



Gobierno de Navarra

Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 117-II

ORHI

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 |
| 2.1. MESOZOICO | 4 |
| 2.1.1. Cretácico..... | 4 |
| 2.1.1.1. Calcarenitas y calizas con rudistas (177). Coniaciense-Santoniense | 4 |
| 2.1.1.2. Margas y limolitas (189). Campaniense-Maastrichtiense | 5 |
| 2.1.1.3. Análisis secuencial del Cretácico superior | 6 |
| 2.2. Terciario..... | 7 |
| 2.2.1. Paleoceno - Eoceno basal | 7 |
| 2.2.1.1. Calizas, brechas y conglomerados calcareos (202). Daniense..... | 8 |
| 2.2.1.2. Calizas y dolomías masivas (203). Daniense-Montiense..... | 8 |
| 2.2.1.3. Calizas grises tableadas (204). Daniense - Thanetiense..... | 9 |
| 2.2.1.4. Alternancia de calizas y margas (210). Thanetiense-Cuisiense | 10 |
| 2.2.1.5. Análisis secuencial del Paleoceno -Eoceno basal..... | 11 |
| 2.2.2. Eoceno..... | 13 |
| 2.2.2.1. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas (nivel 10). Ilerdiense-Cuisiense | 15 |
| 2.2.2.2. Análisis secuencial del Eoceno | 16 |
| 2.3. Cuaternario..... | 18 |
| 2.3.1. Pleistoceno | 18 |
| 2.3.1.1. Terrazas (525)..... | 18 |
| 2.3.1.2. Morrenas (540)..... | 19 |
| 2.3.1.3. Arcillas de descalcificación (523)..... | 19 |
| 2.3.2. Holoceno..... | 20 |
| 2.3.2.1. Fondos de valle (527)..... | 20 |
| 2.3.2.2. Llanuras de inundación y llanura fluvio-glaciar (526)..... | 20 |
| 2.3.2.3. Conos de deyección (536)..... | 20 |
| 2.3.2.4. Coluviones, campos de bloques y corredores rocosos (543)..... | 21 |
| 2.3.2.5. Deslizamientos (545)..... | 21 |
| 3. TECTÓNICA | 23 |
| 3.1. CONSIDERACIONES GENERALES | 23 |
| 3.2. DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS | 25 |
| 3.2.1. Pliegues | 25 |
| 3.2.2. Fracturas | 26 |
| 3.2.3. Discordancias | 27 |

| | |
|--|-----------|
| 4. GEOMORFOLOGÍA..... | 28 |
| 4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA..... | 28 |
| 4.2. ANÁLISIS MORFOLÓGICO..... | 29 |
| 4.2.1. Estudio morfoestructural..... | 29 |
| 4.2.2. Estudio del modelado..... | 30 |
| 4.2.2.1. Formas fluviales..... | 30 |
| 4.2.2.2. Formas de ladera..... | 32 |
| 4.2.2.3. Formas kársticas..... | 33 |
| 4.2.2.4. Formas glaciares y periglaciares..... | 33 |
| 4.2.2.5. Formas poligénicas..... | 36 |
| 4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES..... | 37 |
| 4.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA..... | 40 |
| 4.5. PROCESOS ACTUALES..... | 42 |
| 5. HISTORIA GEOLOGICA..... | 44 |
| 6. GEOLOGIA ECONÓMICA..... | 47 |
| 6.1. RECURSOS MINERALES..... | 47 |
| 6.2. HIDROGEOLOGÍA..... | 47 |
| 6.2.1. Descripción de las formaciones..... | 48 |
| 6.2.1.1. Calcarenitas y calizas con rudistas. Coniaciense-Santoniense..... | 49 |
| 6.2.1.2. Margas y limolitas. Campaniense-Maastrichtiense..... | 49 |
| 6.2.1.3. Calizas y dolomías. Daniense- Thanetiense..... | 50 |
| 6.2.1.4. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas. Cuisiense..... | 51 |
| 6.2.1.5. Cuaternario. Formaciones superficiales..... | 52 |
| 6.2.2. Unidades acuíferas..... | 53 |
| 6.2.2.1. Calizas de Iarra..... | 54 |
| 6.2.2.2. Calizas y dolomías del paleoceno..... | 55 |
| 6.2.2.3. Formaciones permeables del cuaternario..... | 56 |
| 6.3. GEOTÉCNIA..... | 57 |
| 6.3.1. Introducción..... | 57 |
| 6.3.1. Metodología..... | 57 |
| 6.3.2. Zonación geotécnica..... | 59 |
| 6.3.2.1. Criterios de división..... | 59 |
| 6.3.2.2. División en áreas y zonas geotécnicas..... | 59 |
| 6.3.3. Características geotécnicas..... | 60 |
| 6.3.3.1. Introducción..... | 60 |
| 6.3.3.2. Área I..... | 66 |

| | |
|-----------------------------|-----------|
| 6.3.3.3. Area II | 70 |
| 6.3.3.4. Area III | 80 |
| 7. BIBLIOGRAFIA..... | 83 |

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja 1:25.000 de Orhi (117-II) 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 la cota más elevada en el sector nor-occidental de la Hoja, en el pico de Orhi, con 2019 m de altura, que da nombre a la Hoja. Hay que destacar, que la frontera entre España y Francia, que constituye a su vez el límite septentrional de esta Hoja, se extiende por los parajes topográficamente más elevados de esta zona. Las cotas mínimas se emplazan sobre los 900 m, en el valle de los ríos Anduña y Belagua, al sur de la Hoja, formando parte de las cabeceras del Valle de Salazar y del Valle del Roncal respectivamente.

Como ya se ha indicado anteriormente, esta Hoja se encuentra surcada por los ríos Anduña y Belagua, que con dirección NNE-SSO recorren el sector occidental y oriental de la Hoja respectivamente, constituyendo las zonas topográficamente más bajas. Una serie de barrancos de mayor o menor desarrollo, prácticamente todos de dirección NNE-SSO, completan la red hidrográfica, como los barrancos del Infierno, Burgiarte y Erroiza.

Como ya se ha indicado anteriormente, geológicamente, 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, al Norte, 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 en base a criterios secuenciales, definiendo unidades tectosedimentarias limitadas por rupturas deposicionales con expresión cuencial. En cada unidad así definida y delimitada se han cartografiado los distintos cuerpos litológicos, determinando hasta donde ha sido posible, sus variaciones espaciales y sus relaciones de facies.

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

2.1. MESOZOICO

2.1.1. Cretácico

2.1.1.1. **Calcarenitas y calizas con rudistas (177). Coniaciense-Santoniense**

Esta unidad, aflora en el límite oriental de la Hoja, con dos intercalaciones calcáreas entre el tramo margoso del nivel cartográfico 2. Estas intercalaciones se localizan en la subida al Puerto de Belagua, la más meridional al sur de la Venta de Juan Pito y la septentrional, en los alrededores del Cerro de las Latas. Aunque la calidad de afloramiento no es bueno, parece probable que la génesis de estas intercalaciones este relacionado con una serie de cabalgamientos tectónicos que ponen en contacto estos materiales con la serie margosa, como indica TEIXELL, A.(1992)

Esta unidad ha sido denominada como Formación Larra. Esta constituida en su mayor parte por calizas (wackestones-packstones) masivas de tonos claros, con estratificación difusa y acumulaciones de rudistas y corales. El espesor de este conjunto es muy variable, llegando a alcanzar 300 metros en las zonas de máximo desarrollo.

El contenido faunístico es muy abundante, con restos de Lacacinas, Dicyclina schlumbergeri, Periloculina zitteli, Nummofallotia cretacea, Idalina antiqua, Cyclolina

cretacea, *Dictyopsella kiliani*, *Cyclogyra cretacea*, *Pseudolacazina loeblichii*, *Lacazina pyrenaica*, *L. Elongata*, que caracteriza al Coniaciense superior-Santoniense.

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

Esta unidad, aflora en el sector septentrional de la Hoja, formando parte del núcleo de los anticlinales que afloran en este sector, como el de Balsazaras e Irati. Los mejores afloramientos se localizan en la carretera que desde Ochagavía se dirige hacia la Ermita de la Virgen de las Nieves, En el núcleo de un pequeño anticlinal volcada hacia el sur, en el camino que bordea el embalse de Irabia y en el camino que discurre por la margen derecha del barranco de Ibarrodoa. y que se dirige hacia un pluviómetro de la Diputación de Navarra El espesor de este conjunto esta comprendido entre 200 y 600 m, aunque al estar afectadas por una fuerte deformación interna, las determinaciones de espesor son difíciles de precisar. Este nivel ha sido denominado como "Margas y calizas de Zuriza" por TEIXELL, A. (1992)

Los tramos basales de este conjunto, esta constituido por margas compactas y limolitas con abundante glauconita, granos de cuarzo y pirita. Con pequeños niveles de calizas margosas de tonos oscuros, que pasan a margas arcillosas TEIXELL, A. (1992), cita en estos niveles la presencia de fauna del Campaniense. Hacia techo pasa a una serie monótona de margas y margolimolitas de tonos grises y aspecto homogéneo y calizas margosas, con fauna de equínidos, bivalvos, briozoos, corales, gasterópodos, braquiópodos y foraminíferos. Además, presentan esporádicas intercalaciones de calcarenitas con nódulos de pirita y mica.

El contenido faunístico es muy abundante con: *Globotruncana contusa*, *G. gansseri*, *G. stuarti*, *G. rosseta*, *G. Fructiosa*, *G. elevata stuartiformis*, *Navarella joaquini*, *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 integran 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, A. (1992), indica la presencia de un límite que separa dos secuencias de distinta importancia.

Los niveles glauconíticos de muro, han determinado una composición mediante análisis petrológicos que se concreta en los siguientes porcentajes: 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 del conjunto, presenta un 5% de cuarzo, un 35% de fósiles y el 60% restante es micrita, en parte recristalizada. Hacia techo comienza a incorporarse un 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), *Eiffellithus Turreiffele* que indican el Cretácico superior.

2.1.1.3. análisis secuencial del Cretácico superior

En términos generales, resulta evidente la división del Cretácico superior en tres ciclos deposicionales mayores: Albiense-Cenomaniense, Santoniense, y Maastrichtiense. Por otra parte, 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). Para el Maastrichtiense, tanto por distribución de facies como por potencias; se aprecia una estructuración similar que la observada en los ciclos precedentes,

El ciclo Santoniense está representado exclusivamente por depósitos calcáreos asimilados a facies de plataforma carbonática agracional con abundantes bioconstrucciones. El límite superior viene marcado por cambios importantes en la cuenca, con emersión y karstificación de parte de las calizas de Larra.

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. La primera presenta facies turbidíticas bien

desarrolladas con depósitos desorganizados, constituyendo los términos de nivel del mar bajo ("low stand system tract"). Los depósitos transgresivos y de somerización de la secuencia ("Trangresive" y "High stand system tract") están representados en el surco por la entrada de turbiditas calcáreas con influencia de tormentas, y en la plataforma, por términos margolimolíticos prodeltaicos que gradan a complejos calcareníticos de capas de tormenta y "goullies". La secuencia del Maastrichtiense superior muestra una organización similar, con turbiditas terrígenas en el surco algo más diluidas, en términos generales que las de la secuencia precedente, y margas prodeltaicas a continuación. En los sectores meridionales la secuencia termina con depósitos prodeltaicos litorales y en el surco, con margas que presentan posibles rasgos edáficos.

2.2. Terciario

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

Se diferencia una parte inferior constituida por plataformas carbonatadas del Paleoceno, con unos 100-150 m de potencia. A techo se observa un tramo esencialmente margoso, de potencia variable (20-150 m) y edad Ilerdiense, en facies de prodelta-talud, equivalente a la Fm. Millaris, que se correlaciona con un potente complejo calcáreo, mas desarrollado hacia el NO de la Hoja. La mayor parte del Paleógeno está representada por las turbiditas terrígenas del Grupo de Hecho, desarrolladas desde el Ilerdiense 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 pirinaico, aunque en esta Hoja solo se puede determinar la presencia de tres de ellas

2.2.1. Paleoceno - Eoceno basal

La serie paleocena está constituida principalmente por calizas correspondientes a plataformas carbonatadas someras. el Paleoceno se dispone en contacto discordante sobre el Maastrichtiense, presentando en términos generales, un tramo de calizas brechas y conglomerados que solo afloran en los sectores mas septentrionales de la zona (U.C. 4), y un tramo dolomítico basal atribuido al Dano-Montiense (U.C. 5), que

pasan a calizas bioclásticas y calizas tableadas con paquetes masivos de calizas micríticas con bioconstrucciones de algas y corales (U.C. 6) a cuyo techo se observa una serie constituida por calizas, calizas margosas, margas y limolitas calcáreas (U.C. 8 y 9), que corresponde al Thanetiense terminal-Ilerdiense basal. s.

2.2.1.1. Calizas, brechas y conglomerados calcareos (202). Daniense.

Esta unidad aflora en la vertiente oriental de la Peña de Ezkieta, en una zona muy coluvionada. También aflora en la vertiente meridional del pico de Orhi.

Esta representado por un conjunto de conglomerados y brechas calcareas con intercalaciones de calizas blancas muy fracturada, de grano fino y calcoesquistos con un espesor total de unos 20 metros.

En esta unidad se ha encontrado restos de Globigerinas, Globorotalia y restos de equínidos. Estas calizas han sido denominadas por diversos autores como "Calizas con Coraster", asignando una edad Daniense a este conjunto.

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

Este nivel aflora en el flanco meridional del anticlinal de borda de Garces, en un pequeño afloramiento muy cubierto por vegetación, que queda cortado por el camino a la borda. Sus características se corresponden en parte con las definidas para las Calizas de Abaurrea

Litológicamente está formado por un tramo inferior constituido por dolomías de aspecto sacaroideo poroso color blanquecino y aspecto masivo homogéneo con sombras de algas como único componente aloquímico reconocible y que sugiere que la dolomitización es secundaria, afectando a depósitos de plataforma marina somera y un tramo superior formado por calizas de grano fino y calizas dolomíticas tableadas de color blanco. Estas facies están bioturbadas y contienen intraclastos, oolitos y niveles de ostreidos

En términos generales la unidad con un espesor de unos 20m, que se acuña lateralmente muy rápidamente, se integra en un medio de plataforma somera de baja energía, dada la ausencia de estructuras tractivas.

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

Los análisis petrológicos de calizas han determinado un 15% de intraclastos, un 5% de fósiles y un 80% de micrita, con un contenido en CO₃ Ca Mg del 95%.

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

Esta unidad constituye los resaltes calcáreos que se observan en los flancos de las principales estructuras que constituyen los rasgos tectónicos de esta Hoja. Sus mejores afloramientos se localizan en la carretera que sube al puerto de Larrau y en el camino a la borda de Garces.

La potencia media de esta unidad oscila entre 50 y 100 m, dependiendo en parte del espesor de la unidad cartográfica antes definida.

Litológicamente este conjunto está constituido por calizas micríticas con algas rodofíceas 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.

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 10-15 m de espesor. Otras formas menores corresponden a estromatolitos, dómicos y laminares de potencia decamétrica.

Se interpretan como complejos de capas de tormenta y en algunos casos están asociados a cicatrices erosivas muy laxas, organizándose en secuencias estrato decrecientes propias de rellenos de canales de "offshore".

Menos frecuentes son las secuencias de barras litorales que se reconocen en afloramiento como niveles de apariencia más masiva, de calizas bioclásticas con estratificación cruzada a gran escala. Forman secuencias de potencia métrica o decamétrica desarrolladas a techo de los tramos de calizas tableadas y se interpretan como barras litorales generadas en episodios de tendencia somerizante. Eventualmente se reconocen depósitos de baja energía intercalados entre los complejos de capas de tormenta y barras litorales; consisten en calizas micríticas con texturas "wackestone-mudstone", ricas en algas y ostrácodos, que se generan en zonas protegidas por barras y niveles de margas calcáreas en relación con el depósito de decantación de las capas de tormenta.

Los desarrollos de bioconstrucciones se asocian a episodios de somerización y colmatación de las plataformas carbonatadas.

Esta unidad ha sido datada como Daniense-Thanetiense por ROBADOR A. (1990) mediante foraminíferos, entre la fauna hallada se encuentran: *Microcodium*, *Globorotalia cf velascoensis*, *G cf angulata*, *Orbitoclypeus seunesi*, *Operculina heberti*, *Miniacina multiformis*, *M. multicamerata*, *Alveolina primaeva*, *F. Aluensis*.

Texturalmente presentan 2% de cuarzo, 18% de fósiles y 80% de micrita.

2.2.1.4. Alternancia de calizas y margas (210). Thanetiense-Cuisiense

Este nivel adquiere un gran desarrollo en la estructura anticlinal que se observa en la mitad occidental de la Hoja, localizándose sus mejores afloramientos en los taludes de la carretera que sube al puerto de Larrau.

El espesor de esta unidad puede llegar a alcanzar más del centenar de metros acuñándose rápidamente hacia el sur y el oeste, en donde llega a desaparecer.

En esta unidad comienza una nueva megasecuencia sedimentaria con un contacto inferior muy neto y ocasionalmente erosivo.

Litológicamente está formado por una alternancia entre margas y calizas limosas o limolitas calcáreas con gradación positiva incipiente, base neta y "wave ripples" a

techo; se interpretan como complejos de capas de tormentas, y en conjunto se incluye en un medio de plataforma abierta, concretamente en un margen de plataforma dominada por tormentas.

Texturalmente presentan menos del 10% de cuarzo, así como un 20% de fósiles, 55% de micrita y el resto de arcilla. Presentan un contenido en carbonato del orden del 80%.

Los estudios de microfauna han determinado *Globorotalia* cf. *gyrardana*, *Globigerina* cf. *triloculinoides* y *Globorotalia* cf. *pseudobulloides*, que datan del Thanetiense.

2.2.1.5. Análisis secuencial del Paleoceno -Eoceno basal

Se ha realizado teniendo en cuenta la individualización de los materiales paleocenos de esta zona en cuatro secuencias deposicionales limitadas por rupturas sedimentarias continuas, efectuadas por ROBADOR (1990).

Estos límites y por lo tanto las secuencias deposicionales comprendidas entre ellos, presentan a la escala de este trabajo una difícil representación cartográfica, ya que alguna de estas secuencias tienen escaso espesor y sus facies características son difíciles de cartografiar. No obstante, se han tratado de ajustar, en la medida de lo posible, las unidades cartográficas de esta Hoja a los criterios definidos por este autor.

Así, ROBADOR (1990) define para este sector del Pirineo las Fms. Calizas de Abaurrea y Margas y Calizas de Berrendi; la primera de ellas se divide en dos miembros, el Miembro inferior de dolomías basales, y el superior se halla bien desarrollado en el sector de Abaurrea-Garralda presentando una secuencia integrada a muro por calizas tableadas-barras bioclásticas y a techo por calizas con bioconstrucciones.

La Fm. Berrendi está formada por tres miembros: el inferior presenta en los sectores meridionales una organización similar a la descrita para el infrayacente, con calizas bioclásticas tableadas, en la parte baja y bioconstrucciones en la alta, mientras que en los sectores septentrionales pasaría a facies de plataforma abierta-margen de plataforma, los dos miembros restantes corresponderían al Thanetiense terminal en facies de margen de plataforma y al llerdiense, esencialmente margoso.

En base al análisis bioestratigráfico llevado a cabo por ROBADOR (1990), estas cuatro secuencias deposicionales limitadas por rupturas sedimentarias continuas, se definen de la forma siguiente:

La primera secuencia (S.D. p-1) corresponde al Miembro inferior de la Fm. Calizas de Abaurrea, donde se distingue un nivel basal que constituye el representante del episodio transgresivo de la secuencia. El resto está formado por ciclos de somerización, en relación con el episodio de progradación de la plataforma y en condiciones de menor energía. El contacto con la unidad suprayacente resulta bastante erosivo y es el responsable de la variación de potencias y desaparición puntual de la secuencia.

La segunda secuencia (S.D. p-2) equivale al Miembro superior de la Fm. Abaurrea. Se distingue un intervalo inferior transgresivo constituido por calizas tableadas de plataforma dominada por tormentas, que en vertical gradan complejos de barras litorales, y hacia el norte de la Hoja conserva los términos de mayor somerización representados por bioconstrucciones de algas y corales. ROBADOR (1990) describe a techo de esta secuencia una superficie de erosión-karstificación ocurrida a mitad del Thanetiense.

La tercera secuencia está formada por el Miembro inferior de la Fm. Berrendi. Trunca en los sectores meridionales los términos superiores de la secuencia infrayacente, estando representada por calizas tableadas que corresponden al intervalo transgresivo de una plataforma abierta más distal que en la secuencia anterior. El episodio de somerización está representado por la parte alta de los términos tableados, organizados en secuencias de barras litorales y por calizas con construcciones de algas y corales.

Hacia los sectores septentrionales de la Hoja, la secuencia está constituida por depósitos de plataforma abierta y de margen de plataforma, confundándose con los de la secuencia suprayacente.

La cuarta secuencia está integrada por facies de plataforma externa carbonatada correspondientes a complejos de canales de plataforma y de capas de tormenta distales. Define el Miembro intermedio de la Fm. Margas y Calizas de Berrendi (ROBADOR, 1990). Hacia el sur de la Hoja se dispone en contacto erosivo sobre

depósitos de plataforma somera carbonatada de la secuencia anterior, mientras que en los sectores septentrionales, el contacto se encuentra peor definido por convergencia de facies con el infrayacente.

En resumen, se deduce, por distribución de facies, una cuenca aparentemente abierta hacia el noreste con desarrollo de plataformas carbonatadas someras en los sectores meridionales, que hacia el norte encuentran sus equivalentes en facies de plataforma abierta, margen de plataforma y posiblemente de talud. Por otra parte, se deduce un retroceso progresivo de las plataformas carbonatadas hacia el sur como consecuencia del levantamiento de la zona axial pirenaica. El retroceso de las plataformas está evidenciado por la distribución de facies en cada secuencia y tendencia profundizante en vertical del conjunto Paleoceno. De acuerdo con lo expuesto, la apertura aparente de la cuenca hacia el NO es sólo el reflejo de lo sucedido en la parte meridional de la misma no conservándose registro sedimentario en el borde norte. Dado el contexto tectosedimentario, es más consecuente una orientación E-O, conforme con la estructuración general de la cuenca paleógena pirenaica.

Durante el llerdiense, en términos generales, la disposición somerizante de los depósitos integrantes, según el modelo idealizado propuesto, sólo puede observarse de norte a sur, donde por orden de aparición se reconocen facies turbidíticas calcáreas, depósitos de margen de plataforma-talud, y facies de plataforma distal prodeltaica. La disposición en corte vertical de las distintas asociaciones de facies es bastante heterogénea definiendo probablemente secuencias de orden menor. La individualización del conjunto llerdiense como uno de los ciclos principales se justifica en base a su delimitación a muro y a techo por discordancias erosivas con el Paleoceno infrayacente y el Grupo de Hecho, respectivamente.

2.2.2. Eoceno

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

Los tramos inferiores del llerdiense, ya se han descrito anteriormente, situándose por encima de ellos los sedimentos pertenecientes al Grupo Hecho, del Cuisiense-Luteciense.

Existen dos dispositivos principales de sedimentación en el Grupo de 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 Tresp.-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).

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 han seleccionado las MT4, MT5, puesto que constituyen los niveles de mayor continuidad cartográfica y potencia. Las unidades turbidíticas delimitadas a partir de estos niveles-guía muestran notables diferencias entre sí, a pesar de la aparente monotonía y homogeneidad litoestratigráfica del Grupo de Hecho. No obstante, cada uno de ellos, presenta tanto en conjunto como individualmente, una tendencia en vertical a la dilución del depósito por disminución progresiva del desarrollo de capas de areniscas.

2.2.2.1. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas (nivel 10). Ilerdiense-Cuisiense

Constituye la gran masa de materiales sedimentados entre los últimos niveles de calizas y margas, (niveles 8 y 9)) y la megaturbidita 4 (niveles cartográficos 16 a 18), no aflorantes en esta Hoja

Los afloramientos de estos materiales se distribuyen por toda la Hoja, constituyendo la gran masa de materiales turbidíticos aflorantes en ella. Los mejores cortes de estos materiales, se localizan en los barrancos que con dirección prácticamente submeridiana, descienden desde las zonas altas, hasta los sectores meridionales.

Este conjunto se encuentra afectado por un intenso proceso tectónico, dando lugar a pliegues invertidos, pliegues falla, buzamientos subverticales, etc.

Litológicamente se trata de 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 las zonas basales de este conjunto se pueden distinguir dos tipos de series, con un mayor predominio de los niveles arenosos o margosos, según sea su posición relativa respecto a la cuenca paleogeográfica, en esta zona y debido a la mala calidad de afloramiento, no ha sido posible diferenciar cartográficamente una serie de la otra, no obstante, predominan los términos más groseros, con relación areniscas/lutitas, superior a 1

La potencia de esta unidad en esta Hoja, es difícil de calcular, ya que estos materiales se encuentran intensamente plegados, no obstante, atendiendo a criterios regionales, puede llegar a alcanzar los 300 m.

Entre la microfauna encontrada en esta unidad se encuentran *Globorotalia aff. rex*, *G. aff. aragonensis* y *Globigerina aff. linaperta*, que datan del Cuisiense inferior.

Los análisis texturales han determinado un 20% de sílice, 20% de fósiles, 50% de micrita y el resto de micrita recristalizada. El contenido en carbonatos es del orden del 40%.

Los estudios mineralógicos de la arcilla, detectan una composición de 70-80% de Illita y 20-30% de Clorita

2.2.2.2. 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, canales turbidíticos y franja de abanico más arenosa), en

la parte baja que registran una dilución progresiva en vertical, ("basin - plain" pelítico, "channel-levée") y desarrollo de depósitos de plataforma distal a techo, acorde con una tendencia de carácter somerizante.

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 carbonatas 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.

Las secuencias de orden menor se reconocen como superposiciones de facies turbidíticas más groseras (canales, depósitos desorganizados, etc.) sobre depósitos diluidos ("channel-levée", plataformas pelágicas). Su descripción no se realiza en el presente informe puesto que su individualización exige un estudio cuyo detalle sobrepasa ampliamente las exigencias del proyecto.

Se han distinguido los siguientes ciclos:

.Ilerdiense

En términos generales, la disposición somerizante de los depósitos integrantes, según el modelo idealizado propuesto, sólo puede observarse de norte a sur, donde, por orden de aparición se reconocen, facies turbidíticas calcáreas, depósitos de margen de plataforma-talud, y, de plataforma distal prodeltaica. La disposición en corte vertical de las distintas asociaciones de facies es bastante heterogénea definiendo probablemente secuencias de orden menor. La individualización del conjunto Ilerdiense como uno de los ciclos principales se justifica en base a su delimitación a muro y a techo por discordancias erosivas con el Paleoceno infrayacente y el Grupo Hecho.

.Ilerdiense terminal - Cuisiense

Es el comprendido entre la Fm. Margas de Millaris o calizas y margas de la U.C. 9 y la MT4. Los límites a muro y techo son importantes discordancias cartográficas y

erosivas. Puede dividirse en dos subciclos, limitados por la MT3. Por debajo de la MT3, no aflorante en esta Hoja, existe poco registro, se aprecia una ligera dilución en vertical con desarrollo preferente de canales turbidíticos en la base.

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

Los ciclos correspondiente al Cuisiense y al Luteciense, no afloran en esta Hoja

2.3. CUATERNARIO.

El Cuaternario de la Hoja de Orhi está representado en su mayoría por los depósitos fluviales de fondo de valle y conos de deyección. Depósitos morrénicos y fluvio-glaciares, arcillas de descalcificación, deslizamientos y coluviones completan el espectro de depósitos recientes.

2.3.1. Pleistoceno

2.3.1.1. Terrazas (525).

El desarrollo de depósitos de terraza fluvial es muy restringido en la Hoja, limitándose principalmente al valle del río Anduña. Se ha diferenciado un único nivel con una altura respecto al cauce a +5 -10 m, aunque de muy diferente desarrollo y extensión.

La litología se caracteriza por presentar cantos y gravas de cuarcita, dolomía y caliza mayoritariamente con niveles arenosos intercalados. El tamaño medio de los cantos está entre 8 y 12 cm, según su eje mayor, con tamaños máximos observados de unos 40 cm. La matriz es areno-arcillosa medianamente compactadas y rasgos de rubefacción. Estructuras de ordenamiento fluvial, como imbricaciones de cantos, laminaciones, cicatrices erosivas, etc, han podido observarse en estos depósitos. Los espesores vistos no superan los 5 m en general. La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno.

2.3.1.2. Morrenas (540).

Los depósitos morrénicos adquieren en esta Hoja especial relevancia, no sólo por su desarrollo y extensión, sino por su singularidad. El mejor desarrollo corresponde al valle del río Belagua, localizándose concretamente en la margen izquierda. Otros afloramientos cartografiados corresponden a las cabeceras de los valles de los arroyos Erroiza y Burgiarte, así como en valles secundarios colgados cerca de la frontera con Francia: Portillo Bimbolet y Alto de Otxogorri.

Los depósitos morrénicos, (till), constituyen cuerpos poco consolidados de material sumamente heterométrico, desde bloques erráticos de volumen métricos, hasta arenas y algo de arcillas, pasando por bloques de 50-60 cm. Su litología es predominantemente calcárea y dolomítica. Predomina el aspecto aglomerático y poco organizado, si bien a veces se reconocen “bolsadas” por sobrepeso y deformación. Abundan los procesos de deshielo y la matriz arenosa puede presentar ferruginizaciones y alteraciones locales.

Los espesores son muy difíciles de precisar dada las dificultades naturales de acceso a algunas zonas. En los afloramientos vistos superan los 10 m, sin embargo, a partir de la cartografía es previsible que sean mayores. La edad de estos depósitos es Pleistoceno, estando directamente vinculados con el último máximo glaciar que produciría los principales depósitos morrénicos observados. Los arcos y morrenas situados a cotas más altas pueden tener un origen tardío con respecto al máximo glaciar, relacionándose con una etapa tardiglaciar (LÓPEZ, J., 1986).

2.3.1.3. Arcillas de descalcificación (523).

Aparecen rellenando el fondo de dolinas y otras formas menores del karst que aparecen sobre la superficie de cumbres y divisorias con Francia. 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 reducido por el tamaño de las formas. La edad asignada a estas arcillas es Plioceno-actualidad.

2.3.2. Holoceno

2.3.2.1. Fondos de valle (527).

Los fondos de valle se caracterizan por un conjunto de cantos y gravas de caliza, dolomía y cuarcita envueltos en una matriz arcillo-arenosa. El tamaño medio oscila entre 5-15 cm, pero los tamaños máximos de hasta 40 cm son frecuentes, junto con la presencia de algún bloque. Su carácter es subanguloso a subredondeado. La morfología de estos depósitos, en planta, es alargada y muy estrecha con un trazado serpenteante. En algunos puntos la anchura aumenta como sucede en los arroyos septentrionales en los que aumenta drásticamente la cota y la proximidad a los frentes glaciares. Localmente pueden aparecer abundantes bloques como consecuencia de ser una zona de montaña con cabeceras torrenciales frecuentes. La potencia no es visible en general, pero se estima que no debe superar los 3 m. Su edad es Holocena.

2.3.2.2. Llanuras de inundación y llanura fluvio-glaciar (526).

La Llanura de Inundación de los ríos Anduña y Erroiza están constituidas fundamentalmente por materiales terrígenos finos: arenas, 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.

La Llanura de inundación fluvio-glaciar del valle del río Belagua es parecida en cuanto a edad, pero muy diferente en cuanto a extensión y morfología con las descritas anteriormente. Los depósitos presentan una mayor heterometría y torrencialidad. Se trata de cantos de naturaleza calcárea y dolomítica de tamaños comprendidos entre 5 cm y 70 cm y media de 40 cm, con presencia de algún bloque. La matriz areno-limosa es muy suelta y presenta estructuras de deformación por acciones de deshielo repetidos. Los espesores visibles vistos no superan los 7-8 m.

2.3.2.3. 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 el valle del río Belagua y tienen, en general, tamaños no superiores a los 300 m, tanto en anchura como en longitud, si bien alguno supera estas medidas, como el del arroyo Lapatia. 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 Holocena, es decir, contemporánea a la de los fondos de valle puesto que unos y otros se interdentan en la mayoría de las ocasiones.

2.3.2.4. Coluviones, campos de bloques y corredores rocosos (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. La morfología de estos sedimentos es la de bandas estrechas y alargada, paralelas al cauce.

Por otra parte, los campos de bloques y corredores rocosos se relacionan con zonas de alta montaña y fuertes pendientes, pudiendo ofrecer cualquier morfología, adaptándose a la forma de la ladera, cabeceras de circos degradados y fondo de torrentes. Se trata de un conjunto de bloques y cantos angulosos, con una composición variable dependiendo del sustrato que los alimenta y sin apenas elementos finos ya que éstos son drenados por las aguas de deshielo. La edad asignada a estos depósitos es Holocena.

2.3.2.5. Deslizamientos (545).

Se producen como consecuencia de los altos contenidos en agua por el suelo en épocas de deshielo, las altas pendientes y la existencia de litologías poco coherentes o alternantes. En la Hoja de Orhi son frecuentes los deslizamientos superficiales de suelos y alteritas donde se distingue perfectamente la cicatriz de despegue y el lavado de la ladera, que afecta a la vegetación e, incluso, árboles. Destaca un pequeño deslizamiento ubicado en un depósito morrénico del arroyo Burgiarte, donde se reconoce con claridad la masa desprendida y la cabecera semicircular de despegue.

Por sus características parecen ser de tipo mixto entre rotacionales y solifluidal. Son de pequeño tamaño y edad Holocena.

3. TECTONICA

3.1. 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

3.2. DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

Desde el punto de vista estructural, en esta Hoja se han diferenciado tres sectores estructurales delimitados dos de ellos por un importante cabalgamiento, localizado en la vertiente meridional del Pico de Orhi. El tercer dominio se sitúa en el sector oriental de la Hoja, afectando a los materiales margosos y calcáreos del Cretácico superior

3.2.1. Pliegues

En esta Hoja, las direcciones estructurales dominantes se orientan en dirección NO-SE, aunque se pueden observar diversas variaciones sobre esta dirección, debidas a la intensa vergencia hacia el Sur, que afecta a estas estructuras y que da lugar a cambios bruscos direccionales.

En el sector nor-occidental, al Norte del cabalgamiento del Pico de Orhi, se observa el cierre periclinal de un anticlinal con vergencia Sur, cuyo eje choca con el cabalgamiento principal.

En el sector occidental y central, separado del anterior por el cabalgamiento de Orhi, solo se han observado algunas estructuras, en general con dirección NO-SE. El anticlinal del Puerto de Larrau, que forma parte de estas estructuras, presenta una vergencia Sur muy pronunciada y plano de eje muy horizontalizado, que da lugar en los cortes de los valles, a desplazamientos de los ejes hacia su cabecera, como consecuencia de la propia geometría de este pliegue. El núcleo está formado por las margas y margocalizas del Cretácico superior, afectando a las calizas del Paleoceno - Eoceno inferior, que imprimen al pliegue un estilo conforme.

En el sector del barranco de la Borda de Garces, se observa un anticlinal con vergencia Sur, aunque de eje más verticalizado, que afecta a las margas del Cretácico superior en el núcleo y a las calizas del Paleoceno. Al Norte de esta estructura, se observa un conjunto de anticlinales y sinclinales, con intensa vergencia hacia el Sur, que afectan a las turbiditas del nivel cartográfico 10 y a las calizas del Paleoceno, que dan lugar a un tren de estructuras con planos de pliegues muy horizontalizados.

En los materiales turbidíticos terrígenos del Cuisiense, se observan una gran abundancia de pequeños pliegues con una complejidad y acortamiento notables. La dirección de estos pliegues, así como su vergencia presenta direcciones y características similares a las descritas para el resto de los materiales aflorantes en esta Hoja. Están formados por pliegues de tipo "chevron", asociados a ellos, se observan una serie de estructuras menores características, tales como fallas de flanco, colapso de charnelas, etc.

En el sector oriental de la Hoja, en los afloramientos de las margas y margocalizas del Cretácico superior, no se observan grandes estructuras y solo el plegamiento asociado al importante sistema de cabalgamiento, al que está sometida esta zona. Estas estructuras presentan, en muchas ocasiones flanco invertido, observándose clivaje pizarroso en las margas antes citadas.

3.2.2. Fracturas

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

El cabalgamiento del Pico de Orhi, que delimita el sector septentrional del sector central-meridional, se sitúa por debajo del cabalgamiento de Lakora y delimita una lamina paraautóctona en la cobertera de la Zona Axial. Este cabalgamiento, presenta una traza bastante verticalizada poniendo en contacto a las margas del Cretácico superior sobre las unidades turbidíticas del Cuisiense.

En el sector oriental, se han cartografiado dos cabalgamientos incluidos dentro del denominado como "Sistema de Cabalgamientos de Larra": Este sistema está formado por un conjunto de numerosos cabalgamientos imbricados de pequeñas dimensiones que se enraizan en un despegue basal situado en el Cretácico superior. Los

cabalgamientos de este sistema, son muy numerosos y afectan a las denominadas como “calilizas de Larra”, (nivel cartográfico 1). Los cabalgamientos conllevan frecuentemente anticlinales de bloque superior y a veces de flanco invertido, mientras que en el bloque inferior no suele mostrar sinclinales.

3.2.3. 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.

4. GEOMORFOLOGÍA.

4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA.

La Hoja 1:25.000 de Orhi (117-II) se encuentra situada en el Pirineo Central, al noreste de la provincia de Navarra, constituyendo el límite septentrional de esta Hoja la frontera entre España y Francia.

El relieve es, en general muy escarpado, localizándose la cota más elevada en el sector noroccidental de la Hoja, en el pico de Orhi, con 2019 m de altura, que da nombre a la Hoja. Otras alturas importantes son el alto Otxogorri de 1920 m, el Puerto de Larrau, de 1614 m y , por último, el Portillo Bimbolet de 1747 m. Todas ellas forman parte de una importante divisoria, de dirección aproximada E-W.

Las cotas mínimas se emplazan sobre los 900 m, en el valle de los ríos Anduña y Belagua, al sur de la Hoja, formando parte de las cabeceras del Valle del Salazar y del Valle del Roncal, respectivamente.

La Hoja se encuentra surcada por los ríos Anduña y Belagua, que con dirección NE-SO recorren el sector occidental y oriental de la Hoja, respectivamente, constituyendo las zonas topográficamente más bajas. Una serie de barrancos de mayor o menor importancia prácticamente todos de dirección NNE-SSO, completan la red hidrográfica, como los barrancos del Infierno, Burgiarte y Erroiza.

Las características generales del relieve en esta Hoja pueden concretarse por ser una zona de alta montaña, con fuertes relieves y cambios de pendiente muy acusados. Por otro lado, su carácter fronterizo y el hecho de incluir las mayores alturas del entorno le confieren el aspecto de Nivel de Cumbres y divisoria de aguas principal. Aunque este nivel de cumbres se extiende con dirección E-W, puede presentar ciertas irregularidades en su trazado, marcando recuencos de orientación NO-SE, que además de diversificar su recorrido, forman en ocasiones los pasos naturales al país vecino.

Los valores de pendiente son altos, en general, pudiéndose estimarse que más de un 80% de la Hoja superan el 30% de desnivel. Los valores más suaves se ubican en las divisorias de aguas y en los fondos de valle de los ríos más estabilizados.

Climatológicamente la zona pertenece al Dominio Mediterráneo Templado con precipitaciones medias anuales entre los 1000 y 1500 mm, y temperatura media anual entre 10 y 12 °C, con máximas de 36 °C y mínimas de -8 °C. Sin embargo, el hecho de tratarse de una zona de alta montaña hace que los cambios de altura generen microclimas que difieren de esas medias. Así, en la próxima estación de Belagua, las precipitaciones registradas pueden llegar a alcanzar los 2000 mm/año y la temperatura media anual 7 °C.

Los núcleos de población son inexistentes en la Hoja, si bien a lo largo del valle del río Belagua existen algunos caseríos y "bordas". La red de comunicaciones es muy reducida, destacando al oeste la carretera que a través del Puerto de Larrau pasa a Francia y en el sector suroriental la carretera que sigue el trazado del valle del río Belagua. 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.

4.2. ANÁLISIS MORFOLÓGICO.

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

4.2.1. Estudio morfoestructural.

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

La topografía, tan accidentada, está localmente condicionada por la estructura, además de por la litología y la tectónica. Los mayores relieves aparecen en el sector noroccidental, en general, superando los 2000 m de altura, en el Pico del monte Orhi.

La estructura general de la Hoja consiste en una serie de plegamientos y lineaciones de gran longitud y de dirección NO-SE. La diferente competencia de los materiales y la extensión de las estructuras, unido a los procesos de erosión, trae como consecuencia algunos escarpes estructurales y crestas de largo recorrido que ponen de manifiesto los niveles más duros. Algunas de estas "crestas" estructurales se extienden en el sector noroccidental de la Hoja, destacando como relieves de

“resistencia” y entremezclándose con los depósitos de gravedad en laderas y cabeceras torrenciales.

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, su escasa sinuosidad en la mayoría de los casos, 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.

Resalta la dirección NE-SO, a la que se adaptan los ríos principales ríos: Anduña y Belagua; así como la NNE-SSO, para los arroyos de menor entidad. En la dirección E-O y NO-SE se acoplan gran parte de la red secundaria y otros cauces menores que lo hacen paralelamente a las estructuras encajándose en los niveles más blandos.

La tendencia general del drenaje es de tipo mixto: “subparalelo” y “dendrítico”, como corresponde a litologías homogéneas o con materiales estratificados en áreas de fuerte pendiente.

4.2.2. 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.

4.2.2.1. Formas fluviales.

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

Las características litológicas de los fondos de valle se pueden definir como un conjunto heterométrico de cantos y gravas de naturaleza cuarcita y calcárea,

envueltos en una matriz areno-arcillosa. El tamaño medio oscila entre 5-15 cm y el tamaño máximo puede alcanzar los 40 cm, junto con algún bloque.

Este incremento en el tamaño de la carga sólida, así como un considerable ensanchamiento de los fondos de los ríos, unido a una suavización de la inclinación de las laderas, tiene lugar en algunos arroyos, como el de Erroiza y Burgiarte, como consecuencia de la proximidad a los frentes glaciares próximos.

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 el valle del río Belagua principalmente, y tienen, en general, tamaños no superiores a los 300 m, tanto en anchura como en longitud, si bien alguno, como el correspondiente al arroyo Lapatia, localizado en el extremo suroriental de la Hoja puede superar estas medidas. 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.

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 mejor desarrollo de terrazas fluviales corresponde al valle del río Anduña, donde se ha podido diferenciar un único nivel de este depósito, con una altitud relativa de +5 -10 m respecto al cauce actual. Esta terraza baja se extiende a lo largo del río, prácticamente de forma simétrica. La litología se caracteriza por presentar cantos y gravas de cuarcita, caliza y dolomía con niveles arenosos intercalados. La matriz es

areno-arcillosa medianamente compactada. El tamaño medio de los cantos es de 8-12 cm con máximos de 40 cm.

En cuanto a las formas fluviales de carácter erosivo, la Hoja de Orhi ofrece una mayor variedad y espectacularidad que las de carácter sedimentario, destacando una importante red de incisión en la mitad occidental principalmente, donde son frecuentes la linealidad tanto en cauces como en laderas las secciones transversales en "v" y en "u" y la conservación de divisorias de aguas muy marcadas.

Este proceso de incisión tan acusado se debe a que se trata de un área de alta montaña, con fuertes desnivelaciones y cambios de pendiente, que superan a veces el 30%.

4.2.2.2. Formas de ladera.

Dentro de este grupo se han reconocido coluviones y deslizamientos.

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. 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 poco competentes o alternantes y de un importante suministro de agua en el subsuelo que se acumula como consecuencia de los deshielos.

En esta Hoja son relativamente poco frecuentes, sin embargo, en algunos de ellos, como el que se localiza sobre el depósito morrénico, que se sitúa en la margen

izquierda del arroyo Burgiarte, se reconoce la masa desprendida y una cicatriz semicircular del despegue, con una funcionalidad relativamente reciente. En general, destacan pequeños deslizamientos erosivos, o bien, superficiales de suelos y alterita, de no mucho espesor pero reconocibles e identificables a la escala de trabajo.

4.2.2.3. Formas kársticas.

El proceso de disolución es quizá uno de los que producen resultados más espectaculares desde un punto de vista geomorfológico. Sin embargo, en esta Hoja los ejemplos de estas formas de disolución son muy restringidos, limitándose a la aparición de pequeñas dolinas, localizadas en el nivel de cumbres, cerca de la frontera con Francia.

Se trata de depresiones semicirculares, bordes irregulares y tamaño reducido, tan sólo algunos metros de diámetro. Su fondo se encuentra tapizado de un depósito de alteración-disolución, a menudo relacionado con un sumidero (dolinas en embudo) de las aguas de escorrentía y deshielo.

4.2.2.4. Formas glaciares y periglaciares.

En esta Hoja de Orhi aparece representado un importante conjunto de formas y depósitos de origen glaciar y periglaciar. Hay que señalar que en ocasiones no va a existir una diferenciación muy clara entre ambos dominios morfoclimáticos, ya que las removilizaciones posteriores a la última glaciación han supuesto un funcionamiento fluvio-glaciar muy activo en estas zonas de alta montaña.

Los depósitos morrénicos más importantes se sitúan en el valle del río Belagua, en el extremo suroriental de la Hoja, incluyendo la subcuenca del arroyo Arrakagoiti, que más al norte y por su margen izquierda se incorpora a dicho río Belagua. Existen así mismo otros afloramientos de este tipo de depósitos aunque algo peor conservados, en los arroyos Erroiza y Burgiarte en el sector central de esta Hoja de Orhi.

Los depósitos mejor conservados pueden clasificarse por su localización dentro de los valles, como morrenas laterales. Se trata de formas convexas y elongadas, a menudo asimétricas, con el flanco más inclinado a favor del valle (como corresponde al

encajamiento-fusión de la lengua de hielo). Esta disimetría hace que a veces se reconozca una “cresta” o zona de inflexión, aunque puede haber sido degradada.

Su morfología en planta, es generalmente ovalada a veces en “arco”, reconociéndose como hombreras y rupturas de pendiente que suavizan localmente la inclinación de los valles donde se instalan. Su tamaño no es excesivo en general, aproximadamente 300-500 metros de longitud, según su eje mayor. Excepcionalmente, como en el caso del arroyo Erroiza, adquieren mayor longitud, si bien hay que tener en cuenta la dificultad de una cartografía exacta para estos depósitos, debido no sólo a la degradación de sus bordes, por caídas y coluviones de ladera, sino también por la densidad de vegetación.

Los depósitos morrénicos laterales del río Belagua se sitúan a una cota de 1050-1100 m y, por tanto, a una altura relativa media de +100 m respecto a dicho río, prolongándose en la contigua Hoja de Zuriza. Existen otros afloramientos más inferiores, próximos al fondo del valle que descendiendo a modo de “frente” ofrecen también unas características glaciares o fluvio-glaciares.

Se han identificado otros depósitos morrénicos que su localización, tapizando el fondo de algunos valles menores secundarios a los ya citados, se pueden catalogar como morrenas de fondo de valle. Aparecen rellenando de fondo de subcuencas laterales de orientación preferente ONO-ESE, como las que se instalan al pie del Alto de Otxogorri y del Portillo Bimbolet. Se presentan acompañadas de otras formas de erosión, como “ombigos” o cubetas de sobreexcavación, bloques erráticos, etc., y a veces se observan arcos morrénicos de cierre situados al final de estos valles secundarios, perfectamente conservados.

Los depósitos de tipo morrénico (till) están constituidos por arenas, cantos y bloques de dimensiones muy variables. Su naturaleza es calcárea, dolomítica, destacando en todo el conjunto su heterometría, angulosidad y falta de ordenamiento.

Dentro del dominio morfodinámico de tipo Periglacial se han diferenciado las siguientes formas y depósitos:

La llanura de inundación del río Belagua tiene unas características mixtas fluvio-glacial, por lo que se ha preferido denominarla como llanura de inundación fluvio-

glaciar. Su fondo es considerablemente más ancho y extenso que el de un río cualquiera, su mayor acarreo en la carga dando aplanamientos sobreelevados, donde se encaja actualmente una red de tipo medianamente trenzado y la morfología claramente en artesa o “u” del valle, son los rasgos más relevantes.

Las características de los depósitos que definen esta llanura pueden ser resumidas por cantos de naturaleza variable: dolomítica y calcárea, de tamaños variables desde 5-6 cm hasta 70 cm con tamaños medios de unos 30 cm y con presencia de bloques removilizados. La matriz es arenosa-limosa muy suelta y, a veces, presenta estructuras de carga y deformación por deshielo del agua intersticial. Sobre este conjunto se encaja el río Belagua con canales secundarios y señales de desbordamiento.

Otra forma de erosión-depósito importante en esta Hoja son las acumulaciones de vertiente, cuyo origen se encuentra en la fragmentación de la roca por tensiones criohidrostáticas o “gelifración”, con posterior removilización gravitacional. Se trata de los campos de bloques y corredores rocosos cuya morfología se adapta a las características previas del terreno, recubriendo laderas e interfluvios en el primer caso o bien concentrándose a favor de regueros y torrentes, en el segundo, dando formas de mayor linealidad.

También pueden adoptar forma radial o en abanico, originando los denominados abanicos fluvio-glaciares, de los que sólo se ha cartografiado un ejemplo, al oeste del Portillo Bimbolet, si bien se han observado formas similares de dimensiones poco desarrolladas.

La granulometría depende de la roca original y su estructura y grado de consolidación es mínimo. Se trata de bloques y cantos, con algo de arena y arcilla que actúan como matriz. Su textura es muy angulosa como corresponde a un depósito sin apenas transporte ni desgaste.

Finalmente y como formas de erosión más importantes se han diferenciado los circos glaciares, hombreras en valles glaciares, depresiones de sobreexcavación, zonas de pulido (abrasión), así como procesos de reptación y terracillas en laderas.

Los circos glaciares son las formas de erosión más importantes en esta Hoja y se definen como depresiones semicirculares, instaladas a favor de arroyos y torrentes. Ocupan las cotas más elevadas de la Hoja, degradando a su vez la Superficie de Cumbres donde se instalan. Son auténticas cuencas de acumulación de nieve y su ocupación por el hielo ha debido mantener unos “niveles” regulares en el tiempo, ya que a lo largo de estos circos, así como de los valles en que se continúan, se identifican claramente “hombreras” o rupturas de pendiente laterales.

Los circos glaciares pueden aparecer actualmente degradados, por los procesos de deshielo, pero en su fondo y paredes se reconocen formas de pulido, abrasión, bloques erráticos y pequeñas lagunas de deshielo, a las que se ha hecho mención anteriormente.

Finalmente se observan en la margen derecha del valle del río Belagua procesos de reptación y laderas aterrazadas, en escalones o terracillas. Se trata de deformaciones del suelo potenciadas en estos medios periglaciares por la disponibilidad de una mayor cantidad de agua en el subsuelo, lo que facilita junto a los valores altos de pendiente, unos movimientos de deformación de tipo fluidal.

4.2.2.5. Formas poligénicas.

Se definen como tales aquellas formas que requieren dos o más procesos para su formación. En la Hoja de Orhi se han diferenciado una Superficie de Erosión (Nivel de Cumbres) y un sistema de Glacis degradado. 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 o Superficie de Cumbres define una de las unidades de relieve más importante de la Hoja de Orhi, sobre todo por su carácter fronterizo respecto a Francia. Hay que incidir en que las superficies de erosión no tienen porqué ser siempre superficies de aplanamiento, sobre todo si tenemos en cuenta que los glaciares constituyen el dominio morfo-climático más activo desde el punto de vista de la erosión. Sobreexcavación y vaciados de los valles, dejan unos interfluvios muy verticalizados que en ocasiones más que una “superficie” es una línea de cumbres.

Así mismo, pueden observarse relieves de resistencia, que por su mayor altura, litología o condiciones estructurales quedan como Relieves Residuales. Algunos de ellos como el del Pico del Orhi llegan a ser auténticos “horn”, esto es, relieves triangulares, con paredes de fuerte verticalidad en “facetas”, como consecuencia de la instalación de circos o nichos en sus vertientes.

Por debajo e imbricados en esta superficie se desarrolla un complejo Sistema de Glacis degradados, con características diferentes según el sustrato y lugar en el que se desarrollan. Se definen como superficies suavemente inclinadas de escasa pendiente, en dirección a los cursos principales de agua, quedando actualmente 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 en el sector meridional de la Hoja, prolongándose en la contigua Hoja de Isaba.

4.3. 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 Orhi las formaciones superficiales son relativamente importantes, por tratarse de un área en la que dominan los procesos climáticos de hielo-deshielo, que incrementan la alterabilidad de la roca y el suministro de material desagregado.

Destacan las formaciones de origen fluvial, glaciar y fluvioglaciar; de gravedad, sin olvidar los productos residuales de karst.

Por lo que se refiere a los depósitos fluviales, los fondos de valle son uno de los de mayor entidad dentro del ámbito de la Hoja. Su litología está compuesta por cantos y gravas de calizas, dolomías y cuarcitas, embutidas en una matriz arcillo-arenosa. El tamaño medio de los cantos está comprendido entre 5 y 15 cm observándose, en

algunos puntos, tamaños algo superiores a 40 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 potencia no es visible en la mayoría de los casos, pero se estima que no debe superar los 3 m. Su edad es Holocena.

Las Llanuras de Inundación están constituidas fundamentalmente por materiales terrígenos finos: arenas, arcillas y lutitas con intercalaciones de cantos y gravas cuarcíticas. 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.

La Llanura de inundación fluvio-glacial del valle Belagua es muy parecida en cuanto a edad pero muy diferente en cuanto a extensión y morfología con las descritas anteriormente. Los depósitos presentan una mayor heterometría y torrencialidad. Se trata de cantos de naturaleza calcárea y dolomítica de tamaños comprendidos entre 5 cm y 70 cm y media de 40 cm con presencia de algún bloque. La matriz areno-limosa es muy suelta y presenta estructuras de deformación por acciones de deshielo repetidos. Los espesores visibles vistos no superan los 7-8 m.

Se ha diferenciado un único nivel de terraza en esta Hoja, correspondiente a los ríos más importantes de esta zona. Su altura es de +5 -10 m respecto al cauce actual y se desarrolla preferentemente a lo largo del río Anduña de forma simétrica. 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. Los espesores vistos no superan los 5 m. La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno.

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 y, en general, menor desgaste. 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. Los ejemplos existentes se localizan en el valle del Belagua con superficies inferiores a 0,20 kilómetros cuadrados, aunque alguno puede ser considerablemente mayor, como el del arroyo Lapatia. La potencia es difícil de precisar, pero se estima que, dada la morfología convexa y el drenaje lateral que en la actualidad ofrece algunas de estas formas, puede ser considerable oscilando desde 1-2 m a alguna decena. Se les asigna una edad Holocena por interdentarse con los depósitos aluviales más recientes.

Las formaciones superficiales de ladera están representadas por coluviones, campo de bloques 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 y dolomías. Dentro de este grupo se han incluido también los denominados campos de bloques y corredores rocosos cuya estructura y grado de consolidación es mínimo. Se trata de bloques y cantos sueltos, muy angulosos, de tamaños medios variables entre 12-20 cm. Puede existir algo de matriz arenosa en los intersticios pero, en general, es lavada en los deshielos y a favor de las pendientes. Su morfología depende en cada caso de la forma donde se acumulen: laderas, interfluvios, fondos de torrentes e incluso adquirir formas radiales en abanico, definiendo así los denominados abanicos fluvio-glaciares. Su génesis siempre es climática-gravitacional y su potencia aunque muy difícil de evaluar, dado el carácter de alta montaña, puede llegar a ser considerable, próxima a la decena de metros. La edad asignada a estos depósitos es Holocena.

Los depósitos morrénicos adquieren en esta Hoja especial relevancia, no sólo por su desarrollo y extensión, sino por su singularidad. Las morrenas laterales del valle del Belagua se sitúan a una cota aproximada de 1100 m, descendiendo suavemente hacia el valle en forma de arcos. Otros complejos morrénicos se han identificado en los arroyos Erroiza y Burgiarte para alturas muy parecidas (1050-1150 m), así como en otros valles colgados secundarios de orientación ONO-ESE, como los del Portillo Bimbolet.

Los depósitos morrénicos (till) constituyen cuerpos poco consolidados de material sumamente heterométrico, desde bloques erráticos de volumen métricos, hasta arenas y algo de arcillas, pasando por bloques de 50-60 cm. Su litología es predominantemente calcárea y dolomítica. Predomina el aspecto aglomerático y poco organizado, si bien a veces se reconocen “bolsadas” por sobrepeso y deformación. Abundan los procesos de deshielo y la matriz arenosa puede presentar ferruginizaciones y alteraciones locales.

Los espesores son muy difíciles de precisar dada las dificultades naturales de acceso a algunas zonas. En los afloramientos vistos superan los 10 m, sin embargo, a partir de la cartografía es previsible que sean mucho mayores. La edad de estos depósitos es Pleistoceno, estando directamente vinculados con el último máximo glaciar que produciría los principales depósitos morrénicos observados. Los arcos y morrenas situados a cotas más altas pueden tener un origen tardío con respecto al máximo glaciar, relacionándose con una etapa tardiglaciar (López, J., 1986).

Finalmente y con mucha menor entidad en esta Hoja se encuentran las arcillas de descalcificación, de origen kárstico. Aparecen rellenando el fondo de dolinas y otras 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 muy reducido por el tamaño de las formas de esta Hoja. La edad que se asigna a estas formaciones es Plioceno-Actualidad, puesto que el proceso sigue funcionando.

4.4. 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 o Superficie de Cumbres, que define las máximas alturas y divisorias de esta zona de los Pirineos. La preservación de morfologías de erosión en el paisaje no excluye la posibilidad de que éstas puedan sufrir fuertes 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 inicia 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 y con características locales diferentes.

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

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 singularidad que en esta zona supone la etapa fría glacial y

posterior fluvio-glaciar, con la instalación de valles en artesa, hombreras, depósitos morrénicos, etc, y otras formas de modelado que se han conservado hasta la actualidad. Destacar aquí el importante papel de incisión y sobreexcavación realizada por las masas de hielo, generando formas de rejuvenecimiento importantes en el relieve.

4.5. PROCESOS ACTUALES.

En la Hoja de Isaba se reconocen cuatro tipos de procesos funcionales en la actualidad y son:

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

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 suroeste. 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: Anduña, Belagua, etc... siguiendo las tendencias NE-SO 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 y la ONO-ESE, 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. Éstos se encuentran reducidos a un escaso número de dolinas que aparecen en las planicies de la frontera con Francia 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 fracturas y diaclasas y por la existencia de una estación fría con precipitación sólida muy prolongada. Aunque el karst es funcional en la actualidad, el comienzo de su desarrollo se supone del Plioceno.

Los movimientos de ladera son quizás los procesos más activos en esta zona, representados por las caídas de bloques, coluviones, campos de bloques, corredores rocosos, deslizamientos y reptaciones generalizados. En esta Hoja, la rotura de la roca por los intensos procesos de helada y deshielo se suma a los procesos de tipo gravitacional, potenciando sus resultados y siendo muy difícil llegar a una distinción clara. 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 tiende al aislamiento de bloques que, en una posición de inestabilidad, caen 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 poco coherente 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.

Finalmente, resaltar la importancia en esta Hoja del glaciario cuaternario en un área de montaña como ésta, así como la intensa actividad fluvio-glaciario que actualmente tiene lugar en esta zona. Se trata, en general, de procesos que complementan o potencian otros mecanismos ya mencionados como la rotura de la roca (cryoclastia y gelifración) por el hielo. Este tipo de alteración incrementa la dinámica de inestabilidad en las laderas favoreciendo los deslizamientos y reptaciones en general, así como el suministro de carga sólida que tienen que transportar los ríos.

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.

5. 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 Orhi, 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 esta Hoja.

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 glacial, periglacial, y fluvial.

6. GEOLOGIA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

En el perímetro de esta Hoja, no se ha inventariado ninguna explotación importante, tanto activa como inactiva, solo 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 Orhi, 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 los ríos Anduña y Belagua, que con dirección NNE-SSO recorren el sector occidental y oriental de la Hoja respectivamente, constituyendo las zonas topográficamente más bajas. Una serie de barrancos de mayor o menor importancia, prácticamente todos de dirección NNE-SSO, completan la red hidrográfica, como los barrancos del Infierno, Burgiarte y Erroiza.

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, conformando el sector más septentrional de la misma. También existe una ínfima representación de la Unidad Hidrogeológica de Larra configurada por dos pequeños afloramientos calcáreos, situados en el borde oriental de la Hoja.

La Unidad de Pamplona - Ochagavía, 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 diferencia 1 subunidad hidrogeológica o acuífero propiamente dichos, con un funcionamiento hidrogeológico independiente.

Esta subunidad está conformada por una megasecuencia de edad paleocena, eminentemente carbonatada que comienza por unas dolomías, que se acuñan lateralmente, dando paso a calizas tableadas que culminan en un conjunto de calizas masivas de carácter arrecifal.

Estos materiales son permeables por fracturación, fisuración y/o karstificación, con gran extensión lateral y 150 m aproximadamente de potencia, estando afectados por una fuerte deformación interna que provoca una extensa superficie aflorante con un desarrollo amplio.

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. Calcarenítas y calizas con rudistas. Coniaciense-Santoniense

Esta unidad (n. 1 en la cartografía geológica), aflora en el límite oriental de la Hoja, estando representada por dos intercalaciones calcáreas entre el tramo margoso que se describe a continuación. Estas intercalaciones se localizan en la subida al Puerto de Belagua, la más meridional al sur de la Venta de Juan Pito y la septentrional, en los alrededores del Cerro de las Latas.

Esta unidad ha sido denominada como Formación Larra. Esta constituida en su mayor parte por calizas masivas de tonos claros. El espesor de este conjunto es muy variable, llegando a alcanzar 300 metros en las zonas de máximo desarrollo fuera de los límites de la Hoja.

Sobre estas calizas se desarrolla, ya fuera de los límites de la Hoja , un karst de notable importancia y espectacularidad con gran riqueza de formas exokársticas que confieren a la unidad una permeabilidad alta debida a la fracturación, fisuración y, fundamentalmente karstificación de los materiales carbonatados.

6.2.1.2. 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, aflora en el sector oriental de la Hoja, formando la mayor parte del terreno que conforman las laderas del río Belagua y en los núcleos de los anticlinales volcados de borda Garces y del puerto de Larrau. El espesor de este conjunto esta comprendido 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.

6.2.1.3. Calizas y dolomías. Daniense- Thanetiense

Esta unidad adquiere un gran desarrollo en el sector oriental de la Hoja, en contacto con las unidades margosas descritas anteriormente, prolongándose hacia el este por la vecina Hoja de Irati.

Comprende los niveles cartográficos 4, 5, 6 y 8 presentando, en términos generales, un tramo de calizas brechas y conglomerados y (n.4 en la cartografía geológica) que aflora en la vertiente oriental de la Peña de Ezkieta y en la vertiente meridional del pico de Orhi., y un tramo dolomítico basal atribuido al Dano-Montiense (n.5 en la cartografía geológica), que pasan a calizas bioclásticas y calizas tableadas con paquetes masivos de calizas micríticas (n. 6 en la cartografía geológica) a cuyo techo se observa una serie constituida por calizas y calizas margosas (n. 8 en la cartografía geológica), que corresponde al Thanetiense terminal-Ilerdiense basal.

La unidad está conformada en la base, por un tramo de 20 m aproximadamente de potencia (n.4 en la cartografía geológica), constituido por conglomerados y brechas calcáreas con intercalaciones de calizas blancas muy fracturada. Este aflora en la vertiente oriental de la Peña de Ezkieta, en una zona muy coluvionada. También aflora en la vertiente meridional del pico de Orhi.

A techo aparece un nivel (n.5 en la cartografía geológica), también de escasa potencia (20 m) que aflora únicamente en el flanco meridional del anticlinal de borda de Garces, constituido por dolomías de aspecto sacaroideo poroso color blanquecino y aspecto masivo homogéneo que pasan a calizas de grano fino y calizas dolomíticas tableadas de color blanco.

Asociado a este último aparece un tramo constituido por calizas micríticas con algas y calizas bioclásticas tableadas (n.6 en la cartografía geológica) con espesores comprendidos entre 50 y 100 m. Este tramo constituye los resaltes calcáreos que se observan en los flancos de las principales estructuras que constituyen los rasgos tectónicos de esta Hoja

La unidad culmina con un tramo constituido por una alternancia entre margas y calizas limosas o limolitas calcáreas. Este nivel adquiere un gran desarrollo en la estructura anticlinal que se observa en la mitad occidental de la Hoja. El espesor de este tramo puede llegar a alcanzar más del centenar de metros acunándose rápidamente hacia el sur y el oeste, en donde llega a desaparecer.

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. En superficie se observa un fuerte diaclasado en la unidad.

6.2.1.4. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas. Cuisiense

La unidad constituye la gran masa de materiales sedimentados entre los últimos niveles calcáreos y el nivel de Megaturbidita MT4, no aflorante en esta Hoja. Comprende el nivel cartográfico 10 de la cartografía geológica. La potencia de esta unidad adquiere en esta Hoja un mayor desarrollo superando ampliamente los 600 m. Los afloramientos de estos materiales se distribuyen por toda la Hoja, constituyendo la gran masa de materiales turbidíticos aflorantes en ella.

Comprende un tramo bien diferenciado 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 de este tramo adquiere en esta Hoja un desarrollo considerable superando ampliamente los 300 m.

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

inferior de carácter margoso (prácticamente impermeable). Los tramos carbonatados con cierta permeabilidad por fracturación y fisuración quedan desconectados hidráulicamente por las alternancias de carácter detrítico (arcillas principalmente).

6.2.1.5. Cuaternario. Formaciones superficiales

En la Hoja de Orhi 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.

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.

La Llanura de Inundación del río Belagua está constituida, 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 ha diferenciado un nivel de terraza asociado al río Belagua en esta Hoja compuesto por un conjunto de gravas y cantos de naturaleza cuarcítica y calcárea mayoritariamente con una matriz arenosa limosa o arenosa 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 prácticamente no tienen representación en la Hoja. Únicamente se han diferenciado dos asociados a los barrancos de Lapatia y Belza (este último insignificante) asociado a la confluencia con el río Belagua Su litología es similar a la de 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 de Larra.

.Calizas y dolomías del Paleoceno

.Formaciones permeables del Cuaternario

6.2.2.1. Calizas de larra.

Geometría

Tal y como se ha indicado, en la Hoja, existe una pequeña muestra de la Unidad Hidrogeológica de Larra, representada por dos afloramientos de escasa extensión (menor de 0.05 km²) situados en el límite oriental de la misma. Dichos afloramientos corresponden a dos intercalaciones calcáreas en el interior de la formación margosa del Campaniense-Maastrichtiense.

Sobre estos materiales y sobre todo fuera de los límites de la Hoja se ha desarrollado un karst de notable importancia, con gran riqueza de formas exokársticas (simas, dolinas, valles ciegos, campos de lapiaz, etc.).

Funcionamiento hidráulico

El funcionamiento de estos dos retazos calcáreos, de carácter permeable, es relativamente simple, dentro de los límites de la Hoja, dado el escaso desarrollo que presentan. Se recargan por infiltración directa de agua de lluvia y a partir del deshielo de acumulaciones de hielo o nieve en su superficie. La descarga se produce a través de manantiales, en mayor medida fuera de los límites de la Hoja, hacia el Sureste.

Parámetros hidráulicos

En esta formación, mediante ensayos con trazador, se ha podido determinar una permeabilidad aproximada de 500 m/día, aunque se debe tener en cuenta la anisotropía de este dato en el contexto del acuífero kárstico. La porosidad calculada con este mismo método es del 2%.

6.2.2.2. Calizas y dolomías del paleoceno

Geometría

Esta unidad se sitúa entre el paquete margoso del Maastrichtiense y los niveles arcillo-arenosos que constituyen los niveles turbidíticos eocenos. Se trata de un primer tramo de calcarenitas arenosas que pasan a techo a calizas tableadas y masivas y un tramo superior constituido por calizas y calizas margosas.

Este acuífero se encuentra muy replegado con un espesor que supera los 150 metros (150-250 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. La descarga se produce por manantiales, o directamente a los cursos superficiales a través de materiales cuaternarios. Las vías de drenaje de la unidad son el río Anduña y el Belagua principalmente. Los manantiales son muy caudalosos en las épocas lluviosas y de deshielo, mientras que en estiaje los caudales se reducen considerablemente.

Es importante destacar el grado de fracturación y karstificación existente en la unidad evidenciado por la presencia de formas exokársticas.

Parámetros hidráulicos

En las proximidades de la localidad de Remendía (en la vecina hoja de Ochagavía 117-III) 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 anisotrópico del mismo. Aunque no existen datos concretos para este acuífero se estima una permeabilidad media-alta para la unidad en su conjunto.

6.2.2.3. 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 Cretácico o 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 Anduña y Belagua 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-I a escala 1:25.000, correspondiente a Orhi.

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. Metodología

Para la realización de este apartado, se han seguido las siguientes etapas:

-Recopilación de los datos existentes

Como se mencionó en la introducción, se han recopilado ensayos de laboratorio, procedentes de obras y proyectos, realizados en Navarra por organismos públicos y empresas privadas.

-Realización de la base de datos

Se ha realizado una ficha geotécnica, donde figuran los ensayos de laboratorio, destacando los siguientes:

.Identificación y estado (Granulometría, Límites de Atterberg, Densidad y Humedad).

.Resistencia (C. Simple, Corte directo).

.Compactación y deformabilidad (CBR, Proctor Normal, Edométrico).

.Químicos (contenido en sulfatos, carbonatos y materia orgánica).

Igualmente se ha consultado datos referentes a sondeos y penetrómetros, reseñándose, cuando es posible, el índice de calidad de la roca (R.Q.D.).

-Tratamiento estadístico de los datos incluidos en la base de datos

Ha servido para caracterizar geotécnicamente los diferentes materiales.

Se han obtenido valores medios, máximos y mínimos de los diferentes ensayos.

-Zonación en áreas de iguales características

Apoyándose en los datos anteriormente comentados e interpretando las unidades cartográficas, se ha procedido a la zonación en áreas de iguales características (litológicas y geotécnicas). Como se ha mencionado con anterioridad, cuando no ha sido posible disponer de ensayos, el criterio seguido para establecer la zonación ha sido en base a las características litológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas, observadas durante las visitas de campo.

6.3.2. Zonación geotécnica

6.3.2.1. Criterios de división

La superficie de la Hoja se ha dividido en áreas y posteriormente cada área en zonas. El criterio utilizado es fundamentalmente geológico, considerando a su vez, las características geotécnicas similares.

De alguna unidad se aportan datos de identificación, estado, resistencia, deformabilidad y análisis químicos.

6.3.2.2. División en áreas y zonas geotécnicas

Area I: Comprende a los materiales cretácicos

Area II: Comprende los materiales terciarios

Area III: Se han agrupado los depósitos cuaternarios

Estas áreas se han dividido en las siguientes zonas:

Area I: Zona I1 y I2

Area II: Zona II1, II2, II3, y II4

Area III: Zona III1,

En el Cuadro 5.1, se presenta la correlación entre las unidades cartográficas y las áreas geotécnicas.

| UNIDAD CARTOGRAFICA | ZONACION GEOTECNICA | DESCRIPCION |
|---|---------------------|--|
| 516,524,525,540,523,527,526,536,543,545 | III ₁ | Gravas, arenas, limos y arcillas |
| 219,220,221,222,223,224,225, 226,229,232,233,234,242,248 | II ₄ | Calcarenitas, brechas calcáreas y margas con bloques |
| 10 y 218 | II ₃ | Alternancia de areniscas, margas y calcarenitas |
| 212 | II ₂ | Calizas margosas y margas |
| 202,203,204,207, y 210 | II ₁ | Dolomías, calizas dolomíticas, calizas tableadas y masivas |
| 189 y 191 | I ₂ | Margas, limolitas y calizas margosas |
| 177 | I ₁ | Dolomías y areniscas |

6.3.3. Características geotécnicas

6.3.3.1. Introducción

De los materiales que se disponen ensayos se ha realizado una caracterización geomecánica utilizando los criterios que se exponen más adelante, así mismo se aportan datos sobre características constructivas, tales como condiciones de cimentación, excavabilidad, estabilidad de taludes, aptitud como explanada de carreteras y comportamiento para obras subterráneas.

La caracterización geomecánica de los diferentes materiales, se ha realizado con ayuda de los ensayos de laboratorio y ensayos de campo, obteniéndose los siguientes datos:

Ensayos de identificación y estado

Además de la densidad y el estado de humedad, se han utilizado los siguientes ensayos:

-Granulometría

Del análisis granulométrico se ha considerado el contenido de finos que presenta el suelo, es decir el porcentaje que pasa por el tamiz N° 200 de la serie ASTM.

-Plasticidad

La clasificación de los suelos cohesivos según su plasticidad se ha efectuado con el límite líquido y el índice de plasticidad; utilizando la Carta de plasticidad de Casagrande.

Análisis químico

-Agresividad

Se ha determinado la agresividad del terreno mediante el contenido de sulfato, valorado según la normativa que se expone a continuación:

| En las aguas | En el terreno | Agresividad |
|--------------|---------------|-------------|
| < 0,03 | < 0,2 | Débil |
| 0,03 a 0,1 | 0,2 a 0,5 | Fuerte |
| > 0,1 | > 0,5 | Muy fuerte |

-Expansividad

Los datos que se disponen sobre la expansividad del terreno, están obtenidos a través del ensayo Lambre que fija el cambio potencial de volumen (C.P.V.) de la manera siguiente:

| C.P.V. | Descripción |
|---------------|--------------------|
| 0 - 2 | No crítico |
| 2 - 4 | Marginal |
| 4 - 6 | Crítico |
| > 6 | Muy crítico |

Ensayos de resistencia, compactación y deformabilidad

Se han agrupado los ensayos de resistencia a compresión simple, resistencia al corte; CBR y Proctor Normal.

A continuación se exponen algunos criterios que definen el grado de dureza de los materiales, en función con los diferentes ensayos tanto en campo como en laboratorio.

Respecto a la resistencia de suelos y rocas, existen numerosas clasificaciones, una de la más utilizada, es la descrita por la Sociedad Internacional de Mecánica de Rocas.

| ROCA | | ENSAYO DE CAMPO | |
|-----------------|-----------|----------------------|---------------------------------|
| Descripción | Co (MPa) | Navaja | Martillo geológico |
| Ext. resistente | > 250 | No corta | El golpe arranca pequeño trozos |
| Muy resistente | 100 - 250 | No corta | Se rompe con muchos golpes |
| Resistente | 50 - 100 | No corta | Se rompe con varios golpes |
| Med. resistente | 25 - 50 | Corta con dificultad | Se rompe con un solo golpe |
| Blanda | 5 - 25 | Corta fácilmente | Puede indentarse con el pico |
| Muy blanda | 1 - 5 | | Se puede machacar |

Igualmente, considerando la resistencia a compresión simple, se puede valorar la consistencia del terreno, de manera cualitativa.

Consistencia del terreno según NTE, CEG, 1975

| Tensión de rotura a compresión simple en Kg/cm ² | Consistencia |
|---|--------------|
| < 0,25 | Muy blando |
| 0,25 a 0,50 | Blando |
| 0,50 a 1 | Medio |
| 1 a 2 | Firme |
| 2 a 4 | Muy firme |
| > 4 | Duro |

Con ensayos de campo, como el S.P.T. (Ensayo en penetración estándar) se puede valorar la compacidad del terreno, de la siguiente manera:

| N ₃₀ | Compacidad del terreno |
|-----------------|-------------------------------|
| < 3 | Muy suelto |
| 4 a 10 | Suelto |
| 10 a 30 | Compacto |
| 20 a 50 | Denso |
| > 50 | Muy denso |

Consistencia en arcillas

Se puede valorar, utilizando el índice de compresión (Cc) obtenido del ensayo edométrico. Los valores típicos de los suelos son los que se exponen en la siguiente tabla:

| Índice de Compresión C _c | Consistencia |
|--|--------------|
| < 0,1 | Duro |
| 0,1 - 0,2 | Semiduro |
| > 0,2 | Fangos |

Módulo de deformación y coeficiente de Poisson

El módulo de deformación, en arcillas sobreconsolidadas se puede obtener, utilizando el valor de la resistencia al corte sin drenaje (C_u) en la correlación $E = 130 \times C_u$ definida por Butler.

Para el coeficiente de Poisson se podría adoptar un valor entre 0,30 y 0,35, dependiendo de la consistencia blanda o densa.

A parte de los ensayos anteriormente comentados, también se considera la densidad y humedad del Protor Normal y el índice CBR, correspondiente al 100% en la densidad Proctor; y que definen la aptitud del material para su uso en obra civil.

Las características constructivas de los diferentes materiales se estudian para condiciones de cimentación y para obras de tierra.

-Cimentación

Normalmente se ha utilizado el criterio expuesto en los códigos (Británico y DIN 1054). En suelos y debido a que no se dispone de datos sobre asientos, estos han sido estimados, considerando la consistencia media del terreno.

-Excavabilidad

Los terrenos se han clasificado de acuerdo con la Norma Tecnológica de Edificación: Acondicionamiento del Terreno. Desmontes. Vaciados (NTE-ADV (1976)) en los siguientes grupos: 1) Duro. Atacable con máquina y/o escarificador, pero no con pico, como terrenos de tránsito, rocas descompuestas, tierras muy compactas, 2) Medio. Atacable con el pico, pero no con la pala, como arcillas semicompactas, con o sin gravas o gravillas, 3) Blando. Atacable con la pala, como tierras sueltas, tierra vegetal, arenas. Cuando en la excavación se encuentran mezclados los terrenos se establece el porcentaje de cada uno de los tres tipo.

-Estabilidad de taludes

En algún caso han sido observados en campo, en otro el análisis de estabilidad es el que se refleja en estudios realizados en la zona.

-Empujes sobre contenciones

Hacen referencia a contenciones del terreno natural, no de rellenos realizados con los materiales de cada zona.

-Aptitud para préstamos

Se han utilizado básicamente el Pliego de Prescripciones Técnicas Generales de la Dirección General de Carreteras (P.P.T.G.). El término No Apto designa suelos inadecuados; Marginal, designa suelos que unas veces son inadecuados y otras tolerables e incluso adecuados; el término Apto designa suelos tolerables, adecuados e incluso seleccionados. Las rocas se han clasificado con los criterios que se establecen en el citado Pliego.

-Aptitud para explanada de carreteras

Se ha tomado como referencia la Instrucción de Carreteras, Normas de Firmes Flexibles y Firmes Rígidos. Se entiende por suelo No Apto aquel que no puede constituir en desmonte ni en terraplén explanadas tipo E-1 (suelos tolerables al menos estabilizado en sus 15 cm. superiores, con CBR de 5 a 10). Marginales son aquellos que cumplen a veces dicha condición; en especial suele referirse a terrenos tolerables, que no conviene que sean explanada directamente. Aptos son terrenos frecuentemente adecuados y seleccionados.

Obras subterráneas

Se utiliza el término "muy difícil" para suelos muy blandos bajo el nivel freático o suelos potencialmente expansivos "difícil" designa terrenos blandos o arenosos limpios bajo el nivel freático; "medio", a suelos firmes, casi rocas blandas, que sólo a veces presentan problemas de nivel freático, con cierta capacidad de autoaporte y sin empujes fuertes.

En las formaciones rocosas se da una idea de su categoría en las clasificaciones de Bieniawski (1979), que obtiene un índice de calidad (RMR, Rock Mass Rating), mediante la valoración de cinco parámetros:

-Resistencia de la roca

-RQD

-Separación entre diaclasa

-Presencia de agua

-Disposición de las juntas respecto a la excavación

Bieniawski establece cinco categorías en función del valor RMR:

Clase I Roca muy buena: RMR = 81-100

Clase II Roca buena: RMR = 61-80

Clase III Roca media: RMR = 41-60

Clase IV Roca mala: RMR = 21-40

Clase V Roca muy mala: RMR 20

El objetivo de esta clasificación es definir el sostenimiento a efectuar en obras subterráneas concretas.

6.3.3.2. Area I

Zona I1

Localización

Los materiales de esta zona afloran en dos pequeños niveles calcareos localizados en la subida al puerto de Belagua.

Características litológicas

La zona está constituida por dolomías muy arenosas, calizas y niveles de areniscas ocre con cemento dolomítico.

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 I2

Localización

Esta zona constituye el núcleo del anticlinal del puerto de Larraun, formando el núcleo del anticlinal de Garces y en la subida al puerto de Belagua.

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 geotécnica.

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.

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 acarcavamientos. 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).

6.3.3.3. Area II

Zona II1

Localización

Esta zona se localiza en los flancos de los anticlinales antes descritos, formando parte de la zona más competente de estas estructuras.

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**

Estos materiales constituyen la gran masa homogénea de sedimentos que conforman esta Hoja.

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 geotécnico 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 | 7% |
| 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:

| | |
|-------------------|--------------------------------|
| Illita | 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 SO_3 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.

VALORES CORRESPONDIENTES AL IRUZOQUI

| 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).

6.3.3.4. Area III

Zona III1

Localización

Se encuentran distribuidas por todo el ámbito en la Hoja, aunque adquieren un mayor desarrollo en las márgenes del río Belagua, en los barrancos importantes y en las laderas de los sistemas montañosos.

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 Belagua. Además existen afloramientos de material procedente de laderas y glaciar.

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 y de piedemonte, 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, y de laderas 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 (Tubidi tas de Yesa) of Sangüesa 6th Europ Meeting of Sedimentology IAS-Lleida 84-87.

CHESTERIKOFF, A.

1964

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

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

DAMESTOY, G.

1961

Etude de la serie devonienne de la vallee du Quinto (Basses - Pyrénées)

C.R. sonom. 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 l'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 Pyreneen.

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.; ARBUES, 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.