preferente hacia éstos, lo que induce a considerar una génesis antigua (posiblemente Finiterciaria) para esta unidad, aunque con retoques posteriores de degradación.

Por debajo e imbricados en esta superficie se desarrolla un complejo Sistema de Glacis de Erosión con características diferentes según el sustrato y lugar en el que se desarrollan. Se definen como superficies suavemente inclinadas, en dirección a los cursos principales de agua, quedando colgados y desconectados de ellos. No se ha visto depósito superficial de interés vinculado con estas formas, pero sí pueden presentar localmente cierta removilización del suelo y alterita correspondiente.

Se desarrollan preferentemente al Norte de Jaurrieta, donde definen una planicie de piedemonte al pie de la Superficie de Erosión con la que se relacionan y dirigidos claramente ya hacia los valles fluviales.

Finalmente, un conjunto de Glacis Vertiente actual y subactual definen los interfluvios de las redes secundarias. Son numerosos los ejemplos que pueden observarse y su génesis se encubre con el encajamiento e incisión más recientes de la red hidrográfica. Son igualmente erosivos y su forma en planta se encuentra muy condicionada por la litología y red de drenaje correspondiente.

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.

Se consideran como formaciones superficiales todos aquellos materiales coherentes o no, que han sufrido una consolidación posterior, y su formación está relacionada con la evolución del relieve que existen en la actualidad (Goy et al., 1981).

La principal característica que deben tener es su cartografiabilidad a la escala de trabajo, además de una serie de atributos como son geometría, tamaño, textura, potencia, génesis y, en algunas ocasiones, edad.

En la Hoja de Ochagavía las formaciones superficiales son muy escasas, por tratarse de un área en el que dominan los procesos de erosión sobre los de sedimentación, pero dentro de la escasez destacan las formaciones de origen fluvial y de gravedad, sin olvidar los productos residuales de karst.

Por lo que se refiere a los depósitos fluviales, los fondos de valle son los de mayor entidad dentro del ámbito de la Hoja. Su litología está compuesta por cantos y gravas de calizas, dolomías calcarenitas, cuarcitas y areniscas, embutidas en una matriz arcillosa-arenosa. El tamaño medio de los cantos está comprendido entre 5 y 10 cm observándose, en algunos puntos, tamaños algo superiores a 30 cm. Existen, además, abundantes bloques debido a que es una zona de cursos altos, montañosos, donde la capacidad erosiva es elevada debido a las grandes diferencias altimétricas y a la alta pluviometría.

La Llanura de Inundación de los ríos Salazar y Anduña están constituidas fundamentalmente por materiales terrígenos finos: arcillas y lutitas con intercalaciones de arenas y ocasionalmente gravas. Localmente pueden aparecer presencia de barras laterales y de fondo, de gravas y arenas de naturaleza calcárea, dolomítica y cuarcítica. Su potencia no es visible en general, pero no debe superar los 3 m. A estos depósitos se les asigna una edad Holocena.

Se han diferenciado dos niveles de terraza en esta Hoja. El primero más superior a +5 -10 m respecto al cauce, y el segundo más elevado y restringido a +15 -20 m respecto al "talweg" actual. Las observaciones de campo permiten reconocer su depósito como un conjunto de gravas y cantos de naturaleza cuarcítica y calcárea mayoritariamente. Estructuras de ordenamiento fluvial como imbricaciones de cantos, laminaciones, cicatrices erosivas, etc., junto con ciertas alteraciones ferruginosas en su matriz, pueden ser observadas en estos depósitos. La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno y muy posiblemente superior.

Los conos de deyección son depósitos de textura granular, muy heterométricos y poco consolidados. Litológicamente son similares a los depósitos de fondo de valle, debido a que en la mayoría de los casos tienen un área madre común, aunque pueden aparecer pequeñas diferencias locales. Por lo que al tamaño de los granos se refiere existe, dentro del mismo depósito, una gran diferencia entre la zona apical y la distal, disminuyendo acusadamente de la primera a la segunda. La potencia varía en el mismo sentido, desde 6-7 m hasta pocos centímetros. Los escasos ejemplos existentes se localizan, casi todos, en el valle del Salazar con superficies inferiores a 0,20 kilómetros cuadrados. Se les asigna una edad Holocena por interdentarse con los depósitos aluviales más recientes.

Las formaciones superficiales de ladera están representadas por coluviones y deslizamientos. Los coluviones tienen, en general, una extensión bastante reducida con una litología y una textura que varían mucho de unos puntos a otros, pero tienen en común su heterogeneidad y su escasa compactación. La naturaleza de sus elementos depende de la naturaleza del sustrato que los alimenta, de la pendiente y de la longitud de la ladera. Así un coluvión puede estar constituido por una simple acumulación de bloques, sin apenas elementos finos, o estar constituidos por una acumulación de finos con fragmentos angulosos de calizas, areniscas o dolomías. Dentro de este grupo se han incluido también los derrubios ordenados. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

Finalmente las arcillas de descalcificación, de origen kárstico, aparecen rellenando el fondo de dolinas, uvalas y las formas menores del karst. En general son rojas o pardo rojizas y poseen un cierto contenido de limo y arena, así como algunos fragmentos de rocas carbonatadas que se desprenden, a veces de las paredes de las dolinas. La potencia de estos rellenos es muy difícil de determinar por la inaccesibilidad del relieve y por la dificultad de ver una dolina en sección con su relleno de fondo, pero se supone de gran variabilidad dependiendo de la intensidad del proceso y del tamaño de las formas.

La intensidad del proceso en el cuadrante Noroeste de la Hoja es bastante alta debido a la conjunción de una serie de factores como: litología carbonatada, zona de suave pendiente, alto grado de fracturación y clima agresivo. La edad que se asigna a estas formaciones es Plioceno-Actualidad, puesto que el proceso sigue funcionando.

5.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.

La evolución geomorfológica de una pequeña porción del territorio no puede establecerse sin considerarla integrada en un contexto general más amplio debido a la necesidad de tener puntos de referencia mejor definidos.

Desde el punto de vista geomorfológico-regional el nivel de referencia más claro lo constituye una antigua superficie de erosión desarrollada fuera del ámbito de la Hoja, en la sierra de Sarvil (Hoja de Zizur, a escala 1:25.000 nº 141-I). El mayor problema que plantea esta superficie, como ya se señala en la memoria de dicha Hoja, es

conocer su edad puesto que no existen sedimentos próximos que puedan relacionarse con dicho arrasamiento. No obstante, por las características que presenta y por las cotas a las que se desarrolla (900-1000 m), podría asimilarse a la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (Peña et al., 1984) a la que se le atribuye una edad Vallesiense-Plioceno. Es decir, el final de esta superficie coincidiría con el final del relleno neógeno, representado en la mayoría de las grandes cuencas por las "Calizas del Páramo".

Aunque dentro del ámbito de la Hoja no existen depósitos de esta edad, sí se ha reconocido e identificado una importante Superficie de Erosión, localizada a 1100-1000 m y que define las divisorias de los principales valles hidrográficos. La preservación de morfología planas en el paisaje no excluye la posibilidad de que éstas puedan sufrir desnivelaciones locales, como consecuencia de ajustes a posibles movimientos. La realización en un futuro de trabajos geomorfológicos en Hojas próximas, permitirá completar muchos de los datos de los que ahora se carece.

La finalización del ciclo neógeno supone otro evento importante dentro de la morfodinámica de las grandes cuencas, consistente en el paso de un régimen endorreico a otro exorreico. Ello supone que los grandes ríos, en el proceso de erosión remontante, llegan a las cuencas iniciándose la erosión de las mismas con evacuación de los sedimentos fuera de ellas. Este cambio no es sincrónico en todos los puntos de la cuenca, pero se supone que está relacionado con el paso del Terciario al Cuaternario, que es cuando se inicial el encajamiento de la red fluvial y la remodelación del relieve, originándose un extenso

Sistema de Glacis, esto es de superficies suavemente inclinadas en dirección a los niveles de base locales impuestos por los ríos.

En un área como la del estudio, donde no existen sedimentos postorogénicos, a excepción de los cuaternarios, la erosión se intensifica y el encajamiento da lugar a profundas incisiones y valles muy encajados. Todo ello produce un relieve con grandes diferencias altimétricas en el que son frecuentes barrancos, cañones, aristas, dando lugar a una morfología muy abrupta.

Paralelamente al proceso de encajamiento de la red, en las laderas existen áreas de erosión y áreas de sedimentación, estas últimas ocupan casi siempre las partes más bajas donde se desarrollan coluviones, glacis, etc.

A medida que avanza el Cuaternario (Pleistoceno medio y superior) la red fluvial sigue su proceso, de instalación dejando, en algunos tramos, depósitos de terrazas. A esto hay que añadir la formación de nuevos cauces y, por tanto, de nuevos interfluvios con el desarrollo de las "Glacis Vertiente subactuales" e iniciándose la definición de la red secundaria. La morfología que se va elaborando en las laderas (cóncavas, convexas, regularizadas, etc.), así como la de los valles (simétricos, asimétricos, en "v", en "u", en artesa, etc.) depende, en cada punto, de la litología del clima y de la tectónica local.

5.5. PROCESOS ACTUALES.

En la Hoja de Ochagavía se reconocen tres tipos de procesos funcionales en la actualidad y son:

- Erosión fluvial.
- Alteración química (karstificación).
- Movimientos de laderas.

Dentro de la acción fluvial uno de los procesos más acusados es el de incisión vertical como puede observarse en todo el ámbito de la Hoja y en especial al sur, donde la presencia de relieves estructurales favorece la erosión diferencial de los materiales incompetentes, con resalte de las litologías más compactas. Esta erosión será más o menos intensa dependiendo de los movimientos tectónicos y del nivel de base general. En este sentido cabe resaltar, como las principales vías de evacuación de carga de sedimentos la realizan actualmente, los ríos más importantes de la Hoja: Salazar, Larraice, etc... siguiendo las tendencias estructurales NNO-SSE, de carácter regional existentes en la zona y con unos encajamientos superiores a los 100 m en muchos casos. Existe, sin embargo, otra dirección importante, la E-O, según la cual se produce el encajamiento de la red secundaria y para la que se reconoce una importante actividad reciente, manifestada por la ubicación de frecuentes rupturas de

pendiente bruscas de los arroyos, intensas erosión remontante en cabecera de éstos, acompañados de interfluvios abandonados y desestabilización en las laderas respectivas.

En cuanto a los procesos de alteración química, destacan los de disolución, responsables del desarrollo del karst. El mayor complejo kárstico se desarrolla en el cuadrante NO de la Hoja, en los alrededores de Remendia y sobre un conjunto mayoritariamente carbonatado. Las características de este karst han sido ya descritas en apartados anteriores y sólo hay que añadir que la disolución está favorecida por la disposición estructural de la red de diaclasas y por la existencia de una estación fría con precipitación sólida. Aunque el karst es funcional en la actualidad, el comienzo de su desarrollo se supone del Plioceno.

Finalmente, los movimientos de ladera son los otros procesos activos, representados por las caídas de bloques, coluviones, deslizamientos y reptaciones generalizados. Los primeros se producen a partir de los grandes escarpes litológicos, debido a su amplia exposición superficial y alto grado de fracturación. El agua meteórica penetra por las numerosas discontinuidades (diaclasas, grietas y planos de estratificación) provocando la apertura de las mismas. Este proceso tiene al aislamiento de bloques que, en una posición de inestabilidad, tienden a caer por gravedad, depositándose a cotas inferiores de la vertiente.

Por otra parte, los deslizamientos y las reptaciones son numerosas y también forman parte de la dinámica actual. La naturaleza blanda o alternante de algunos materiales, unido a las fuertes pendientes, orientación preferente de la ladera y al clima, favorecen la inestabilidad de las masas a deslizar, una vez que el agua meteórica ha entrado en el sistema por los planos de discontinuidad.

Aunque todos estos procesos que se han mencionado pueden ser puntualmente de gran envergadura, no se prevén grandes cambios de relieve en un futuro inmediato. A largo plazo, la tendencia es a una suavización de las formas, por las diferentes acciones erosivas, con evacuación de los materiales hacia las grandes venas de agua.

6. HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se proporciona una visión generalizada de la evolución tectónica y sedimentaria del sector abarcado por la Hoja 1:25.000 de Ochagavía, teniendo en cuenta que esta Historia Geológica se realiza en común para las cinco Hojas 1:25.000 que componen este estudio.

Los materiales más antiguos que afloran en esta región corresponden al Coniaciense, representados en la vecina Hoja de Orhi (117-II)

Según TEIXELL (1992), al inicio de la sedimentación del Cretácico superior en este sector de la Zona Axial, comienza por una importante transgresión de edad Cenomaniense, disponiéndose los materiales de esta edad sobre un substrato erosionado, deteniéndose la sedimentación nuevamente, en el periodo comprendido entre el Turoniense y parte del Coniaciense, para más tarde iniciarse un nuevo ciclo que duraría hasta el Santoniense inferior, representado por depósitos de una plataforma marina somera, con señales de actividad biológica intensa.

Con el inicio de la sedimentación Santoniense superior, la cuenca se hace expansiva y subsidente, retrocediendo las plataformas carbonatadas hacia el sur con una mayor influencia de sedimentos terrígenos. En esta época comienza la compresión en la vertiente sur del Pirineo Central, depositándose en esta zona los tramos superiores de las denominadas Calizas de Larra.

En el Campaniense superior-Maastrichtiense, se depositaron las Margas y Calizas de Zuriza y las Areniscas de Marboré. Según TEIXELL 1992, el límite inferior de este conjunto constituye una nueva secuencia deposicional, definiendo una cuenca abierta hacia el NO con desarrollo de plataformas somerizantes que comienza por la sedimentación de margas de plataforma externa y talud, que culmina con la implantación de una plataforma más proximal en donde se depositaron las Areniscas de Marboré, que representan la parte más regresiva de la secuencia

El Paleoceno se dispone discordante sobre estos materiales y según ROBADOR (1990) se pueden observar cuatro secuencias deposicionales limitadas por rupturas sedimentarias continuas. Estas secuencias determinan ambientes de plataforma con el desarrollo de barras litorales y bioconstrucciones de corales y algas que

representan términos de mayor somerización, determinando una cuenca posiblemente abierta hacia el noreste, con desarrollo de plataformas carbonatadas someras que hacia el norte pasan a facies de plataforma abierta, margen de plataforma y talud. Asimismo se produce un retroceso progresivo de las plataformas carbonatadas hacia el sur como consecuencia del levantamiento de la Zona Axial pirenaica y la creación de una cuenca de antepaís migrante en esa dirección para el conjunto paleoceno.

A comienzos del Eoceno, durante el Ilerdiense, se desarrollan de norte a sur facies turbidíticas calcáreas, depósitos de margen de plataforma-talud y de plataforma distal prodeltaica, es decir una evolución hacia facies más someras en el sur y facies de mayor profundidad en el norte.

El límite inferior con el Paleoceno y el superior con el Cuisiense, están definidos por discordancias erosivas, relacionadas tectónicamente con el emplazamiento del Manto de Cotiella.

Posteriormente, durante el Ilerdiense-Cuisiense se define el surco turbidítico donde se depositan los materiales correspondientes al Grupo de Hecho.

En una primera etapa, y hasta el depósito de la megaturbidita cuatro (MT4), cuyos límites están definidos por importantes discordancias erosivas, comienza con el desarrollo de canales turbidíticos que pasan hacia techo a turbiditas diluidas.

La base de la Megaturbidita cuatro (MT4), es muy neta y erosiva, continuando con una serie de turbiditas terrígenas hasta la MT5. Estas turbiditas presentan una tendencia grano y estrato decreciente con canales turbidíticos en la base y turbiditas más diluidas hacia el techo.

El Cuisiense-Luteciense comienza con la MT5, que se dispone sobre el ciclo anterior con una organización interna compleja constituida por canales turbidíticos intercalados entre facies de "basin plain" y franja de lóbulo.

El Luteciense esta constituido por una serie integrada por los sedimentos depositados a partir de la base de la MT 6. Muestra fuertes superficies de erosión; y en su conjunto representa un espacio de turbiditas diluidas. Continúa la sedimentación a techo de la MT7 con depósitos turbidíticos diluidos; Durante este período debieron iniciarse las

primeras deformaciones que afectaron a los materiales del sector noreste en consonancia con la fase de Monte Perdido o de Campanue.

Durante el Biarritziense no hay sedimentos en esta zona, aunque existirían importantes movimientos tectónicos relacionados con la fase finieocena o de Gavarnie (SEGURET, 1970; GARRIDO, 1993), si bien los materiales del Paleógeno calcáreo se plegaron mientras que los depósitos correspondientes a las turbiditas terrígenas, más plásticas se plegaron disarmónicamente y en muchos casos deslizaron.

Posteriormente solo la presencia de materiales cuaternarios indica la continuación de los procesos geológicos en esta zona, determinando distintos ambientes de sedimentación, todos de tipo continental y génesis muy variadas, destacando los de origen glaciario, periglaciario, y fluvial.

GEOLOGIA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

En el perímetro de esta Hoja, solo se ha inventariado una explotación de caliza abandonada, localizada en los alrededores de Ezcaroz. Además se han observado pequeñas explotaciones que aprovechan las zonas naturales de acumulación de cantos, bloques, arenas y arcillas, cuyo uso, estrictamente local, está encaminado hacia la conservación de caminos y obras próximas.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

Hidrológicamente, la Hoja de Ochagavía, pertenece a la Cuenca del Ebro, situándose en el sector septentrional de la misma.

El régimen de humedad es del tipo Húmedo y en cuanto al régimen térmico corresponde al tipo Templado Cálido. La combinación de estos parámetros, permite determinar para esta zona, según PAPADAKIS, un clima Marítimo, Templado Cálido, con una temperatura media anual comprendida entre 8°C y 11°C y una precipitación media anual del orden de 1500 mm.

La evapotranspiración potencial es del orden de 620 mm según el método THORNTHWAITE y la real del orden de 550 mm para capacidades de campo entre 50 y 100 mm..

La Hoja se encuentra surcada por el río Salazar, que con dirección N-S recorre el sector central, constituyendo las zonas topográficamente mas bajas. Las aportaciones medias del río Salazar en Aspurz (15 km aprox., aguas abajo de la hoja) son del orden de 310 hm³/año. En el sector septentrional de la Hoja, el río Zatoya y el río Anduña, conforman los cursos de agua principales. Una serie de barrancos de mayor o menor importancia, prácticamente todos de dirección N-S, completan la red hidrográfica, como indicativos de los más importantes se pueden citar el barranco de Larraice, en el sector oriental y el barranco de Zaldaña, en el sector occidental de la Hoja.

En la zonación Hidrogeológica establecida por el Proyecto Hidrogeológico de la Diputación de Navarra, esta Hoja se encuentra incluida en la Unidad de Pamplona - Ochagavía.

La Unidad de Pamplona - Ochagavia, presenta una superficie de 220 km² con una aportación pluviométrica del orden de 304 Hm³/año y una infiltración de 152 Hm³/año. En el sector de la Unidad, abarcado por la Hoja objeto de estudio se diferencian 5 subunidades hidrogeológicas o acuíferos propiamente dichos, con un funcionamiento hidrogeológico independiente.

Estas subunidades corresponden, en la mayor parte de los casos, a niveles calcáreos de cierta entidad, integrados en las megaturbiditas que se presentan en el flysch turbidítico eoceno. Son permeables por fracturación fisuración y/o karstificación, con gran extensión lateral y escaso desarrollo vertical (1 –100 m).

También se diferencian como acuífero las calizas y dolomías del Paleoceno, también permeables por fisuración y karstificación, que afloran al sur de Remendía en el sector suroccidental de la hoja. La potencia oscila entre 50 y 150 m.

El resto de materiales aflorantes en la Hoja no presentan demasiado interés desde el punto de vista de explotación de recursos subterráneos, ya que, por su propia naturaleza (margas, argilitas, arcillas, margocalizas, areniscas, flysch, etc.) pueden considerarse poco permeables o prácticamente impermeables.

A continuación se realiza para la Hoja una diferenciación de unidades cartográficas hidrogeológicas, basada en la cartografía geológica llevada a cabo, ya que, al alcanzarse un mayor grado de detalle cartográfico se puede afinar en la caracterización hidrogeológica de los materiales implicados en la zona.

6.2.1. Descripción de las formaciones

En el presente apartado se realiza una breve descripción desde el punto de vista hidrogeológico de las formaciones diferenciadas en la cartografía. Para su discretización, básicamente se atiende a tres criterios fundamentales: litología, geometría y permeabilidad.

Se han agrupado aquellas unidades geológicas que, siendo estratigráficamente adyacentes, por su similitud en cuanto a sus características hidrogeológicas presentan un mismo comportamiento hidráulico.

6.2.1.1. Margas y limolitas. Campaniense-Maastrichtiense

La unidad diferenciada comprende el nivel 2 de la cartografía geológica realizada. Los tramos basales de este conjunto, esta constituido por limolitas. Hacia techo pasa a una serie monótona de margas y margolimolitas de tonos grises y aspecto homogéneo.

Esta unidad, constituye el fondo de los valles por los que discurren los arroyos en las proximidades de Remendia, con una potencia aproximada comprendida entre 200 y 600 m, aunque al estar afectadas por una fuerte deformación interna, las determinaciones de espesor son difíciles de precisar.

Los niveles margosos suelen organizarse en ciclos de carbonatación de orden decamétrico, con secuencias integradas por margas limolíticas micáceas en la base, a

veces con tableado granulométrico y margas más calcáreas a techo de aspecto más masivo y nodulización incipiente.

Hidrogeológicamente, la unidad se considera prácticamente impermeable, dado el predominio de materiales margosos y finos. Actúa a modo de sustrato impermeable con respecto a formaciones permeables suprayacentes (siguiente unidad), generando surgencias de descarga de las mismas.

6.2.1.2. Calizas arenosas, calizas y dolomías. Maastrichtiense-Thanetiense

Esta unidad comprende los niveles cartográficos 3, 5, 6 y 7 que afloran en el límite occidental de la Hoja, al sur de Remendia, conformando una banda de que constituye el anticlinal de Remendia, el cual se prolonga hacia la próxima Hoja de Oroz-Betelu. Constituye los resaltes calcáreos que se observan en los flancos del anticlinal de Remendia y al Norte del Llano. La potencia de la unidad oscila entre 120 y 150 m

La unidad está constituida en la base por un tramo de escasa potencia, perteneciente al Cretácico superior conformado por calcarenitas bioclásticas más o menos areniscosas y areniscas calcáreas, de tonos crema.

A techo y discordante aparece un tramo, ya del Paleoceno, constituido por un nivel inferior formado por dolomías de aspecto sacaroideo poroso, color blanquecino y aspecto masivo homogéneo, y otro superior formado por calizas de grano fino y calizas dolomíticas tableadas de color blanco. El tramo presenta espesores comprendidos entre 15 y 30 m.

La unidad culmina con un conjunto conformado por calizas micríticas y calizas bioclásticas tableadas, organizadas en capas cuyas potencias varían entre 10 y 40 cm, con base neta, estratificación ondulada o cruzada de bajo ángulo. Normalmente aparecen amalgamadas, aunque ocasionalmente se encuentran separadas por

niveles de margas calcáreas. A techo presenta un nivel de calizas arenosas de escasa potencia. Este último tramo mantiene espesores del orden de 100 - 120 m.

Hidrogeológicamente la unidad se considera en conjunto como un acuífero de permeabilidad media-alta, debido, fundamentalmente, a la fracturación, fisuración y /o karstificación de los niveles carbonatados.

La karstificación en la unidad es evidente estando reflejada de forma más significativa en el límite Oeste de la Hoja, sobre el conjunto carbonatado Paleoceno, situado en las inmediaciones de Remendía. Esta superficie, totalmente perforada, ofrece un gran número de formas exokársticas de diferente envergadura.

6.2.1.3. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas. Ilerdiense- Luteciense

La unidad constituye la gran masa de materiales sedimentados entre los últimos niveles de calizas margas y el techo del Grupo Hecho. Comprende los niveles cartográficos 10 y 19 de la cartografía geológica. Está formada por un conjunto de turbiditas terrígenas de unos 3.300 m de potencia.

Comprende 2 tramos bien diferenciados y divididos crono-estratigráficamente por la posición del nivel de Megaturbidita MT4. El inferior (Ilerdiense-Cuisiense) está constituido por una serie alternante de areniscas ferruginosas con contenidos variables de componentes carbonatados, distribuidas en capas de 15 a 20 cm, alternando con arcillas grises. En este tramo predominan los términos más groseros, con relación areniscas/lutitas, superior a 1. La potencia supera los 300 m. reduciendo los espesores, debido a la erosión producida por la MT4.

El tramo superior (Cuisiense-Luteciense) está formado por una alternancia de areniscas de grano medio a fino y raramente grueso, con cemento calcáreo y tonos gris oscuro a pardo rojizo, distribuidas en bancos que no sobrepasan los 30 cm, alternantes con arcillas calcáreas de color beige estratificadas en capas decimétricas. En conjunto, presenta facies más lutíticas y las capas de arenisca son más delgadas. La relación arenisca/lutita es inferior a 1. En conjunto presenta hasta 3000 m de potencia. En la base se reconocen abundantes canales turbidíticos que están constituidos por capas calcareníticas.

Se estima una permeabilidad baja o muy baja para el conjunto de la unidad, debido al predominio de materiales detríticos finos. La permeabilidad es menor en el tramo superior que en el inferior. Los tramos carbonatados con cierta permeabilidad por fracturación y fisuración quedan desconectados hidráulicamente por las alternancias de carácter detrítico (arcillas principalmente).

6.2.1.4. Brechas calcáreas. Margas con bloques. Calcarenitas. Cuisiense – Luteciense.

En esta unidad se agrupan los niveles calcáreos de Megaturbidita de gran continuidad en todo el surco turbidítico Eoceno (Grupo de Hecho). Durante el desarrollo de la cartografía geológica de la Hoja a escala 1:50.000 de Ochagavía se han diferenciado 7 niveles de Megaturbidita, correlacionables, en principio, con las definidas por LABAUME et al (1983). En la Hoja objeto de estudio a escala 1:25.000 aparecen 6 de los citados niveles.

El primero de ellos aflora al sur de la Majada, continuando por la vecina Hoja de Oroz-Betelu (116-IV), con un espesor medio de unos 80 m. Esta megaturbidita se puede correlacionar tentativamente con el tramo basal de la MT2 o de Isaba de LABAUME (1983)

Litológicamente está formado por un conjunto de brechas calcáreas (n. 11 en la cartografía geológica) de dimensiones centimétricas, muy desorganizadas, en la base que alcanzan 50 m de potencia y un nivel de calcarenitas de tonos grises y aspecto masivo a techo de unos 30 m (n. 12 en la cartografía geológica).

En posición estratigráfica superior aparece el segundo nivel (MT3), que aflora en el sector occidental de la Hoja, próximo al límite de la Hoja de Garralda (116). Está constituido por clastos de calizas margosas y bioclásticos (n. 13 en la cartografía geológica) que alcanzan hasta 20 m de espesor. Asociado al nivel anterior y a techo aparece un tramo, constituido por margas de tonos oscuros, con bloques de distinta naturaleza (n. 14 en la cartografía geológica) con una potencia máxima de unos 20 m, que se acuña lateralmente hasta desaparecer.

La Megaturbidita (MT3) culmina con un nivel de calcarenitas de tonos grises con pequeños niveles de brechas calcáreas en la base (n. 15 en la cartografía geológica). Este nivel aflora de un modo continuo, en el tercio occidental de la Hoja, continuando por la vecina Hoja de Garralda (116). La potencia máxima es de unos 50 m, y disminuye lateralmente, hasta potencias de orden métrico.

La base de la Megaturbidita (MT4) está conformada por el nivel olistostrómico carbonático de mayor potencia y representación cartográfica de esta Hoja.

Aflora en el sector central, recorriendo desde el norte de Ezcaroz hasta Sarries, acuñándose a la altura de Ibilcieta y de Ochagavía, en donde llega a desaparecer. La potencia de este tramo supera en algunos casos los 150 m,

Está constituido principalmente por clastos de calizas margosas y bioclásticas con abundantes Nummulites, ocasionalmente se observan algunos clastos de turbiditas terrígenas, y de margas, que después de su erosión, dan lugar a grandes oquedades (n. 16 en la cartografía geológica).

Asociado a éste y a techo se encuentra un nivel de margas con bloques (n. 17 en la cartografía geológica), con una potencia máxima de unos 50 m, que se acuña hasta desaparecer a la altura de Esparza de Salazar.

Culminando la MT4, como en el caso anterior, aparece un nivel de calcarenitas de tonos marrones (n. 18 en la cartografía geológica) con espesores que oscilan entre 20 y 100 m. En las zonas en donde no afloran los términos inferiores de la megaturbidita, en la base de este nivel se observan retazos de brechas calcáreas y margas. Sus afloramientos se distribuyen fundamentalmente por la mitad occidental de la Hoja, acuñándose al Norte de Ochagavía y a la altura de Ibilcieta

En el sector oriental de la Hoja, aflora la MT5 que está constituida, en la base, por una brecha de clastos calcáreos (n. 21 en la cartografía geológica) de unos 50 m de potencia. A techo aparece un tramo de margas con bloques calcáreos (n. 22 en la cartografía geológica), culminando con un nivel de calcarenitas (n. 23 en la cartografía geológica) que define geográficamente la MT5 ya que los dos niveles anteriores se acuñan hacia el Norte. El espesor medio de este nivel oscila alrededor de 75 m.

La Megaturbidita MT6 está representada por un nivel formado por calcarenitas de tonos marrones (n. 24 en la cartografía geológica) con granoclasificación y estructuras de escape de agua. El espesor medio de este nivel es del orden de 75 m. Aflora en el sector oriental en posición meridiana con respecto a la Hoja.

Por último, la Megaturbidita MT7 esta representada por un tramo de calcarenitas de tonos marrones muy homogénea (n. 25 en la cartografía geológica), con grano clasificación positiva. Aflora de forma restringida en la zona de Saleras de Akulu presentando una potencia aproximada de 25 m.

Hidrogeológicamente, los niveles de calizas brechoides y calcareníticos constituyen acuíferos de cierta entidad, permeables por fracturación, fisuración y/o karstificación. La potencialidad, en cuanto a recursos de agua subterránea se refiere, queda truncada por su escaso desarrollo vertical y el confinamiento de los materiales prácticamente impermeables que los rodean. No obstante, de forma puntual, bajo determinadas condiciones se puede obtener caudales de importancia.

Entre los niveles descritos destaca, por su mayor potencialidad, el MT4, debido, fundamentalmente a su mayor desarrollo y conexión directa con el curso principal de la zona (Río Salazar).

Por otra parte, también se observa que en el nivel turbidítico más antiguo MT2 no se detecta el término margoso intermedio, lo cual provoca, en toda su extensión, la interconexión directa de las brechas calcáreas y la calcarenita, favoreciendo la potencialidad hidrogeológica de dicho nivel.

Del mismo modo, también se aprecia que en los dos últimos niveles MT6 y MT7 no aparecen los términos brechoide y margoso, lo cual aumenta ligeramente el valor de la permeabilidad debida a la fracturación y karstificación de las calcarenitas.

En conjunto se puede estimar un rango de permeabilidad medio-alto para la unidad en conjunto, entendiéndose que cada uno de los niveles esta desconectado hidráulicamente de los restantes y que su espesor saturado está fuertemente condicionado por el escaso desarrollo vertical de los términos permeables y por el grado de fracturación, fisuración y/o karstificación que presenten.

6.2.1.5. Cuaternario. Formaciones superficiales

En la Hoja de Ochagavía las formaciones superficiales son muy escasas, destacan las formaciones de origen fluvial y de gravedad, sin olvidar los productos residuales de la karstificación.

El Cuaternario de esta Hoja está representado fundamentalmente por los depósitos de fondos de valle que presentan una litología cantos y gravas, de naturaleza calcárea, cuarcítica, areniscosa y otras, envueltos en una matriz arenoso-arcillosa

La geometría de estos depósitos, en planta, es alargada y muy estrecha con un trazado serpenteante. Sólo en algunos puntos la anchura aumenta como sucede en el barranco de Larraice.

Hidrogeológicamente, se estima una permeabilidad media-alta, por porosidad intergranular, para estos depósitos, debido a la granulometría y al bajo grado de compactación que presentan. Predomina la permeabilidad media cuando las lutitas son mayoritarias en la matriz.

Las Llanuras de Inundación de los ríos Salazar y Anduña están constituidas fundamentalmente por materiales terrígenos finos: arcillas y lutitas con intercalaciones de arenas y ocasionalmente gravas.

Hidrogeológicamente se trata de formaciones prácticamente impermeables, debido al predominio de materiales arcillosos y lutíticos.

Se han diferenciado dos niveles de terraza en esta Hoja compuestos por un conjunto de gravas y cantos de naturaleza cuarcítica y calcárea mayoritariamente con una matriz areno limosa o areno arcillosa.

Estos depósitos tienen un grado de permeabilidad medio-alto, debido a la elevada porosidad intergranular que presentan. No obstante dado su escaso desarrollo y extensión no constituyen acuíferos de importancia, aunque la utilización conjunta asociada a los cursos superficiales resulta altamente interesante.

Los conos de deyección se localizan, casi todos, en el valle del Salazar con superficies inferiores a 0,20 kilómetros cuadrados. Su litología es similar a la de los fondos de valle pero con mayor abundancia de material detrítico fino que rellena los huecos entre cantos, por lo tanto se ha considerado para ellos una permeabilidad media-baja.

Los coluviones, deslizamientos y glacis están formados por acumulación de materiales al pie de los relieves montañosos, con mayor o menor espesor y ordenados o no, según el grado de madurez del depósito. Litológicamente están formados por depósitos sueltos, de cantos o bloques con matriz arcillo-lutítico-arenosa, que dificulta la percolación. Hidrogeológicamente presentan una permeabilidad media-baja en función de su litología, la potencia en general es pequeña, no superando los 10 m, con una extensión superficial limitada, dado el gran relieve que presenta esta Hoja.

Las arcillas de descalcificación constituyen el producto residual de la disolución de los carbonatos y aparecen rellenando el fondo de dolinas, uvalas y las formas menores del karst. La naturaleza de estas formaciones suele ser mayoritariamente arcillosa, aunque es probable que contengan un cierto porcentaje de limo, arena e incluso algunos fragmentos de rocas carbonatadas desprendidos de las paredes de las dolinas.

Su potencia es irregular y variable, aunque debido a la inaccesibilidad del terreno no ha sido posible su observación directa. Se trata de depósitos prácticamente impermeables dado el predominio de material arcilloso. Esto no quiere decir que la dolina sea impermeable sino el fondo únicamente. Las paredes de los niveles carbonatados donde se enclavan en general, son de permeabilidad media-alta.

6.2.2. Unidades acuíferas

A continuación se definen una serie de unidades que agrupan formaciones hidrogeológicas susceptibles de almacenar y transmitir agua y por lo tanto constituir acuíferos. De esta manera se han diferenciado cuatro unidades con un funcionamiento hidrogeológico independiente, estas unidades son:

.Calizas paleocenas

.Niveles de Megaturbidita

.Formaciones permeables del Cuaternario

6.2.2.1. Calizas paleocenas

Geometría

Esta unidad se sitúa entre el paquete margoso del Maastrichtiense y los niveles arcillo-arenosos que constituyen los niveles turbidíticos eocenos. Estos niveles confinan el acuífero. Se trata de calcarenitas arenosas en la base que pasan a techo a calizas tableadas y masivas. A la unidad se agrega, en esta Hoja, un tramo de escasa potencia, perteneciente al Cretácico superior conformado por calcarenitas bioclásticas más o menos areniscosas y areniscas calcáreas.

Este acuífero se encuentra muy replegado con un espesor que supera el centenar de metros, no variando su potencia (120-150 m) en los afloramientos observados en esta Hoja.

Funcionamiento hidráulico

En cuanto al funcionamiento hidráulico, la recarga se produce mediante infiltración directa del agua de lluvia sobre los afloramientos del acuífero y la descarga se produce por manantiales, principalmente en el de Laurence (nº 2707-5012), en el extremo oriental del afloramiento, descargando un caudal medio aproximado de 65 l/s,. Además existen varios manantiales de menor importancia, con caudales que oscilan entre 1 y 10 l/seg.

Es importante destacar la conexión hidráulica de este acuífero con el nivel de Megaturbidita MT2, el más antiguo dentro de la Hoja, por efecto de la fracturación, tampoco se descarta la conexión con el nivel MT3, bien por efecto de la fracturación, bien por percolación a través del material arcillo-arenoso del flysch eoceno.

Parámetros hidráulicos

En las proximidades de la localidad de Remendía se ha efectuado un ensayo de bombeo en un sondeo de investigación llevado a cabo por el Servicio de obras

Públicas del Departamento de Obras Públicas Transportes y Comunicaciones del Gobierno de Navarra.

Este sondeo intersecta la unidad entre los 133 y 174 m de profundidad, además también intersecta la Megaturbidita MT2 entre el metro 7 y 133. Por tanto el ensayo realizado afectaría a ambas formaciones. A partir de los resultados de la interpretación del ensayo de recuperación se estima una transmisividad de 12 m²/día.

En el informe de la interpretación se señala que la baja transmisividad del acuífero deducida a partir de este ensayo, parece provocada más por la falta de desarrollo del pozo y la existencia de pérdidas de carga, que por una baja permeabilidad del acuífero.

Se debe apuntar que en este tipo de acuíferos no es conveniente generalizar un análisis de carácter puntual dado al carácter anisótropo del mismo. Aunque no existen datos concretos para este acuífero se estima una permeabilidad media-alta para la unidad en su conjunto.

6.2.2.2. Megaturbiditas

Geometría

Esta unidad está formada por seis grandes niveles calcáreos intercalados en la gran masa de turbiditas terrígenas que constituye el Grupo Hecho.

En general estos niveles están compuestos por brechas calcáreas en la base y calcarenitas en el techo. Las brechas calcáreas se encuentran más karstificadas que las calcarenitas superiores, debido a que en conjunto es un depósito más heterogéneo, con grandes huecos, producto de la erosión de los cantos blandos margosos, y que posteriormente han facilitado el emplazamiento del karst. Asimismo los bloques calcáreos de grandes dimensiones, producen discontinuidades dentro del depósito, facilitando la circulación.

Es importante destacar que en tres de los niveles (MT3, MT4 y MT5) existe un tramo margoso intercalado, prácticamente impermeable, que puede llegar desconectar los

dos tramos permeables. Este tramo no es continuo, acuñándose lateralmente y por lo tanto posibilitando la conexión del acuífero.

La geometría de estos niveles de Megaturbidita calcárea es estratiforme con la base erosiva y una gran extensión lateral, aunque se acuñan, perdiendo espesor los niveles bréichicos hasta llegar a desaparecer.

Funcionamiento hidráulico

La recarga de estos niveles se produce por infiltración del agua de lluvia sobre los afloramientos de estos materiales y la descarga se produce por algunos manantiales próximos al contacto de los niveles calcáreos con las formaciones de turbiditas detríticas en fracturas relacionadas con estos niveles y directamente en los cursos fluviales. En toda la extensión de la Hoja se han inventariado numerosos manantiales asociados a esta unidad, entre los que destacan: Jacue (0.87 l/s), Los curas (2.1 l/s), Lisisoya (1.20 l/s), Boche (abastecimiento público), Tejeira (1.5 l/s), Ergonda (0.62 l/s). También es muy probable que parte del cuantioso caudal del Manantial de Laurence sea aportado por el nivel MT3.

Es importante destacar el trasvase que se produce entre los cursos fluviales a favor de los niveles permeables. El flujo se produce cuando un mismo nivel permeable es atravesado por varios ríos, siendo el sentido del flujo el que va desde el de mayor cota al de menor. Así el río Irati gana un caudal considerable al cortar este acuífero, perdiendo caudal el río Salazar al intersectar ambos el nivel MT4, estando el Irati en una cota inferior (-100 m aprox.).

Parámetros hidrogeológicos

Existen datos tomados en base a la interpretación de los resultados de ensayos de bombeo realizados en dos sondeos, situados las proximidades de la localidad de Ezcaroz (700 m al Norte).

Los sondeos de Ezcaroz (R-1 y P-1, investigación y explotación), han sido realizados por el Servicio de obras Públicas del Departamento de Obras Públicas Transportes y Comunicaciones del Gobierno de Navarra. Atraviesan uno de los niveles de

Megaturbidita de la unidad, concretamente el nivel MT4, intersectando los materiales calcáreos permeables.

Tal y como se deduce de los ensayos de recuperación y bombeo prolongado en los sondeos citados, la transmisividad media del acuífero se sitúa en torno a los 135 m²/día. Los valores para el coeficiente de almacenamiento se sitúan en torno a 10⁻³, aunque se observan variaciones importantes, correspondientes a condiciones de confinamiento.

6.2.2.3. Formaciones permeables del cuaternario

Geometría

Como se ha indicado en el apartado de la descripción de formaciones superficiales, éstas son muy variadas aunque en general de escaso desarrollo en cuanto a profundidad y extensión se refiere.

Las geometrías son las típicas de los depósitos de terraza, fondos de valle, depósitos coluviales y aluviales poligénicos, etc.

Funcionamiento hidráulico

La recarga de estos acuíferos aislados se produce por infiltración directa del agua de lluvia o por transferencia de los niveles permeables del Terciario, con los que contactan actuando como transmisores de los aportes procedentes de dichos niveles, como en el caso de los aluviales asociados a los ríos Salazar, Zatoya, Anduña y demás cursos superficiales (barrancos)

La descarga se produce a través de pequeños manantiales en las áreas de cota inferior, a favor del contacto con materiales arcillosos o limosos, bien del mismo depósito o bien de los materiales terciarios infrayacentes. Hay numerosos pozos, o incluso zanjas de drenaje, que explotan directamente los recursos de estas formaciones permeables del Cuaternario. Como es lógico también se dan descargas difusas en los cauces que intersectan dichas formaciones.

Los restantes acuíferos cuaternarios presentan recursos muy limitados debido a su reducida extensión y potencia implican pequeños volúmenes capaces de almacenar agua.

Parámetros hidrogeológicos

No se han recopilado datos de ensayos o test hidráulicos realizados en estos materiales. De forma general se ha estimado una permeabilidad media-alta para estos depósitos por porosidad intergranular, dado el bajo grado de consolidación y la granulometría de los depósitos.

6.3. GEOTÉCNIA

6.3.1. Introducción

Se ha realizado una cartografía geotécnica de la Hoja nº 117-III a escala 1:25.000, correspondiente a Ochagavía.

La caracterización geotécnica de los materiales se ha realizado en función de la disponibilidad de datos geotécnicos que se han podido recopilar en obras y proyectos.

En el caso de no disponer de datos, se efectúa una valoración geotécnica según su caracterización litológica, geomorfológica o hidrogeológica.

El objetivo de este trabajo es que el usuario disponga de una información geotécnica de carácter general, pero lo suficientemente objetiva como para prever problemas y así poder diseñar una campaña geotécnica puntual.

6.3.1.1. Características geotécnicas y constructivas de los diferentes materiales

6.3.1.1.1. Area I

Zona I2

Localización

Esta zona constituye el núcleo del anticlinal de Remendía, en el sector occidental de la Hoja.

Características litológicas

Está constituida mayoritariamente por margas y limolitas, si bien pueden incluir algún pequeño nivel de calizas arenosas, intercaladas entre las margas.

Características geotécnicas

No se dispone de ensayos de estos materiales, no obstante sus características litológicas permiten extrapolar algunas propiedades geomecánicas referidas a los materiales denominados "Margas de Pamplona", por otro lado suficientemente conocidas en la literatura geotécnicas.

En general se trata de una roca blanda de rápida alteración, lo que favorece la presencia de un perfil de alteración importante, que se comporta como suelos de consistencia firme y dura, probablemente con cierta expansibilidad marginal.

Los afloramientos donde se observa la roca sana, presenta un índice de calidad de la roca regular, con resistencia bastante elevada.

Características constructivas

-Condiciones de cimentación

Las presiones admisibles calculadas para profundidad de cimentación mínima de 1,5 - 2 m, que corresponde al nivel superficial reblandecido o saturado, generalmente varían para las margas alteradas (de consistencia muy firme o dura casi siempre) entre 1,3 y 3 kp/cm². En las margas sanas, según los valores orientativos que se dan en el Código inglés pueden considerarse presiones admisibles entre 6 y 10 kp/cm², posiblemente superiores, dada su resistencia a compresión superior que en muchos casos puede superar los 100 kp/cm² pero que para edificios habituales suponen valores suficientes. No obstante, como norma general, para edificios altos o cuando se prevean fuertes cargas concentradas, se requerirá un estudio de resistencia y deformabilidad.

Entre los problemas de cimentación puede considerarse:

.Variaciones importantes del espesor del horizonte compresible, que dan lugar a asientos diferenciales inadmisibles.

.Presencia de niveles de arcillas blandas intercaladas entre margas sanas que pueden causar fenómenos de punzonamiento.

Condiciones para obras de tierras

-Excavabilidad

Las zonas alteradas son suelos Medios-Duros, fácilmente excavables.

Las margas sanas presentan una ripabilidad variable, entre ripable y no ripables.

Los niveles de calizas arenosas, no son ripables.

-Estabilidad de taludes

Los taludes naturales son estables, únicamente presentan el problema de la alteración de las margas que progresivamente van deteriorando el talud, observándose abundantes acaravamientos. Los taludes artificiales, en las margas alteradas producirán flujos de barro y deslizamientos, mientras que los que se efectúen en margas sanas presentarán con el tiempo un deterioro progresivo, así mismo es posible la existencia de cuñas.

-Empujes sobre contenciones

Se estiman entre Bajos y Medios, pudiendo aumentar el tiempo en función de la alteración de los materiales y de la protección que se de a la coronación de talud.

-Aptitud para préstamos

Según los términos definidos en la Metodología, los materiales superficiales procedentes de la alteración del sustrato margoso se consideran No Aptos,

ocasionalmente Marginales. En general no se aconseja su utilización en préstamos para viales.

Las margas sanas tampoco deben utilizarse en la ejecución de pedraplenes por su elevada alterabilidad.

-Aptitud para explanada de carreteras

Se trata de suelos No Aptos, que precisarán la extensión sobre ellos de una explanada mejorada.

-Obras subterráneas

Las obras subterráneas realizadas en estas Zonas afectarán a la formación sana que, de acuerdo con los términos descritos en la Metodología se consideran terreno medio. Considerada como formación rocosa, según la clasificación de Bieniawski (1979), corresponde a roca Media (Clase III) a Mala (Clase II).

6.3.1.2. Area II

Zona II1

Localización

Se localiza en los flancos norte y sur del anticlinal de Remendia, en el límite occidental de la Hoja.

Características litológicas

Se han agrupado materiales pertenecientes al Paleoceno-Eoceno basal, constituidos por dolomías y calizas de carácter masivo muy karstificadas. Los niveles inferiores se encuentran tableados mientras los superiores son más masivos.

Características geotécnicas

Se estima que la resistencia a la compresión simple es Medianamente resistente - Resistente ($q_u = 200 - 600 \text{ kp/cm}^2$) según la terminología de la ISRM.

La resistencia del macizo estará condicionada a las características de las discontinuidades.

Un rango característico en estos materiales y que deberá contemplarse en cualquier estudio geotécnico que se realice, es la alta karstificación que presentan y por consiguiente se analizarán los posibles hundimientos en cimentaciones y desprendimientos de taludes.

Condiciones de cimentación

Considerando el Código de Práctica Británico, a este tipo de roca se puede aplicar una carga admisible superior a 40 kp/cm², mientras la norma DIN 1054 recomienda un valor de 30 kp/cm².

En la práctica habitual puede considerarse cargas variables entre 5 y 10 kp/cm², según el grado de fracturación y karstificación que presenten.

Condiciones para obras en tierra

-Excavabilidad

Precisarán el empleo de explosivos para su excavación.

-Estabilidad de taludes

Se consideran estables, tanto los taludes naturales como artificiales, su estabilidad estará condicionada por el grado de fracturación y karstificación.

-Empujes sobre contenciones

Las contenciones no serán necesarias.

-Aptitud para préstamos

Las calizas se consideran rocas adecuadas en el P.P.T.G., para su empleo en pedraplenes.

-Aptitud para explanada de carreteras

La explanada que se realiza en roca posee categoría E-3.

-Obras subterráneas

Las calizas pueden situarse en la clasificación de Bieniawski (1979) entre las categorías III (Buena), si bien puede existir zonas donde la categoría sea IV (Mala).

Zona II3

Localización

En esta Hoja, los materiales que componen esta zona, se distribuyen uniformemente por la mayor parte de ella.

Características litológicas

La zona está constituida íntegramente por la alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas, correspondiendo a depósitos de origen turbidíticos. Los tramos arcillosos constituyen la mayor parte del depósito, condicionando, por lo tanto, las características geotécnicas. Para la definición geotécnica en estos materiales se dispone de una completa información referente al Irurozqui, cuyo comportamiento geotérmico en conjunto es similar a los materiales de esta zona.

Análisis mineralógico efectuado en estos materiales, indican la siguiente composición mineralógica:

Minerales de la arcilla	37%
Cuarzo	17%
Plagioclasa	Indicios
Calcita	33%
Dolomita	10%
Hematites	< 1,5%
Ankerita	2%
Yeso	Indicios

Por lo que respecta a los minerales de la arcilla su composición es la siguiente:

Ilita	73%27% total de la muestra
Clorita/Caolinita	27%10% del total de la muestra
Sepiolita	Indicios

Características geotécnicas

En esta formación podemos distinguir los siguientes niveles: una capa superficial de arcilla limosa gris plástica con cierta proporción de materia orgánica (tierra vegetal) y que alcanza en torno a 0,40 m de profundidad; el nivel de alteración del material sano subyacente constituido por arcilla marrón claro con niveles de areniscas, su espesor varía entre 1,5 y 6 m con un promedio de 3 m aproximadamente; una transición al flysch de color más grisáceo que el nivel alterado, su espesor se cifra en 1,50 m aproximadamente (oscilando entre 4,0 m y su práctica inexistencia); flysch sano formado por una alternancia de margas y arcillas calcáreas gris oscuro muy duras y niveles de areniscas gris, con abundantes diaclasas subverticales en toda la serie paralela a la estratificación.

En el Sistema Unificado corresponden fundamentalmente al tipo CL, con límite líquido comprendido entre 33.2 y 47.1 e índice de plasticidad entre 13.0 y 26.3.

El contenido de carbonatos se sitúa entre 24,0 y 51,3%. A efectos de agresividad de los suelos se ha determinado su contenido en sulfatos, expresado en tanto por ciento de SO₃ de diversas muestras obteniéndose generalmente que el porcentaje es inapreciable.

Los ensayos de penetración dinámica tipo SPT indican que estos materiales, incluso alterados, son generalmente de resistencia compacta a dura ya que en todos los casos se alcanza el rechazo (para profundidades menores de 3,5 m).

Los ensayos de rotura a c. simple disponibles, se han efectuado en muestras alteradas y sanas, por lo que se ha podido valorar el diferente comportamiento. Se ha observado que los resultados son un reflejo del grado de alteración. Para los materiales arcillosos más alterados se obtienen resistencias de 1.22 y 1.51 kp/cm². En el nivel de transición al sustrato sano el valor de la resistencia a compresión simple ha sido de 0,07 kp/cm², en las margas relativamente sanas este ensayo ha dado valores entre 49 y 428 kp/cm² siendo los valores más bajos generalmente los de

muestras a menos profundidad, con una media cercana a 200 kp/cm². Respecto a las areniscas pueden alcanzar hasta 795 kp/cm² de resistencia compresión simple.

Tomando como punto de partida los valores de la resistencia a compresión simple y empleando la correlación de Butler para arcillas sobreconsolidadas ($ER = 130 \times q_u$) se obtiene un valor de módulo de deformación a largo plazo de las margas alteradas de cerca de 100 kp/cm². No obstante, será probablemente algo más alto teniendo en cuenta que las correlaciones con los valores del golpeo en el ensayo SPT, como la enunciada por Stroud, permite deducir un módulo no inferior a 540 kp/cm². En la zona menos alterada, el módulo de deformación deducido a partir de la resistencia a compresión simple (9,97 kp/cm²) se cifra en 650 kp/cm².

La resistencia a compresión simple está bien correlacionada con la densidad seca de estos materiales. Ambos parámetros junto con la humedad natural sirven como indicadores del grado de alteración del flysch.

Respecto al comportamiento en deformación, en los dos ensayos edométricos llevados a cabo se han obtenido los siguientes parámetros. El índice de poros inicial e_0 , ha tomado valores de 0,566 y 0,611, mientras que los índices de compresión C_c resultantes han sido de 0,153 y 0,161, estos valores nos indican una consistencia del material definida como dura.

Para estimar problemas de expansividad se han consultado ensayos Lambe, clasificándose las muestras como marginales o no críticas. Por ello, no son de esperar problemas de este tipo.

La caracterización del macizo rocoso en cuanto a resistencia a compresión y módulo de deformación se realiza a partir de los parámetros de la roca matriz minorándolos mediante reglas empíricas que tienen en cuenta la existencia de discontinuidades en el macizo. La resistencia a compresión del macizo se estima a 25 kp/cm², mientras que el módulo de deformación a adoptar se cifra en 10.500 kp/cm².

Igualmente se dispone de perfiles sísmicos realizados en esta formación, en los cuales se deduce que en el nivel más superficial correspondiente a la tierra vegetal y parte más alterada de este flysch, la velocidad de propagación de la onda sísmica es de 400 m/s aproximadamente. En la capa de flysch margoso comprimido y algo

alterado esta velocidad puede oscilar entre 1000 y 1500 m/s, siendo en la zona sana superior a 3000 m/s.

Para la obtención o parámetros relacionados con obras de tierra, se han consultado ensayos de compactación con los materiales de calicatas y cuyos resultados se reflejan en el cuadro siguiente.

SONDEO	PROFUNDIDAD		TAMIZ 200 (%)	LL	PROCTOR		C.B.R.		M.O (%)	USCS
	De	a			D.M. (t/m ³)	H.O. (%)	INDICE (100% p)	HIN. (%)		
C-116	0,50	0,70	80,0	34,9	1,89	12,4	4,3	1,80		CL
C-113	1,00	1,10	89,0	37,2	1,88	13,9				CL
C-111	0,50	0,75	71,0	33,2	1,87	14,8				CL
C-106	3,00	3,20	93,0	39,2	1,87	14,9	2,8			CL
C-115	1,20	-	95,0	40,8	1,81	16,1				CL
C-112 ^a	0,80	1,00	97,0	39,1	1,80	15,3	3,0	1,71	0,32	CL
C-103	1,50	2,40	92,0	42,8	1,78	16,2	0,6			CL
C-110	2,30	2,65	97,0	41,0	1,73	17,5	2,5	1,64		CL
C-112	1,20	1,30	94,0	46,2	1,67	15,5	0,7	1,59		CL

Estos datos indican que los materiales de esta formación son generalmente inadecuados, en algún caso tolerables, de acuerdo con la clasificación establecida en el Pliego de Prescripciones Técnicas Generales para Obras de Carreteras y Puertos (PG-4) del MOPT.

De las determinaciones de humedad realizadas se deduce que el contenido de agua de las muestras superficiales alteradas es sólo ligeramente superior al óptimo exigido

en la compactación. Este contenido desciende en las muestras de materiales sanos por lo que sería necesario su humectación para su empleo, además de algún tratamiento que resolviera el problema de su evolutibilidad.

Una característica fundamental de esta formación, que comparte con todas aquellas de carácter arcilloso y fuertemente preconsolidadas en su elevada susceptibilidad a la alteración inducida por la meteorización física-química. Así los desmontes observados presentan taludes de mediana pendiente, estando el material en superficie muy troceado formando escamas que se desprenden fácilmente con la mano, aunque, como señala Wilson, para este tipo de formaciones la alteración no suele profundizar mucho debido a la cubierta que forma el suelo residual formado.

Características constructivas

-Condiciones de cimentación

En función de los valores de la resistencia al corte, resistencia a compresión simple y parámetros de deformabilidad, se han calculado las presiones admisibles, en los términos que establece la Metodología, para los suelos superficiales de alteración de esta formación.

Las presiones admisibles calculadas en el nivel superficial reblandecido o saturado son en el peor de los casos superiores a 1,4 kp/cm², según se deduce de los ensayos de resistencia a compresión simple. Atendiendo a los resultados de los ensayos SPT serán probablemente mayores. En los niveles algo alterados y en los relativamente sanos, según los valores orientativos que se dan en el Código inglés CP2004/1972, pueden considerarse presiones admisibles entre 6 y 10 kp/cm², posiblemente superiores dada la resistencia a compresión, superior en muchos casos a los 100 kp/cm², pero que para edificios habituales suponen valores suficientes. No obstante, como norma general, para edificios altos o cuando se prevean fuertes cargas concentradas, se requerirá un estudio de resistencia y deformabilidad.

El tipo de cimentación a emplear depende del espesor del horizonte alterado y de su grado de alteración, particularmente en las áreas donde su potencia sea mayor. Se supone por otra parte, que la edificación carece de sótanos, que obligan a efectuar la excavación del terreno y pueden cambiar totalmente el planteamiento de la elección.

Con mayor probabilidad la cimentación será de tipo superficial (zapatas o losa) o semiprofunda, mediante pozos. Para edificios bajos, de menos de seis alturas, la cimentación en general, podrá realizarse mediante zapatas; para alturas superiores se deberá o bien recurrir a losa si la capacidad portante del terreno se sitúa en torno a $1,5 \text{ kp/cm}^2$, o bien deberán buscarse niveles resistentes más profundos en cuyo caso se deberá recurrir a cimentación semiprofunda (mediante pozos) siempre que esos niveles se encuentren entre 3 y 6 m de profundidad. Ocasionalmente, puede ser necesario el empleo de pilotes si el espesor de margas alteradas es superior a 5-6 m y se precisen cargos admisibles superiores a las que posean dichas margas en el punto considerado.

El empleo de losa de cimentación puede ser particularmente adecuado cuando en el área ocupada por el edificio, se produzcan variaciones notables en el espesor del horizonte alterado, que den lugar a asentamientos diferenciales inadmisibles si se pretendiera cimentar mediante zapatas aisladas, por otra parte, la cimentación por losa es una solución costosa para edificios bajos (6-8 plantas).

En donde el espesor del horizonte alterado es más reducido, la ejecución de cimentaciones requerirá un acondicionamiento previo del terreno (desmontes) en función de sus condiciones topográficas y el tipo de cimentación más probable será el superficial.

En función de los resultados del análisis del contenido en sulfatos de los materiales de esta formación no se esperan problemas de agresividad; tampoco de afluencia de agua a las excavaciones.

Entre los problemas de cimentación pueden considerarse:

.Variaciones importantes del espesor del horizonte compresible, que dan lugar a asentamientos diferenciales inadmisibles.

.Alterabilidad del material que aconseja realizar las cimentaciones inmediatamente después de excavadas o al menos la protección del fondo con una capa de hormigón pobre.

.Dificultad en la excavación al encontrarse el horizonte no ripable a poca profundidad que puede llegar a aparecer a 2,50 m.

Condiciones para obras de tierra

-Excavabilidad

A partir de 4,0 m de profundidad, como media, se deberá excavar con ayuda de explosivos ya que se detectan rocas en estado sano con velocidades de onda sísmica superiores a 3.000 m/sg. y no arrancables por medios mecánicos según los catálogos de distintos fabricantes de maquinaria de movimiento de tierras.

Los niveles suprayacentes son arrancables por medios mecánicos convencionales, es decir tractores o bulldozers de potencia superior a 240 CV en estado normal de uso.

Se recomienda además para evitar una intensa fracturación del macizo la utilización de técnicas especiales de voladura como el precorte o el control exhaustivo del volumen de explosivo. Esta precaución redundará además en una mejor conservación del talud de desmonte y una menor meteorización.

-Estabilidad de taludes

En referencia a este punto, la problemática que presenta esta formación similar a la de las margas eocenas englobadas con la denominación de Margas de Pamplona.

Se observa en los taludes naturales la típica escamación y fisuración de estas formaciones que no impide sin embargo que existan taludes naturales abruptos, ya que su resistencia es elevada. Soportan bien, salvo con estratificación desfavorable, cortes de elevada altura con taludes inclinados. La presencia de capas de areniscas calcáreas, que arman el talud, es un factor primordial para esta resistencia.

Desde el punto de vista de la estructura del macizo, la existencia de zonas con alto buzamiento de las capas de flysch margoso (60° a 70°) implica que ángulos de corte por debajo de los 60° darían lugar a taludes seguros ya que todos los estratos quedarían enclavados y encajados en el terreno sin posibilidades de rotura plana a favor de la estratificación. Sólo sería entonces posible roturas a favor de planos de

continuidad (diaclasas) con orientación desfavorable, que da lugar al fenómeno de toppling o vuelco de estratos. Otras zonas, sin embargo, presentan buzamientos de 25° a 45°. En donde se dieran condiciones desfavorables de rumbos de desmonte y de la estratificación paralelos, deben adoptarse taludes suaves del orden de la inclinación de la estratificación para prevenir la rotura plana a favor del buzamiento de los estratos, máxime teniendo en cuenta la alterabilidad de estos materiales. El talud del lado contrario no presentaría problemas de estabilidad al dirigirse los estratos hacia el interior del macizo pudiendo adoptarse taludes abruptos.

En la zona de meteorización de la roca la rotura del talud puede llegar a ser circular, según se señala en el Capítulo 9 del libro "Rock Slope Engineering" de Hoek y Bray. Estos deslizamientos serían poco profundos dado que la alteración no es muy profunda.

-Empujes sobre contenciones

Se estiman entre Bajos y Medios, dependiendo de la alteración de los materiales y de la protección que se de a la coronación del talud.

-Aptitud para préstamos

Al igual que las Margas de Pamplona se consideran materiales No Aptos, ocasionalmente Marginales. Las condiciones de su posible uso deben ajustarse a lo que recomienda en el caso de las Margas de Pamplona.

-Aptitud para explanada de carreteras

Se trata de suelos No Aptos, que precisarán la extensión sobre ellos de una explanada mejorada.

-Obras subterráneas

Las obras subterráneas realizadas en estas Zonas afectarán a la formación sana que, de acuerdo con los términos descritos en la Metodología se consideran terreno medio. Considerada como formación rocosa, según la clasificación de Bieniawski (1979), corresponde a roca Media (Clase III).

Zona II4

Localización

En esta Hoja, estos niveles sólo se pueden observar como intercalaciones calcáreas cortando la mayor parte de los cursos fluviales que drenan esta región.

Características litológicas

Esta zona está constituida exclusivamente por calcarenitas de tonos grises, con potencias mínimas de 30 metros, disminuyendo lateralmente hasta potencias del orden métrico. En su muro, se pueden observar un conjunto de margas con bloques y brechas calcáreas. Esta unidad ha sido denominada como Megaturbiditas por LABAUME (1983).

Características geomecánicas

Las calcarenitas deben poseer resistencia entre baja (q_u 60-200 kp/cm²) y moderada (q_u = 200-600 kp/cm²), con eventuales zonas Muy Malas (RQD = 0-25).

Cualquier estudio de detalle que precise la definición geomecánica del macizo rocoso deberá atender a la caracterización completa de sus discontinuidades (orientación, continuidad, espaciado, abertura, relleno y rugosidad), con especial atención a la localización de zonas laminadas o intercalaciones margosas.

Características constructivas

-Condiciones de cimentación

De acuerdo con los valores orientativos que da la norma DIN 1054 y el código inglés CP2004/1972, teniendo en cuenta el buzamiento de los estratos, pueden considerarse, también con carácter orientativo, presiones admisibles del orden de 10 kp/cm². Sin embargo, para un diseño correcto de la cimentación y para edificios altos o con cargas concentradas altas, será necesario un estudio de fracturación del macizo rocoso.

Para edificios habituales, con cargas máximas de unos 3-4 kp/cm², la resistencia del terreno es suficiente, el tipo de cimentación más probable será el superficial mediante zapatas aisladas, cuya área no debe ser inferior a 4 veces el ancho del pilar o 1 x 1 m² para prever excentricidades y concentración de tensiones.

Respecto a cimentaciones próximas a bordes de taludes puede ser necesario recurrir a anclajes o bulonados en función de la disposición de la estratificación y de la red de diaclasado, para evitar inestabilidades debidas a la aplicación de cargas en coronación.

Condiciones para obras de tierra

-Excavabilidad

La ripabilidad de los materiales, viene condicionada por su fracturación. en general no se consideran ripables.

-Estabilidad de taludes

No se ha observado inestabilidad importante.

-Empujes sobre contenciones

En general, serán de tipo Bajo o Nulos.

-Aptitud para préstamos

Se trata de rocas adecuadas para su empleo en pedraplenes de acuerdo con los conceptos establecidos en el Pliego de Prescripciones Técnicas Generales anteriormente citado.

-Aptitud para explanada de carreteras

Pueden constituir explanada tipo E-3.

-Obras subterráneas

Según la clasificación de Bieniawski (1979), considerando una orientación de las diaclasas entre media y desfavorable, se clasifican los materiales de II4, entre las categorías III (Media) y II (Buena).

6.3.2. Area III

Zona III1

Localización

Se encuentran distribuidas por todo el ámbito en la Hoja, aunque adquieren un mayor desarrollo a lo largo del río Salazar y en los llanos de Remendia.

Características litológicas

Litológicamente los materiales de edad cuaternaria que aflora en esta Hoja; están formados en una gran parte por los sedimentos detríticos, conglomerados, arenas, limos y arcillas que conforman el aluvial del río Salazar. Además existen afloramientos de material coluvionar y arcillas de descalcificación.

Características geotécnicas

Como se ha descrito anteriormente, se han agrupado dentro de esta zona todos los depósitos cuaternarios. No se dispone de ensayos de estos materiales, pero en general se tratan de depósitos escasamente consolidados, donde los problemas geotécnicos están condicionados a la disposición geomorfológica y estratigráfica.

Características constructivas

-Cimentación

Existe una amplia gama de valores en función del subsuelo donde se prevé cimentar.

A falta de ensayos geotécnicos puntuales, considerando los valores que aparecen en las diferentes Normas y Códigos se pueden diseñar cargas admisibles variables entre

1 y 5 kp/cm² dependiendo de que se trate de un limo de consistencia rígida a una grava de compacidad alta.

Igualmente, en los depósitos aluviales, deberá contemplarse, en el momento de diseñar la cimentación, la posición del nivel freático y sus posibles variaciones, que pueden dar lugar a subpresiones sobre las obras de cimentación.

Cuando se trata de depósitos coluviales, se aconseja llevar la cimentación al sustrato rocoso.

Condiciones para obras de tierra

-Excavabilidad

En general, son todos fácilmente excavables.

-Estabilidad de taludes

Los taludes naturales en depósitos de terraza se mantienen estables, los artificiales, en ausencia del nivel freático, se mantienen verticales con alturas pequeñas 2-3 m, para mayores alturas deben proyectarse 3 H: 4 V, tomando eventualmente medidas correctoras.

Los taludes artificiales, en material aluvial, cuando está por encima del nivel freático se mantienen estables, si se corta el nivel freático se produce desmoronamientos.

Por último en material coluvial, se aconseja no sobrepasar los 30°.

-Empujes sobre contenciones

Varían entre Bajos y Altos.

-Aptitud para préstamos

Existe una amplia gama en tipos de suelos, desde inadecuados a seleccionados.

-Aptitud para explanadas de carreteras

Los depósitos de terraza se consideran entre Aptos y Marginales, los materiales aluviales son marginales y el material que constituye coluviones se considera no apto.

Obras subterráneas

En general las obras subterráneas importantes, afectarán al sustrato.

Obras de menor entidad, encontrarían un terreno difícil, según lo establecido en la Metodología.

7. BIBLIOGRAFIA

ADAN DE YARZA, R.

1918

Descripción físico-geológica del País Vasco-Navarro. Geografía General del País Vasco Navarro.

t.1., pp. 1-86. 49 fig., 1 mapa geol. 1:800.000, Barcelona

ARCE, R., OLMEDO, F., PESQUERA, A. y VELASCO, F.

1984

Metamorfismo de grado bajo y muy bajo en la mitad occidental del macizo de Aldudes (Navarra).

I Congr. Esp. Geol. T-II. 15-25

BARNOLAS, A.; SAMSO, J.M.; TEIXELL, S.A.; TOSQUELLA, J. y ZAMORANO, M.

1991

Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona.

I Congreso Grupo Español del Terciario, Libro-Guía Excursión n 1, Vic, 1991, 123 pp.

BARNOLAS, A. y TEIXELL, A.

1992

La cuenca surpirenaica de Jaca como ejemplo de cuenca de antepaís marina profunda con sedimentación carbonática en el margen distal.

Simposio sobre Geología de los Pirineos, III Congr. Geol. de Esp. Salamanca 9 pp.

BARRERE, P.

1962

Reliefs murs perches de la Navarre Orientale.

Rev. Geogr. Des Pyrénées et Sur-Ouest. XXXIII, 26-40

BERTRAND, L.

1911

Sur la structure géol. des Pyrénées occid. et leurs relations avec les Pyrénées orient. et cent.; essai d'une carte struct. Pyrén.

Bull. Soc. Géol. France, 4 sér., 11, pp. 122-153, 6 figs., 1 pl., Paris

BOER, H.V.; KRAUSE, H.F.; MOHR, K.; MULLER, R.; PILGER, A. y REQUADT, H.

1974

La région de magnesite d'Eugui dans les Pyrénées Occidentales. Pirineos (C:S:I:C:) 111:21-39

CAMARA, P. y KLIMOWITZ, J.

1985

Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica

Estudios geológicos nº 41 391-404.

CANUDO, J.L.; MOLINA, E.; RIVELINE, J.; SERRA-KIEL, J. y SUCUNZA, M.

1988

Les événements biostratigraphiques de la zone prépyrénéenne d'Aragon (Espagne), de l'Eocène moyen à l'Oligocène inférieur.

Rev. de Micropl., 31.

CARBAYO, A.; DEL VALLE, J.; LEON, L. y VILLALOBOS, K.F.

1978

Hoja Geológica a escala 1:50.000 (MAGNA), nº 116, Garraida

CARBAYO, A. y DEL VALLE, J.

1974

Hoja Geológica a escala 1:50.000 (MAGNA) nº 91, Valcarlos

CARBALLO, A.; KPAUSSE, N.F. PILGER, A.

1974

Mapa Geológico de España. Esc. 1:50.000. 2ª Ser. Hoja nº 91. Valcarlos. IGME.

CARBAYO, A. et al.

1978

Mapa Geológico de España Esc. 1:50.000. 2ª Ser. Hoja nº 117. Ochagavía. IGME

CARTERAS, M.

1971

Carte geologique de la France 1:50.000, XIV-47, Larrau

Sev. Geol. National BRGM, Orleans

CASTIELLA, J.; SOLE, J. y DEL VALLE, J.

1978

Memoria Explicativa de la Hoja 1:200.000. Mapa Geológico de Navarra.

Servicio Geológico, Diputación Foral de Navarra.

CASTIELLA, J.; SOLE, J.; NIÑEROLA, S. y OTAMENDI, A.

1982

Las aguas subterráneas en Navarra. Proyecto hidrogeológico

Diputación Foral de Navarra, 230 pp.

CAVELIER, C.

1968

L'Eocene superieur et la base de l'Oligocene en Europe occidentale

Memoire du BRGM, Colloque sur L'Eocene.

CIRY, R.

1951

Observations sur le Crétacé de la Navarre espagnole au nord-ouest de Pamplone.

C.R. Acad. Sc., 233, pp. 72-74, Paris.

CIRY, R.; AMIOT, M. y FEVILLEE, P.

1963

Les transgressions cretacées sur le massif d'Oroz-Betelu

B.A.S.G.F. (7), V, P. 701-707

COLOM, G.

1945

Estudio preliminar de las microfaunas de foraminíferos de las margas eocenas y oligocenas de Navarra.

Est. Geol. nº 2 pp. 33-84. Madrid.

CORPAS, J.R.

1991

Guía de Navarra.

Ed. El País-Aguilar, 231 pp., Madrid

CHAVEZ, A.; NEURDIN, R.; MAROCCO, J.; DELFAUD, J.

1985

Sedimentary organization of the upper Eocene deep sea fan (Tubiditas de Yesa) of Sangüesa 6th European Meeting of Sedimentology IAS-Lleida 84-87.

CHESTERIKOFF, A.

1964

Note sur l'existence d'un paléodome dans la région de Burguete - Arive - Arrieta (Pyrénées basques espagnoles) et ses relations métalogeniques avec les mineralisations périphériques

Bull. Soc. Geol. de France (7), VI

DAMESTOY, G.

1961

Etude de la série devonienne de la vallée du Quinto (Basses - Pyrénées)

C.R. som. S.G.F., p. 75-76

DEL VALLE, J. y PUIGDEFABREGAS, C.

1978

Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 141. Pamplona

IGME

DELFAUD, J.

1969

Essais sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé supérieur.

Thèse Fac. Sc. Bordeaux, 5 vol., 820 pp.

DONEZAR, M.; ILLARREGUI, M.; DEL VAL, J. y DEL VALLE DE LERSUNDI, J.

1990

Mapas de erosión actual y erosión potencial en Navarra, a escala 1:200.000.

Inst. Suelo y Conc. Parc. de Navarra - I.T.G.E.

ESTRADA, M.R.

1982

Lóbulos deposicionales de la parte superior del Grupo de Hecho entre los anticlinales de Boltaña y el río Aragón (Huesca).

Tesis Doct., Univ. Autónoma de Barcelona, 164 p.

FACI, E.; CASTIELLA, J.; DEL VALLE, J.; GARCIA, A.; DIAZ, A.; SALVANY, J.M.; CABRA, P. y RAMIREZ, J.

1997

Mapa Geológico de Navarra a escala 1:200.000

Gobierno de Navarra.

FEUILLEE, P.

1965

Contribution á la connaissance du Crétacé moyen du Nord et de l'Oueste de la Navarre espagnole.

Actes 4^o Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes, Pau-Lourdes, 11,16 sept.1962, 1, sect.1, pp.

FROUTE J.Y.

1988

Le rôle de l'accident d'Estella dans l'histoire géologique Crétacée supérieure à Miocène des Navarra-Alavais.

These. Universite de Pau

GARCIA SANSEGUNDO, J.

1991

Estratigrafía y estructura de la Zona Axial Pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça.

Tesis Doct. Univ. de Oviedo.

GOMEZ DE LLARENA, J.

1950

La magnesita de Eugui (Navarra)

Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid, 48

HEDDEBAUT, C.

1965

Recherches stratigraphiques et paleontologiques dans le massif des Aldudes (Basses - Pyrénées)

Bul. Soc. Geol. France, 7

HEDDEBAUT, C.

1967

Observations tectoniques sur le massif des Aldudes (Basses Pyrénées)

C.R. Somm Seances Soc. Geol. France

HERNANDEZ SAMPELAYO, P.

1933

El flysch en Yesa, Navarra.

Not. y Comunicados del IGME.

HOTTINGER, L.

1961

Acerca de las Alveolinas paleocenas y eocenas

N. y C. IGME, nº 64, p. 37, Madrid.

JOHNS, D.R., MUTTI, E., ROSELL, J. y SEGURET, M.

1981

Origin of a thick, redeposited carbonate bed in the Eocene turbidites of the Hecho Group. South-Central Pyrenees.

Geology, 9, pp. 161-164.

KLARR, K.

1971

Der geologische Bau des südöstlichen Teiles vom Aldudes - Quinto Real - Massiv (Spanische Westpyrenäen)

Clausthaler Geol. Abh. II Clausthal - Zefferfeld

KLARR, K.

1974

La structure géologique de la partie sud-est du Massif des Aldudes - Quinto Real (Pyrénées Occidentales)

Pirineos III

KULLMANN, J.

1970

Oberdevonische und karbonische Goniatiten-Faunen in den Spanischen Westpyrenäen.

Clausthaler Geol. Abh. H. 12.

LABAUME, P.

1983

Evolution tectono-sédimentaire et mégaturbidites du bassin turbiditique éocène sud-pyrénéen.

Thèse 3^{ème} cycle, USTL, Montpellier, 170 p.

LABAUME, P.; MUTTI, E.; SEGURET, M. y ROSELL, J.

1983

Megaturbidites carbonatées du bassin turbiditique d'Eocene inferieur et moyen sud-pyrénéen.

Bull. Soc. Géol. France, (6), 25 pp.

LABAUME, P., SEGURET, M. y SYEVE, C.

1985

Evolution of a turbidite foreland basin an analogy with an accretionay prism: Example of the Eoceno South-Pyrenean basin.

Tectonics 4 pp. 661-68.

LABAUME, P.; MUTTI, E.; y SEGURET, M.

1987

Megaturbidites: A Depositonal Model From the Eoceno of the SW-Pyrenean Foreland Basin Geo-Marine. Letters 7 pp. 91-101.

LAMARE, P.

1927

Sur la structure des Pyrénées navarraisses.

C.R. XIVº Congr. Geol. Intern., T. 2, p. 693-698, Madrid.

LAMARE, P.

1931

Sur l'age des couches á facies flysch de la zone sudpyrénéenne en Navarra.

C.R. Somm. S.G.F., 4 mai 1931, 9-10, 107-109, Paris.

LEON, I.; MARROCCO, R.; NEURDIN, J. y DELFAUD, J.

1985

The tidal-flat of the Sangüesa zone, Uppermost Eocene (Areniscas de Liedana Formation) of the South Pyrenean Basin of Jaca-Pam.

6th European Reg. Meeting of Sediment. IAS, Lleida-85, pp.248-251 (Abstract)

LEON, O. I.

1972

Síntesis paleogeográfica y estratigráfica del Paleoceno del Norte de Navarra. Paso al Eoceno. Bol. Inst. Geol. Min. España t. 83, pp. 234-241, Madrid.

LEON, O. I.

1985

Etude sedimentologique et reconstitution du cadre geodynamique de la sedimentation detritique fini Eocene-Oligocene sud Pyrenee.

These. Universite de Pou.

LÓPEZ MARTÍNEZ, J.

1981

Sedimentación y deformación de un depósito fluvio-glaciar en el valle del Roncal (Pirineo Navarro).

V Reun. Gr. Español Trabajo del Cuaternario. Sevilla. Pp. 267-279

LOPEZ MARTINEZ, J.

1983

Geología, geomorfología, clima e hidrología del macizo de la Piedra de San Martín.

Reunión Monográfica sobre el karst de Larra – 82

Publ. Servic. Geol. Diput. Foral de Navarr, pp. 15-53.

LOPEZ MARTINEZ, J.

1986

Geomorfología del Macizo kárstico de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental)

Tesis Doctoral, Univers. De Zaragoza, 529 p.

MAGNA. (MAGNESITAS DE NAVARRA, S.A.)

1985

Mineralizaciones de magnesita en el anticlinal de Asturreta (Navarra).

Informe interno.

MANGIN, J.P.

1960

Le Nummulitique sud.pyrénéen á l'Ouest de l'Aragon

Pirineos, 51-58, 631 p., 113 figs. 19 pls., 1 carte géol. au 1:200.000, Zaragoza

MANGIN, J.P.

1965

Le segment Basco-Aragonais dun Front Sud-Pyrénéen

Actes IV Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes Pau-Lourdes, 11-16, Set. 1962, 1 (1), pp. 69-73, 1 fig., Toulouse.

MENSUAS, S.

1960

La Navarra media oriental. Estudio geográfico.

Inst. Príncipe de Viana, Dep. Geol. Aplic. Zaragoza, Serv. Reg. 8, 186, pp., 40 figs. y 25 lámins.

MIROUSE, R.

1967

Le Dévonien des Pyrénées occidentales et Centrales (France).

Intern. Sympos. Devonian System. Vol., I, pp. 153-170, 1 fig., Calgary

MOHR, R. y PILGER, A.

1965

Das Nord-Süd-streichende Lineament von Elizondo in den westlichen Pyrenäen.

Geol. Rdsch., 54 (1964), 2, s. 1044-1060, 7 Abb., Stuttgart.

MULLER, J.

1967

Sur la superposition des déformations dans les Pyrénées occidentales.

C.R. Acad. Sc. 265, Sér. D. pp. 400-402, Paris

MUÑOZ, J.A.

1992

Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-section

In: Mc. Clay, K.R. (Thrusts Tectonics), eds, pp.

MUTTI, E.

1977

Distinctive thin-bedded turbidite facies and related environments in the Eocene Hecho Group (south-central Pyrenees. Spain).

Sedimentology, 24.

MUTTI, E.

1984

The Hecho Eocene Submarine Fan System. South-Central Pyrenees Spain.

Geo-Marine Letters, 3.

MUTTI, E.; LUTERBACHER, H.; FERRER, J. y ROSELL, J.

1972

Schemas stratigrafico e lineament. Facies del paleog. marino della zona cent. Sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Nav.).

Mem. Soc. Gel. Ital., 11: 391-416.

MUTTI, E. et al

1975.

Turbidite facies and facies associations?. In: Examples, of turbidite facies and facies association form selected formations of the northern

Appennines. Field trip Guidebook, IX Int. Congr. Sediment. A 11, pp. 21-36.

MUTTI, E., et al.

1979.

The role of sedimentary by-passing in the genesis of fan fringe and basin plain turbidites in the Hecho Groups System (South-Central Pyrenees)

Mem. Soc. Geol. Italia, 18, pp. 15-22.

MUTTI, E.; REMACHA, E.; SGAVETTI, M.; ROSELL, J.; VALLONI, R. y ZAMORANO, M.

1985

Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho. Group turbidite systems. South-central Pyrenees.

In: M.D. Milá y J. Rosell eds: 6th European Regional Meeting I.A.S. y Lleida.

PAYROS, A.; ORUE-ETXEBARRIA, X.; BACETA, J.J. y PUJALTE, V.

1994

Las "megaturbiditas" y otros depósitos de resedimentación carbonatada a gran escala del Eoceno surpirenaico: Nuevos datos del área Urrobi - Ultzama (Navarra).

En prensa

PFLUG, R.

1973

El diapiro de Estella (traducción de J. GOMEZ DE LLARENA)

Rev. MUNIBE. Soc. Cien. Nat. ARANZADI, año XXV, núm. 2-4 pp. 171-202, San Sebastián.

PILGER, A.

1974

Dévonien supérieur, Carbonifère inférieur et Namurien avec la magnésite d'Eugui au Sud Ouest du massif d'Aldudes Quinto Real dans les Pyrénées Occidentales espagnoles. Pirineos (C.S.I.C.) III: 129-145

PLAZIAT, J.C.

1969

La transgr. de l'Eocene moyen en Haut Arag. et Nav. et son role dans la defin. des grandes ensembles struct. en domaine subpy.

94° Cong. National del Societe savants. Pau 1969. Sciences vol. 2, pp. 293-304.

PUIGDEFABREGAS, C.

1975

La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca

Tesis Doctoral. Pirineos, 104

PUIGDEFABREGAS, C. y SOLER, M.

1973

Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del río Gallego (prov. de Huesca).

Pirineos, 109: 5-15.

PUIGDEFABREGAS, C.; et al

1978

Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. 2ª Ser. Hoja nº 143. Navascués. IGME

PUIGDEFABREGAS, C.; MUÑOZ, J.A. y MARZO, M.

1986

Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin.

In: P.A. Allen y P. Homewood (eds). Foreland Basins Secp. Publ. Int. Ass. Sediment., 8.

RAMIREZ DEL POZO, J.

1971

Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (región cantábrica)

Mem. Inst. Geol. M.E. 78 (3 vol.) 357 p., 141 lám., Madrid.

REMACHA, E.

1983

Sand tongues de la Unidad de Broto (Grupo de Hecho) entre el anticlinal de Boltaña y el Río Osca (Prov. de Huesca).

Tesis Doct. Univ. Autonoma de Barcelona, 163 p.

REMACHA, E.; ARBUÉS, P. y CARRERAS, M.

1987

Precisiones sobre los límites de la secuencia deposicional de Jaca. Evolución de las facies desde la base de la secuencia hasta el techo de la arenisca de Sabiñánigo.

Bol. Geol. y Min. 98, pp 40-48.

REMACHA, I. y PICART, J.

1991

El complejo turbidítico de Jaca y el delta de la arenisca de Sabiñánigo. Estratigrafía. Facies y su relación con la tectónica.

I Congreso del Grupo Español del Terciario, Libro Guía excursión nº 8. Vic. 117 pp.

REQUADT, M.

1974

Aperçu sur la stratigraphie et le facies du Devonien inferieur et moyen dans les Pyrénées Occidentales d'Espagne.

Pirineos, III

RIBA, O. y PEREZ MATEOS, J.

1962

Sobre una inversión de aportes sedimentarios en el borde Norte de la cuenca Terciaria del Ebro (Navarra)

II Reunión del Grupo Español de Sedimentología. Sevilla.

RIOS, J.M.; ALMELA, A. y GARRIDO, J.

1944

Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo Navarro

Notas y com. Inst. Geol. y Min. España. 13 (1944): 141-164; 14 (1945): 139-198; 16 (1946): 57-119.

RIOS, L.M.; LANAJA, J.M. y FRUTOS, E.

1982

Mapa Geológico de España Escala 1:50.000. 2ª Ser. Hoja nº 178.

BROTO. IGME.

ROBADOR, A.

1990

Early Stratigraphy

In: Introduction to early Paleogene of the South Pyrenean basin. Field Trip guidebook. I.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos). IUGS-UNESCO, Chap. 2.

ROBADOR, A.; SAMSO, J.M.; SERRA-KIEL, J. y TOSQUELLA, J.

1990

Field Guide. In: Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. Field Trip Guidebook.

L.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos), IUGS-UNESCO, Chap, 4, pp. 131-159

ROSELL, J. y PUIGDEFRABREGAS, C.

1975

The sedimentary evolution of the Paleogene south Pyrenean basin.

IAS 9 th. International Congress. Nice, July 1975.

ROURE, F.; CHOUKRONE, P.; BERASTEGUI, X., MUÑOZ, J.A.; VILLIEN, P. MATHERON, P.; BAREYT, M.; SEGURET, M., CAMARA, P. & DERAMOND, J.

1989.

ECORS Deep Seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees

Tectonics, Washington, 8, 1, pp. 41-50.

RUIZ DE AGONA, M.

1947

Nota preliminar. El Bartonense en la cuenca de Pamplona.

N. y C. IGME., nº 17, p. 159-166, Madrid.

RUPKE, N.A.

1976

Sedimentology of very thick calcarenite-marlstone beds in a flysch succession, southwestern Pyrenees.

Sedimentology 23.

SANCHEZ CARPINTERO, I.

1972

Estudio Geológico de las Sierras de Leyre y Navascués?. Contribución al conocimiento estratigráfico.

Tesis Navarra.

SEGURET, M.

1972

Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées.
Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité

Publ. Ustela. Série Géol., Struct. 2, Montpellier, 155 P.

SEGURET, M.; LABAUME, P. y MADARIAGA, R.

1984

Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites in the south-Pyrenean Basin (North Spain).

Mr. Geol., 5, pp. 117-131.

SELZER, G.

1934

Geologie der Sudpyrenaische Sierrren in Ober-aragonien

Neves Jhrb. Geol. Pal. Min. 88, Abt. B. 370-406. Traducción española (1948). Publ. Extranj. Sobre Geología de España, C.S.I.C. Madrid.

SIMO, A.

1989

Upper Cretaceous platform-to-basin depositional sequence development, Tremp basin, south-central Pyrenees

In: P. D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg y J. Read (eds), Controls on carbonate platform and basin development, S.E.P.NM. Spec. Publ. 44, pp. 365-378.

SOLER, M. y PUIGDEFABREGAS, C.

1970

Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental

Pirineos, 96

SOUQUET, P.

1967

Le Crétace Supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre

Thèse Doct. Sc. Nat. Arch. Orig. Centre Docum. C.N.R.S. Nr. 1.351, 488 p., 13 cartes, 86 pl.,

Toulouse 1967 (édit privat., 529, p., 29 pl. Toulouse, 1967).

TEIXELL, A.

1990

El Cretácico superior en la terminación occidental de la Zona Axial Pirenaica

Geogaceta, 8, pp. 84-86.

TEIXELL CACHARO, A.

1992

Estructura Alpina en la transversal de la terminación occidental de la zona Axial Pirenaica.

Tesis Doctoral, Departamento de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología.

Facultad de Geología, Universitat de Barcelona.

VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; EISNER, P.N. y PEREZ CRUZ, G.A.

1990

Stratigraphic signatures separating tectonic, eustatic and sedimentologic effects on sedimentary sections.

AAPG Annual Convention, San Francisco. AAPG. Bul.

VAN DE VELDE, E.

1967

Geology of the Spanish Pyrenees, North of Canfranc, Huesca province.

Est. Geol.

VAN ELSBERG, J.N.

1968

Geology of the upper Cretaceous and part of the lower Tertiary, North of hecho and Aragües del Puerto
(Spanish Pyrenees, province of Huesca)

Est. Geol. 24, pp. 39-77.

VAN LUNSEN, H.A.

1970

Geology of the Ara-Cinca region. Spanish Pyrenees. Provincie of Huesca.

Geol. Utraiectina, 16.

VILLALOBOS, L.; RAMIREZ, J.

1974

Contribución al estudio del Cretácico superior de facies flysch de Navarra.

Pirineos III.