

GOBIERNO DE NAVARRA
DEPARTAMENTO DE OBRAS PÚBLICAS, TRANSPORTES Y
COMUNICACIONES

**ACTUALIZACION E INFORMATIZACION
DE LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA DE NAVARRA A
ESCALA 1:25.000**

HOJA 117-I IRATI

MEMORIA

JUNIO 1999

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

INDICE

0. INTRODUCCION

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. Mesozoico

1.1.1. Cretácico superior

1.1.1.1. Margas y limolitas (nivel 2). Campaniense
Maastrichtiense

1.1.1.2. Análisis secuencial del Cretácico superior

1.2. Terciario

1.2.1 Paleoceno - Eoceno basal

1.2.1.1. Calizas y dolomías masivas (nivel 5). Daniense-
Montiense

1.2.1.2. Calizas grises tableadas (nivel 6). Daniense-
Thanetiense

1.2.1.3. Alternancia de calizas y margas (nivel 8).
Thanetiense-Cuisiense

1.2.1.4. Margas (nivel 9). Thanetiense-Ilerdiense

1.2.1.5. Análisis secuencial del Paleoceno - Eoceno basal

1.2.2. Eoceno

1.2.2.1. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas
(nivel 10). Ilerdiense – Cuisiense

1.2.2.2. Calcarenitas (nivel 15). Cuisiense

1.2.2.3. Análisis secuencial del Eoceno

1.3. Cuaternario

1.3.1. Glacis de piedemonte (nivel 26)

1.3.2. Terrazas (nivel 28)

1.3.3. Arcillas de descalcificación (nivel 30)

- 1.3.4. Fondos de valle (nivel 31)
- 1.3.5. Llanuras de inundación (nivel 32)
- 1.3.6. Conos de deyección (nivel 33)
- 1.3.7. Coluviones, canchales, campos de bloques y corredores rocosos (nivel 34)
- 1.3.8. Deslizamientos (nivel 35)

2. TECTONICA

- 2.1. Consideraciones generales
- 2.2. Descripción de las principales estructuras
 - 2.2.1. Pliegues
 - 2.2.2. Fracturas
 - 2.2.3. Discordancias

3. GEOMORFOLOGIA

- 3.1. Descripción fisiográfica
- 3.2. Análisis morfológico
 - 3.2.1. Estudio morfoestructural
 - 3.2.2. Estudio del modelado
 - 3.2.2.1. Formas fluviales
 - 3.2.2.2. Formas de ladera
 - 3.2.2.3. Formas kársticas
 - 3.2.2.4. Formas periglaciares
 - 3.2.2.5. Formas poligénicas
- 3.3. Formaciones superficiales
- 3.4. Evolución geomorfológica
- 3.5. Procesos actuales

4. HISTORIA GEOLOGICA

5. GEOLOGIA ECONOMICA

- 5.1. Recursos minerales
- 5.2. Hidrogeología

5.2.1. Descripción de las formaciones

- 5.2.1.1. Margas y limolitas. Campaniense-Maastrichtiense
- 5.2.1.2. Calizas y dolomías. Daniense-Thanetiense
- 5.2.1.3. Margas de base. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas.Thanetiense-Cuisiense
- 5.2.1.4. Brechas calcáreas, margas con bloques y calcarenitas. Cuisiense.
- 5.2.1.5. Formaciones superficiales. Cuaternario

5.2.2. Unidades acuíferas

- 5.2.2.1. Calizas y dolomias del Paleoceno-Eoceno inferior.
- 5.2.2.2. Megaturbiditas
- 5.2.2.3. Formaciones permeables del Cuaternario

5.3. Geotécnia

- 5.3.1. Introducción
- 5.3.2. Metodología
- 5.3.3. Zonación geotécnica

- 5.3.3.1. Criterios de división
- 5.3.3.2. División en áreas y zonas geotécnicas

5.3.4. Características geotécnicas

- 5.3.4.1. Introducción
- 5.3.4.2. Características geotécnicas y constructivas de los diferentes materiales

6. BIBLIOGRAFIA

0. INTRODUCCION

La Hoja 1:25.000 de Irati (117-I) 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, con la Sierra de Abodi, que divide la Hoja en dos sectores, en donde se localizan las cotas más elevadas, como el Alto de Abodi, situado en el sector oriental de esta Sierra, con 1532 m de altura y el Alto de Irati, con 1494 m, localizado en el sector occidental de dicha cordillera. Hacia el Norte, la topografía desciende rápidamente hasta llegar a los cursos fluviales de los ríos Irati y Urtxuria, continuando hacia el Norte, por la margen derecha de estos ríos, hasta alcanzar de nuevo alturas del orden de 1200 m en la frontera francesa. Hacia el Sur de la Sierra de Abodi, el relieve baja bruscamente mediante una cornisa calcárea que da lugar a una escarpada barrera topográfica, descendiendo mediante varios barrancos hacia el río Zatoia, que forma parte del valle de Salazar.

El Norte de esta Hoja se encuentra surcada por los ríos Urtxuria e Irati, que constituye el curso principal de agua que surca esta Hoja y que se encuentra retenida en el Embalse de Irabia. El sector meridional está surcado por numerosos regatos, que forman parte de la red fluvial del río Zatoia, que desemboca en el curso alto del río Salazar, en las proximidades de Ochagavía.

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, comprendidos 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).

1. ESTRATIGRAFIA

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

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

1.1 MESOZOICO

1.1.1. CRETÁCICO SUPERIOR

1.1.1.1. MARGAS Y LIMOLITAS (NIVEL 2). CAMPANIENSE-MAASTRICHTIENSE

Esta unidad aflora en la mitad norte de la Hoja. El principal afloramiento está constituido por una banda continua de 1 a 2 km de anchura que se extiende en dirección ESE- ONO a lo largo del extremo septentrional del cuadrante. Algo más al Sur, aparece en el eje de los anticlinales volcados de los ríos Irati y Urtxuria y de forma más aislada en los núcleos anticlinales de GañiburuTxikia y Guibelea. Finalmente y de manera muy aislada se puede reconocer (sectores de Tapla y Arburu) en afloramientos adosados al labio septentrional de la falla de la vertiente meridional de la Sierra de Abodi.

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

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

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

El contenido faunístico es muy abundante. Entre la microfauna que incluye se han determinado: *Globo truncana stuarti*, *G. rosseta*, *G. contussa*, *Racemigumbellina fructicosa*, *Bolivina incrassata*, *Pseudovalvulineria* sp., *Stesionina* sp., *Dorothia* cf. *bulleta*, *Lenticulina* sp., *Heterohelix* sp y espículas. En la zona se ha citado también la presencia de *Globo truncana 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 enmarcan en un contexto de "shoreface-offshore" en régimen transgresivo. El tramo superior margoso, suele organizarse en ciclos de carbonatación de orden decamétrico, con secuencias integradas por margas limolíticas micáceas en la base, a veces con tableado granulométrico y margas más calcáreas a techo de aspecto más masivo y nodulización incipiente; los niveles de calcarenitas pertenecen a un contexto de "offshore" prodeltaico con desarrollo ocasional de capas de tormenta (calcarenitas margosas), muy afectadas por bioturbación. Entre el tramo inferior y superior, TEIXELL, (1992), indica la presencia de un límite que separa dos secuencias de distinta importancia.

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

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

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

1.1.1.2. ANÁLISIS SECUENCIAL DEL CRETÁCICO SUPERIOR

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

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

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

1.2. Terciario

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

Se diferencia una parte inferior constituida por depósitos carbonatados del Paleoceno, con unos 100-150 m de potencia en facies de plataforma a margen plataforma y talud. A techo se desarrolla una serie margocalcárea del paleoceno terminal que culmina con un tramo esencialmente margoso atribuido al llerdiense, de potencia

moderada, (25-50 m) en facies de prodelta-talud, equivalente a la Fm. Millaris. La mayor parte del Paleógeno está representada por las turbiditas terrígenas del Grupo de Hecho, desarrolladas desde el 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 surpirenaico. En la Hoja de Ochagavía, (117) se han caracterizado cinco de las megacapas carbonáticas, (MT3 a MT7), si bien en el presente cuadrante se reconoce únicamente la más baja, (MT3) que constituye el techo de la sucesión estratigráfica presente.

1.2.1. PALEOCENO-EOCENO BASAL

La serie paleocena está constituida principalmente por calizas y margocalizas y experimenta una tendencia mantenida a la profundización en el medio de depósito y una apertura evidente de la cuenca hacia el Norte. De este modo se desarrollan términos correspondientes a plataformas carbonatadas someras en la base del conjunto paleoceno, más potentes y prolongadas en el tiempo en los sectores meridionales, (vertiente sur de la Sierra de Abodi). En vertical y hacia el Norte pasan a facies calcáreo-margosas tableadas con intercalaciones de depósitos desorganizados indicando medios de margen de plataforma y talud. La parte más superior de la serie del Paleoceno-Eoceno basal está caracterizada por el desarrollo de series rítmicas margocalcáreas, de potencia y distribución variable, en facies pelágicas y turbidíticas calcáreas.

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

En el conjunto de cuadrantes que integran la Hoja de Ochagavía, la serie del Paleoceno-Eoceno basal está integrada las siguientes unidades cartográficas: **U.C. 4:** Tramo basal de calizas brechas y conglomerados calcáreos, que sólo aflora en los sectores más septentrionales del cuadrante de Orhi (117-II), **U.C. 5:** Tramo dolomítico inferior atribuido al Dano-Montiense, **U.C.6:** Calizas bioclásticas y calizas micríticas tableadas y masivas con bioconstrucciones aisladas de algas y corales, intervalo que se ha asimilado al Dano-Montiense a Thanethiense basal y **U.C. 8 y 9:** Serie calcáreo-margosa que corresponde al Thanetiense terminal-Ilerdiense.

1.2.1.1. CALIZAS Y DOLOMÍAS MASIVAS (NIVEL 5). DANIENSE-MONTIENSE

Esta unidad constituye los resaltes calcáreos que se observan en la vertiente meridional de la Sierra de Abodi en contacto con las margas del Maastrichtiense sobre las que se dispone en discordancia regional. Sus mejores afloramientos se localizan en la carretera que sube al puerto de Abodi, en una pequeña cantera situada en la curva de la carretera.

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

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

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

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

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

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

estructuras tractivas destacables.

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

1.2.1.2. CALIZAS GRISES TABLEADAS (NIVEL 6). DANIENSE-THANETIENSE

Esta unidad descansa concordantemente sobre el tramo calco-dolomítico descrito anteriormente del que constituye en parte un equivalente lateral

Sus aforamientos se distribuyen por las partes septentrional y central de la Hoja y en general se adaptan a los flancos de las grandes estructuras anticlinales.

La potencia de esta unidad oscila entre 50 y 150 m, dependiendo en parte del espesor de las unidades cartográficas adyacentes.

En el conjunto de cuadrantes de la Hoja a escala 1:50.000 de Ochagavía (117) se distinguen claramente dos dominios deposicionales para esta unidad cartográfica: El Dominio meridional presenta un claro predominio de facies de plataforma carbonatada somera si bien a techo se reconocen términos de calizas tableadas algo más margosas propias de ambientes sedimentarios más distales. El Dominio septentrional se caracteriza por el desarrollo de calizas tableadas progresivamente más margosas y con más intercalaciones pelíticas hacia el Norte que intercalan niveles carbonatados desorganizados e incluyen abundantes foraminíferos plantónicos, indicando medios de margen de plataforma-talud a fondos pelágicos.

En el presente cuadrante los términos del Dominio meridional se reconocen en la vertiente sur de la Sierra de Abodi formando una serie de unos 75-90 m.

La parte inferior de la unidad está representada en este sector por calizas micríticas parcialmente recristalizadas que presentan un aspecto masivo a tableado. Contienen abundantes restos de algas calcáreas rodofíceas y miliólidos. En los estudios microplaeontológicos se han determinado además: *Planorbulina antiqua*, *Rotalia* cf. *trochidioformis*, *Quinquelina* sp., *Lithothamnium* sp., *Ataxophragmiidae*, Solenoporáceas, políperos, briozoarios y gasterópodos. Los términos más masivos

pueden incluir mounds de algas, briozoarios y corales que pueden alcanzar los 5-10 m de espesor. Los intervalos tableados están formados por capas cuyas potencias varían entre 10 y 40 cm, con base neta, estratificación ondulada o cruzada de bajo ángulo. Normalmente aparecen amalgamadas, aunque ocasionalmente se encuentran separadas por niveles de margas calcáreas. Texturalmente predominan los términos de wackestones y packstones con fósiles como principales componentes aloquímicos, que constituyen por término medio el 20-40 % de la roca, correspondiendo el 60-80 % restante a micrita, con una recristalización media del 20 %, mientras que los granos de cuarzo aparecen por tramos en proporciones inferiores al 5%. Los términos más masivos caracterizan las facies de plataforma más somera en la unidad distinguiéndose bioconstrucciones, facies de baja energía y secuencias de barras litorales que se reconocen en afloramiento como niveles de calizas bioclásticas con estratificación cruzada a gran escala. Los depósitos tableados se enmarcan en un contexto de plataforma carbonatada más abierta y se interpretan como complejos de capas de tormenta. En algunos casos están asociados a cicatrices erosivas muy laxas, organizándose en secuencias estrato decrecientes propias de rellenos de canales de offshore.

La parte superior está constituida por calizas tableadas más o menos limosas en capas tabulares amalgamadas de potencia centimétricas y decimétrica y presentan rasgos estratigráficos más afines a las calizas desarrolladas en el Dominio septentrional. Contienen abundantes foraminíferos plantónicos entre los que se han determinado: *Globorotalia* cf. *angulata*, *Globigerina* sp., *Lenticulina* sp., *Chilogumbellina* sp., y *Rotalia* sp. Texturalmente corresponden a wackestones y wackestones-packstones a veces arcillosos que contienen fósiles, (20-45%), como principales aloquímicos, cuarzo, (0-10%) y micrita, (5-75%) con recristalización incipiente. Las capas presentan morfologías tabulares, base neta, gradación textural incipiente, y laminación ondulada a techo. Sedimentológicamente caracterizan complejos de capas de tormenta distales en plataforma abierta-margen de plataforma.

El resto de afloramientos de la Unidad 6 en la Hoja de Irati corresponde al Dominio septentrional si bien hay que hacer notar que se registran algunas variaciones entre ellos motivadas por la apertura generalizada de la cuenca hacia el N y NE.

La potencia de la Unidad en este Dominio se cifra en unos 75-100 m y litológicamente está representada por calizas micríticas tableadas, de aspecto sucio, que intercalan delgados niveles de margas más abundantes cuanto más al Norte. Los depósitos desorganizados son bastante frecuentes en los sectores más septentrionales y constituyen intervalos decimétricos a métricos de calizas brechoides con matriz margocálcarea movilizados mediante mecanismos de debris flow. Las capas de calizas presentan morfologías tabulares a subtabulares por nodulización y potencias de orden

centimétrico y decimétrico, (5 a 50 cm).. Petrográficamente corresponden a biomicritas y biogravelmicritas ligeramente arcillosas, presentan texturas de tipo mudstone-wackestone y en menor medida de wackestone-packstone, y su composición cuantitativa de los distintos elementos ofrece los siguientes registros: Cuarzo 0-20%, otros granos detríticos (feldespatos y fragmentos de rocas) 0-5%, fósiles 10-40%, otros aloquímicos (pellets e intraclastos principalmente) 0-10%, micrita 20-75% raramente recristalizada y arcillas 0-15%. Los estudios micropaleontológicos han puesto de manifiesto la abundancia de foraminíferos planctónicos determinándose la presencia de: *Globorotalia* cf. *angulata*, *G.* cf. *velascoensis*, *G.* cf. *compressa*, *G. quadrata*, *G. aff. uncinata*, *G. cf. pseudobulloides*, *Globigerina* aff. *Velascoensis*, *G. cf. triloculinoides*, *G. sp.*, *Globigerinoides* cf. *daubjergensis*, *Glomospira* sp., *Chillogumbellina* sp., *Rotalia* cf. *trochidioformis*, *R. sp.*, *Trochammina* sp., *Marginulina* sp., *Lenticulina* sp., *Cibicides* cf. *subspiratus limbatus*, *C. sp.*, *Dorothia* sp., *Tritaxilina* sp., *Polinomorfinidos*, *Ataxophragmiidae*, *Dentalina* sp., y espículas. Las estructuras sedimentarias son escasas y consisten en laminación paralela ocasional, pequeñas estructuras de deformación por carga y ondulaciones tractivas. Sedimentológicamente el conjunto de materiales de la Unidad 6 en el Dominio septentrional se sitúa en un ambiente de margen de plataforma-talud a cuenca pelágica.

Las determinaciones micropaleontológicas anteriormente indicadas junto con las realizadas por ROBADOR, (1990) en términos equivalentes desarrollados al SO de la Hoja, fuera de la misma, en contextos más someros del sistema de plataforma carbonatada, entre las que destaca la presencia de: *Microcodium*, *Globorotalia* c.f. *velascoensis*, *G. cf. angulata*, *Orbitoclypeus seunesi*, *Operculina heberti*, *Miniacina multiformis*, *M. multicamerata*, *Alveolina primaeva* y *F. Aluensis* facilitan su atribución al Dano-Montiense a Thanetiense inferior.

1.2.1.3. ALTERNANCIA DE CALIZAS Y MARGAS (NIVEL 8).THANETIENSE-CUISIENSE

Este nivel adquiere un gran desarrollo en el sector septentrional de la Sierra de Abodi, prolongándose hacia el este a la vecina Hoja de Garralda (116-II). Los mejores afloramientos de este conjunto, se localizan en la carretera que se dirige desde Ochagavía a la ermita de la Virgen de las Nieves, y en la pista que de la carretera antes citada, sube hasta el puerto de Larrau.

La unidad puede superar el centenar de metros de espesor acufiándose rápidamente hacia el sur y el oeste, en donde llega a desaparecer.

La base de la unidad constituye un límite secuencial destacable correspondiendo a un

contacto muy neto y ocasionalmente erosivo.

Litológicamente consiste en una alternancia rítmica entre margas y calizas limosas o limolitas calcáreas. Las capas de calizas o limolitas muestran morfologías tabulares, poseen potencias de orden centimétrico a decimétrico y presentan gradación positiva incipiente, base neta y ripples (de corriente y de oscilación) a techo. Localmente se aprecian algunos horizontes de potencia decimétrica-métrica afectados por procesos de desestabilización gravitacional correspondientes a niveles de slumping, mud flow y debris flow.

Las capas de calizas y limolitas calcáreas corresponden petrográficamente a biomicritas finas arcillosas y los análisis realizados ofrecen los siguientes resultados: 0-10% de cuarzo, trazas (<1%) de fragmentos de roca y granos de feldespato, 5-20% de fósiles, 60-90% de micrita, con un grado de recristalización inferior al 10% y 5-10% de arcilla. El contenido en carbonato se estima en un 80%.

El conjunto contiene una completa asociación de foraminíferos plantónicos que datan el Thanetiense habiéndose determinado: *Globorotalia angulata*, *G. Velascoensis*, *G. withej*, *G. elongata*, *G. aequa*, *Globigerina* cf. *triloculinoides*, *G. cf. triangularis*, *G. cf. linaperta*, *G. triangularis*, *G. primitiva*, *G. sp.*, *Cibicides* cf. *subspiratus limbatus*, *Dorothia* sp., *Chilogumbellina* sp., *Marginulina* sp., *Rotalia* sp. y *Lenticulina* sp.

Otros estudios micropaleontológicos han puesto de manifiesto la presencia de *Globorotalia* cf. *gyrardana*, *Globigerina* cf. *triloculinoides* y *Globorotalia* cf. *pseudobulloides*, confirmando la edad de Thanetiense.

El tipo de facies distinguidas y la profusión de formas plantónicas en el depósito indican un ambiente de cuenca pelágica. El carácter rítmico de la unidad le ha valido la denominación de Complejo de Turbiditas Calcáreas del Paleoceno (ROBADOR, 1990) o Flysch Calcáreo Paleoceno.

1.2.1.4.MARGAS (NIVEL 9). THANETIENSE - CUISIENSE

Los afloramientos de este nivel registran una gran continuidad en la sierra de Abodi, a techo de la unidad carbonatada descrita anteriormente. Los mejores cortes se encuentran en la carretera que se dirige de Ochagavía a la ermita de la Virgen de las Nieves.

La potencia máxima es inferior al centenar de metros, y se adelgaza de forma ostensible hacia el oeste y hacia el norte, posiblemente erosionado por el conjunto turbidítico del Cuisiense. Hay que hacer notar que se ha observado algún tramo con esta litología intercalado entre las calizas margosas del nivel cartográfico 8.

Litológicamente se trata de un intervalo en el que dominan los términos margosos con aspecto homogéneo si bien se observan algunos tramos en los que alternan margas y calizas margosas o limolitas calcáreas. En algunos intervalos se desarrollan términos desorganizados consistentes en depósitos de mud flow y debris flow.

Litoestratigráficamente la unidad presenta unas buenas posibilidades de correlación con la Fm. Millaris, típica del Ilerdiense y descrita como un conjunto pelítico desarrollado en ambientes de prodelta-talud que incluye de forma aislada depósitos olistostrómicos carbonatados. La semejanza litológica y cronoestratigráfica justifica la equivalencia propuesta si bien hay que hacer notar el carácter más pelágico de la unidad en la zona de estudio.

Desde el punto de vista bioestratigráfico hay que indicar la abundancia de foraminíferos planctónicos: *Globorotalia aequa*, *G. aff. velascoensis*, *G. aff. Rex*, *G. sp.*, *Globigerina sp.*, *Chilogumbellina sp.*, y *Marginulina sp.* Esta asociación permite argumentar una edad de Ilerdiense.

En otros el trabajo bioestratigráfico realizado por ROBADOR, (1990) sobre la Fm. Millaris se ha datado el Thanetiense-Ilerdiense mediante la siguiente fauna: *Morozovella velascoensis*, *Alveolina cucumiformis*, *A. ellipsoidalis*.

Los estudios de nannofósiles han determinado la presencia de *Cyclocolithus formosus* KAMPTNER, *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE y RIEDEL), *Coccolithus pelagicus* (WALUCH), *Reticulofenestra sp.*, *Sphenolithus radians* DEFLANDRE, *Discoaster multiradiatus* (BRAMLETTE y RIEDEL). Esta asociación caracteriza la zona NP-10, del Ilerdiense,.

1.2.1.5. ANÁLISIS SECUENCIAL DEL PALEOCENO - EOCENO BASAL

El conjunto estratigráfico del Paleoceno e Ilerdiense constituye un sistema deposicional carbonatado formado por depósitos de plataforma y cuenca pelágica correspondientes litológicamente a calizas y margas. Presenta en la zona una marcada

tendencia a la profundización en el medio de depósito y una clara la apertura de la cuenca hacia el N y NNE.

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

Desde el punto de vista cicloestratigráfico el conjunto puede dividirse en dos secuencias principales, mediando entre ambas una importante discontinuidad sedimentaria: La secuencia inferior está integrada por las unidades cartográficas 4 a 7 y la superior por las unidades 8 y 9.

La secuencia inferior desarrolla en los sectores meridionales facies carbonatadas de plataforma somera (niveles 5 y 6) que hacia el N pasan a contexto de margen de plataforma y talud (niveles 5 y 6). El régimen profundizante de la serie paleocena se evidencia por la presencia, en los sectores meridionales, de facies de margen de plataforma desarrolladas a techo de la unidad 6 sobre los términos de plataforma somera.

La secuencia superior registra una sedimentación de talud y cuenca pelágica más expansiva, de modo que alcanza, en este medio de depósito, los sectores más meridionales. A techo se denota el tránsito a la sedimentación turbidítica terrígena del Gr. Hecho con la presencia de la unidad 9, esencialmente pelítica.

1.2.2. EOCENO

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

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

El Grupo de Hecho se ajusta perfectamente al modelo de surco turbidítico desarrollado en una cuenca de antepaís, flanqueada en sus márgenes por plataformas

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

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

Recopilando todos los trabajos específicos existentes se puede llegar a contabilizar un total de 12 megaturbiditas carbonatadas intercaladas en el Grupo de Hecho. No obstante, la numeración más empleada es la propuesta por LABAUME et al (1983) que considera un total de 9 megaturbiditas (MT1 a MT9). Es destacable la revisión realizada por TEIXELL (1992), que realiza hábiles modificaciones sobre la numeración anterior, proponiendo una nueva clasificación integrada por ocho megacapas (MC1 a MC8) en la que existe una equivalencia numerada directa con las MT2 a MT8 de LABAUME et al (1983).

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

Durante el desarrollo de la cartografía geológica a escala 1:25.000 de la Hoja a escala 1:50.000 de Ochagavía (117) se han diferenciado 5 megaturbiditas, correlacionables, en principio, con las MT3 a MT7 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 ha seleccionado la MT4, puesto que constituye el nivel-guía de mayor continuidad cartográfica, separando los conjuntos de turbiditas terrígenas correspondientes a las unidades cartográficas 10 y 19.

1.2.2.1. ALTERNANCIA DE ARENISCAS, CALCARENITAS Y ARCILLAS (NIVEL 10). ILERDIENSE-CUISIENSE

Constituye la gran masa de materiales sedimentados entre los últimos niveles de calizas margosas (niveles 8 y 9) y la megaturbidita 4, no aflorante en este cuadrante, aunque se encuentra bien representada en las vecinas hojas a escala 1:25.000 de Ochagavía e Isaba.

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

La unidad adquiere en esta Hoja un gran desarrollo superando ampliamente los 500 m potencia. Hacia el sur se reducen los espesores llegando a desaparecer en la vecina Hoja de Oroz-Betelu.

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

Las capas de areniscas muestran toda la gama de estructuras típicas del régimen turbidítico: Morfología tabular de las capas, base neta, huellas tractivas de base

(flute cast, grove cast, bounce cast, etc.) a veces deformadas por carga, ganoclasificación positiva, laminación paralela, y ripples a techo, con frecuencia de tipo climbing. Ocasionalmente se aprecia laminación convolute, lag discontinuo de cantos blandos, de fragmentos bioclásticos o de rocas e icnofauna a techo de las capas.

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

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

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

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

Desde el punto de vista sedimentológico hay que hacer notar el marcado predominio de facies de lóbulo, de franja de lóbulo y de basin plain. En conjunto se aprecia una dilución progresiva del depósito en vertical de modo que en la parte superior predominan las capas turbidíticas finas y aumenta considerablemente la proporción en pelitas.

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

tres marcadores: *Globorotalia* aff. *Rex*, *G.* aff. *aragonensis* y *Globigerina* aff. *linaperta*, permite la atribución de la presente unidad al Cuisiense inferior.

1.2.2.2.CALCARENITAS (NIVEL 15). CUISIENSE

Este nivel aflora en el sector sur-occidental de la Hoja, en continuidad cartográfica con las vecinas Hojas de Ochagavia (117-III) y Garralda (116-II)

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

Registra grandes variaciones de espesor, la potencia máxima es de unos 50 m y se adelgaza lateralmente hasta potencias de orden métrico no cartografiables a la escala de trabajo.

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

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

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

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

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

La procedencia de esta megacapa es muy cuestionada; según el criterio de diversos autores proviene del margen septentrional de la cuenca, mientras que TEIXELL (1992) defiende una procedencia meridional y PAYROS et al (1994) sugiere un origen suroccidental opinión que hace extensible al resto de las megacapas en Navarra.

1.2.2.3. ANÁLISIS SECUENCIAL DEL EOCENO

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

Los principales niveles de megaturbiditas carbonáticas se han empleado como referencia basal de los ciclos. Esta circunstancia implica isocronía entre los impulsos de reactivación de los sistemas de turbiditas terrígenas originados a partir de la removilización de los frentes deltaicos orientales, y el colapso episódico de las plataformas 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.

De acuerdo con lo expuesto el flysch eoceno en Navarra puede dividirse en términos generales en cinco ciclos limitados por las principales megaturbiditas: MT4, MT5, MT6 y MT7.

En la hoja de Irati se encuentra desarrollado únicamente el ciclo más inferior (infrayacente a la MT4) que se atribuye al llerdiense terminal-Cuisiense y solo se ha diferenciado la calcarenita de la MT 3. Debido a su posición más septentrional posee una potencia considerable, superior a la media en la cuenca eocena surpirenaica. En conjunto presenta sucesión que se ajusta bastante al modelo evolutivo propuesto. Se registra un marcado predominio de facies densas y desorganizadas en la base mientras que hacia techo aumenta la proporción en turbiditas diluidas y facies hemipelágicas.

1.3. CUATERNARIO.

El Cuaternario de la Hoja de Irati está representado en su mayoría por los depósitos fluviales de fondo de valle y conos de deyección. Depósitos de ladera y periglacial: coluviones, canchales y campos de bloques, principalmente. Arcillas de descalcificación completan el espectro de depósitos recientes.

1.3.1. GLACIS DE PIEDEMONTE (NIVEL 26).

Por debajo de la superficie de la Sierra de Abodi, justo al pie del escarpe estructural, se desarrolla un importante sistema de Glacis con depósito o Glacis de Piedemonte. Se trata de formas lobuladas y digitadas que muestran ya una clara inclinación hacia los cursos de agua principales (cuenca del río Zatoia). En cabecera pueden ofrecer un cierto enraizamiento con los canchales o pedreras que se acumulan al pie del talud, para continuar aguas abajo, fuertemente incididos por la red secundaria de arroyos existentes. Su perfil longitudinal es suave (menos del 4% de pendiente) y el perfil transversal es suavemente convexo.

Las características del depósito, con el que se vinculan estas formas, pueden ser resumidas por una serie de limos, arenas finas y arcillas, con hiladas ocasionales de cantos y gravas de naturaleza calcárea. Los tamaños oscilan entre 5-12 cm y el desgaste es escaso, una mayor concentración de cantos puede aparecer hacia las zonas apicales de estos glacis. Así mismo, puede reconocerse frecuentemente un importante desarrollo de suelos, en el techo de estas formas. Se trata de suelos arcillo-arenosos, de color pardo-rojizo y ocasionalmente tinciones verdosas, que recuerdan suelos hidromorfos o “gley” con problemas de infiltración y drenaje. Por las características morfológicas y deposicionales de estos depósitos podría tratarse de una formación “tipo raña”. El espesor es difícil de evaluar y, probablemente, no superen los 2 m. La edad asignada a estos depósitos es Plio-Pleistocena.

1.3.2. TERRAZAS (NIVEL 28).

El desarrollo de depósitos de terraza fluvial es muy restringido en la Hoja, limitándose a los valles de los ríos Zatoia e Irati. 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.

1.3.3. ARCILLAS DE DESCALCIFICACIÓN (NIVEL 30).

Aparecen rellenando el fondo de dolinas, lenar y otras formas menores del karst que aparecen sobre la superficie de la Sierra de Abodi. 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.

1.3.4. FONDOS DE VALLE (NIVEL 31).

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. 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.

1.3.5. LLANURAS DE INUNDACIÓN (NIVEL 32).

La Llanura de Inundación de los ríos Zatoia e Irati 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.

1.3.6 CONOS DE DEYECCIÓN (NIVEL 33).

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 y son muy escasos en el ámbito de esta Hoja. 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.

1.3.7. COLUVIONES, CANCHALES, CAMPOS DE BLOQUES Y CORREDORES ROCOSOS (NIVEL 34).

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.

Existen otra serie de depósitos de gravedad que se conocen con el nombre de canchales y que se desarrollan debajo de las grandes cornisas calcáreas. En la vertiente sur de la Sierra de Abodi, destaca una franja continua de este tipo de depósito que, de forma prácticamente ininterrumpida, se extiende en dirección E-O, formando un “pie de talud”. Consisten en una acumulación de cantos y bloques angulosos donde la fracturación de las calizas favorece la caída libre de estos fragmentos que se sitúan al pie del escarpe después de haber sufrido un escaso transporte. La ausencia de material fino los diferencia de los coluviones. Dentro de estos últimos no se descarta la posibilidad de que se trate de “derrubios ordenados” al tratarse de una zona de montaña, con deshielos repetidos.

Finalmente, 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 todos estos depósitos descritos es Holocena.

1.3.8. DESLIZAMIENTOS (NIVEL 35).

Los deslizamientos en esta Hoja son relativamente poco frecuentes y de escasa entidad, sin embargo, destaca alguno de ellos, como el que se localiza al norte del pequeño embalse de Koxta, en el río Urtxurria, donde se reconoce el lóbulo de masa desprendida y una cicatriz semicircular de despegue. Otro lugar favorable para la localización de este tipo de depósitos es al pie de los canchales de la Sierra de Abodi. La edad asignada a estos procesos-formas es Holocena.

2. TECTONICA

2.1. 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 esta 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

2.2. DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

Desde el punto de vista estructural, en esta Hoja se ha cartografiado una fractura normal, con gran importancia morfoestructural, que da lugar al escarpe de la Sierra de Abodi. Este elemento estructural, divide la Hoja en dos dominios; el meridional, situado al sur de la falla de la Sierra de Abodi, constituido fundamentalmente por turbiditas terrígenas y en donde no existen materiales competentes que condicionen las estructuras de plegamiento y el dominio septentrional, en donde los afloramientos de materiales calcareos del Paleoceno y Eoceno inferior, determinan el estilo de plegamiento

2.2.1. PLIEGUES

En esta Hoja, las direcciones estructurales dominantes se orientan en dirección NO-SE, aunque se pueden observar diversas variaciones sobre esta dirección dominante, debidas a la intensa vergencia hacia el sur, que afecta a estas estructuras

En el sector meridional, la generalidad de los depósitos aflorantes están constituidos por los materiales turbidíticos terrígenos del Cuisiense, en los que 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", y asociados a ellos, se observan una serie de estructuras menores características, tales como fallas de flanco, colapso de charnelas.

En el dominio septentrional, se observan varias estructuras de gran entidad que atraviesan la Hoja. Hay que destacar el anticlinal de Balsazarras, que se prolonga hacia el NO, por la vecina Hoja de Mendi-Zar y hacia el SE, en la Hoja de Orhi, pasando por el Puerto de Larrau. Esta estructura es muy amplia, con vergencia hacia el Sur dando lugar en algunas zonas a procesos de vuelco del anticlinal. La dirección es ONO-ESE, estando constituido el núcleo por materiales del Cretácico superior. En esta estructura, se aprecian interferencias estructurales, que dan lugar a la formación de pliegues menores con direcciones más norteadas. Hacia el Sur, se puede observar un conjunto de estructuras, con una dirección paralela a la anterior,

desarrollados sobre los materiales calcáreos del Ilerdiense y turbidíticos del Cuisiense. Entre estas estructuras, hay que destacar los anticlinales del Irati, que presenta una intensa vergencia hacia el Sur y el anticlinal de Gañiburo, con vergencias más suaves. El núcleo de estas estructuras está ocupado por las margas cretácicas, mientras que los flancos están constituidos por las series calcáreas paleocenas y eocenas. En lo alto de la Sierra de Abodi, se ha observado un replano topográfico constituido por un sinclinal con dirección prácticamente subparalela, con vergencia sur, más acusada en el este y que se prolonga hacia la contigua Hoja de Garralda (116-II). El núcleo está constituido por sedimentos turbidíticos de Cuisiense, chocando contra la falla de Abodi.

2.2.2. FRACTURAS

En esta Hoja, no se ha detectado un sistema de fracturación dominante, aunque existen dos fracturas con entidad dentro de la Hoja.

La fractura que determina la Sierra de Abodi, es una falla de tipo normal, con dirección sub-paralela, que pone en contacto materiales margosos del Cretácico superior y calcáreos paleocenos, con depósitos terrígenos del Eoceno. Esta fractura, muestra una gran importancia morfoestructural, dando lugar al importante resalte de la Sierra de Abodi.

En el dominio septentrional, delimitado al Sur por el importante lineamiento descrito anteriormente, se han cartografiado varias fracturas, con distinto carácter y rango. En primer lugar hay que indicar la presencia de un cabalgamiento, localizado en el margen derecha del río Irati, perdiéndose en la presa de Irabia, prolongándose hacia la Hoja de Garralda (116-II) por el Oeste. Este cabalgamiento pone en contacto las margas del Cretácico superior, sobre las calizas y margas del Ilerdiense. El resto de las fracturas cartografiadas, presentan un carácter normal y ocasionalmente en dirección, dando lugar a pequeños desplazamientos.

2.2.3. 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.

3. GEOMORFOLOGÍA.

3.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA.

La Hoja 1:25.000 de Irati (117-I) se encuentra situada en el Pirineo Central, al noreste de la provincia de Navarra, constituyendo el extremo nororiental de esta Hoja la frontera entre España y Francia.

El relieve es, en general, muy escarpado destacando como relieve aislado más elevado, el Alto de Muxumuru de 1628 m, próximo a la frontera francesa. Sin embargo, las alturas más significativas se encuentran en la Sierra de Abodi, que divide la Hoja en dos sectores, en donde se localizan las cotas más elevadas, como el Alto de Abodi, situado en el sector oriental de esta Sierra, con 1532 m de altura y el Alto de Irati, con 1494 m, localizado en el sector occidental de dicha cordillera. Hacia el Norte, la topografía desciende rápidamente hasta llegar a los cursos fluviales de los ríos Irati y Urtxuria, continuando hacia el Norte, por la margen derecha de estos ríos, hasta alcanzar de nuevo alturas del orden de 1300 m en la frontera francesa. Hacia el Sur de la Sierra de Abodi, el relieve baja bruscamente mediante una cornisa calcárea que da lugar a una escarpada barrera topográfica, descendiendo mediante varios barrancos hacia el río Zatoia, que forma parte del valle de Salazar.

El Norte de esta Hoja se encuentra surcada por los ríos Urtxuria e Irati, que constituyen el curso principal de agua que atraviesa esta zona y que se encuentra embalsada en el Embalse de Irabia. Las cotas mínimas se sitúan ligeramente por debajo de los 800 m, precisamente aguas abajo de dicho embalse. El sector meridional está drenado por numerosos regatos, que forman parte de la red fluvial del río Zatoia, que desemboca en el curso alto del río Salazar, en las proximidades de Ochagavía.

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.

La Sierra de Abodi se extiende con una marcada dirección E-O, formando una clara divisoria de aguas entre las vertientes septentrional y meridional. Sobre dichas vertientes se desarrollan un importante sistema de glaciares, erosivos y con depósito que actúan de interfluvios secundarios colgados, respecto a la incisión actual. Morfológicamente estos glaciares constituyen un relieve de "transición" hacia los

valles de los ríos Irati y Zatoia situados respectivamente al norte y al sur de la Hoja, donde se desarrollarán otras formas de aplanamientos erosivos.

Los valores de pendiente son altos, en general, pudiéndose estimarse que más de un 60% de la Hoja superan el 30% de desnivel. Los valores más suaves se ubican en las divisorias de aguas y en los glaciares.

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 fácilmente microclimas que difieren de esas medias.

Los núcleos de población son inexistentes en la Hoja, exceptuando unas edificaciones en Irati al norte de la zona, así como algunos caseríos y “bordas”. La red de comunicaciones es muy reducida, destacando la carretera que, con dirección N-S atraviesa la Hoja, haciendo posible el acceso entre ambas vertientes septentrional y meridional. 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.

3.2. 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.

3.2.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL.

Desde un punto de vista morfoestructural, la Hoja de Irati 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 general, en la Sierra de Abodi, superando los 1500 m de altura.

La estructura general de la Hoja consiste en una serie de plegamientos, antiformas y lineaciones de dirección E-O, que se localizan en la Sierra de Abodi. 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 nororiental de la Hoja, destacando como relieves de "resistencia" y continuándose en la adyacente Hoja de Orhi.

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 E-O, a la que se adaptan los ríos principales ríos: Irati, Urtxuria y Zatoia, así como la N-S para los arroyos de menor entidad que drenan los sistemas de glacia septentrionales y meridionales.

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

3.2.2. 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.

3.2.2.1. FORMAS FLUVIALES.

En la Hoja de Irati, 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, dolomítica 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. Su carácter es subanguloso a subredondeado. La morfología de estos depósitos en planta es alargada y estrecha, con un trazado sinuoso.

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 escasos en general y de tamaño reducido, destacando los de los ríos Zatoia e Irati, principalmente. 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 Zatoia y en menor medida en el río Irati 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 de los ríos, 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 Irati ofrece una mayor variedad y espectacularidad que las de carácter sedimentario,

destacando una importante red de incisión encajada en las vertientes septentrional y meridional de la Sierra de Abodi. Son frecuentes la linealidad tanto en cauces como en laderas, las secciones transversales en "v" asociadas a fuertes rupturas del perfil longitudinal de los ríos 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%.

3.2.2.2. FORMAS DE LADERA.

Dentro de este grupo se han reconocido coluviones (canchales) 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.

Existen otra serie de depósitos de gravedad que se conocen con el nombre de canchales y que se desarrollan debajo de las grandes cornisas calcáreas. En la vertiente sur de la Sierra de Abodi, destaca una franja continua de este tipo de depósito que, de forma prácticamente ininterrumpida, se extiende en dirección E-O, formando un "pie de talud" por debajo de escarpe litológico-estructural de dicha Sierra.

Consisten en una acumulación de cantos y bloques angulosos donde la fracturación de las calizas favorece la caída libre de estos fragmentos que se sitúan al pie del escarpe después de haber sufrido un escaso transporte. La ausencia de material fino los diferencia de los coluviones. Dentro de estos últimos no se descarta la posibilidad de que se trate de "derrubios ordenados" al tratarse de una zona de montaña, con deshielos repetidos.

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 en épocas de lluvia.

En esta Hoja son relativamente poco frecuentes y de escasa entidad, sin embargo, en algunos de ellos, como el que se localiza al norte del pequeño

embalse de Koxta, en el río Urtzurria, se reconoce el lóbulo de masa desprendida y una cicatriz semicircular del despegue, con una funcionalidad relativamente reciente. Otro lugar favorable para la ocurrencia de este tipo de procesos es al pie de la cornisa calcárea de la Sierra de Abodi y próximos a la zona de cabecera de los sistemas de glaciares que allí se desarrollan. Las litologías alternantes de distinta competencia que afloran junto a los altos valores de pendiente favorecen estas formas. 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.

3.2.2.3. FORMAS KÁRSTICAS.

El proceso de disolución es quizá uno de los que producen resultados más espectaculares desde un punto de vista geomorfológico. El mayor complejo kárstico se desarrolla en la Sierra de Abodi, y más concretamente en su sector occidental, con una altitud media de 1400 m. Se trata de un macizo calcáreo de morfología asimétrica, presentando la ladera meridional una considerable mayor inclinación que la septentrional, mucho más suavizada.

En el desarrollo de los procesos kársticos existe una gran influencia la estructura, fracturación y diaclasado, puesto que la existencia de líneas de debilidad o de discontinuidad favorece la penetración del agua y la circulación de la misma dentro del macizo. Además, la presencia de una estación fría prolongada con precipitación sólida abundante, como es en el caso que nos ocupa, acelera el proceso de disolución debido a que las aguas de fusión son muy agresivas.

Otro rasgo característico de este macizo es su escasez de drenaje superficial, como corresponde a un área kárstica donde la circulación es preferentemente subterránea, pero donde abundan los manantiales y surgencias, sobre todo allí donde existe un descenso de los gradientes de presión, como en los taludes y escarpes naturales.

Las formas exokársticas más espectaculares son las dolinas, uvalas y el lapiaz o lenar. Respecto a las dos primeras, las dolinas y las uvalas, podemos decir que la superficie de este macizo se encuentra totalmente perforada por estas oquedades, de contorno y planta semicircular u ovoide, bordes dentados y en ocasiones, algunas aparecen abiertas, es decir, drenadas por un pequeño reguero emisario. Otras veces actúan de sumidero, infiltrando el agua de la escorrentía superficial, para reaparecen algo más tarde como fuentes o manantiales. Los mejores ejemplos se sitúan próximos al borde del escarpe de la cornisa calcárea. Son de

pequeño tamaño (decenas de metros) y su relleno de fondo no parece excesivamente potente, estando constituido por un material fino de disolución: limos y arcillas con fragmentos de roca desprendidos de los bordes. El tiempo que han actuado estos procesos para dar lugar al paisaje kárstico es difícil de precisar, aunque se supone que se inicia a finales del terciario o principios del Cuaternario, siendo funcionales en la actualidad.

Finalmente otra forma erosiva muy espectacular favorecida en áreas de montaña con unas fases de hielo-deshielo, muy contrastadas y repetidas es el lenar o lapiaz. Se trata de formas de corrosión, aserradas, favorecidas por el diaclasado, buzamiento de las capas, verticalidad de la ladera, etc., así como una retención prolongada de hielo en estas aristas y oquedades. Morfológicamente dan como resultado unas formas perforadas, a veces columnares o en pilares, alternando con depresiones donde hay una mayor concentración de suelo y vegetación.

3.2.2.4. FORMAS PERIGLACIARES.

El término periglacial (proglacial) fue definido para designar aquellas "áreas que bordeaban hielos continentales". Posteriormente, estos términos, junto con su correspondiente a depósitos (fluvioglacial), fueron generalizándose, extendiéndose a áreas de alta montaña donde la severidad climática y las oscilaciones de temperatura daban unos resultados de procesos y formas muy similares a los desarrollados en un medio Periglacial s.s.

La principal forma de erosión-depósito en esta Hoja son las acumulaciones de vertiente, cuyo origen se encuentra en la fragmentación de la roca por tensiones criohidrostáticas o "gelifracción", 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.

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.

Como formas de erosión, en esta Hoja de Irati se han diferenciado los nichos de nivación. Constituyen pequeños recuencos de acumulación de nieve,

situados a favor de cabeceras torrenciales preexistentes. En estos casos la masa de nieve acumulada no es excesiva, pero los deshielos generan importantes procesos de crioclastia que producen la rotura de la roca y acumulación en sus paredes y fondo. Se sitúan en la Sierra de Abodi, básicamente en el cuadrante suroriental de la zona.

3.2.2.5. Formas poligénicas.

Se definen como tales aquellas formas que requieren dos o más procesos para su formación. En la Hoja de Irati se han diferenciado una Superficie de Erosión y dos sistemas de Glacis de características diferentes. El primer Sistema de Glacis tiene un carácter deposicional y se desarrolla sobre la vertiente meridional de la Sierra de Abodi, constituye un Glacis de Piedemonte. El segundo Sistema ofrece un carácter de Glacis de erosión y se localiza en la vertiente septentrional de la misma Sierra.

La Superficie de Erosión Culminante define una de las unidades de relieve más importante de la Hoja de Irati. Se extiende como eje, de dirección E-O, atravesando la totalidad de la Hoja y elevándose como clara divisoria de aguas, al tiempo que define una superficie de arrasamiento, ligeramente desnivelada hacia el norte. Su articulación con la vertiente meridional es más brusca, definiéndose un fuerte escarpe de carácter estructural de más de 300 m de desnivel. Su altitud oscila entre 1300-1400 m, prolongándose en la contigua Hoja oriental de Orhi. Las desnivelaciones dentro de un mismo nivel de aplanamiento es un hecho frecuente, justificado por causas estructurales, como en el caso que nos ocupa.

De esta manera se reconocen igualmente otros afloramientos de esta Superficie al norte y sur de Hoja definiendo, respectivamente, las planicies y divisorias de los valles adyacentes de la Sierra de Abodi (ríos Irati y Zatoia) y no presentando una vergencia hacia ellos, lo que induce a considerar una génesis antigua (posiblemente Finiterciaria) para esta unidad, aunque con retoques posteriores de degradación.

Por debajo e imbricados en esta superficie se desarrolla un importante sistema de Glacis con depósito o Glacis de Piedemonte, que se instala al pie del escarpe estructural de la Sierra de Abodi. Se trata de formas lobuladas y digitadas que muestran ya una clara inclinación hacia los cursos de agua principales (río Zatoia). En cabecera pueden ofrecer un cierto enraizamiento con los canchales o pedreras que se acumulan al pie del talud, para continuar aguas abajo, fuertemente

incididos por la red secundaria de arroyos existentes. Su perfil longitudinal es suave (menos del 4% de pendiente) y el perfil transversal es suavemente convexo.

Las características del depósito, con el que se vinculan estas formas, pueden ser resumidas por una serie de limos, arenas finas y arcillas, con hiladas ocasionales de cantos y gravas de naturaleza calcárea. Los tamaños oscilan entre 5-12 cm y el desgaste es escaso, una mayor concentración de cantos puede aparecer hacia las zonas apicales de estos glaciares. Así mismo, puede reconocerse frecuentemente un importante desarrollo de suelos, en el techo de estas formas. Se trata de suelos arcillo-arenosos, de color pardo-rojizo y ocasionalmente tinciones verdosas, que recuerdan suelos hidromorfos o “gleys” con problemas de infiltración y drenaje.

El segundo sistema de Glaciares para esta Hoja de Irati se desarrolla en la vertiente septentrional, es decir, hacia el valle de los ríos Irati y Urtzurria y es un Glaciar de Erosión. Se trata de superficies suavemente inclinadas aunque aquí la inclinación es mayor que en los de Piedemonte, ya que, en realidad, se trata de arrasamientos sobre una ladera. Su perfil longitudinal y transversal es convexo, quedando colgados e inactivos respecto a la incisión actual de la red y ofreciendo una cobertura vegetal muy densa, lo que dificulta su acceso.

3.3. 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 Irati 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, de gravedad y periglacial, sin olvidar los productos residuales de karst y los de carácter poligénico.

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 arenarcillosa. El tamaño medio de los cantos está comprendido entre 5 y 15 cm observándose, en algunos puntos, tamaños algo superiores a 40 cm. Su carácter es subanguloso a subredondeado. 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 se asocian a los principales cursos de agua de la zona y 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.

Se ha diferenciado un único nivel de terrazza en esta Hoja, correspondiendo básicamente al curso de los ríos Zatoia e Irati. Su altura es de +5 -10 m respecto al cauce actual y se extiende de forma simétrica a modo de replanos es trechos y elongados. Las observaciones de campo permiten reconocer su depósito como un conjunto de gravas y cantos de naturaleza cuarcítica y calcárea mayoritariamente y tamaños comprendidos entre 8-12 cm con máximos de 40 cm. 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, muy escasos en esta Hoja, 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. La potencia es difícil de precisar y muy variable, desde algunos centímetros a 1 ó 2 metros, aproximadamente. Se les asigna una edad Holocena por interdentarse con los depósitos aluviales más recientes.

Las formaciones superficiales de ladera y las de tipo periglacial están representadas por coluviones, canchales, 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.

Existen, además, otra serie de depósitos de gravedad que se conocen con el nombre de canchales y que se desarrollan debajo de las grandes cornisas calcáreas. En la vertiente sur de la Sierra de Abodi, destacan una franja continua de este tipo de depósito que, de forma prácticamente ininterrumpida, se extiende en dirección E-O, formando un “pie de talud” por debajo de escarpe litológico-estructural de dicha Sierra. Consisten en una acumulación de cantos y bloques angulosos donde la fracturación de las calizas favorece la caída libre de estos fragmentos que se sitúan al pie del escarpe después de haber sufrido un escaso transporte. La ausencia de material fino los diferencia de los coluviones. Dentro de estos últimos no se descarta la posibilidad de que se trate de “derrubios ordenados” al tratarse de una zona de montaña, con deshielos repetidos.

Dentro de este grupo se han incluido también los denominados campos de bloques y corredores rocosos al tratarse igualmente de depósitos de gravedad asistidos por condicionantes climáticos. Se trata de bloques y cantos cuya estructura y grado de consolidación es mínimo, 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, cabeceras y fondos de torrentes, etc. 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 todos estos depósitos descritos es Holocena.

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 en épocas de lluvia. En esta Hoja son relativamente poco frecuentes y de escasa entidad. Su edad es Holocena.

Finalmente las arcillas de descalcificación, de origen kárstico, aparecen rellenando el fondo de dolinas, uvalas, poljes y las formas menores del karst. En general son rojas o pardo rojizas y poseen un cierto contenido de limo y arena, así

como algunos fragmentos de rocas carbonatadas que se desprenden, a veces de las paredes de las dolinas. La potencia de estos rellenos es muy difícil de determinar por la inaccesibilidad del relieve y por la dificultad de ver una dolina en sección con su relleno de fondo, pero se supone de gran variabilidad dependiendo de la intensidad del proceso y del tamaño de las formas. La edad que se asigna a estas formaciones es Plioceno-Actualidad, puesto que el proceso siguen funcionando.

Por último y entre las formaciones superficiales de carácter poligénico se encuentran los Glacis de Piedemonte de la vertiente meridional de la Sierra de Abodi. Se trata de formas radiales, lobuladas que muestran una clara vergencia hacia el valle del río Zatoia.

Las características del depósito, con el que se vinculan estas formas, pueden ser resumidas por una serie de limos, arenas finas y arcillas, con hiladas ocasionales de cantos y gravas de naturaleza calcárea. Los tamaños oscilan entre 5-12 cm y el desgaste es escaso, una mayor concentración de cantos puede aparecer hacia las zonas apicales de estos glacis. Así mismo, puede reconocerse frecuentemente un importante desarrollo de suelos, en el techo de estas formas. Se trata de suelos arcillo-arenosos, de color pardo-rojizo y ocasionalmente tinciones verdosas, que recuerdan suelos hidromorfos o "gley" con problemas de infiltración y drenaje.

El espesor es difícil de evaluar en estas unidades, dado el carácter espasmódico con el que han podido funcionar durante su formación, pero probablemente no superen los 2 m. La edad asignada estos depósitos es Plio-Pleistocena.

3.4. 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 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 el caso de la Hoja de Irati se ha cartografiado un Glacis con depósito, que por sus características morfológicas (de piedemonte) y deposicionales representaría un importante momento de remodelación del relieve, asociable dinámicamente a las formaciones "tipo Raña" descritas en otros lugares de la Península.

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-glacial, con la consiguiente remodelación en valles, cabeceras torrenciales, canchales, etc, y otras formas de modelado que se han conservado hasta la actualidad.

3.5. PROCESOS ACTUALES.

En la Hoja de Irati 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. 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: Zatoia, Irati, etc... siguiendo las tendencias E-O 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 N-S, 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 Sierra de Abodi, 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.

Finalmente, los movimientos de ladera, junto con la intensa actividad periglacial que actualmente tiene lugar, son quizás los procesos más activos en esta zona, representados por las caídas de bloques, coluviones, canchales, campos de bloques, corredores rocosos y deslizamientos. 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.

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.

4.

HISTORIA GEOLÓGICA

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

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

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

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

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

El Paleoceno se dispone discordante sobre estos materiales y según ROBADOR (1990) se pueden observar cuatro secuencias deposicionales limitadas por rupturas sedimentarias continuas. Estas secuencias determinan ambientes de plataforma con el desarrollo de barras litorales y bioconstrucciones de corales y algas que representan términos de mayor somerización, determinando una cuenca posiblemente abierta hacia el noreste, con desarrollo de plataformas carbonatadas someras que hacia el norte pasan a facies de plataforma abierta, margen de plataforma y talud. Asimismo se produce un retroceso progresivo de las plataformas carbonatadas hacia el sur como

consecuencia del levantamiento de la Zona Axial pirenaica y la creación de una cuenca de antepaís migrante en esa dirección para el conjunto paleoceno.

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

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

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

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

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

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

El Luteciense esta constituido por una serie integrada por los sedimentos depositados a partir de la base de la MT 6. Muestra fuertes superficies de erosión; y en su conjunto representa un espacio de turbiditas diluidas. Continúa la sedimentación a techo de la MT7 con depósitos turbidíticos diluidos; Durante este período debieron iniciarse las primeras deformaciones que afectaron a los materiales del sector noreste en consonancia con la fase de Monte Perdido o de Campanue.

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

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

5.

GEOLOGIA ECONÓMICA

5.1. RECURSOS MINERALES

En el perímetro de esta Hoja, se han inventariado dos explotaciones de caliza abandonada.

Una de ellas, se localiza en las proximidades de la presa de Irabia, explotaba las calizas tableadas del Paleoceno y se ha empleado en la construcción del embalse. Actualmente se encuentra abandonada.

La otra cantera, de menor entidad, se localiza en la subida del puerto de Abodi y explotaba igualmente, las calizas del Paleoceno.

Además se han observado pequeñas explotaciones que aprovechan las zonas naturales de acumulación de cantos, bloques, arenas y arcillas, cuyo uso, estrictamente local, está encaminado hacia la conservación de caminos y obras próximas

5.2. HIDROGEOLOGÍA

Hidrológicamente, la Hoja de Irati, 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..

El Norte de esta Hoja se encuentra surcada por los ríos Urtxuria e Irati, que constituye el curso principal de agua que surca esta Hoja y que se encuentra embalsada en el Embalse de Irabia. El sector meridional esta surcado por numerosos regatos, que forman parte de la red fluvial del río Zatoia, que desemboca en el curso alto del río Salazar, en las proximidades de Ochagavía.

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.

La Unidad de Pamplona - Ochagavia, presenta una superficie de 220 km² con una aportación pluviométrica del orden de 304 Hm³/año y una infiltración de 152 Hm³/año. En el sector de la Unidad, abarcado por la Hoja objeto de estudio se 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.

5.2.1. 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.

5.2.1.1. MARGAS Y LIMOLITAS. CAMPANIENSE-MAASTRICHTIENSE

La unidad diferenciada comprende el nivel 2 de la cartografía geológica realizada. Los tramos basales de este conjunto, está 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 está comprendido entre 200 y 600 m,

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.

5.2.1.2. CALIZAS Y DOLOMIÁS. DANIENSE- THANETIENSE

Esta unidad adquiere un gran desarrollo en el sector septentrional de la Sierra de Abodi en contacto con las unidades margosas descritas anteriormente, prolongándose hacia el este por la vecina Hoja de Garralda también constituye los resaltes calcáreos que se observan en la vertiente meridional de la Sierra de Abodi.

Comprende los niveles cartográficos 4, 5, 6 y 8 presentando, en términos generales, un tramo de calizas brechas y conglomerados que solo afloran en los sectores más septentrionales de la vecina Hoja de Orhi, y un tramo dolomítico basal atribuido al Dano-Montiense (n. 4 y 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 escasa potencia (50 m), 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. A techo aparece un tramo constituido por calizas micríticas con algas y calizas bioclásticas tableadas con espesores comprendidos entre 50 y 100 m.

Culmina con un tramo constituido por una alternancia entre margas y calizas limosas o limolitas calcáreas. Este nivel adquiere un gran desarrollo en el sector septentrional de la Sierra de Abodi, prolongándose hacia el este por la vecina Hoja de Garralda. El espesor de este tramo puede llegar a alcanzar más del centenar de metros acuñándose 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.

5.2.1.3. MARGAS BASALES. ALTERNANCIA DE ARENISCAS, CALCARENITAS Y ARCILLAS. THANETIENSE-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 los niveles cartográficos 9 y 10 de la cartografía geológica. La potencia de esta unidad adquiere en esta Hoja un mayor desarrollo superando ampliamente los 600 m. Hacia el sur, se reducen los espesores llegando a desaparecer en la vecina Hoja de Oroz-Betelu, debido a la erosión producida por la MT4.

Comprende 2 tramos bien diferenciados. El inferior (Thanetiense-Ilerdiense) se trata de un conjunto, en el que dominan los términos margosos con aspecto homogéneo, de alternancias de orden decimétrico de margas y limolitas calcáreas. Aflora con gran continuidad en la sierra de Abodi, a techo de los niveles calcáreos descritos anteriormente. La potencia máxima es del orden del centenar de metros, disminuyendo hacia el oeste y hacia el norte, posiblemente erosionado por el conjunto turbidítico del Cuisiense (tramo superior)

El superior (Cuisiense) está constituido por una serie alternante de areniscas ferruginosas con contenidos variables de componentes carbonatados, distribuidas en capas de 15 a 20 cm, alternando con arcillas grises. En este tramo predominan los términos más groseros, con relación areniscas/lutitas, superior a 1. La potencia de este tramo adquiere en esta Hoja un desarrollo considerable superando ampliamente los 500 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).

5.2.1.4. BRECHAS CALCÁREAS. MARGAS CON BLOQUES. CALCARENITAS. CUISIENSE.

En esta unidad se agrupan los niveles calcáreos de Megaturbidita de gran continuidad en todo el surco turbidítico eoceno (Grupo de Hecho). Durante el desarrollo de la cartografía geológica de la Hoja a escala 1:50.000 de Ochagavía se han diferenciado 7 niveles de Megaturbidita, correlacionables, en principio, con las definidas por LABAUME et al (1983). En la Hoja objeto de estudio a escala 1:25.000 únicamente aparece uno de estos niveles (MT3) que corresponde al nivel 15 de la cartografía geológica.

Litológicamente está formado por un tramo de calcarenitas de tonos grises con pequeños niveles de brechas calcáreas en la base. La potencia máxima es de unos 50 m. En este sector se encuentra aislado, sin niveles de margas o brechas calcáreas asociados.

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

En conjunto se puede estimar un rango de permeabilidad medio-alto para la unidad, entendiendo que el nivel megaturbidítico está desconectado hidráulicamente de los restantes y que su espesor saturado está fuertemente condicionado por el escaso desarrollo vertical y por el grado de fracturación, fisuración y/o karstificación que presenta.

5.2.1.5. CUATERNARIO. FORMACIONES SUPERFICIALES

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

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

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

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

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

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

Se ha diferenciado un nivel de terraza en esta Hoja, compuesto por un conjunto de gravas y cantos de naturaleza cuarcítica y calcárea mayoritariamente con una matriz areno limosa o areno arcillosa.

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

Los conos de deyección prácticamente no tienen representación en la Hoja. Su litología es similar a la de los fondos de valle pero con mayor abundancia de material detrítico fino que rellena los huecos entre cantos, por lo tanto se ha considerado para ellos una permeabilidad media-baja.

Los coluviones, deslizamientos y glaciares 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. Predominan, por su mayor extensión y desarrollo, los glaciares asociados a la vertiente meridional de la Sierra de Abodi. También existe en este sector un predominio menor de formas coluvionares con una extensión superficial limitada.

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, dado el gran relieve que presenta esta Hoja.

Las arcillas de descalcificación constituyen el producto residual de la disolución de los carbonatos y aparecen relleno 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.

5.2.2. 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 y dolomías del Paleoceno-Eoceno inferior
- . Megaturbidita MT3
- . Formaciones permeables del Cuaternario

5.2.2.1. CALIZAS Y DOLOMIAS DEL PALEOCENO-EOCENO INFERIOR

Geometría

Esta unidad se sitúa entre el paquete margoso del Maastrichtiense y los niveles arcillo-arenosos que constituyen los niveles turbidíticos eocenos. En la vertiente

meridional de la Sierra de Abodi el límite superior de la unidad está constituido por los materiales margosos del Ilerdiense. 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 y por alimentación directa a partir del agua almacenada en el embalse de Irabia, a través de los materiales permeables de la unidad que conforman el vaso en su borde meridional. La descarga se produce por manantiales, o directamente a los cursos superficiales a través de materiales cuaternarios. La vía principal de drenaje de la unidad es el río Irati.

Es importante destacar la conexión hidráulica de este acuífero con el embalse superficial de Irabia, contactando los materiales permeables de la unidad con la mitad meridional del vaso del embalse.

Parámetros hidráulicos

En las proximidades de la localidad de Remendía (al Sur de la Hoja) 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.

5.2.2.2. MEGATURBIDÍAS

Geometría

Esta unidad, dentro de los límites de la Hoja, está conformada por un único nivel calcáreo intercalado en la gran masa de turbiditas terrígenas. Este nivel tiene escasa representación cartográfica en la misma (extremo suroccidental).

En general estos niveles están compuestos por brechas calcáreas en la base y calcarenitas en el techo, en ocasiones con un tramo margoso con bloques intercalado. No obstante en la Hoja únicamente está representado el término superior (calcarenítico).

La geometría de estos niveles de Megaturbidita calcárea es estratiforme con la base erosiva y una gran extensión lateral, aunque frecuentemente se acúñan lateralmente.

Funcionamiento hidráulico

La recarga de estos niveles se produce por infiltración del agua de lluvia sobre los afloramientos de estos materiales y la descarga se produce por algunos manantiales próximos al contacto de los niveles calcáreos con las formaciones de turbiditas detríticas en fracturas relacionadas con estos niveles y directamente en los cursos fluviales.

Parámetros hidrogeológicos

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

Los sondeos de Ezcaroz (R-1 y P-1, investigación y explotación), han sido realizados por el Servicio de obras Públicas del Departamento de Obras Públicas Transportes y Comunicaciones del Gobierno de Navarra. Atraviesan uno de los niveles de Megaturbidita de la unidad, concretamente el nivel MT4, intersectando los materiales calcáreos permeables.

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

5.2.2.3. FORMACIONES PERMEABLES DEL CUATERNARIO

Geometría

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

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

Funcionamiento hidráulico

La recarga de estos acuíferos aislados se produce por infiltración directa del agua de lluvia o por transferencia de los niveles permeables del Terciario, con los que contactan actuando como transmisores de los aportes procedentes de dichos niveles, como en el caso de los aluviales asociados a los ríos Urtxuria e Irati 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.

5.3. GEOTÉCNIA

5.3.1. INTRODUCCIÓN

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

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.

5.3.2. 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.

5.3.3. ZONACIÓN GEOTÉCNICA

5.3.3.1. 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.

5.3.3.2.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.

5.3.4. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS

5.3.4.1.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 :

CUADRO 5.1. HOJA A ESCALA 1:50.000 DE OCHAGAVIA

UNIDAD CARTOGRAFICA	ZONACION GEOTECNICA	DESCRIPCION
26,27,28,29,30,31,32,33,34,35	III ₁	Gravas, arenas, limos y arcillas
11,12,13,14,15,16,17,18,20,21,22,23,24,25	II ₄	Calcarenitas, brechas calcáreas y margas con bloques
10 y 19	II ₃	Alternancia de areniscas, margas y calcarenitas
9	II ₂	Calizas margosas y margas
4,5,6,7, y 8	II ₁	Dolomías, calizas dolomíticas, calizas tableadas y masivas
2 y 3	I ₂	Margas, limolitas y calizas margosas
1	I ₁	Dolomías y areniscas

- 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

Análisis de Hinchamiento

- Expansividad

Los datos que se disponen sobre la expansividad del terreno, están obtenidos a través del ensayo Lamber 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.	25 – 50	No corta	Se rompe con un solo golpe
Resistente	5 – 25	Corta con dificultad	Puede indentarse con el pico
Blanda	1 – 5	Corta fácilmente	Se puede machacar
Muy blanda			

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/cm²	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 estandar) se puede valorar la compacidad del terreno, de la siguiente manera :

N₃₀	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 (C_c) obtenido del ensayo edométrico. Los valores típicos de los suelos son los que se exponen en la siguiente tabla :

Indice 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 Proctor 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.

5.3.4.2. Características geotécnicas y constructivas de los diferentes materiales

5.3.4.2.1. Area I

Zona I₂

Localización

Esta zona constituye el núcleo del anticlinal de Errekaundia y en los anticlinales del río Irati.

Características litológicas

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

Características geotécnicas

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

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

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

Como valores orientativos, de las características geomecánicas, extrapolados de las "Margas de Pamplona" se pueden tomar los siguientes :

LITOLOGIA	CLASIF.	DENSID.	% PASA 200	q_u kp/cm²	E kp/cm²	COEF. POISSO N
Margas	CL	1,7 - 2,5	80 - 90	1,5 - 300	100 10.000	0,1 - 0,3

Características constructivas

- Condiciones de cimentación

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

Entre los problemas de cimentación puede considerarse :

- . Variaciones importantes del espesor del horizonte compresible, que dan lugar a asentamientos diferenciales inadmisibles.
- . Presencia de niveles de arcillas blandas intercaladas entre margas sanas que pueden causar fenómenos de punzonamiento.

Condiciones para obras de tierras

- Excavabilidad

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

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

Los niveles de calizas arenosas, no son ripables.

- Estabilidad de taludes

Los taludes naturales son estables, únicamente presentan el problema de la alteración de las margas que progresivamente van deteriorando el talud, observándose abundantes acaravamientos. Los taludes artificiales, en las margas alteradas producirán flujos de barro y deslizamientos, mientras que los que se efectúen en margas

sanas presentarán con el tiempo un deterioro progresivo, así mismo es posible la existencia de cuñas.

- Empujes sobre contenciones

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

5.3.4.2.3. **Area II**

Zona II₁

Localización

Se localiza en el sector nor-occidental de la Hoja, aflorando con mayor extensión en las margenes del río Irati.

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/cm^2 , mientras la norma DIN 1054 recomienda un valor de 30 kp/cm^2 .

En la práctica habitual puede considerarse cargas variables entre 5 y 10 kp/cm^2 , 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 II₂

Localización

Constituye los niveles superiores que afloran en la sierra de Abodi.

Características litológicas

Esta constituido por un conjunto de margas, con alguna intercalación de caliza margosa, si bien la características que se desarrollan a continuación se refieren fundamentalmente a los términos margosos, ya que los términos más calcáreos presentan características geotécnicas más próximas a las descritas para la Zona II₁.

Características geotécnicas

En general presentan un importante espesor de meteorización, por lo que su comportamiento geotécnico será el de un suelo.

Se trata de una roca blanda, donde los procesos de alteración se desarrollan con extrema rapidez, al igual que la descripción de la anterior unidad margosa, es posible que presente una expansividad marginal. No se ha observado ningún afloramiento de roca sana, por lo que no se ha podido valorar sus características geotécnicas, aunque es permisible que en profundidad presenten una resistencia elevada.

Características constructivas

- Condiciones de cimentación

Las presiones admisibles calculadas para profundidad de cimentación mínima de 1,5 - 2 m, que corresponde al nivel alterado o saturado, generalmente varían entre 1,3 y 3 kp/cm². A mayor profundidad 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. 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 comprensible, que dan lugar a asentamientos diferenciales inadmisibles.
- . Presencia de niveles de arcillas blandas intercaladas entre margas sanas que pueden causar fenómenos de punzonamiento.
- . Presencia de niveles de areniscas no ripables que dificulten la excavación.

- Excavabilidad

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

En las zonas donde aparecen margas sanas presentan una ripabilidad variable, entre ripable y no ripable.

- Estabilidad de taludes

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

- Empujes sobre contenciones

Se estiman 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, por tanto, 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).

Zona II₃

Localización

Los materiales que componen esta zona, se distribuyen fundamentalmente por la mitad meridional de la 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 Flysch de Irurozqui, cuyo comportamiento geotérmico en conjunto es similar a los materiales de esta zona.

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

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

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

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/cm^2 . En la zona menos alterada, el módulo de deformación deducido a partir de la resistencia a compresión simple ($9,97 \text{ kp/cm}^2$) se cifra en 650 kp/cm^2 .

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/cm^2 , mientras que el módulo de deformación a adoptar se cifra en 10.500 kp/cm^2 .

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 FLYSCH DE IRUROZQUI

SONDEO	PROFUNDIDAD	TAMIZ 200	LL	PROCTOR	C.B.R.	M.O	USC
--------	-------------	--------------	----	---------	--------	-----	-----

			(%)						(%)	S
	De	a			D.M. (t/m³)	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.

A continuación se resumen las características geomecánicas de estos materiales

:

CUADRO RESUMEN DE CARACTERISTICAS LITOLÓGICAS Y GEOMECANICAS		
PROPIEDADES	Margas alteradas	Margas sanas
Clasificación USCS	CL	
Porcentaje de finos (%)	99 - 71 (MEDIA = 90,4)	
Límite líquido	47,1 - 33,2 (MEDIA = 39,7)	
Índice de plasticidad	26,3 - 13,0 (MEDIA = 20,3)	
Porcentaje de carbonatos (%)	51,3 - 24,0 (MEDIA = 37,4)	
Porcentaje de sulfatos (%)	0,21 - IND (INAPRECIABLE)	
Porcentaje de materia orgánica (%)	0,90 - 0,32 1,89-1,64 (MEDIA=1,74)	2,76 - 2,48 (MEDIA = 2,57)
Densidad seca (t/m ³)	19,6-15,4 (MEDIA=18,1)	5,2-1,2 (MEDIA=2,9)
Humedad natural (%)	9,97 - 1,22	795-49 (MEDIA=267)
Q _u (kp/cm ²)	0,2 - 1,35	2 - 15
Cohesión (kp/cm ²)	22,3 - 32,6	30 - 35
Ángulo de rozamiento interno	100 - 650	10500
Módulo de deformación (kp/cm ²)		
Q _u = Resistencia a compresión simple		
NOTA : Parámetros de resistencia al corte similares a los de MARGAS DE PAMPLONA		

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 kp/cm², 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).

4.3.4.2.4. Area III

Zona III,

Localización

Se encuentran distribuidas por todo el ámbito en la Hoja, aunque adquieren un mayor desarrollo en las laderas de la sierra de Abodi y en los cauces de los cursos fluviales.

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 Zatoya. Además existen afloramientos de material coluvionar y de piedemonte.

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.

6. **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 prépyréenne 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, Garralda

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 foraminiferos 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 4º 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 Crétacé supérieur à Miocène des Navarra-Alavais.

Thèse. Université 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 (Spanish 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

Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique d'Éocène inférieur 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 accretionary prism : Example of the Eocene South-Pyrenean basin.
Tectonics 4 pp. 661-68.

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

1987

Mégaturbidites : A Depositional Model From the Eocene of the SW-Pyrenean Foreland Basin
Geo-Marine. Letters 7 pp. 91-101.

LAMARE, P.

1927

Sur la structure des Pyrénées navarraïsses.
C.R. XIV^o Congr. Geol. Intern., T. 2, p. 693-698, Madrid.

LAMARE, P.

1931

Sur l'âge des couches à faciès flysch de la zone sudpyrénéenne en Navarre.
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).

Interm. 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 superposicion des dèformations 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 Eoceno Submarine Fan System. South-Central Pyrenees Spain.

Geo-Marine Letters, 3.

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

1972

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

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

MUTTI, E. et al

1975.

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

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

MUTTI, E., et al.

1979.

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

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

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

1985

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

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

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

1994

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

En prensa

PFLUG, R.

1973

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

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

PILGER, A.

1974

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

PLAZIAT, J.C.

1969

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

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

PUIGDEFABREGAS, C.

1975

La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca

Tesis Doctoral. Pirineos, 104

PUIGDEFABREGAS, C. y SOLER, M.

1973

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

Pirineos, 109 : 5-15.

PUIGDEFABREGAS, C.;et al

1978

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

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

1986

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

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

RAMIREZ DEL POZO, J.

1971

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

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

REMACHA, E.

1983

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

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

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

1987

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

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

REMACHA, I. y PICART, J.

1991

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

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

REQUADT, M.

1974

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

Pirineos, III

RIBA, O. y PEREZ MATEOS, J.

1962

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

II Reunión del Grupo Español de Sedimentología. Sevilla.

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

1944

Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo Navarro

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

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

1982

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

BROTO. IGME.

ROBADOR, A.

1990

Early Stratigraphy

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

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

1990

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

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

ROSELL, J. y PUIGDEFRABREGAS, C.

1975

The sedimentary evolution of the Paleogene south Pyrenean basin.

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

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

1989.

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

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

RUIZ DE AGONA, M.

1947

Nota preliminar. El Bartonense en la cuenca de Pamplona.

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

RUPKE, N.A.

1976

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

Sedimentology 23.

SANCHEZ CARPINTERO, I.

1972

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

Tesis Navarra.

SEGURET, M.

1972

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

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

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

1984

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

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

SELZER, G.

1934

Geologie der Sudpyrenaische Sierren 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.