

HOJA 140 - II (LEZAUN)

INDICE

INDICE

Pags.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.3.	TERCIARIO CONTINENTAL.....	23
1.3.1.	Ciclo III: Unidad de Mendigorria (Sueviense-Arverniense)	25
1.3.1.1	Conglomerados masivos de cantos redondeados de caliza con intercalaciones de areniscas y lutitas rojas (42), Sueviense-Arverniense	27
1.3.1.2	Areniscas en bancos gruesos alternando con lutitas rojas (44). Sueviense-Arverniense.....	28
1.3.1.3	Lutitas rojas con yesos en hiladas y nódulos y capas esporádicas de areniscas (45). Arverniense.....	29
1.3.2.	Ciclo IV. Unidad de Gallipienzo-Leoz (Arverniense-Ageniense)	31
1.3.2.1	Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (46). Arverniense-Ageniense.....	32
1.3.2.2	Areniscas en capas extensas y lutitas rojizas y ocre (47) Arverniense-Ageniense	34
1.3.3.	Ciclo v: Unidad de Artajona-Olite (Ageniense-Aragoniense)	34
1.3.3.1	Alternancia de conglomerados, areniscas y lutitas ocre (49). Ageniense-Aragoniense	36
1.3.3.2	Areniscas en capas extensas y lutitas ocre-amarillentas. Ageniense-Aragoniense	36
1.3.4.	Ciclo VI: Unidad de Sierra de Ujue	37
1.3.4.1	Conglomerados, areniscas y lutitas (52). Aragoniense-Vallesiense.....	37
1.3.4.2	Areniscas y lutitas ocre amarillentas (53). Aragoniense-Vallesiense	39
1.3.4.3	Lutitas y areniscas ocre-amarillentas (54). Aragoniense-Vallesiense.....	39
1.4.	CUATERNARIO	41
1.4.1.	Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis (58). Pleistoceno.	41
1.4.2.	Arcillas de decalcificación. Fondos de dolina (60).Pleistoceno-Holoceno	41
1.4.3.	Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (63). Holoceno.	42

1.4.4.	Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (61). Cantos con escasa matriz. Canchales (62). Cantos en matriz de fangos. Depositos aluvial-coluvial (66). Holoceno.	42
2.-	TECTONICA	44
2.1.	SIERRA DE LOKIZ	49
2.2.	DOMO DE ZUFIA.....	51
2.3.	LAS SIERRAS DE URBASA Y ANDIA	52
2.4.	BORDE DE LA CUENCA DEL EBRO	55
2.5.	DIAPIROS DE ESTELLA. ALLOTZ Y SALINAS DE ORO: LA FALLA DE PAMPLONA	57
2.6.	CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES	59
3.-	GEOMORFOLOGIA	63
3.1.	SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	65
3.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	67
	3.2.1. Estudio morfoestructural	67
	3.2.2. Estudio del modelado	68
	3.2.2.1 Formas de ladera	68
	3.2.2.2 Formas fluviales	69
	3.2.2.3 Formas poligénicas.....	70
	3.2.2.4 Formas kársticas	71
	3.2.2.5 Formas antrópicas.....	72
	3.2.3. Formaciones superficiales	72
	3.2.3.1 Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis (c). Poligénico. Pleistoceno.....	73
	3.2.3.2 Arcillas de decalcificación. Fondos de dolina (e). Kárstico. Pleistoceno-Holoceno	73

3.2.3.3	Gravas, arenas y arcillas. Aluvial, fondos de valle (b). Fluvial. Holoceno	74
3.2.3.4	Bloques y cantos con escasa matriz. Canchales (a). Laderas. Holoceno	74
3.2.3.5	Cantos en matriz limo-arcillosa. Coluviones (a). Laderas. Holoceno.....	75
3.2.3.6	Cantos en matriz limo-arcillosa. Depósitos aluvial-coluvial (d). Poligénico. Holoceno	75
3.3.	EVOLUCION DINAMICA.....	76
3.4.	MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	77
4.-	HISTORIA GEOLOGICA	79
4.1.	EVOLUCION DURANTE EL FINAL DEL CRETACICO INFERIOR Y CRETACICO SUPERIOR.....	84
4.1.1.	Macrosecuencia regresiva del Albiense Superior-Cenomaniense Inferior (1)	84
4.1.2.	Macrosecuencia transgresiva Cenomaniense Inferior-Turonense Superior (2)	91
4.1.3.	Macrosecuencia regresiva del Coniaciense (3)	91
4.1.4.	Macrosecuencia transgresiva del Coniaciense Superior-Santoniense	94
4.1.5.	Macrosecuencia regresiva Campaniense-Maastrichtiense Inferior	96
4.2.	EVOLUCION DURANTE EL INTERVALO CRETACICO FINAL-EOCENO SUPERIOR.....	98
4.2.1.	Macrosecuencia "Paleocena" (Etapa 1)	98
4.2.2.	Macrosecuencia Eoceno-1 (Etapa 2)	100
4.2.3.	Macrosecuencia Eoceno-2 (Etapa 3)	104
4.2.4.	Macrosecuencia Eoceno-3 (Etapa 4)	108

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

	Pags.
4.3.	EVOLUCION DURANTE EL OLIGOCENO Y MIOCENO 110
4.3.1.	Macrosecuencia del Oligoceno inferior 110
4.3.2.	Macrosecuencia del Oligoceno Superior-Mioceno 111
5.-	GEOLOGIA ECONOMICA 113
5.1.	RECURSOS MINERALES 114
5.1.1.	Calizas 114
5.1.2.	Ofitas 114
5.1.3.	Sales 115
5.1.4.	Carbón 115
5.2.	HIDROGEOLOGIA 117
5.2.1.	Introducción 117
5.2.2.	Climatología 118
5.2.3.	Hidrología 118
5.2.4.	Características hidrogeológicas 119
5.2.5.	Hidrogeoquímica 126
5.3.	CARACTERISTICAS GEOTECNICAS GENERALES 127
5.3.1.	Introducción 127
5.3.2.	Zonación geotécnica 128
5.3.3.	Descripción de las unidades 129
6.-	BIBLIOGRAFIA 136

La presente hoja y memoria han sido realizadas por COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

ALFONSO OLIVE DAVO:	Coordinación y dirección
MIGUEL ANGEL LOPEZ-HORGUE:	Cartografía Geológica y Memoria
JUAN IGNACIO BACETA CABALLERO:	Cartografía Geológica y Memoria
ALFONSO OLIVE DAVO:	Cartografía Geomorfológica y Memoria
M. JESUS FRAILE:	Cartografía Geomorfológica y Memoria
M. ASUNCION OTERO:	Cartografía Geomorfológica y Memoria
SEGISMUNDO NIÑEROLA PLA:	Hidrogeología y Memoria
EUGENIO VILLANUEVA MARTINEZ:	Hidrogeología y Memoria
TECNA:	Bases de datos. Digitalización. Geotecnia.

ASESORES:

ALFONSO MELENDEZ HEVIA
MATEO GUTIERREZ ELORZA

COORDINACION:

ESTEBAN FACI
JAVIER CASTIELLA

0.- INTRODUCCION

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

0.- INTRODUCCION

El cuadrante de Lezaun a escala 1:25000 (Hojo 140-II) forma parte de la hoja de Estella a escala 1:50000 (140, 24-08) del mapa topográfico nacional. Todo el área de este cuadrante se integra en la Comunidad Foral de Navarra, y más concretamente dentro de la comarca denominada Tierra Estella/Lizarralde.

En general este cuadrante presenta un relieve elevado y bastante accidentado. La mayor parte de él corresponde a la denominada Sierra de Andia, amplia meseta de naturaleza calcarea que presenta alturas medias entre 900 y 1300 m. Aproximadamente este cuadrante ocupa la mitad meridional de la sierra, zona que debido al control estructural aparece compartimentada en varios bloques separados por barrancos que vierten sus aguas al S. Entre ellos el más importante es el de Inaro, en cuya cabecera se sitúa la localidad de Lezaun. En la parte oriental del cuadrante se define el valle en que se asientan los municipios de Salinas de Oro, Munian e Izurzu, el cual corresponde a una depresión de planta aproximadamente circular cuyas aguas son recogidas por el Río Salado. Por último, la parte meridional corresponde al Valle de Guesalaz, zona con un relieve más suave y donde se alcanzan las topografías más bajas (entre 500 y 600 m).

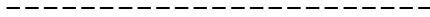
Geologicamente este cuadrante se integra en la Región Vasco-Cantábrica, y más concretamente en el extremo oriental del denominado Dominio Navarro-Cántabro (FEUILLÉ y RAT, 1971). La mayor parte de los materiales aflorantes dentro de él corresponden al Terciario, dentro del cual pueden diferenciarse por un lado la sucesión marina carbonatada del Paleoceno y Eoceno, que forma la Sierra de Andia; y por otro lado la serie continental oligo-miocena aflorante en el Valle de Guesalaz. Asimismo, dentro de la hoja afloran materiales del Triásico y Jurásico, los cuales aparecen a favor del Diapiro del Salinas de Oro. Esta es con diferencia la estructura más sobresaliente del cuadrante, y cartográficamente se perfila como una depresión circular cuyos bordes están compartimentados por un complejo sistema de fallas radiales y concéntricas. A su vez, la mitad occidental de la hoja destaca por el desarrollo de un sistema de fallas normales, de

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

orientación N-S a NE-SW, que definen un complejo sistema de altos y surcos.

Como trabajos generales y de referencia obligada sobre la zona, cabrían destacar los de PALACIOS (1919), LOTZE (1929), RIOS (1956), RAT (1959), MANGIN (1959), FEUILLÉ y RAT (1971) y AMIOT (1982), así como las recientes tesis doctorales de BACETA (1996) y PAYROS (1997). Otra fuente muy importante de datos sobre este área proviene de los diferentes planes de cartografía geológica realizados previamente por la Diputación de Navarra y el Instituto Geológico y Minero.

1.- ESTRATIGRAFIA



¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.- ESTRATIGRAFIA

1.1. TRIASICO

El Trías del diapiro de Salinas de Oro corresponde al Trías medio-superior (Facies Muschelkalk y Keuper), que constituyen el grueso de los materiales diapíricos, y se presentan en las facies germánicas típicas de la Península Ibérica.

Asociados a estos materiales afloran rocas subvolcánicas de tipo diabásico (ofitas), y bloques discontinuos de dolomías de aspecto brechoide atribuidas a la Fm. Muschelkalk.

1.1.1. **ARCILLAS ABIGARRADAS, YESOS Y SALES (2), ROCAS SUBVOLCANICAS, OFITAS (1). FACIES KEUPER. DOLOMIAS NEGRAS LAMINADAS (3). FACIES MUSCHELKALK.**

Desde el punto de vista litológico, la unidad (2) está constituida por arcillas abigarradas de tonos rojizos, verdosos y grises, en ocasiones algo limolíticas, que presentan frecuentes intercalaciones de yesos secundarios de colores blancos y gris oscuros, sacaroideos y fibrosos, con texturas cripto y microcristalinas y de dolomías de textura carniolar, con espesores que van desde centimétricas a varios metros. Es frecuente la presencia dentro de los términos arcillosos de minerales autigénicos como cuarzos bipiramidados y Jacintos de Compostela.

La unidad está asociada a niveles de halita, como lo prueban tanto los sondeos realizados en estos materiales así como la existencia de manantiales salinos en el entorno, y que en superficie han desaparecido por el lixiviado de aguas meteóricas.

La potencia estratigráfica de la formación es imposible de calcular dada la compleja estructuración interna de tipo "melange" que presenta. Su depósito debió tener lugar en áreas litorales de tipo sebkha en condiciones de aridez, que permitieron la precipitación de

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

evaporitas y sales.

Dentro de la masa arcillosa se diferencian masas de rocas subvolcánicas (1) de textura fanerítica, de grano fino-medio, con aspecto porfídico o microgranudo, coloración verdosa a gris y aspecto masivo. Desde el punto de vista textural presenta distintos tipos, diabasas ofíticas, diabasas subofíticas, microdiabasas porfídicas intergranulares, etc.

Dan lugar a relieves positivos-lomas/colinas, sobre los materiales litológicamente más lábiles que les rodean.

Otros afloramientos, en pequeños enclaves dentro del diapiro, de materiales carbonatados (3), corresponden a dolomías y calizas dolomíticas tableadas en capas de 2 a 50 cm, de espesor, de tonos grises oscuros, y aspecto sacaroideo por recristalización. Estas masas se presentan desenraizadas en el seno de los diapiros, por lo que el espesor puede evaluarse en unos 15 a 25 m.

La intensidad de los procesos diagenéticos que afectan a esta unidad cartográfica, ha borrado la totalidad de las estructuras sedimentarias, habiéndose reconocido únicamente *ripples* de oscilación en los tramos más finamente tableados. Por el contexto sedimentario regional, puede atribuirse a ambientes marinos someros bajo influjo mareal.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.2. CRETACICO FINAL Y TERCIARIO MARINO

La sucesión del Cretácico final y Terciario marino de las Sierras de Urbasa, Andia y San Donato-Satrustegi, es una de las más variadas y completas a la escala del dominio pirenaico. Con un espesor que supera los 1000 m a lo largo de la mayor parte de la zona, aparece constituida principalmente por materiales carbonatados someros que a gran escala forman una serie de plataformas carbonatadas que evolucionaron durante transgresiones y regresiones sucesivas.

En función de tales etapas evolutivas y para todos los cuadrantes comprendidos en este área, la sucesión puede dividirse en un total de 4 conjuntos o macrosecuencias principales cuyos límites corresponden a discontinuidades (casi todas ellas de carácter discordante) que marcan cambios importantes en el estilo y tendencia general de la sedimentación. La caracterización y delimitación temporal de estas 4 macrosecuencias se ha basado sobre todo en los trabajos de PUJALTE et al (1993 y 1994), BACETA (1996), PAYROS et al (1996) y PAYROS (1997). Asimismo se ha contado como referencia con los datos aportados por las cartografías precedentes (hojas 1:25000 de la Diputación Foral de Navarra y hojas 1:50000 del ITGE) y con los estudios previos de MANGIN (1959) y LEON (1972). Sus caracteres principales son los siguientes:

- MACROSECUENCIA "PALEOCENA": Representativa de una etapa transgresiva, incluye los materiales de edad Cretácico final (Maastrichtiense superior), Paleoceno y Eoceno basal. Sus límites corresponden a las discontinuidades "Intramaastrichtiense" e "Intrailerdiense" (BACETA, 1996), aunque para las Sierras de Urbasa y Andia, puede considerarse que ésta última marcaría de modo general el límite Paleoceno-Eoceno.
- MACROSECUENCIA "EOCENO-1": Se depositó durante condiciones regresivas y abarca en edad desde el Eoceno inferior (Ilerdiense inferior) al Eoceno medio (Lute-ciense medio). Su techo coincide con la discontinuidad "Intraluteciense" (PAYROS et al., 1996; PAYROS, 1997), la más importante reconocida en el Eoceno de todo el

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

área.

- MACROSECUENCIA "EOCENO-2": Está constituida por los materiales de edad Eoceno medio-superior (Luteciense medio-Bartoniense inferior), representativas de lo que a nivel pirenaico se conoce como "transgresión Biarritziense".
- MACROSECUENCIA "EOCENO-3": Es la que tiene menor representación cartográfica dentro del área (únicamente aflora en la parte central de la Sierra de Urbasa), aunque en posiciones más orientales (cuenca de Pamplona) alcanza espesores considerables. En conjunto abarca materiales de edad Eoceno superior (Bartoniense).

Para los cuadrantes 1:25000 de Eulate, Zudaire, Lezaun, Estella y Abarzuza, los depósitos que forman estas 4 macrosecuencias se han agrupado en un total de 16 unidades cartográficas. En este cuadrante de Lezaun, solo afloran 10 de dichas unidades, las cuales pertenecen a las tres primeras macrosecuencias en que se ha subdividido la sucesión. Su área de afloramiento abarca la mayor parte del cuadrante y sus secciones más representativas corresponden a las de Riezu, Iturgoyen, Munarriz y Salinas E (esta última en parte realizada ya en el cuadrante vecino de Cizur).

1.2.1. MACROSECUENCIA "PALEOCENA"

Sus materiales constituyentes configuran la plataforma carbonatada terciaria más extensa y homogénea en la lateral, ya que se continúa varias decenas de kilómetros tanto hacia el W (por el S de Alava y N de Burgos) como hacia el E (zona centro-norte de Navarra). Agrupa a las unidades 20 a 25 de la cartografía.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.2.1.1 CALIZAS BIOCLASTICAS Y CALCARENITAS (20). MAASTRICHTIENSE SUPERIOR

Esta unidad unicamente se reconoce en el borde SE del diapiro de Salinas de Oro (sección de Salinas E), aunque en posiciones más occidentales (cuadrantes de Zudaire y Eulate) aflora de forma continua formando un primer resalte a lo largo de todo el flanco S de la Sierra de Urbasa. En este cuadrante no se reconoce su extrema base (se pone en contacto mecánico con los materiales triásicos del diapiro), el cual suele corresponder a la Discontinuidad Intramaastrichtiense de BACETA (1996). Esta discontinuidad si se reconoce en los cuadrantes antes citados, donde localmente lleva asociado un hiato que abarca desde el Coniaciense superior al Maastrichtiense inferior.

En conjunto, la unidad 20 alcanza un espesor de entre 20 y 30 m y aparece compuesta por una sucesión de calizas bioclásticas y calcarenitas que suelen presentar un característico color rojizo, que probablemente es resultado de una ferruginización (proceso que se ha detectado afectando a la mayor parte de las unidades calcareas que forman los bordes del diapiro de Salinas). En lámina delgada las calizas presentan texturas packestone, grainstone y rudstone, y por orden decreciente de importancia sus componentes principales corresponden a fragmentos de algas calcareas, briozoos y pequeños corales coloniales, conchas de varios géneros de macroforaminíferos (sobre todo orbitoides), fragmentos de conchas de bivalvos y de equinodermos (radiolas y placas) y pequeños foraminíferos (tanto microbentónicos como planctónicos). Asimismo estas calizas presentan un contenido significativo de material terrígeno en forma de granos y cantos de cuarzo.

Toda la unidad caracterizaría en conjunto un ambiente de plataforma somera externa de caracter pararrecifal, que estaría afectado por un hidrodinamismo medio a alto y con cierto influjo terrígeno.

Dentro de este cuadrante, a esta unidad anteriormente se le había asignado una edad Campaniense superior, en base a la presencia de *Siderolites vidali* SCHLUMB: y *Orbi-*

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

toides tissoti (SCHLUMB.), especies que se habían reconocido en la sección de Salinas E. No obstante, en determinaciones recientes se han identificado asimismo otros macroforaminíferos, concretamente *Orbitoides media* (D'ARCH) y *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK. A lo largo de las sierras de Urbasa y Andia estas especies únicamente se reconocen en los materiales del Maastrichtiense superior, dato que tomamos como base para asignarle dicha edad.

1.2.1.2 ARENISCAS, CALCARENITAS Y MARGAS ARENOSAS (21). MAASTRICHTIENSE SUPERIOR

En la sección de salinas E, esta unidad se dispone sobre la anterior mediante un contacto neto y que en algunos puntos es de carácter claramente erosivo. Además de esa sección, esta unidad se reconoce en otros puntos a lo largo de la hoja constituyendo el infrayacente de la sucesión paleocena: I) a lo largo de todo el borde W y S del Diapiro de Salinas, II) en el barranco de Inaro, cerca de Lezaun, III) en el flanco SE del barranco de Erendazu, y IV) en el extremo SW de la hoja, muy cerca del borde de la carretera que conduce al puerto de Lizarraga.

Aunque en general la unidad aflora en malas condiciones y rara vez aparece completa, se le calcula un espesor comprendido entre 50 y 80 m. Litológicamente es en conjunto bastante homogénea. En la sección de Salinas E y en todo el borde del Diapiro de Salinas, aparece como una sucesión de arenas, areniscas y limolitas, en la que esporádicamente se reconocen niveles decimétricos de calcarenitas arenosas que contienen gran cantidad de macroforaminíferos, fragmentos de bivalvos y otros bioclastos indeterminables. Las areniscas y calcarenitas cuando no están muy meteorizadas, aparecen estratificadas en bancos decimétricos a métricos, son de colores rojizos y ocasionalmente suelen presentar laminaciones paralelas y *ripple*. Estos caracteres que acabamos de describir se mantienen en los afloramientos del extremo SW de la hoja (barranco de Erendazu). Sin embargo, en la sección de Iturgoyen, la unidad suele presentar un mayor contenido en calcarenitas arenosas, a la vez que incluye una menor proporción de material terrígeno grosero (el

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

grueso de la sucesión corresponde a una alternancia de limolitas y margocalizas arenosas). En todos los afloramientos de la unidad es característico el alto grado de bioturbación que afecta a sus depósitos constituyentes.

En base a los caracteres comentados y por comparación con los cuadrantes adyacentes, en conjunto la unidad 21 definiría un ambiente de plataforma externa terrígena o mixta, que eventualmente estaría afectado por un hidrodinamismo medio a elevado.

En toda la unidad los únicos organismos datadores corresponden a los macroforaminíferos (orbitoididos) de los cuales se reconoce una asociación compuesta por *Lepidorbotides socialis* (LEYM), *Orbitoides media* (D'ARCH) y *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, que tipificaría claramente el Maastrichtiense superior.

1.2.1.3 DOLOMIAS Y CALIZAS DOLOMITICAS (22). DANIENSE SUPERIOR

Corresponde a una unidad de dolomias de origen secundario y con un espesor entre 40 y 50 m con amplia representación a escala regional. A lo largo de la mayor parte de las Sierras de Urbasa y Andía suele formar un resalte ruiforme característico y se sitúa directamente y mediante contacto neto y erosivo sobre los materiales del Maastrichtiense superior (21).

En general la unidad suele presentar un aspecto masivo, aunque su parte superior aparece estratificada en bancos de espesor decimétrico a métrico, separados por intercalaciones de margodolomias. Debido a la intensa dolomitización que la afecta poco se puede decir de la composición y texturas originales de los materiales constituyentes de esta unidad. Petrológicamente corresponden a dolomías cristalinas de grano grueso, porosas y con texturas xenotópicas, en las que frecuentemente se observan procesos de disolución y dedolomitización. En algunos puntos, sin embargo, se han preservado algunos de sus rasgos originales; observándose "fantasmas" de corales, algo calcareas (lithothamium), gasterópodos y bivalvos. En base a estos componentes, a su aspecto y a su posición paleogeográfica, BACETA (1996) los interpreta como facies de tipo arrecifal y/o

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

pararecifal.

Debido a la alteración diagenética, asimismo resulta muy difícil su datación. Según BACETA (1996) los foraminíferos planctónicos clasificados en algunas muestras recogidas en sus equivalentes del flanco N de la Sierra de Andia (sección de Lizarraga), indican que la unidad tiene una edad Daniense medio-superior (zonas de *E. Trinidadensis* y *M. uncinata* en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA, 1983). En base a ello a su base se define un hiato que, aunque no muy importante, al menos abarcaría el Daniense inferior y probablemente el techo del Maastrichtiense.

1.2.1.4 CALIZAS BIOCLASTICAS MASIVAS Y TABLEADAS (23). TANETIENSE INFERIOR (MONTIENSE)

A lo largo de las Sierras de Urbasa y Andia, esta unidad se dispone sobre la anterior (22) mediante una superficie bastante neta, que dependiendo de los puntos puede presentar rasgos de exposición subaerea y/o tener carácter erosivo. Su espesor suele fluctuar entre 100 y 120 m, siendo un carácter bastante constante tanto en esta hoja como en los cuadrantes vecinos.

En las secciones de Iturgoyen, Riezu y Salinas E aparece constituida por calizas bioclasticas estratificadas en bancos métricos. Estas calizas suelen aparecer parcialmente recristalizadas y/o dolomitizadas, y petrológicamente corresponden a grainstones/packstones de algas rodoficeas y dasycladaceas, con una abundante asociación de foraminíferos bentónicos: *Planorbulina cretae* (MARSON), *Rotalia perovalis* (TERQUEM), *Miscellaria juliettae* LEPPIG, *Cribobulimina carniolica* DROBNE, *Kathina/Smouthina* sp, *Thalmanita* sp, *Rhapidionina* sp, *Lenticulina* sp, *Haddonina* sp, y miliólidos.

En base a sus características, toda la unidad se ha considerado como representativa de un ambiente de plataforma interna tipo lagoon. Los cinturones más abiertos de esta plataforma carbonatada (cinturones de "back-ref" y arrecife se situarían en el flanco N de las sierras de Urbasa y Andia, donde están definidos por una potente sucesión de calizas coralales de

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

caracter masivo. Hacia posiciones más occidentales (S de Alava), la unidad pasa progresivamente a una sucesión de margocalizas y calizas dolomíticas (Formación San Justo; MANGIN, 1959), que definiría los cinturones más internos de la plataforma (la llanura supramareal).

Por su posición estratigráfica y por la asociación de foraminíferos bentónicos descrita, se le atribuye una edad Tanetiense inferior. Anteriormente estas calizas se han considerado por la mayoría de autores, como representativas del Montiense. Sin embargo, esta denominación resulta en cierto modo improcedente a pesar de seguirse utilizando, ya que como piso el Montiense correspondería en edad al Daniense superior (CAVELIER y POMEROL, 1985).

1.2.1.5 MARGAS, MARGOCALIZAS Y CALCARENITAS (24). TANETIENSE MEDIO

Esta unidad también tiene amplia representación en las Sierras de Urbasa y Andia, donde su espesor fluctúa entre 20 y 30 m (en algunos puntos del N de la Sierra de Andia puede superar sin embargo los 80 m. Su contacto con la unidad 23 corresponde a la discontinuidad más evidente de las presentes en los materiales del Paleoceno (BACETA, 1996), presentando tanto evidencias de exposición subaerea (estructuras de paleokarst de diferentes escalas y con presencia de *Microcodium*), como fuertes erosiones en áreas localizadas (Sierra de Andia).

En todos los afloramientos localizados en este cuadrante (lado N del barranco de Inaro y en el fondo del barranco de Ondan), la unidad aparece compuesta por una sucesión de margocalizas y margas grises con abundantes bioturbaciones, entre las que se intercalan niveles y paquetes decimétricos y métricos de calcarenitas bioclasticas. Estas calcarenitas corresponden a packstones/grainstones de algas calcareas, briozoos, bivalvos y foraminíferos bentónicos (entre ellos los primeros macroforaminíferos del Terciario, *Operculina heberti* MUNIER-CHALMAS y *Discocyclusina seunesi* DOUVILLE). Asimismo entre las margas y margocalizas es frecuente observar acumulaciones de

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

conchas de ostreidos y pequeños bivalvos, así como fragmentos de equínidos.

Desde un punto de vista ambiental, los materiales que forman la unidad definen un ambiente de plataforma somera externa con tendencia a la profundización (en las diferentes secciones la organización vertical de facies sugiere una tendencia transgresiva bastante clara).

En cuanto a su edad, la asociación formada por *Discocyclina seunesi* y *Operculina heberti* indica de forma precisa el Tanetiense medio. A su vez y para la sección de Lizarraga (flanco N de la Sierra de Andia), BACETA (1996) ha podido determinar la misma edad en base a foraminíferos plantónicos (asociación correspondiente a la zona de *P. pseudomenardii* en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA, 1983).

1.2.1.6 CALIZAS MASIVAS Y CALCARENITAS (25). TANETIENSE MEDIO

Esta unidad se dispone sobre la anterior en tránsito gradual pero rápido. A lo largo de esta hoja y debido a la discontinuidad que se dispone a su techo, presenta un espesor no superior a los 50 m.

En conjunto, aparece formada por una sucesión de calizas bioclásticas masivas o pobremente estratificadas, que texturalmente corresponden a packstones, grainstones y boundstones de algas calcáreas, corales, briozoos y foraminíferos bentónicos (*discocyclinas*, *operculinas*, rotálidos, etc). Localmente dentro de las calizas se reconocen cuerpos monticulares de dimensiones decamétricas ("patch-reef"), y asimismo pueden contener intercalaciones de margocalizas y calcarenitas finas.

A gran escala todos estos depósitos definirían un ambiente sedimentario de tipo pararecifal, que en base a la ordenación vertical de facies definiría una tendencia progradante y some-rizante.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

La edad de la unidad se ha podido establecer fácilmente en base a la asociación de foraminíferos bentónicos, entre los que se han distinguido las siguientes especies: *Discocyclina seunesi* DOUVILLE, *Operculina heberti* MUNIER-CHALMAS, *Planoburlina cretae* (MARSSON), *Cuvillerina sireli* INAN, *Alveolina primaeva* REICHEL y *Fallotela alavensis* MANGIN. Todas estas especies indican claramente el Tanetiense medio (zona de *A. primaeva* en el sentido de HOTTINGER, 1960).

1.2.2. MACROSECUENCIA EOCENO-1

Sus materiales constituyentes, que en edad abarcan desde el Ilerdiense inferior al Luteciense medio, forman en conjunto una plataforma carbonatada de menor extensión que la del Paleoceno (su borde interno se situaría a la altura de la zona central de la Sierra de Urbasa) pero cuyo borde o margen avanzó progresivamente hacia la cuenca (tendría un marcado carácter progradante). Dentro de este cuadrante esta macrosecuencia está representada por las unidades 26 y 27 de la cartografía.

1.2.2.1 CALCARENITAS CON ALVEOLINAS Y NUMMULITES (26). ILERDIENSE INFERIOR-CUISIENSE MEDIO

El conjunto formado por esta unidad y sus equivalentes laterales en los cuadrantes septentrionales adyacentes, representa a lo largo de las Sierras de Urbasa y Andia, el inicio de la sedimentación propiamente eocena. En este cuadrante únicamente aflora a lo largo del barranco de Ondan y en otros dos pequeños barrancos situados al E del primero. Su base corresponde a una discordancia suave solo apreciable a gran escala, que a lo largo de esta hoja omite el Tanetiense superior y la base del Eoceno.

La unidad, que llega a alcanzar un espesor máximo de 40 m, está compuesta fundamentalmente por calcarenitas bioclásticas (packstones/grainstones) que tienen como componentes principales macroforaminíferos de los géneros *Alveolina* y *Nummulites*. Asimismo, aunque en proporciones menores, contienen fragmentos de algas rodofíceas (*lithothamium*,

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

lithophylum) y dasycladaceas, fragmentos de bivalvos, y otros macroforaminíferos bentónicos. Como rasgo característico, su base suele estar representada por un tramo de 2-10 m de calcarenitas arenosas con gran cantidad de alveolinas flosculinizadas. Dicho tramo basal, en algunos puntos puede corresponder asimismo a una alternancia de arenas, areniscas y limolitas calcareas.

En base a estos rasgos composicionales y a consideraciones paleogeográficas, BACETA (1996), PAYROS et al. (1996) y PAYROS (1997) le atribuyen un ambiente de sedimentación de plataforma carbonatada somera e interna.

Su edad fundamentalmente se ha establecido en base a alveolínidos y nummulítidos. Según PAYROS et al. (1996) y PAYROS (1997), las asociaciones de estos géneros en la parte inferior de la unidad a lo largo de las Sierras de Urbasa y Andia, indican claramente las zonas de *Alveolina ellipsoidalis*-*Alveolina moussoulensis*, y *Nummulites fraasi* en el sentido de HOTTINGER (1961) y TOSQUELLA y SERRA-KIEL (1996), caracterizando por tanto el Ilerdiense inferior-medio. Por su parte a su techo y en secciones más orientales (Etxauri), los mismos autores reconocen una asociación de alveolínidos y nummulites ya representativa del Cuisiense inferior (biozonas de *A. oblonga* y *Nummulites planulatus* en el sentido HOTTINGER (1961) y TOSQUELLA y SERRA-KIEL (1996). Asimismo PAYROS et al. (1996), han datado la unidad con foraminíferos planctónicos en los depósitos equivalentes aflorantes en el flanco N de la Sierra de Andia y al pie de la Sierra de San Donato-Satrustegi (cuadrante de Hiriberri), donde de base a techo reconocen asociaciones representativas desde el Ilerdiense inferior al Cuisiense medio (entre las biozonas de *Morozovella subbotinae* y *M. aragonensis* de ORUE-ETXEBARRIA, 1983).

1.2.2.2 CALIZAS BIOCLASTICAS (27). CUISIENSE MEDIO-LUTECIENSE MEDIO

A lo largo de las sierras de Urbasa y Andia, esta unidad suele presentar grandes variaciones de espesor en la lateral, alcanzando su máximo espesor (360 m) en la Sierra de San Donato Satrustegi (posición donde forma unos impresionantes resaltes). En cambio en este

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

cuadrante, su potencia no supera normalmente los 150 m, llegando a desaparecer en toda la parte central y occidental debido a la erosión ligada a la discontinuidad que se sitúa a su techo. Su base asimismo corresponde a una discontinuidad mediante la cual se apoya de forma discordante sobre los materiales de la unidad 26 (barranco de Ondan y alrededores), aunque a lo largo de todos los flancos del diapiro de Salinas se dispone sobre la unidad del Tanetiense inferior (término 23). A pesar de su gran extensión y variabilidad de espesores, sus caracteres sedimentológicos se mantienen más o menos constantes a lo largo de toda la Sierra de Andia.

Mayoritariamente aparece compuesta por calizas bioclásticas y calcarenitas con texturas packstone/grainstone. Estas calizas suelen ser de grano medio a grueso, y contienen gran cantidad de macroforaminíferos (entre otros nummulítidos, alveolinidos, sorítidos y discocyclínidos). Es frecuente dentro de ellas la presencia de partículas peloidales (alguno de claro origen algal) muy redondeadas. La presencia entremezclada de varios géneros de alveolinas, miliolidos, *Fabiania* sp. y *Orbitolites* sp., es indicativa de un medio de plataforma interna con retrabajamiento y acumulación por corrientes tractivas. En cambio, los tramos que contienen de forma mayoritaria nummulites, operculinas y assillinas, indicarían ambientes asimismo energéticos pero más abiertos (plataforma externa). Estas últimas facies se hacen mayoritarias en el borde E y SE del Diapiro de Salinas y en los afloramientos de Etxauri (cuadrante vecino de Cizur), posición esta última donde a la base de la unidad se reconoce un tramo característico de areniscas y microconglomerados silíceos. Hacia el NE (en la Sierra de San Donato-Satrustegi) y coincidiendo con un aumento considerable de espesor, la unidad pasa a estar compuesta por calcarenitas que presentan gran cantidad de estratificaciones cruzadas de diferentes escalas y en las que dominan claramente las discocyclinas y los fragmentos de algas rodofíceas y briozoos.

En conjunto toda la unidad configura una plataforma carbonatada energética y de carácter progradante, ya que distalmente (hacia el NE, en el extremo oriental del cuadrante de Hiriberri) pasa finalmente a una sucesión de margas y margocalizas.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

En función del carácter de sus límites y su configuración interna, la unidad es claramente diacronica y para su datación ha sido necesario integrar los datos de todo el área abarcada por las sierras de Urbasa y Andia. Según PUJALTE et al (1994), PAYROS et al (1996) y PAYROS (1997), en base a foraminíferos planctónicos recogidos en los equivalentes margosos que definen la transición plataforma-cuenca, su parte inferior se situaría en la zona de *M. caucasica* (en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA, 1983) y en base a macroforaminíferos determinados en la sección de Lizarraga en la zona de *Alveolina dainelli* (en el sentido de HOTTINGER, 1961), definiendo por tanto el Cuisiense medio-superior. En base a los datos obtenidos en diferentes secciones, PAYROS et al (1996) indican que la parte superior de la unidad contiene una asociación de macroforaminíferos claramente representativa de las biozonas de *Nummulites laevigatus* (en el sentido de SCHAUB, 1981) y *Alveolina stipes* (en el sentido de HOTTINGER, 1961), y por tanto indicativa ya del Luteciense inferior. Los materiales más modernos de la unidad no han podido datarse con precisión con macroforaminíferos, aunque como apuntan los citados autores la presencia de *Nummulites millecaput* en los depósitos inmediatamente suprayacentes evidenciaría que al menos se extiende hasta el Luteciense medio (zona de *N sordensis* en el sentido de TOSQUELLA y SERA-KIEL, 1996). Asimismo y por consideraciones regionales, PUJALTE et al. (1994) y PAYROS et al (1996), sitúan su techo en la parte alta de la biozona de *Globigerinatheka subconglobata* en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA (1983). En conclusión, la edad de esta unidad sería Cuisiense medio-Luteciense medio.

1.2.3. MACROSECUENCIA EOCENO 2

Sus materiales constituyentes, que en edad abarcan desde el Luteciense medio al Bartoniense basal, conforman en conjunto una plataforma carbonatada con un marcado dispositivo retrogradante. Estos materiales definirían, de hecho, lo que a nivel del dominio pirenaico se conoce como "Transgresión Biarriztiense". Dentro de este cuadrante afloran los materiales que definen la parte externa de dicha plataforma y su transición a cuenca profunda, los cuales se han subdividido en 2 unidades litológicas (31 y 33). La base de todo

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

el conjunto corresponde a la discontinuidad más evidente dentro de la sucesión eocena (la "Discontinuidad Intraluteciense" de PAYROS et al., 1996; PAYROS, 1997).

1.2.3.1 CALCARENITAS BIOCLASTICAS (31). LUTECIENSE MEDIO-BARTONIENSE INFERIOR (BIARRITZIENSE)

Esta unidad constituye con diferencia el término con mayor extensión cartográfica dentro de la hoja de Lezaun. Debido a que su techo no llega a aflorar en la mayoría de la zona, su espesor aproximado se estima entre 150 y 300 m.

En la parte occidental de la hoja se presenta como un conjunto bastante homogéneo de calcarenitas bioclásticas de grano medio a grueso, que frecuentemente presentan estratificaciones bien definidas de tipo planar o cruzada. Estas últimas son bastante frecuentes y características, y a lo largo de toda la unidad aparecen configurando cuerpos métricos (barras) de extensión decamétrica. Los componentes principales de las calcarenitas corresponden a macroforaminíferos (en su mayor parte discocyclinas y nummulites, algunos de gran tamaño), algo rojas y briozoos (todos ellos muy reabajados), Fabianias, sphaerogypsínidos y todo un cortejo de pequeños foraminíferos bentónicos y planctónicos. Es toda la unidad es característica la presencia de glauconita detrítica. Asimismo a su base, formada por la Discontinuidad Intraluteciense, se suele definir un tramo de carácter conglomerático de 1-2 m de espesor, en el que se reconocen granos y cantos centimétricos de cuarzo y clastos de calizas y margocalizas con toda probabilidad provenientes de la erosión y reabajamiento de los materiales infrayacentes. Ocasionalmente dentro de la unidad asimismo se reconocen tramos más competentes y de carácter más masivo principalmente compuestos por acumulaciones de nummulites de gran tamaño y algas calcáreas rodofíceas, que en la cartografía se han representado por líneas de capa.

Por su parte, en los afloramientos de los tercios central y oriental las calcarenitas de la unidad 31 se presentan como barras diferenciadas separadas por los materiales blandos de la unidad 33. Estas barras, de las cuales se han llegado a diferenciar hasta 4, suelen tener un

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

espesor de entre 10 y 30 m, y aparecen compuestas por niveles de calcarenitas ordenadas con una tendencia grano- y estratocreciente. Sus componentes principales corresponden a fragmentos de algas calcareas y briozoos, acompañados de una rica asociación de macroforaminíferos (discocyclinas, operculinas y pequeños nummulites) y microforaminíferos bentónicos.

La interpretación ambiental de toda la unidad calcarenítica puede resultar en principio problemática. Anteriormente se interpretaron como calcarenitas de plataforma interna energética (LEON et al, 1971) y con influencia mareal (FROUTE, 1988). Más recientemente y basándose en los rasgos sedimentológicos y en las asociaciones faunísticas, PAYROS et al. (1996) y PAYROS (1997) consideran que estas calcarenitas tipifican, en cambio, un ambiente de plataforma somera abierta similar a algunos ejemplos del Terciario de Australia. En base a esa comparación el conjunto de las calcarenitas se habrían depositado a profundidades del orden de 50-100 m y principalmente serían resultado de la acción semicontinua de tormentas. Por su parte y a semejanza de algunos ejemplos descritos en otros sectores pirenaicos, los tramos masivos principalmente compuestos por nummulites de gran tamaño que se reconocen en la parte occidental del cuadrante, podrían interpretarse como complejos de "shoal" formados a batimetrías menores y bajo condiciones de elevado gradiente energético.

La datación de esta unidad puede realizarse con relativa precisión tanto de forma directa como indirecta. En los que se refiere a los macroforaminíferos, en la sección de Riezu previamente se había determinado una asociación en la que destaca la presencia de *Nummulites aturicus* (JOLY-LEYM.), *Asterodiscus stellatus* D'ARCH., *Europertia magna* LE CALVEZ y *Discocyclina nummulítica* GUMB. En los equivalentes septentrionales de la unidad en el flanco N de la Sierra de Andia (sección de Lizarraga), asimismo se había reconocido previamente una asociación compuesta por *Nummulites aturicus* (JOLY-LEYM.), *Alveolina elongata* HOTT., *A. prorrecta* HOTT., *Europertia magna* LE CALVEZ, *Assillina spira* DE ROISSY y *Fabiania* sp. Según PAYROS et al. (1996), estas asociaciones tipificarían claramente las biozonas de *Nummulites sordensis-Alveolina*

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

prorrecta, *N. herbi* y *N. perforatus-A. elongata* (en el sentido de HOTTINGER, 1961, y TOSQUELLA y SERRA-KIEL, 1996), las cuales definen el intervalo Luteciense medio-Bartoniense inferior. Esta edad coincide claramente con la determinada para los equivalentes occidentales de la unidad en la sierra de Urbasa, así como para la asignada mediante foraminíferos planctónicos a los materiales blandos de la unidad 33.

1.2.3.2 MARGAS, MARGOCALIZAS Y CALCARENITAS FINAS (33). LUTECIENSE MEDIO-BARTONIENSE INFERIOR (BIARRITZIENSE)

Esta unidad constituye un equivalente lateral de la 31, y a lo largo de todo el tercio oriental de la hoja forman la mayor parte de los depósitos de la macrosecuencia Eoceno-2. En todo el área de afloramiento se organizan como varios tramos de margas y margocalizas nodulosas de colores grises y azulados (33a a 33e de la cartografía), dentro de los cuales se reconocen asimismo niveles centimétricos de calcarenitas finas de base neta y con laminaciones paralelas y ripple. Estas últimas litologías se hacen dominantes en los afloramientos más occidentales de la unidad (i.e sección de Riezu). El espesor individual de los tramos margosos fluctúa entre unos 5-15 m en los afloramientos más occidentales (sección de Riezu) y 20-30 m en los orientales (sección de Munarriz). En posiciones todavía más orientales, esta unidad pasa a ser predominantemente margosa y conforma la parte inferior de las denominadas Margas de Pamplona.

En base a sus características y relación con las calcarenitas de la unidad anteriormente descrita, los depósitos de la unidad 33 caracterizarían las facies más distales y abiertas de la plataforma biarritziense, pudiendo interpretarse en conjunto como facies de plataforma distal. Los niveles calcareníticos intercalados entre las margas y margocalizas, corresponderían en base a su composición y caracteres sedimentológicos a depósitos de tormenta (tempestitas). La edad del conjunto se establece en Luteciense medio-Bartoniense inferior, en base a su relación con la unidad 31. Asimismo PAYROS et al (1996) y PAYROS (1996) disponen de datos de edad directos en base a la asociación de foraminíferos planctónicos clasificada en varias muestras de margas. Tal asociación fósil define clara-

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

mente la biozona de *M. lehneri* (en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA, 1983), y por tanto permite asignarles la misma edad.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.3. Terciario Continental

En esta zona de la Depresión del Ebro los materiales que rellenan la cuenca durante el Oligoceno y Mioceno son fundamentalmente de carácter detrítico, conglomerados, areniscas y lutitas, correspondientes a ambientes deposicionales de abanicos aluviales y en menor proporción de carácter lacustre-palustre, yesos y margas yesíferas.

Estos grupos litológicos se interdigitan entre sí dando una ordenación regional en la que los términos groseros, conglomerados y areniscas se distribuyen en los bordes de la cuenca y los términos finos y evaporíticos hacia el centro de la misma.

Por otra parte, también existe una ordenación en el tiempo que queda reflejada por el carácter cíclico en la distribución de los materiales en la vertical.

Cada uno de estos ciclos, separados unos de otros por discontinuidades sedimentarias, está constituido regionalmente por sedimentos de origen aluvial y aluvial-distal en la base y por sedimentos lacustres y lacustre-palustre a techo. Generalmente el límite entre uno y otro ciclo es neto y brusco, mientras que el tránsito de unos sedimentos a otros dentro de un mismo ciclo se produce de forma gradual.

El estudio de esta ciclicidad en esta zona ha permitido distinguir 7 unidades de carácter genético-sedimentario. Estas unidades corresponden a secuencias deposicionales (MITCHUM, 1977), es decir a "unidades estratigráficas", relativamente concordantes, compuestas por una sucesión de estratos, genéticamente relacionados y cuyos límites a techo y muro, son discordancias o sus relativas conformidades (no deducibles generalmente a escala de afloramiento sino por su comportamiento regional).

Estas 7 unidades abarcan una edad comprendida entre el **Sueviense** Sannoisiense) y el **Plioceno** (fig.) y reciben de base a techo los nombres de:

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

figura

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

- 1.- Unidad de Añorbe-Puente La Reina
- 2.- Unidad de Mués-Tafalla
- 3.- Unidad de Mendigorria
- 4.- Unidad de Gallipienzo-Leoz
- 5.- Unidad de Artajona-Olite
- 6.- Unidad Sierra de Ujué
- 7.- Unidad de Oco.

Dentro de la hoja 1:25.000 de Lezaun estas secuencias deposicionales afloran con las litofacies que serán descritas en los siguientes apartados:

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

Los materiales del Ciclo III ocupan la esquina SE de la hoja 1:50.000 de Estella, rellenando, junto con los sedimentos de los ciclos posteriores, la subcuenca de Alloz que queda definida desde un punto de vista estructural entre los diapiros de Salinas de Oro (al norte), de Estella (al suroeste) y el de Alloz (al sureste). (ver figura adjunta de distribución de facies de la U. de Mendigorria).

Atendiendo a su composición litológica se han diferenciado cuatro litofacies, dos de ellas conglomeráticas (unidades 42 y 43), diferenciadas por la distinta composición de los cantos, otra de areniscas en bancos gruesos (44) y por ultimo la representada por lutitas con niveles de areniscas y yesos (45), estos últimos también dispersos en la masa arcillosa.

La distribución geográfica de estas facies dentro de la hoja 1:50.000 de Estella, se puede ver en la figura adjunta. Por una parte, los materiales más groseros que constituyen los abanicos principales (Salinas de Oro y Estella) evolucionan hacia el centro de la subcuenca (Zona de la presa de Alloz) donde se situarían los sedimentos finos. Por otra parte, los abanicos secundarios representados por los conglomerados de cantos yesíferos bordean la estructura diapírica de Alloz de la que en parte proceden los cantos de yeso alabastrino.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

figura

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.3.3.1 CONGLOMERADOS MASIVOS DE CANTOS REDONDEADOS DE CALIZA CON INTERCALACIONES DE ARENISCAS Y LUTITAS ROJAS (42), SUEVIENSE-ARVERNIENSE

Esta unidad aflora discordante sobre distintos materiales de origen marino pertenecientes fundamentalmente al Eoceno, solamente en una pequeña zona al norte del diapiro de Estella se apoyan sobre margas del Cretácico.

La litología predominante es de conglomerados de tonos grisáceos-amarillentos, con cantos mayoritariamente de caliza, aunque también son frecuentes los de cuarzo, así como de unidades conglomeráticas anteriores (unidad 39) y de ofitas. Se disponen en bancos de orden métrico, de aspecto masivo con pocos finos intercalados. Lateralmente alternan con capas de areniscas y lutitas de tonos rojizos. Localmente, en la zona comprendida entre Eulz y Eraul, se diferencian entre los cuerpos conglomeráticos, así como a techo de la unidad, niveles margosos blanquecinos y amarillentos, que representan zonas de la cuenca preservadas a la acción de los eventos, y en las que únicamente aquellos más importantes lograrían transportar los materiales más gruesos.

En conjunto los materiales de esta unidad corresponden a depósitos tipo debris-flow, de zonas proximales de abanicos aluviales, con dos áreas de procedencia marcadas, por un lado los de la zona suroccidental, que penetran a la cuenca desde la zona del diapiro de Estella (cuadrante III), que presentan un desarrollo en dirección NE, y por otro los de la zona nororiental (diapiro de Salinas de oro) que penetran en la misma con dirección suroeste.

La potencia estimada oscila entre 100 y 300 m.

Distalmente y hacia el techo estos materiales intercalan progresivamente términos más finos (areniscas y lutitas) pasando a las unidades cartográficas 44 y 45.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.3.1.2 ARENISCAS EN BANCOS GRUESOS ALTERNANDO CON LUTITAS ROJAS (44). SUEVIENSE-ARVERNIENSE

Los materiales conglomeráticos (42) y (43) evolucionan por cambio lateral de facies hacia el centro de la subcuenca de Alloz a términos menos groseros, constituidos por areniscas en capas de extensión kilométrica, que en la foto aérea permiten trazar líneas de capa continuas. Estos depósitos se desarrollan fundamentalmente en el sector comprendido entre Zabala y Abarzuza (cubiertos en parte por los materiales detríticos del ciclo IV) y en el borde oriental de la hoja 1:50.000 de Estella, entre Arguinariz y Artazu (hoja de Pamplona 141).

Esta unidad cartográfica está constituida por bancos de potencia métrica (2 a 4 m aunque ocasionalmente lo supera por amalgamación de canales), que alternan con limos y arcillas de tonos rojizos y amarillentos. Las areniscas son de grano grueso, microconglomeráticas, localmente con niveles de gravas en la base. Presentan estructuras de corriente, como estratificaciones cruzadas, tanto planar como en surco, y a techo de los bancos laminación cruzada de ripples y en algunos cuerpos estructuras de acreción lateral. Estos materiales definen secuencias granodecrecientes (fining-upwards) de unos 10-15 m de potencia, formadas por un cuerpo arenoso con base erosiva y estructuras tractivas de alta energía, por encima, un nivel de potencia variable con laminación cruzada debida a ripples y a techo de la secuencia un tramo arcilloso.

Se interpretan como sedimentos de zonas medias de abanicos aluviales que invaden una llanura lutítica.

Al microscopio las areniscas son litarenitas de granos subangulosos a subredondeados, de clastos silíceos y carbonatados con textura de esqueleto densa.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.3.1.3 LUTITAS ROJAS CON YESOS EN HILADAS Y NÓDULOS Y CAPAS ESPORÁDICAS DE ARENISCAS (45). ARVERNIENSE

Esta unidad aflora restringida al borde noroeste de la subcuenca de Alloz, en la zona comprendida entre Abarzuza y Azcona, encontrándose un buen corte, aunque parcial, en Zabala. El contacto con las unidades del Eoceno es, en parte, mediante discordancia y en parte mecanizado, aunque no se descarta que pueda ser siempre mecánicos por las razones siguientes:

- Trazado cartográfico lineal y asociado a las fallas de Abarzuza y Arguiñano
- El tipo de facies que presenta es más característico de zonas distales que de un margen de cuenca.
- La disminución de potencia que presenta la unidad en este sector, respecto a la que presenta en sectores próximos.

Desde el punto de vista litológico la unidad se caracteriza por su variedad, aunque en su composición sean mayoritarias las lutitas de tonos rojizo-anaranjados y característica la presencia de yeso disperso en su masa, bien como nódulos, bien en hiladas o niveles de poco espesor. También contiene intercaladas capas finas de areniscas y calcisiltitas. Se interpretan como depósitos distales de abanicos aluviales.

En los niveles arcillosos de esta unidad se han tomado muestras para su análisis, dando los siguientes resultados:

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

DESCRIPCIÓN:

Lutita carbonatada de color rojo anaranjado, moderadamente compacta y con estructura lajeada que hace que se rompa por planos preferentes. Presenta fracción limo-arenosa dispersa y evidencias de bioturbación.

MINERALOGÍA EN FRACCIÓN TOTAL

Filosilicatos	20%
Cuarzo	30%
Feldespatos	5%+

Calcita	45%
Dolomita	-

Yeso	-
Celestina	-
Otros	-

+ Los Feldespatos son casi exclusivamente plagioclasas, aunque hay indicios de feldespato potásico.

MINERALOGÍA DE LA ARCILLA:

Illita	62%
Esmectita	-
Vermiculita	29% *

Clorita	-
---------	---

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Caolinita 9%

Interestrat. -

Indice de Biscaye -

Indice de Kubler 3.5

* Vermiculita de baja cristalinidad

COMPOSICIÓN MINERALOGICA:

(Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (30%) / Feldespato (5%) / Calcita (45%)

Illita (12%) - Vermiculita (6%) - Caolinita (2%)

1.3.2. CICLO IV. UNIDAD DE GALLIPIENZO-LEOZ (ARVERNIENSE-AGENIENSE)

Los materiales del Ciclo IV ocupan, como los del ciclo anterior, el sector SE de la hoja 1:50.000 de Estella, aunque los afloramientos estén más restringidos a la zona central de la subcuenca de Alloz.

Como puede verse en la figura adjunta de Distribución de facies de la Unidad de Gallipienzo-Leoz, las litofacies conglomeráticas ocupan las zonas proximales de los abanicos de Estella y Salinas de Oro. Estas evolucionan mediante cambio lateral de facies a areniscas en bancos gruesos que alternan con tramos lutíticos y por último a facies con predominio de lutitas hacia el centro de la subcuenca de Alloz.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Todas estas litologías corresponden a las partes proximales, medias o distales de unos abanicos aluviales cuyas cabeceras se situarían, por una parte en la zona del diapiro de Estella con direcciones de aportes hacia el NE, y por otro en la del diapiro de salinas de Oro, con direcciones de aporte opuesta a lo anterior.

1.3.2.1 CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y LUTITAS ROJAS (46). ARVERNIENSE-AGENIENSE

Esta unidad cartográfica aflora en las proximidades de Estella (Cuadrante 140-III) donde hay buenos cortes tanto en la carretera de esta población a Zubielqui, y por la pista de Eraul al repetidor de TV, como en el cerro de S. Lorenzo a unos 2 km al norte de Estella; también en el sector del diapiro de Salinas de Oro (cuadrante 140-II) por la pista que une Arguiñariz y Arzoz. La potencia en ambas zonas oscila entre 125 y 200 m.

Está formada por cuerpos potentes, generalmente de aspecto masivo, de conglomerados de cantos redondeados de hasta 30 cm de diámetro, de composición mayoritaria carbonatada, aunque también contienen en menor proporción de cuarzo, areniscas y ofitas, así como fragmentos pertenecientes a conglomerados de unidades inferiores.

Hacia el techo del tramo intercalan capas de orden métrico de areniscas y lutitas de tonos rojizos.

Estos materiales se interpretan como depósitos de debris-flow de zonas proximales de abanicos aluviales.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

figura

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.3.2.2 ARENISCAS EN CAPAS EXTENSAS Y LUTITAS ROJIZAS Y OCRES (47) ARVERNIENSE-AGENIENSE

Esta unidad cartográfica aflora en la zona del diapiro de Estella en los relieves de Bearin y de Murugarren (cuadrantes III y IV) y en la zona comprendida entre los diapiros de Alloz y Salinas de Oro (cuadrantes II y IV) en los relieves de Echarren de Guirguillano.

Está constituida por areniscas de grano medio y grueso en bancos potentes (de 3 a 6 m) y con extensión kilométrica, lo que permite su trazado como capas guía en la foto aérea, alternando con lutitas pardo rojizas y ocres. En detalle, estas capas están formadas por la incisión de varios canales amalgamados procedentes de varias fases erosivas. Como en la unidad (44) del Ciclo III, con la que presenta una identidad de facies, la sedimentación de estos materiales se produciría por flujos acuosos canalizados, con fases erosivas debidas a episodios tractivos distintos que ocasionarían el amalgamiento de canales que alternan con coladas de fango esporádicas.

1.3.3. CICLO V: UNIDAD DE ARTAJONA-OLITE (AGENIENSE-ARAGONIENSE)

Los materiales del Ciclo V, afloran en la parte central de la Subcuenca de Alloz, ocupando gran parte del cuadrante 140-IV y una pequeña zona del cuadrante 140-II.

Como se pone de manifiesto en la figura adjunta de distribución de facies de la Unidad de Artajona-Olite, la mayor parte del relleno de la cuenca, está constituida por las litofacies de areniscas y lutitas, quedando las facies conglomeráticas restringidas a dos pequeñas áreas próximas a los diapiros de Estella y Salinas de Oro. Comparando esta figura con las de los Ciclos III y IV de los capítulos 1.6.3. y 1.6.4., se observa como las zonas apicales de los abanicos situados en las proximidades de ambos diapiros se van desplazando progresivamente hacia el este, ocasionado posiblemente por el levantamiento de los relieves situados al noroeste del cortejo de fallas, la alineación Abarzuza, Riezu y Arguiñano.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

figura

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Sin embargo, la evolución de facies en este ciclo es semejante a la de los anteriores, y como en esos casos los materiales equivalentes corresponden, asimismo, a las partes proximales, medias y distales de abanicos aluviales.

1.3.3.1 ALTERNANCIA DE CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y LUTITAS OCRES (49). AGENIENSE-ARAGONIENSE

Esta unidad cartográfica aflora, por una parte en el sector sur de la subcuenca de Alloz, en la zona comprendida entre Estella y Grocin, y por otra en el sector norte de la misma, en la zona de Estenoz-Muzqui. Representa una nueva entrada de detríticos como respuesta a una nueva reactivación de los esfuerzos, marcando el inicio de un nuevo ciclo de sedimentación.

Está constituida por conglomerados como litología dominante, alternando con capas de areniscas y limolitas ocres y amarillentas. Los conglomerados son masivos, aunque localmente se observan estratificaciones cruzadas de gran escala y cicatrices erosivas, que a menudo corresponden a varios niveles menores amalgamados. Están formados por cantos de hasta 15 cm de diámetro, heterométricos, redondeados y de composición dominante caliza y arenisca.

Estos materiales se distribuyen en secuencias positivas de 5 a 8 m. de potencia.

Corresponden a depósitos de abanicos originados por corrientes tractivas arenosas, coladas de derrubios (debris-flow) y coladas de fango (mud-flow).

1.3.3.2 ARENISCAS EN CAPAS EXTENSAS Y LUTITAS OCRE-AMARILIENTAS AGE- NIENSE-ARAGONIENSE

Aflora en la zona de Zurucuain, en el sector sur y en Arzoz en el sector norte. Está constituida por areniscas, limos y arcillas de tonos amarillentos y rojizos. Las

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

capas de areniscas, como en las unidades (47) y (44) de ciclos anteriores, tienen una continuidad lateral de hectométrica a kilométrica. Corresponden a rellenos de paleocanales, con frecuentes estructuras de acreción lateral. También intercalan numerosos bancos de arenisca fina, casi siempre con laminaciones cruzadas de ripple, a veces agrupados en pequeños haces en forma de canales. La potencia media oscila entre 60 y 100 m.

Estos materiales representan el tránsito de unos depósitos formados en un ambiente fluvial de gran energía, con cursos de agua anastomosados y regímenes de sheet floods, a depósitos de régimen fluvial meandriforme de energía decreciente.

1.3.4. CICLO VI: UNIDAD DE SIERRA DE UJUE

Los materiales de este ciclo constituyen el último episodio de relleno de la subcuenca de Alloz, ocupando el sector central de la misma (zona de Murillo-Villanueva). El tipo de facies, así como su evolución areal se ha representado en la figura adjunta (distribución de facies de la Unidad de Sierra de Ujué). No son frecuentes los afloramientos donde poder realizar observaciones detalladas, sobre todo en las zonas con predominio de lutitas.

1.3.4.1 CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y LUTITAS (52). ARAGONIENSE-VALLE-SIENSE

Los materiales conglomeráticos del ciclo VI están escasamente desarrollados en las zonas de Arandigoyen (borde meridional del cuadrante IV) y de Estenoz-Viguria (sector del diapiro de Salinas de Oro), donde se reducen a varios cuerpos conglomeráticos de orden métrico, alternando con areniscas y lutitas.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

figura

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.3.4.2 ARENISCAS Y LUTITAS OCRE AMARILLENTAS (53). ARAGONIENSE-VALLESIENSE

La unidad descrita anteriormente pasa mediante cambio lateral de facies hacia el centro de la cuenca a una alternancia de areniscas y lutitas de tonos ocre y amarillentos, que se extienden por las zonas de Murillo (sector sur) y de Irujo (sector norte), donde no sobrepasan los 50 m de potencia.

1.3.4.3 LUTITAS Y ARENISCAS OCRE-AMARILLENTAS (54). ARAGONIENSE-VALLESIENSE

Estos materiales representan los depósitos que rellenan la zona central de la cuenca de Alloz.

Los materiales predominantes son los limos y arcillas de tonos ocre y amarillentos, con esporádicos niveles intercalados de arenisca de grano fino, con laminaciones cruzadas de ripples. Corresponden a depósitos de una llanura lutítica.

En los niveles arcillosos de esta unidad se han tomado muestras para su análisis, dando los siguientes resultados:

DESCRIPCIÓN:

Arenisca silico-calcárea arcillosa de color amarillento ocre. Compacidad moderada y laminación paralela fina. Posible calcarenita fina.

MINERALOGÍA EN FRACCIÓN TOTAL

Filosilicatos	10%
Cuarzo	32%

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Feldespatos	-
Calcita	58%
Dolomita	-
Yeso	-
Celestina	-
Otros	-

MINERALOGÍA DE LA ARCILLA:

Illita	65%
Esmectita	-
Vermiculita	24% *
Clorita	-
Caolinita	11%
Interestrat.	-

Índice de Biscaye -
Índice de Kubler 2.3

* Vermiculita de muy baja cristalinidad.

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA:

(Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (32%) / Calcita (58%)

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.4.CUATERNARIO

1.4.1. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS (58). PLEISTOCENO.

Esta unidad cartográfica corresponde a un afloramiento localizado en la zona NE de la hoja, en las proximidades de Urdanoz.

Se trata de un depósito, con morfología de glacis (58), formado por cantos, casi exclusivamente carbonatados, subangulosos a subredondeados, en matriz limoarcillosa de tonos pardos. Su espesor puede situarse en torno a los 2 m.

Se ha atribuido cronológicamente al Pleistoceno.

1.4.2. ARCILLAS DE DECALCIFICACION. FONDOS DE DOLINA (60). PLEISTOCENO-Holoceno.

A favor de algunas de las morfologías de disolución de génesis kárstica, se reconocen depósitos de arcillas producto de la decalcificación (60) de las litologías carbonatadas. Se han cartografiado cuando su extensión es notable, por ejemplo en el polje de Zabal, al NE de la hoja.

La observación del depósito es dificultosa, debido a la colonización vegetal o a la actividad antrópica, pero debe tratarse de depósitos predominantemente arcillosos, de potencia difícilmente cuantificable, pero que debe ser, normalmente, superior a los 2 m.

Habida cuenta de que el proceso de emersión definitiva del relieve se ha estimado en el Terciario alto, se ha atribuido a estos depósitos una edad desde el Pleistoceno.

1.4.3. GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS. FONDOS DE VALLE (63). HOLOCENO.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

En algunos cauces de la red fluvial, se han diferenciado los depósitos de gravas, arenas y arcillas constitutivos de los fondos de valle (63). su espesor es reducido, normalmente no debe superar los 2 m., y su extensión tampoco es relevante, excepción hecha de la red implantada sobre los materiales detríticos del Terciario continental, en la zona meridional de la hoja, donde alcanzan un mayor desarrollo.

Estos depósitos se han atribuido al Holoceno.

1.4.4. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES (61). CANTOS CON ESCASA MATRIZ. CANCHALES (62). CANTOS EN MATRIZ DE FANGOS. DEPOSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (66). HOLOCENO.

Algunas de las laderas de la Sierra de Andía, al pie de los escarpes o a favor de litologías más lábiles, se encuentran tapizadas por depósitos de tipo coluvión (61), formados por cantos englobados en matriz limoarcillosa. Localmente pueden alcanzar extensión relevante, aunque su espesor es de poca entidad, no superando habitualmente los 2-3 m. en sus zonas más distales.

En el resto de la hoja, también se reconocen morfologías con depósito de este tipo, aunque normalmente presentan un menor desarrollo, generándose en las vertientes ubicadas al pie de niveles más resistentes intercalados en la serie.

En algunas de las zonas más elevadas de las vertientes de la Sierra de Andía, se han cartografiado canchales (62), de extensión y espesor reducidos, formados por cantos, normalmente subangulosos, procedentes de la parte alta del relieve, y con escasa o nula matriz de fangos.

A favor de relieves topográficamente deprimidos, se han cartografiado sedimentos de génesis mixta, fluvial y de ladera, atribuidos a depósitos aluvial-coluvial (66), y que

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

pueden alcanzar un desarrollo superficial de varios centenares de metros, aunque su espesor no debe superar los 2-3 m. como máximo. Están formados por cantos, más o menos heterométricos, subredondeados a subangulosos, con abundante matriz de fangos limoarcillosos y arenosos.

2.- TECTONICA

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

2.- TECTONICA

Dado que la extensión de la mayoría de estructuras presentes en la zona excede los límites de las diferentes hojas 1:25000, en este capítulo se va a realizar un análisis estructural conjunto de los 6 cuadrantes de Eulate (139-II), Zudaire (140-I), Lezaun (140-II), Campezo (139-IV), Estella-Lizarra (140-III) y Abarzuza (140-IV). Este análisis por un lado, permite obtener una visión más clara de la estructuración general de la zona y asimismo facilita enormemente las interpretaciones que de ella se puedan sustraer.

Como ya se ha indicado, la zona abarcada por este cuadrante y los adyacentes arriba citados, se localiza en el borde sur-oriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, y más concretamente dentro de la parte Este del Dominio Navarro-Cántabro (Feuillée y Rat, 1971). Este sector estructural de la región principalmente se caracteriza por un plegamiento de amplio radio y directrices claramente pirenaicas, en el que están bien representadas las sucesiones del Cretácico superior y Terciario marinos. En la parte SE de la zona considerada, asimismo está representado el borde de la Cuenca del Ebro, el cual corresponde a una depresión rellena con materiales continentales oligo-miocenos. Un elemento estructural importante dentro de la zona corresponde a la denominada Alineación de Diapiros navarros o Falla de Pamplona (**Figs. T1 y T2**), Aparte de haber constituido un límite de cuencas, este importante accidente marcaría la línea divisoria de los esfuerzos que caracterizan los áreas estructurales pirenaica y vasco-cantábrica.

En base a su ubicación, dentro del área aquí considerada se reconocen estructuras de elongación típicamente cantábrica (pliegues y fallas de dirección aproximadamente E-W), así como otras de orientación NE-SW o N-S que posiblemente estarían relacionadas con el accidente principal de la Falla de Pamplona (ver **Fig. T3**). Atendiendo a las lineaciones principales y estructuras que presentan, dentro de toda la zona considerada se perfilan varias unidades: al SW la Sierra de Lokiz; adyacente a esta última

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

fig. t1

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

t2

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

por el E, el Domo de Zufia, al N las Sierras de Urbasa y Andia, y todo el sistema de fallas que las compartimentan; al SE el borde de la depresión del Ebro, y por último, los diapiros de Estella, Allotz y Salinas de Oro. A continuación se comentan los caracteres estructurales principales de cada una de estas unidades.

2.1.SIERRA DE LOKIZ

Esta alineación montañosa constituye en si misma, a grandes rasgos, una estructura anticlinal bien representada en su zona W, y posiblemente desmantelada hacia el E en la llanada de Allín, punto donde limitaría con la alineación estructural de diapiros navarros (Falla de Pamplona) de la que forma parte el diapiro de Estella; el Domo de Zufia, cuyas características comentaremos despues, configuraría la base de esta zona de desmantelamiento anteriormente mencionada.

La directriz general de las estructuras en la Sierra de Lokiz es E-W, pasando a NW-SE hacia oriente. Su límite nor-oriental presenta la terminación del juego de fracturas que define el límite de las sierras de Urbasa y Andia; el límite norte es la suave estructura sinclinal de la Sierra de Urbasa, cotinuación natural de Lokiz. En su parte occidental, aunque parcialmente en tierras alavesas, muestra su cierre estructural suavemente hacia el W, enmascarado en parte por la cubeta terciaria de Campezo. Finalmente, su zona sur presenta el límite con la Cuenca del Ebro; por esta zona, ya en hoja de Viana, se localiza la terminación del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, importante estructura que tiene su reflejo en Lokiz.

La estructura anticlinal de Lokiz, formada en detalle por un serie de pliegues de amplio radio, puede ser dividida atendiendo a su complicación estructural, teniendo como línea divisoria al Anticlinal de Lana (Gastiain), eje vertebrador de la Sierra:

1. La zona septentrional, al norte del Anticlinal de Lana, presenta pliegues de muy amplio radio que apenas trastocan la tendencia homoclinal que se puede deducir; estos

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

pliegues, tienen su mejor representación en la zona de Allín, siendo posiblemente prolongaciones del Domo de Zufia. Al norte de esta zona, las únicas estructuras apreciables son una serie de fallas de dirección WSW-ENE y NW-SE; corresponden a relajaciones en el Sinclinal de Urbasa y en la Sierra de Lokiz, y afectan a toda la serie del Cretácico superior, ofreciendo un salto de poca entidad. Están relacionadas con la Falla de Contrasta de igual juego, en territorio alavés.

2. Vergente en parte hacia el sur, el Anticlinal de Lana da paso en el mismo sentido a una serie de pliegues de corto radio, apretados, con un alto componente de fractura de igual dirección E-W, que en algunos casos llegan a permitir la extrusión de materiales arcillosos del Keuper (zona plegada de Acedo). Estos datos, junto con su situación cercana al Cabalgamiento de Cantabria, confirmarían la presencia de pequeñas escamas cabalgantes abortadas.

Al este de esta zona sur, se localiza la Flexura de Ollogoien, estructura vergente al SW (Pflug, 1973), la cual conlleva un diaclasado simétrico al eje de la misma, así como un cizallamiento a favor de ciertas superficies de estratificación. Esta estructura afecta a la serie margas-calcareñas de edad Turoniense-Coniaciense.

Esta unidad de la Sierra de Lokiz presenta básicamente materiales calcareníticos del Coniaciense, aflorando series margosas del Cenomaniense-Turoniense en el núcleo del Anticlinal de Lana y en el Valle de Metauten-Allín.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

2.2.DOMO DE ZUFIA

Esta estructura afecta principalmente a los materiales del Albiense superior-Cenomaniense del Valle de Metauten-Allín, no reconociéndose como tal en los materiales circundantes de la Sierra de Lokiz-Peñas de Azanza-Abarzuza. Este hecho de pérdida de la estructura, nos indica una gran relación con el área de influencia del Diapiro de Estella, en el cual, seguramente tiene su origen, aparte de ser actualmente su límite sur.

La estructura, más precisamente, es la de un semidomo, cuyo núcleo se encuentra al sur de Zufia. El hecho de no haberse encontrado la presencia de un eje B en esta estructura, apunta a la exclusión de encogimiento o compresión de los materiales del semidomo (Pflug, 1973). Según este mismo autor, el semidomo de Zufia es la mitad de un abombamiento que se hallaba sobre un diapiro situado a gran profundidad, quedando la otra mitad destruída al surgir el actual diapiro; la posición actual del Eoceno medio indica que ya existía a comienzos del Terciario (Pflug, 1973).

El estudio de los sistemas sedimentarios del Albiense superior-Cenomaniense inferior en el Domo de Zufia, pone de manifiesto una posible actuación sinsedimentaria de esta estructura para esos momentos, lo cual indicaría que la génesis de la misma sería bastante anterior a la apuntada por Pflug en 1973. La distribución areal de las facies, teniendo en cuenta que los aportes de material siliciclástico en la edad comentada, provenían del Sur, podría sugerir la actuación de empujes diapíricos que habrían delimitado zonas protegidas de otras con mayor influencia terrígena; asimismo, momentos de tranquilidad tectónica permitirían una relajación de los esfuerzos que marcaría asimismo cambios en la distribución de las facies (ver **Fig. H4**). De igual manera, hay que tener también en cuenta, que el diapiro de Estella es expresión de la Falla de Pamplona, estructura que ha permitido, además de la creación de formaciones diapíricas, la actuación de esfuerzos de otra índole.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

2.3.LAS SIERRAS DE URBASA Y ANDIA

Estas dos sierras forman dos amplias mesetas en cuyos bordes afloran espectacularmente los materiales del Terciario marino. En conjunto entre ambas definen la prolongación oriental del denominado Sinclinorio Sudcantábrico, estructura que con una disposición ligeramente arqueada discurre a lo largo de toda la mitad meridional de la Región Vasco-Cantábrica desde el W de Navarra hasta aproximadamente el N de Burgos. A menor escala, las sierras de Urbasa y Andia constituyen dos sinclinales alineados y de orientación general E-W, principalmente caracterizados por flancos que presentan buzamientos bastante suaves (entre 5 y 15 grados). La mayor complicación estructural corresponde a la zona en que confluyen los dos sinclinales y toda la parte S de la Sierra de Andia, donde se reconoce un denso sistema de fallas que principalmente está representado en los cuadrantes de Zudaire y Lezaun (**Figs. T3 y T4**).

Los principales accidentes dentro del sistema corresponden a las que se han denominado como fallas de Zunbeltz, Lizarraga, Iranzu, Lezaun, Iturgoyen y Riezu. Todas estas fallas y sus asociadas presentan orientaciones que van desde N-S a NE-SW, y en conjunto dibujan a gran escala una estructura en abanico. La mayoría de ellas son de carácter normal (en algunos casos con saltos superiores a los 200 m), aunque para algunas asimismo se reconoce una componente de desgarre tanto de sentido sinistral como dextral. Entre estas últimas el caso más significativo es el de la Falla de Zunbeltz, cuyo movimiento dextral provoca una incurvación en el eje del Sinclinal de Urbasa.

En base a su componente normal principal, todo el sistema de fallas configura una sucesión de altos y surcos estructurales que han condicionado enormemente el modelado de la zona. A gran escala, se definen tres depresiones estructurales principales (**Fig. T4**): I) el **semigraben de Zunbeltz**, de orientación N-S y que a su vez está dividido en dos partes: una al N entre la falla de Zunbeltz y la de Lizarraga, y otra al S entre esta última y la de Iranzu; II) el **graben de Lezaun**, de la misma orientación que el primero y situado entre la falla del mismo nombre y la de Lizarraga; y III) el **graben de Iturgoyen**, de orientación

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

general NE-SW y que se situa entre las fallas de Iturgoyen y Riezu.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

fig. t4

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

2.4.BORDE DE LA CUENCA DEL EBRO

Corresponde a una depresión principalmente rellena por materiales continentales del Oligoceno y Mioceno, que se dispone a lo largo de los cuadrantes de Lezaun, Abarzuza y Estella. A gran escala muestra una morfología de cubeta cuyos bordes están controlados por los accidentes circundantes: al NE el Diapiro de Salinas de Oro, al N las fallas que definen el borde S de la Sierra de Andia (semigraaben de Iturgoyen), y al NW y W los accidentes que forman la prolongación del mismo sistema, el semidomo de Zufia y el Diapiro de Estella.

Internamente la depresión está compartimentada por varias fallas de componente normal y orientaciones tanto NE-SW como NW-SE, que delimitan bloques correspondientes a sinclinales de flancos bastante suaves. Las estructuras más relevantes dentro de la cubeta son las siguientes:

- **Falla de Puentelarreina:** se configura como una falla de componente normal que atraviesa la depresión en dirección SE-NW. El mayor salto se concentra en su extremo SE, y según nos desplazamos hacia el NW pierde entidad de forma progresiva
- **Anticlinal de Mañeru:** corresponde a un anticlinal cuyo núcleo está constituido por los materiales yesíferos del Oligoceno. Esta estructura tiene continuación hacia el E y su formación estaría directamente relacionada con la Falla de Puentelarreina, accidente que hunde su flanco septentrional.
- **Falla de Murugarren:** corresponde a un accidente inverso que con una orientación arqueada (de N-S a NE-SW), se reconoce desde el Diapiro de Estella hasta aproximadamente la localidad de Ugar, donde acaba contra la prolongación de la Falla de Puentelarreina. Esta falla es vergente al W y presenta un mayor salto en su mitad meridional, donde permite que afloren los materiales calcareos del Biarritziense.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

2.5. DIAPIROS DE ESTELLA. ALLOTZ Y SALINAS DE ORO: LA FALLA DE PAMPLONA

Junto con los adyacentes de Arteta y Anoz situados más al NE, estos tres diapiros configurarían la denominada Alineación de Diapiros navarros o Falla de Pamplona, accidente profundo que la mayoría de los autores considera como límite estructural entre la Región Vasco-Cantábrica y la zona central surpirenaica. Aunque a gran escala su funcionamiento ha sido similar y aproximadamente coetáneo, los tres diapiros presentan caracteres algo diferentes.

El Diapiro de Salinas de Oro es el que presenta caracteres más propios de una chimenea diapírica clásica. Cartográficamente es de planta aproximadamente circular, y como rasgo significativo en sus bordes se reconoce un completo sistema de fallas radiales y concéntricas bien representado en sus bordes N y E. Entre las primeras la más relevante es la Falla de Etxauri, accidente de orientación E-W que a la altura de la localidad que le da nombre alcanza un salto superior a 500 m. Otras fallas radiales significativas corresponden a las localizadas en el flanco N, desde donde se prolongan hasta el diapiro de Arteta. Las fallas concéntricas están bien desarrolladas al N y NE del diapiro, donde se observa como la mayoría de ellas están generadas por un colapso de los flancos. El borde E y SE del Diapiro está comparativamente mucho más verticalizado, y su zona de contacto con la depresión del Terciario continental corresponde a un accidente de tipo inverso. Esta configuración estructural general, indica que la extrusión de la masa diapírica se produjo con una ligera vergencia hacia el SE, lo que explicaría el carácter inverso de dicho flanco y los colapsos generados en el borde contrario.

El diapiro de Estella presenta una elongación paralela a la lineación con la que se relaciona, es decir, NE-SW. Se presenta como una masa de material salino del Trias Keuper que extrusiona a favor de la fracturación que se refleja en la Falla de Pamplona; la presencia de rocas metamórficas tanto paleozoicas como jurásicas apoya una relación en profundidad a fracturas de importancia que posibilitaron que la masa salina ascendente arrastrara este

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

tipo de bloques alóctonos. Debido a la morfología de la zona de contacto, se observa una cierta vergencia hacia el SE, aunque estudios microtectónicos apuntan que las primeras fases diapíricas tuvieron vergencia hacia el NW. Los primeros indicios de actuación diapírica se sitúan en el Albiense, etapa en la que se generaría el Domo de Zufia, estructura inicial de deformación que actualmente se encuentra parcialmente desmantelada por la continuación de la extrusión; otras etapas de actuación se sitúan cronológicamente en la segunda mitad del Cretácico superior y en el Eoceno medio, siendo la más importante la actuación del Oligoceno, etapa que coincide con la creación del Surco del Ebro y el Cabalgamiento de la Sierra de Cantabria. La actividad de este diapiro ha llegado por lo menos hasta el Cuaternario, hecho demostrado en la génesis de acantilados fluviales excavados en yesos por el río Ega.

El diapiro de Allotz es cartográficamente el más complejo de los tres y además el más difícil de interpretar desde un punto de vista estructural. En conjunto aparece como una extrusión diapírica alineada según una dirección NW-SE, aproximadamente paralela a la dirección del anticlinal de Mañeru. En su borde NE la masa extruida, principalmente compuesta por arcillas y yesos del Keuper, presenta una prolongación que marca el contacto del Anticlinal de Mañeru con el bloque donde afloran los materiales marinos del Cretácico y Terciario, el cual aparece compartimentado por la Falla de Puentelarreina y varias fallas normales asociadas de pequeño salto.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

2.6. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

Toda la zona ocupada por las unidades estructurales que acabamos de describir, constituye una de las áreas clave para delimitar la evolución estructural del borde E de la Región Vasco-Cantábrica y más concretamente de las deformaciones acaecidas durante la compresión pirenaica. En la **Fig. T5** se muestra un cronograma en el que se relacionan las deformaciones experimentadas por esta zona y su relación con las principales etapas tectónicas desarrolladas desde el Cretácico superior al Mioceno.

En base a la organización interna y a la distribución lateral de facies en los materiales del Albiense superior, se puede determinar que durante este intervalo se produjo el inicio del Domo de Zúfia a consecuencia de los primeros movimientos del Diapiro de Estella. A escala regional dichos movimientos pueden relacionarse con el tránsito de la etapa de "rifting" a la de "spreading".

Tras dicho intervalo y durante la primera mitad del Cretácico superior (intervalo Cenomaniense-Santonense), apenas se detectan deformaciones en la zona. La regular distribución de facies y la homogeneidad de espesores de los materiales depositados durante ese intervalo, son indicativos de la existencia de una subsidencia bastante homogénea. Dichas condiciones serían resultado de una etapa de calma tectónica relativa durante la cual se registró una transgresión generalizada. Solo es necesario destacar la existencia de algunos movimientos diferenciales durante el depósito de las calcarenitas del Coniacense, cuya distribución areal denota la presencia de accidentes sinsedimentarios probablemente asociados a la Falla de Pamplona, estructura que para esos momentos constituiría un límite de cuenca (**Fig. T6**).

Los primeros movimientos diferenciales importantes dentro de la zona se registran durante la segunda mitad del Cretácico superior (Campaniense-Maastrichtense inferior), intervalo que coincide con la primera etapa compresiva registrada a lo largo del dominio pirenaico. Durante esta etapa, toda la parte S de la Región Vasco-Cantábrica

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

fig. t5

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

fig. t6

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

esperimentó una flexuración y levantamiento generalizados, que en la zona de estudio se tradujo en la emersión progresiva de la mayor parte de las Sierras de Urbasa y Andia, mientras que las áreas circundantes al E (cuena de Pamplona) y W (S de Alava) se constituyeron en sendos surcos. Es probable, que el levantamiento de las Sierras de Urbasa y Andia esté ligado a una inversión del comportamiento de la Falla de Pamplona, la cual comenzaría a perfilarse ya como un accidente inverso. En base a esta interpretación y por comparación con otras áreas de la región, asimismo se puede deducir que durante esta etapa se registraría un aumento en la actividad de los diapiros asociados a la estructura, que se manifestaría por la creación de abombamientos locales en el fondo de cuena.

Todo el intervalo que va desde el Maastrichtiense final al comienzo del Eoceno, se caracterizó por un comportamiento muy similar al del intervalo Cenomaniense-Santonense, ya que se registró una transgresión generalizada que se asocia a un cese en la actividad compresiva. La uniformidad de espesores y facies a ambos lados de la Falla de Pamplona, sugiere que este accidente no tuvo actividad durante ese periodo. Asimismo los domos diapíricos a ella asociados tampoco registrarían actividad, siendo recubiertos de forma uniforme por los materiales depositados durante la transgresión.

Durante el Ilerdiense y hasta el Luteciense medio, se registra una nueva etapa dominada por movimientos compresivos. Así se produce un basculamiento de toda la zona hacia el N y NE, acompañado de una flexuración de dirección aproximadamente N-S, cuyo efecto más significativo fue la creación de un anticlinal laxo al S de la Sierra de Andia, que condicionó enormemente la sedimentación (ver capítulo de historia geológica). Asimismo durante este intervalo se produjo un aceleramiento en la ascensión de los diapiros, a cuyos bordes se generaron discordancias progresivas. Este proceso está bien representado en los diapiros de Salinas de Oro y Arteta, donde los materiales del Luteciense inferior llegan a situarse sobre los del Paleoceno inferior. La distribución de la plataforma carbonatada del Luteciense inferior a ambos lados de la Falla de Pamplona, indica que para esos momentos este accidente ya presentaba un régimen claramente inverso.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Aunque no hay suficientes datos para poder afirmarlo con seguridad, desde el Luteciense medio al Bartonense se registraría un nuevo receso en la actividad tectónica que favoreció el desarrollo de una transgresión generalizada (Transgresión Biarritziense). Durante ella se fosilizaron las estructuras previas creadas en la zona, de forma que los depósitos de ese intervalo se llegan a situar sobre los materiales del Cretácico superior.

A partir del Bartonense y a lo largo del Oligoceno, todo el área experimenta un levantamiento que culminó con emersión definitiva. Es durante esta etapa compresiva cuando se registró la formación de los principales pliegues de la zona, y la individualización de la parte SE como cuenca de sedimentación continental. Asimismo durante esta etapa se habría formado el sistema de fallas que compartimentan las Sierras de Urbasa y Andia, y cuando se produciría la extrusión de los diapiros, los cuales aproximadamente se sitúan en los puntos de interferencia entre los pliegues anticlinales y la lineación NE-SW que en profundidad constituiría la Falla de Pamplona (**Fig. T3**). La deformación alcanzó su máxima expresión en el Oligoceno final-Mioceno inferior, intervalo en el que las cubetas recibieron grandes cantidades de depósitos aluviales procedentes de las áreas emergidas circundantes.

3.- GEOMORFOLOGIA

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

3.- GEOMORFOLOGÍA

3.1.SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La hoja de Lezáun ocupa una posición centroccidental en el ámbito de la Comunidad Foral de Navarra. La mitad nororiental de la hoja corresponden a las estribaciones meridionales de la Sierra de Andía, mientras que la mitad suroriental se encuentra ocupado por una zona de transición y vertientes de enlace entre los relieves serranos del Norte y las zonas de valle fluvial correspondientes a la cuenca del río Salado.

La totalidad de la red fluvial corresponde a la cuenca del Ebro. De los cursos fluviales presentes en esta hoja el más importante es el río Salado, que con una dirección NE-SO discurre por el cuadrante suroriental y que se encuentra embalsado, en la hoja inferior de Abárzuza, en el Embalse de Alloz.

El resto de la red fluvial de la zona está constituida por regachos, regatas y barrancos en muchos casos de carácter estacional entre los que destacan la regata de Erragoz, el regacho de Obantzea y el barranco de Arbioz que aguas abajo se transforma en el río Ubagua. Las direcciones de estos cursos fluviales según avanzamos hacia el Oeste varían de N-S a NO-SE formando, junto con el tramo del río Salado presente en la hoja, una especie de "abanico". Todos son afluentes del río Salado confluyendo con él aguas abajo en el embalse de Alloz.

Otros cursos fluviales presentes en la hoja son en el sector suroccidental los regachos de Rerangoa, Azcona y Arana, afluentes de río Iranzu al que se unen en la hoja inferior de Abárzuza, y en el sector nororiental las regatas de la Tejería y Aranea, afluentes del río Araquil y cuya dirección de drenaje principal es hacia el Este.

El área que comprende esta hoja se sitúa en las primeras estribaciones montañosas del norte de la Comunidad de Navarra. Dentro de este área podemos definir dos unidades

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

geomorfológicas bien diferenciadas entre si que serían: el dominio de relieves estructurales de superficies y cuevas localizado en las estribaciones de la sierra de Andía y la zona deprimida de la cuenca terciaria del río Salado.

Las mayores cotas topográficas se localizan en el alto de la Trinidad (1248 m), pico Mugaga (1210 m) y Sangüein (1195 m) y los altos de Zoyola (1152 m), Artesa (1136 m), Santa Cruz (1042 m) y Garindo (1006 m), todos ellos en la zona norte de la hoja, dentro del dominio de la Sierra de Andía. Las cotas más bajas se encuentran en el borde sur de la hoja y son del orden de los 500m, están asociadas al valle de los ríos Salado y Ubagua al comienzo del embalse de Alloz.

Morfométricamente el territorio de la hoja se caracteriza por tener zonas con pendientes abruptas superiores al 20% asociadas a las laderas de la sierra; zonas con pendientes medias y muy irregulares en la mitad suroriental y zonas llanas o de baja pendiente correspondientes con las zonas de superficie de la Sierra de Andía.

El clima es mediterráneo continental templado con una media anual entre 1200 y 1400 mm, y la temperatura media está entre los 10 y 12°C.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

3.2.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

A nivel regional, la hoja de Lezáun se enmarca dentro del conjunto oriental de la Cordillera Cantábrica y más concretamente relacionada con las alineaciones serranas de Andía. Estas sierras están constituidas por materiales predominantemente carbonatados y margosos del terciario.

Las morfologías de génesis estructural se concentran en relación a la composición litológica del sustrato con la existencia de niveles competentes con o sin intercalaciones más blandas. La diferente resistencia a la erosión de estos niveles, junto con el plegamiento al que están sometidos estos materiales, propicia la generación de diferentes formas con tamaños distintos y que en resumen son un reflejo de la estructura que presentan las diferentes capas. El resultado es la existencia de un modelado diferencial orientado en el mismo sentido que la secuencia estratigráfica general, la cual muestra una disposición monoclinial de dirección E-O. Esto que es evidente en el conjunto de la Sierra de Andía, en esta hoja no se aprecia tan claramente al encontrarnos en las estribaciones de dicha sierra y el desarrollo de barrancos que retocan la estructura general.

En la zona noroccidental de la hoja de Lezáun hay un claro predominio del modelado estructural caracterizado por la presencia de gran cantidad de **superficies estructurales**, en la mayoría de los casos con una suave inclinación hacia el Sur, salvo en la franja Norte donde hay algunas superficies con suave pendiente hacia el norte. Otras manifestaciones del relieve estructural que aparecen en la zona son las **líneas de capa**, rodeando las principales superficies. Se observan además otras formas de menor representación como algunos **cresterios aislados**, **cerros cónicos** y **alineaciones morfológicas con control estructural** como la que constituye el límite de esta zona.

En cuanto al modelado estructural del área suroriental de la hoja es menos claro y más

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

caótico que en la zona norte. Los elementos que aparecen en esta zona son **crestas y líneas de capa con indicación de buzamiento** se disponen con dirección preferente N-S. Se han diferenciado también **escarpes estructurales en series monoclinales** que constituyen frentes de cuesta y que con bastante frecuencia presentan en su reverso superficies estructurales y ocasionalmente morfologías de línea de capa con tendencia a morfologías en chevrons.

Por último destacar en este apartado el Diapiro de Salinas de Oro que es una chimenea salina que no está afectada por accidentes de otro tipo y tiene una forma casi circular típica. Presenta un sistema muy desarrollado de fallas concéntricas a su alrededor, cortadas por otras más o menos radiales. Una estructura de colapso produce una serie de fracturas que lo relacionan con el diapiro de Allo, situado al Norte del mismo ya fuera de esta hoja. A favor de estas fracturas se producen una serie de movimientos cuyo resultado final es una morfología escalonada, morfología producto de la propia evolución del diapiro y de los desplazamientos o deslizamientos de las paredes del mismo. Las paredes externas de este diapiro, en especial las de la zona norte, están definidas por superficies estructurales y frentes de cuesta.

3.2.2. ESTUDIO DEL MODELADO

Se describen a continuación las principales formas de modelado, de origen exógeno, presentes en la hoja, agrupados según su génesis

3.2.2.1 FORMAS DE LADERA

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

La parte superior de estas laderas está constituida por escarpes y cresterios estructurales

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

bajo los cuales suele aflorar la roca desnuda.

En la zona inferior de estas paredes verticales se han cartografiado algunos canchales correspondientes a la caída de material desde zonas superiores, esta forma es escasa en esta hoja a diferencia de lo que ocurre en hojas adyacentes como la superior de Olló.

Otro elemento definitorio de las laderas de esta zona es la existencia de deslizamientos localizados en la mitad meridional de la hoja, estos se encuentran asociados a un determinado nivel litológico a favor del cual se ha producido el movimiento del material. Dentro de los deslizamientos podemos diferenciar 2 tipos o categorías en función de su situación y tamaño primordialmente: por un lado tenemos una serie de pequeños deslizamientos asociados a otro tipo de procesos como el encajamiento fluvial o procesos kársticos (dolinas) y por otro lado tenemos los grandes deslizamientos cartografiados en la zona norte del diapiro de Salinas de Oro en el cual, y a favor de fracturas, han tenido lugar una serie de desprendimientos o desplazamientos de masa rocosa representadas en el mapa como deslizamientos.

En el caso de los deslizamientos, se han cartografiado aquellos que son más claros o representativos, y aunque no sea de manera cartográfica se puede concluir que se trata de procesos que puede darse en todas las laderas de esta zona.

Otro tipo de formas de ladera que están presentes en esta hoja son los coluviones, aunque su desarrollo no es muy notable y su tamaño es diverso.

3.2.2.2 FORMAS FLUVIALES

Dentro de las morfologías fluviales de la hoja, al igual que en casos antes mencionados, también existe una clara zonación en cuanto a tipos y características de estas formas.

En la mitad noroccidental existe un proceso generalizado de **incisión lineal** que es funcio-

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

nal actualmente. Se trata de incisiones fluviales muy acusadas que cortan los materiales y formas existentes y cuya característica fundamental es la presencia de **gargantas fluviales** o **barrancos** y **cañones**, gargantas que se encuentran claramente definidas y en muchos casos delimitados por escarpes fluviales. Los cursos fluviales de esta zona no tienen depósitos asociados, teniendo por el contrario una alta capacidad de transporte. Este proceso puede presentar funcionalidad actual sobre todo cuando afecta a los materiales menos resistentes a la erosión.

En la mitad suroriental no existen estas gargantas y los cursos fluviales presentan asociado un depósito de **fondo de valle** en la mayoría de los casos. En algunas de las incisiones fluviales se puede observar lo que podría ser un principio de formación de cárcavas.

Se han diferenciado también en el mapa algunos **interfluvios**, **collados de divergencia fluvial** que marcan morfologías netas. Otro proceso de origen fluvial que tiene lugar en el ámbito de esta hoja es el de **arroyada en regueros**.

3.2.2.3 FORMAS POLIGÉNICAS

Entre las morfologías de génesis poligénica, cabe destacar las formas y depósitos correspondientes a **aluvial-coluval**. Aunque existen en toda la superficie de la hoja tienen un especial desarrollo en la mitad sur.

En cuanto a formas de acumulación tipo **glacis** en esta hoja destacan por su ausencia existiendo un único glacis en el cuadrante noreste.

Normalmente relacionados con las zonas de crestas o relieves abruptos se localizan algunas morfologías residuales, labradas sobre materiales resistentes que se corresponden con **escarpes** cuya génesis es de difícil atribución. También existen **depressiones cerradas** de origen poligénico localizadas generalmente en la zona posterior de los grandes deslizamientos del diapiro.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

3.2.2.4 FORMAS KÁRSTICAS

En el ámbito de la hoja de Lezáun, los procesos kársticos son la continuación de los existentes en la hoja superior de Ollo donde adquieren una notable representación. En el cuadrante noroeste de esta hoja es donde este proceso alcanza mayor entidad existiendo una considerable cantidad de **dolinas y uvalas**, en general de forma alargada, alguna de las cuales presentan depósitos en el fondo.

Dentro de estas dolinas en unas ocasiones se presentan aisladas y en otras lo hacen unidas formando uvalas. Desde un punto de vista morfológico se reconocen los tipos de dolina de fondo plano y en embudo, aunque en la cartografía no se han diferenciado. Las dolina y uvalas suelen presentar un alargamiento y presentarse alineadas según una determinada dirección que podría corresponder con líneas de fractura, planos de estratificación , etc; según Gutierrez Elorza (1987) esta alineación obedece a la existencia de paquetes calizos más aptos para la Karstificación que otros.

En el extremo noroccidental de la hoja se localiza una depresión con características típicas de **polje**. Su fondo es relativamente plano y presenta escarpes suavizados. Tiene una forma alargada según una dirección N-S, de unos 500 m de ancho por 1 Km de largo, es continuación del cartografiado en la hoja superior de Ollo llegando a alcanzar los 2 km de largo. El fondo de esta forma se encuentra salpicado de dolinas de pequeño tamaño conformando una zona denominada campo de pequeñas dolinas, que a esta escala no son cartografiables. En la parte NO de este polje, en la hoja de Ollo, se observa una captura incipiente de la red fluvial, por lo que puede considerarse como una depresión semicerrada. En la zona más meridional de esta forma aparecen depósitos que son similares a los encontrados en el fondo de las dolinas.

En la esquina noreste de la hoja se ha cartografiado otra depresión de similares características a la anterior y que se ha considerado también un polje. Se trata de una depresión

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

cerrada de límites netos sin ningún tipo de drenaje aparente. Presenta un amplio desarrollo de depósitos en su fondo, correspondientes a arcillas de descalcificación.

Por último, dentro de este tipo de morfologías, dentro del diapiro de Salinas existen una serie de dolinas en embudo que se encuentran claramente alineadas posiblemente a favor de una fractura. En las paredes de algunas de estas dolinas encontramos pequeños deslizamientos

La red fluvial de esta hoja tiene un origen kárstico, el agua que se infiltra en la Sierra de Andía discurre por el aparato endokárstico que salen al exterior a pie de los macizos carbonatados y son el nacimiento de los arroyos, regatas, etc Nacen a partir de surgencias o nacederos ubicados en las estribaciones de la sierra de Andía. Al no tener representación cartográfica o una morfología característica no han sido cartografiados.

3.2.2.5 FORMAS ANTRÓPICAS

Se han representado en el mapa solamente algunas morfologías más destacables por su extensión correspondientes a **canteras y bancales agrícolas**.

3.2.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En el capítulo de Estratigrafía de la memoria del Mapa Geológico, se realiza una breve descripción de los depósitos cuaternarios cartografiados en la hoja de Lezáun. A continuación se describen detalladamente, en orden a su génesis y edad, expresándose entre paréntesis la letra asignada en el Mapa Geomorfológico. Se indica también en el texto, el número que corresponde a cada una de estas formaciones en el Mapa Geológico.

3.2.3.1 CANTOS EN MATRIZ LIMO-ARCILLOSA. GLACIS (C). POLIGÉNICO. PLEIS-TOCENO

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

En esta hoja se ha cartografiado un único glacis que se encuentran representados, en el cuadrante NE de la hoja.

Litológicamente, está formado por cantos, casi exclusivamente carbonatados, subangulosos a subredondeados. En general, presenta un grado de clasificación notable, con predominio de tamaños en torno a los 3-5 cms.

La matriz, relativamente abundante, es arcillo-limosa y de tonos pardo-amarillentos. Su espesor es reducido (1-2 m.).

Se ha efectuado una atribución cronológica pleistocena. En el Mapa Geológico corresponden a las unidades.

3.2.3.2 ARCILLAS DE DECALCIFICACIÓN. FONDOS DE DOLINA (E). KÁRSTICO. PLEISTOCENO-Holoceno.

Se han cartografiado como formación superficial, las arcillas de descalcificación (63), procedentes del residuo de la disolución kárstica, que rellenan parte de los fondos de las morfologías kársticas (dolinas, uvalas, poljes).

Su observación es, en ocasiones, muy dificultosa, debido a la colonización vegetal que se produce sobre ellas. Sin embargo, pueden atribuirse a depósitos predominantemente arcillosos, y de potencia difícilmente estimable pero que debe ser, normalmente, superior a los 2 m.

Se ha estimado que el proceso de karstificación ha debido ser continuo, como mínimo desde el Terciario, no pudiéndose precisar este límite ante la ausencia de registro sedimentario de esta edad. Por ello, la atribución cronológica ha sido Pleistoceno-Holoceno, aunque posiblemente, según zonas, su comienzo sea anterior.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

En el Mapa Geológico corresponden a las unidades.

3.2.3.3 GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS. ALUVIAL, FONDOS DE VALLE (B). FLUVIAL. HOLOCENO.

Se incluyen en este apartado todas las morfologías con depósito correspondientes a génesis fluvial.

En algunos de los cauces de la red de menor orden se han diferenciado los fondos aluviales, compuestos por gravas y cantos con matriz areno-arcillosa (). Su extensión y su espesor son reducidos.

La atribución cronológica de todas estas formaciones es holocena.

3.2.3.4 BLOQUES Y CANTOS CON ESCASA MATRIZ. CANCHALES (A). LADERAS. HOLOCENO

Se trata de un recubrimiento de bloque y cantos fundamentalmente calcáreos (), desmantelados de las zonas más altas de las laderas.

Apenas presentan matriz.

Su edad es Holocena.

3.2.3.5 CANTOS EN MATRIZ LIMO-ARCILLOSA. COLUVIONES (A). LADERAS. HOLOCENO

En algunas laderas de la Sierra de Andía y a favor de pequeños escarpes poligénicos en el resto de la hoja, se localizan depósitos de tipo coluvión, formados por cantos en matriz de

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

limos y arcillas (). Su espesor puede alcanzar los 3 m. en las zonas más distales de la forma.

Su edad es holocena.

3.2.3.6 CANTOS EN MATRIZ LIMO-ARCILLOSA. DEPÓSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (D). POLIGÉNICO. HOLOCENO.

Se han diferenciado también algunas áreas en las que se localizan materiales de génesis mixta fluvial y de ladera, compuestos por cantos en matriz limosa y arcillosa (70), que se han cartografiado como depósitos aluvial-coluvial.

La edad atribuida es Holoceno.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

3.3.EVOLUCIÓN DINÁMICA

El registro morfológico más antiguo existente en el área está constituido por las morfologías estructurales que conforman la arquitectura principal del paisaje, sobre todo en la zona correspondiente a la Sierra de Andía, así como los depósitos y formas que se han atribuido a génesis kárstica.

La ausencia de registro sedimentario en el área, de materiales del Terciario más reciente, impide precisar el momento en el que se produjo la exhumación definitiva del relieve y, por tanto, el del comienzo de la generación del relieve actualmente observable.

Es en el Holoceno cuando los procesos de acumulación de laderas y erosión de la red fluvial, que por otra parte debió ser activa desde el primer estadio de generación del relieve, se generalizan. La acción fluvial ejerce básicamente una acción de carácter erosivo, encajándose profundamente en muchos casos y labrando estrechas gargantas. La sedimentación fluvial es escasa y de poco desarrollo, limitándose a depósitos de fondo de valle

Esta actividad se mantiene en la actualidad acompañada por los procesos de disgregación mecánica, química (kárstica) y movimientos de ladera, continuando así la labor de modelado del relieve en el área.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

3.4.MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Como se ha indicado los procesos de erosión, ligados a la dinámica fluvial, junto a los de disolución kárstica y a los procesos de movilización de laderas son los más activos en la actualidad en el área estudiada. En cuanto a estos últimos no tienen una gran representación en la presente hoja pero si que están muy desarrollados en hojas vecinas de Estella y Alsasua lo que nos hace suponer para esta zona una alta potencialidad en cuanto a la generación de estos procesos se refiere.

En este sentido, es interesante señalar la necesidad de un desarrollo ordenado del territorio para proteger las áreas en las que estos procesos se encuentran más localizados.

Es importante, por tanto, un control suficiente, sobre todo en los temas de deforestación, en cuanto a que el tapiz vegetal constituye una protección eficaz del terreno, así como en el desarrollo y ejecución de la obra pública y otras actividades antrópicas que puedan influir en la estabilidad de las laderas y en la protección vegetal de las mismas.

4.- HISTORIA GEOLOGICA

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

4.- HISTORIA GEOLOGICA

En este apartado se ofrece una visión general de la evolución tectosedimentaria del sector abarcado por este cuadrante y los adyacentes de Eulate, Zudaire, Abarzuza, Estella y Campezo, teniendo en cuenta los datos obtenidos durante el estudio de los mismos, así como los provenientes de otros estudios previos y/o de índole más regional. De este modo analizaremos la evolución areal y vertical de los distintos sistemas deposicionales representados en el cuadrante, haciendo hincapié en los principales factores que condicionaron su desarrollo y las modificaciones que se produjeron a lo largo del tiempo. No obstante y de cara a contextualizar la evolución sedimentaria del área, primeramente vamos a describir las principales pautas evolutivas registradas por la Región Vasco-Cantábrica, dominio en el que se integra la zona de estudio.

La Región Vasco-Cantábrica forma parte del cinturón orogénico de los Pirineos, constituyendo la zona de enlace entre la parte central de la cadena y el actual margen continental noribérico. Su registro sedimentario es variado y potente (en algunos puntos llega a superar los 15.000 m), y principalmente está constituido por materiales mesozoicos y más concretamente del Cretácico. La evolución tectosedimentaria de la región ha sido dilatada y compleja, comenzando a finales del Paleozoico y extendiéndose hasta bien entrado el Terciario. Esta evolución estuvo principalmente controlada por la interacción de las placas Europea e Ibérica, y a gran escala dentro de ella se pueden distinguir dos grandes fases: una primera de carácter distensivo desde el Paleozoico final al Cretácico superior; y una dominada por movimientos compresivos desde el Cretácico final hasta bien entrado el Terciario. A menor escala, dentro de ambas fases evolutivas se distinguen varias etapas con caracteres diferenciados, cuyos caracteres detallados quedan recogidos en trabajos como los de Montadert et al, 1974; Rat et al, 1983; Rat, 1988; García-Mondéjar, 1989, entre otros.

Como resultado de la fracturación tardihercínica, durante el Triásico inferior se configuraron numerosas cuencas que se fueron rellenando con siliciclásticos continentales,

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

carbonatos y evaporitas, esto último ya en el Trías Keuper (García-Mondéjar et al, 1986). La compartimentación en bloques queda reflejada en las importantes variaciones de espesor de estos materiales, así como en la intrusión de magmas basálticos (ofitas). Ya durante el Jurásico inferior y medio se produjo una subsidencia más uniforme y amplia, tectónicamente pasiva, con implantación progresiva de la sedimentación marina en casi toda la región. A pesar de ello, se desarrolla una gran subsidencia diferencial con desarrollo de surcos intraplataforma (Meléndez, 1976). A gran escala todo el intervalo Triásico-Jurásico se ha considerado como una etapa representativa de un rift incipiente.

La etapa de rifting propiamente dicha se desarrolló a partir del Jurásico final (primeros movimientos kimméricos; Pujalte, 1981) y a lo largo del Cretácico inferior. Durante ella toda la región evolucionó como una cuenca sedimentaria individualizada. En un primer momento se definieron las denominadas fosas wealdenses (Pujalte, 1977), sistema de subcuencas limitadas por fallas normales que principalmente se rellenaron con materiales continentales y transicionales. A consecuencia de un aumento de la subsidencia, a principios del Aptiense sobrevino una etapa transgresiva, que culminó con el desarrollo de las primeras plataformas carbonatadas urgonianas ya a comienzos del Aptiense superior. A finales del Aptiense superior y hasta aproximadamente el Albiense superior, un cambio en el movimiento relativo entre las placas Europea e Ibérica, se manifestó en una compartimentación de la cuenca en altos y surcos. En los primeros y bajo condiciones favorables, persistió la sedimentación carbonatada somera (bancos urgonianos), mientras que los surcos se fueron rellenando con potentes sucesiones turbidíticas siliciclásticas (Flysch Negro) provenientes de sistemas deltaicos localizados en los bordes de la cuenca (Formación Balmaseda y equivalentes). Este dispositivo perduró hasta el Albiense superior, momento en el que asimismo se registró el comienzo de volcanismo en el Sinclinorio de Bizkaia.

En la primera mitad del Cretácico superior (intervalo Cenomaniense-Santonense), los procesos distensivos entre Iberia y Europa alcanzaron su máxima expresión, de forma que en el Golfo de Vizcaya se llegó al estadio de oceanización. A consecuencia de una

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

regularización y homogeneización de la subsidencia (durante ese periodo, de tipo térmico), todo el dominio pirenaico se configuró como una gran cuenca marina que desde su extremo oriental se abría y profundizaba hacia el Golfo de Vizcaya. Dentro de la Región Vasco-Cantábrica, que se situaría en la parte más abierta de dicha cuenca, se registró una transgresión generalizada y se configuraron dos dominios de sedimentación principales: I) en la mitad septentrional una zona de cuenca profunda más subsidente, que se fue rellenando con depósitos turbidíticos entre los que se intercalan acumulaciones de lavas basálticas (el *Flysch calcaire* de Mathey, 1986); y II) en la mitad meridional una zona somera más estable, sobre la que se desarrollaron amplias plataformas carbonatadas de tipo rampa (la Rampa Norcastellana de Floquet, 1991).

A comienzos del Campaniense finalizó la creación de corteza oceánica en el Golfo de Vizcaya y comenzaron a registrarse los primeros movimientos convergentes entre las placas Europea e Ibérica. Hasta aproximadamente el Maastrichtiense inferior, se desarrolló una primera etapa compresiva que en la parte oriental de los Pirineos provocó la emersión de grandes áreas y la creación de las primeras estructuras cabalgantes. Sobre las áreas someras de la región Vasco-Cantábrica se registró una regresión generalizada y la entrada de gran cantidad de depósitos siliciclásticos de carácter fluvio-deltaico, mientras que en la zona de cuenca profunda se depositó una potente sucesión de turbiditas siliciclásticas (el *Flysch greseux* de Mathey, 1986). A continuación de este episodio y a lo largo del Intervalo Maastrichtiense superior-Eoceno basal, se registró un cese en la actividad compresiva que permitió el desarrollo de una transgresión generalizada durante la cual se reinstauró la sedimentación carbonatada sobre las áreas someras, quedando la zona profunda como una cuenca de tipo *starved* (Baceta, 1996).

A partir de este último intervalo dio comienzo la orogenia pirenaica propiamente dicha, aunque el proceso de convergencia se desarrolló en varias etapas diferenciadas. Durante la primera mitad del Eoceno se emplazaron las principales unidades cabalgantes del orógeno y como rasgo significativo se configuró la cuenca surpirenaica central. En muchos sectores del dominio (incluida la Región Vasco-Cantábrica), se registró una regresión que estuvo

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

acompañada por una importante entrada de materiales silicicásticos provenientes de las áreas sujetas a emersión y erosión. En algunas posiciones, no obstante persistieron las plataformas carbonatadas, aunque con una extensión mucho menor que en la etapa precedente. Los materiales siliciclásticos también alcanzaron las áreas de fondo de la cuenca, donde formaron importantes acumulaciones (Grupo Hecho en la zona Surpirenaica central, Flysch Eoceno en la mitad N de la Región Vasco-Cantábrica).

Con posterioridad a dicha etapa compresiva se registró un nuevo pulso transgresivo (la denominada "Transgresión Biarritziense", y tras ella una nueva etapa regresiva motivada por nuevos movimientos convergentes, que culminó con la emersión final de la mayor parte de la Región Vasco-Cantábrica y del resto del dominio pirenaico. De esta forma durante el Oligoceno y Mioceno, todo el área se caracterizó por una sedimentación continental, que principalmente se realizó a favor de cuencas de antepais situadas a ambos lados de la cadena montañosa (al S la cuenca del Ebro, y al N la cuenca aquitana). Este dispositivo, con algunas variaciones, es el que ha perdurado hasta nuestros días.

Aparte de los materiales del Triásico y Jurásico aflorantes a favor de las estructuras diapíricas, en el área abarcada por este cuadrante de Lezaun y los adyacentes de Eulate, Zudaire, Campezo, Estella y Abarzuza afloran materiales que en edad van desde el Albiense superior al Mioceno. Estos materiales registrarían, por tanto, toda la serie de acontecimientos desarrollados en la Región Vasco-Cantábrica durante las etapas principales de la distensión cretácica y los diferentes episodios compresivos correspondientes a la orogenia pirenaica. A continuación y para todo ese intervalo vamos a realizar un análisis detallado de la evolución secuencial en base a ciclos mayores registrada a lo largo de este cuadrante y los adyacentes, dentro de los cuales asimismo se tendrán en cuenta los ciclos menores en el caso de haber sido distinguidos. Dicho análisis puede subdividirse en función de los tres grandes conjuntos litológicos representados en la zona: la sucesión del final del Cretácico inferior-Cretácico superior (Albiense superior-Maastrichtiense inferior), el Cretácico final-Terciario marino (Maastrichtiense superior-Eoceno superior) y el Terciario continental (Oligoceno-Mioceno).

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

4.1.EVOLUCION DURANTE EL FINAL DEL CRETÁCICO INFERIOR Y CRETACICO SUPERIOR

Para todo este periodo se han diferenciado un total de 5 macrosecuencias deposicionales que a gran escala e individualmente definirían intervalos caracterizados por una tendencia general transgresiva o regresiva. En las figuras H1, H2 y H3 se muestran paneles estratigráficos de correlación en los que se resalta la configuración secuencial del intervalo aqui mencionado. Asimismo las Figuras H4, H5, H6 y H7 representan las paleogeografías de los momentos más significativos.

4.1.1. MACROSECUENCIA REGRESIVA DEL ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR (1)

Las series del Albiense superior aparecen, tanto en la hoja de Estella-Lizarra como en la de Abarzuza, relacionadas a los afloramientos peridiápiricos de Estella y Allotz, probablemente aflorantes gracias a la acción tectónica de los mismos; por ello, las bases de los sistemas terrígenos de esa edad no llegan a aflorar debido a su contacto mecánico. Por tanto, estos sistemas terrígenos son considerados dentro de una etapa general regresiva, la cual sucedió a las plataformas carbonatadas del Aptiense-Albiense, hecho comprobado en otras zonas (véase p. ej. las hojas de Lakuntza, Altsasua, Uharte-Arakil). Esta etapa puede ser desglosada estudiando las características de las plataformas siliciclásticas del Albiense superior que afloran en nuestra zona de estudio, en tres pequeños ciclos regresivo-transgresivos.

Primer ciclo menor Albiense superior, parte inferior (1-1)

Los primeros materiales que nos encontramos corresponden a un sistema de plataforma arenosa con cambios laterales a facies finas lutíticas y arenosas intercaladas, tanto al W (en hoja de Allo) como al E (Zubielki y Allotz); este sistema se desarrolla claramente en condiciones regresivas, pudiéndose distinguir una evolución vertical retrogradante

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

(secuencia general positiva), la cual deja paso paulatino a condiciones menos someras, indicativas del inicio de un pulso transgresivo. La transgresión, con el consiguiente retiro de los sistemas arenosos tiene lugar a techo de la serie arenosa anterior; en el techo de ésta se encuentra una superficie de condensación indicativa de una discontinuidad que marca momentos de ralentización de la sedimentación y/o no depósito; esta transgresión tendría su máxima expresión en el término calizo arenoso (7) (**Figs. H1 y H4**) Por otra parte, las variaciones laterales de facies del primer sistema arenoso, tan rápidas (Zufia-Zubielki) y mantenidas en la vertical nos están hablando seguramente de un condicionante tectónico; esto nos puede sugerir que el diapiro de Estella era ya activo para este momento, y que la estructura actual denominada Domo de Zufia estaba ya generándose. Otro dato que corroboraría esta hipótesis sería la aparición de la caliza coralina (7) que se reduce exclusivamente a esa zona, en parecida posición paleogeográfica que el sistema arenoso (5-A); de esta manera podríamos explicar el mantenimiento en la vertical de la entrada de material siliciclástico principal (canales, más someros, alimentadores del sistema) y la génesis de la caliza en un alto estructural protegido de las fuentes de contaminación terrígena. Asimismo, las series arenosas de Allotz, comparativamente más potentes que las de Zufia, pueden indicar una subsidencia más marcada; no obstante, hay que tener en cuenta que al no aflorar la base del sistema no podemos correlacionar perfectamente ambas potencias. El intervalo básicamente lutítico (5-B+6-B) hasta la caliza (7) presenta similar potencia en la hoja de Estella-Lizarra y en la de Abarzuza, sugiriendo una subsidencia similar en ambas áreas.

Segundo ciclo menor Albiense superior-Cenomaniense inferior (1-2)

Comienza con la implantación dominante de facies lutíticas que hacia techo presentan discretas capas arenosas, indicativo de la progradación de los sistemas arenosos; ello conlleva una paulatina regresión, cuya máxima expresión son estas finas capas arenosas (9). A techo de estas areniscas se encuentra abundante glauconita, así como bioturbación, indicativo de una discontinuidad que implica ralentización en la sedi

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h1

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h2

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h3

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h4

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

mentación ; esto nos marca el paso a la transgresión que sucede a continuación, imponiéndose una sedimentación arcilloso-margosa (**Fig. H4**) Las condiciones de sedimentación que se suponen para este ciclo nos indican la creación de una zona distal a los sistemas arenosos o bien restringida, con escasa conexión con ellos mismos. Ambas suposiciones pueden ser correctas, pero nos faltan referencias con áreas próximas para conocer la completa paleogeografía de estos sistemas, debido a falta de afloramientos; lo que sí podemos sospechar es un posible confinamiento de este área de Estella-Allotz quizás generado por la actividad tectónica de los diapiros y la lineación en que se encuentran (Falla de Pamplona), puesto que la Formación Zufia en sí misma es claramente diferente de sus equivalentes de edad; de esta manera tendríamos que las capitas de arenisca (9) entrarían, en la parte restringida del sistema (término 8 dominante), sobrepasando la probable intumescencia diapírica mediante corrientes de tormenta (ver **Fig. H4**).

Tercer ciclo menor Cenomaniense inferior, parte inferior (1-3)

Corresponde al menor de los tres ciclos, tanto por potencia como por edad. Sólomente representado por un miembro regresivo. Comienza directamente sobre las arcillas y margas del tramo transgresivo anterior; este límite inferior es neto y viene marcado por la entrada de sistemas terrígenos que configuran una regresión en la plataforma y el establecimiento de condiciones más someras. Las calcarenitas coetáneas de estos terrígenos (indicativas de un medio muy somero) configuran un episodio anómalo en esta situación, sólomente explicado mediante la creación de un paleoalto en el que se hubieran generado. El origen de este paleoalto podría haberse favorecido por la relajación de esfuerzos diapíricos que habrían permitido la creación de zonas algo más deprimidas en antiguas áreas de intumescencia. El techo de las calcarenitas y de las areniscas de este ciclo regresivo corresponde a la instauración en la zona de un episodio transgresivo generalizado de gran amplitud, motivo por el que lo trataremos a continuación.

4.1.2. MACROSECUENCIA TRANSGRESIVA CENOMANIENSE INFERIOR-TURO- NIENSE SUPERIOR (2)

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

La implantación de condiciones de plataforma distal, libre de aportes terrígenos, va a marcar la tónica de este episodio de aproximadamente 6 millones de años de duración. Comienza con la implantación neta de margas, sin componente limo-arena, sobre las calcarenitas infrayacentes. Esta litología va a ser la dominante del conjunto litológico de esta megasecuencia, sólo interrumpida por niveles discretos de margocalizas y calizas margosas, que pueden llegar a formar tramos de importancia, ganando en espesor hacia techo (**Fig. H5**). La fauna encontrada, así como la mismas facies, son indicativas de un medio abierto en una rampa carbonatada relativamente distal. En este sistema no se han encontrado grandes variaciones de espesor, atestiguando una subsidencia relativamente homogénea para la zona, posiblemente sin influencia tectónica. Sólo se distingue un suave aumento de espesor (de 600 a 800 m en 10 km) de S-SW a N-NE, indicando una polaridad hacia el N-NE a condiciones relativamente más profundas. La transgresión generalizada que marca este episodio no es perfectamente continua, registrándose pulsos de menor orden, como por ejemplo el pico transgresivo del Turoniense medio, de clara representación a nivel global (Floquet, 1991).

4.1.3. MACROSECUENCIA REGRESIVA DEL CONIACIENSE (3)

Las condiciones de rampa distal prevalecientes en la megasecuencia anterior van a dar paso a la génesis de una rampa somera, implicando la progradación de los sistemas calcareníticos someros sobre las margas profundas. Esta megasecuencia comienza con la instauración gradual pero rápida de calcarenitas muy finas equivalentes laterales de los sistemas someros que pronto hacen aparición en la zona. Este sistema de rampa calcarenítica somera va a traer también consigo la progradación de sistemas terrígenos, tal como lo atestigua la presencia abundante de fracción limo-arena y fracción microconglomerática, esta última en partes más proximales de la rampa. Se puede dividir en dos intervalos diferenciados por su diferente polaridad (**fig. H2**):

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h5

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1. El primero (Coniaciense inferior-medio) conserva relativamente homogéneas las potencias, presentando una polaridad de la rampa carbonatada hacia el N-NE, en tránsito a facies margosas, un estilo similar al de la megasecuencia anterior. No sugiere, por tanto, una subsidencia diferencial acusada, apoyando un momento de calma tectónica.
2. el segundo intervalo (Coniaciense superior) presenta las mismas litofacies, pero implica un cambio sustancial de la polaridad del sistema de rampa (pasando a facies margosas comparativamente más profundas con calcarenitas intercaladas hacia el W), así como de la subsidencia diferencial, sugiriendo la actuación de esfuerzos tectónicos sinsedimentarios.

Hay que destacar que en ambos intervalos el tránsito de rampa somera a más profunda se da según una lineación aproximada NW-SE, la cual es aproximadamente perpendicular a la lineación de diapiros navarros (Estella-Irurzun, Falla de Pamplona), situada hacia el E del área de estudio; el cambio de polaridad implicaría que donde inicialmente se daban condiciones más someras, se dieron posteriormente condiciones más profundas, lo cual implicaría una inversión tectónica de la estructura que jugó sinsedimentariamente a favor de esta lineación NW-SE (**Figs. T6 y H5**). Este último dato unido a la relación que existe con la falla de Pamplona, nos está indicando la actuación sinsedimentaria de esfuerzos de desgarre; de hecho, la Falla de Pamplona se ha considerado como un accidente profundo de desgarre que jugó un importante papel en la evolución sedimentaria de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Frouté, 1988). La etapa regresiva del Coniaciense finaliza en la zona de estudio de manera brusca, dando paso al siguiente ciclo.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

4.1.4. MACROSECUENCIA TRANSGRESIVA DEL CONIACIENSE SUPERIOR-SANTONIENSE (4)

La instauración brusca de margas de rampa distal sobre las calcarenitas anteriores marca el inicio de este episodio transgresivo que comienza más precisamente, en el Coniaciense superior. Este carácter se mantendrá de manera más o menos homogénea durante todo el Santoniense, alcanzándose el máximo transgresivo en el Santoniense superior (Floquet, 1991). Asimismo, de igual manera que para todo el Cretácico superior, las tasas de subsidencia continúan relativamente constantes, atestiguado por la escasa diferencia de potencias que se observa.

Dentro de este episodio general se pueden distinguir ciclos de rango menor (**figs. H2 y H3**); en la zona de estudio se han podido diferenciar dos de ellos:

- el primero de ellos comienza con las margas anteriormente mencionadas, definiendo así su parte transgresiva. A continuación se suceden calcarenitas y margas de ambientes más someros denotando una progradación del sistema de rampa dentro de un contexto regresivo.
- el segundo comienza con una nueva recuperación de los sistemas más margosos, los cuales dividen estratigráficamente en dos la barra calcarenítica de Amezkoa (ver hoja de Eulate, término 18), aunque con menor intensidad. La parte superior de este ciclo conlleva la recuperación de la rampa calcarenítica, marcando así su parte regresiva.

Las margas que terminan con la producción calcarenítica se instauran definitivamente para todo el Santoniense superior, dibujando de esta manera el pico transgresivo anteriormente comentado.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h6

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

4.1.5. MACROSECUENCIA REGRESIVA CAMPANIENSE-MAASTRICHTIENSE INFERIOR (5)

Aunque esta macrosecuencia no tiene representación dentro de esta hoja, si resulta necesario exponer brevemente los caracteres que tiene en las zonas adyacentes. De modo general se desarrolló durante una regresión que provocó la exposición subaérea de grandes áreas que anteriormente estuvieron caracterizadas por una sedimentación marina relativamente somera. Concretamente la mayor parte de las Sierras de Urbasa y Andia experimentaron una elevación que determinó que durante todo el intervalo que abarca desde el Campaniense superior hasta el Maastrichtiense inferior, constituyeran una área principalmente sujeta a procesos erosivos (**Fig. H7**). En cambio en posiciones más occidentales (Montes de Vitoria y Sierra de Entzia) y orientales (área de Pamplona), se constituyeron sendos surcos que principalmente se rellenaron con materiales terrígenos de carácter fluviodeltaico y tendencia general progradante. El equivalente profundo de estos sistemas corresponde al denominado como "Flysch greseux" (MATHEY, 1986), sucesión turbidítica con amplia representación en la parte N de la Región Vasco-Cantábrica.

El dispositivo paleogeográfico general que se deduce para la parte meridional de la región durante todo el intervalo, denota claramente que el depósito de la macrosecuencia estuvo controlado por una subsidencia diferencial. A escala regional estos movimientos diferenciales fueron consecuencia de los primeros esfuerzos compresivos registrados en el dominio pirenaico ("fase larámica" de los autores franceses) tras la fase de máxima extensión desarrollada durante la primera parte del Cretácico superior. El depósito de esta macrosecuencia marcaría por tanto el comienzo de la orogenia pirenaica.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h7

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

4.2.EVOLUCION DURANTE EL INTERVALO CRETACICO FINAL-EOCENO SUPERIOR

Tras los movimientos compresivos registrados en la segunda mitad del Cretácico superior (intervalo Campaniense-Maastrichtiense inferior) y aproximadamente hasta el Eoceno superior, la parte W de Navarra fundamentalmente constituyó un área de sedimentación somera sobre la que se desarrolló toda una serie de extensas plataformas carbonatadas. Como ya se ha adelantado en el capítulo de estratigrafía, el desarrollo de dichas plataformas tuvo lugar durante transgresiones y regresiones sucesivas, en función de las cuales se han delimitado 4 macrosecuencias deposicionales que definen otras tantas etapas evolutivas diferenciadas. En la **Figs. H8, H9 y H10** se muestran una reconstrucción del ordenamiento vertical y geometría de las 4 macrosecuencias definidas desde el S de Alava hasta la parte centro-norte de la zona de Pamplona, así como 4 esquemas paleogeográficos correspondientes a los momentos más significativos. A continuación se exponen los caracteres de cada una de las etapas que definen las diferentes macrosecuencias y su interpretación dentro del marco evolutivo regional.

4.2.1. MACROSECUENCIA "PALEOCENA" (ETAPA 1)

Como ya se ha indicado anteriormente esta macrosecuencia incluye materiales que van desde el Maastrichtiense superior a la base del Eoceno, aunque fundamentalmente está constituida por materiales del Paleoceno. Su depósito se produjo durante una transgresión generalizada que permitió la recuperación de condiciones marinas sobre la mayor parte de las zonas que anteriormente (durante el Campaniense y Maastrichtiense inferior), estuvieron sujetas a emersión y erosión. El comienzo de dicha transgresión viene definido por lo que BACETA (1996) denomina como "Discontinuidad Intramaastrichtiense", superficie que a gran escala presenta una topografía esencialmente plana y que es recubierta por la macrosecuencia paleocena con un dispositivo solapante hacia el S y SW (**Fig.H8**).

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

El dispositivo paleogeográfico que se perfiló durante esta etapa constaba de los siguientes dominios (**Fig. H9a**): i) una serie de plataformas carbonatadas con margen bien definido, en cuya parte externa destacaron las bioconstrucciones arrecifales; ii) una zona de transición plataforma-cuenca dentro de la cual se diferencian a su vez un talud fundamentalmente erosivo y un pie de talud donde se acumularon materiales resedimentados formando sistemas de tipo "slope-apron" en el sentido de MULLINS y COOK (1986); y iii) una cuenca profunda caracterizada por sedimentación pelágica y/o hemipelágica. En las sierras de Urbasa y Andia estarían representadas la parte externa y el margen de las plataformas, mientras que los afloramientos situados a lo largo de la Sierra de San Donato-Satrustegi y la zona situada al NW de Pamplona (Sinclinal de San Bartolomé), caracterizarían el dominio de transición plataforma-cuenca, y más concretamente la zona de talud.

La etapa evolutiva representada por la macrosecuencia paleocena, se ha considerado a nivel pirenaico como representativa de lo que PUIGDEFABREGAS y SOUQUET (1985) denominan "transición a las cuencas de antepais". Para la Región Vasco-Cantábrica, BACETA (1996) interpreta que esta etapa representa un periodo de relativa calma tectónica entre los primeros movimientos compresivos desarrollados en la segunda mitad del Cretácico superior y la fase tectónica eocena. Esta relativa calma tectónica determinó un régimen de subsidencia homogénea que favoreció el desarrollo de la transgresión y, ante una ausencia de aportes terrígenos, un claro predominio de la sedimentación carbonatada tanto sobre las áreas de plataforma somera como en la zona de cuenca profunda. De hecho, esta última, situada en la parte N de la Región Vasco-Cantábrica, puede considerarse para esos momentos como una cuenca desnutrida ("starved").

A una escala menor, la transgresión desarrollada desde el Maastrichtiense superior hasta el comienzo del Eoceno no fue continua, sino que registró varios momentos de regresión producto de sucesivos descensos relativos del nivel marino. Estos descensos del nivel marino se manifestaron en las zonas de plataforma por el desarrollo de superficies de discontinuidad, en función de las cuales BACETA (1996) diferencia un total de 8

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

secuencias deposicionales de tercer orden con expresión hasta la zona de cuenca profunda: 2 de ellas en el Maastrichtiense superior; 1 en el Maastrichtiense final-Daniense inferior; 4 para el intervalo Daniense superior-Tanetiense superior; y 1 última representativa del Ilerdiense basal. Según el mismo autor, la coetaneidad de la mayor parte de estas secuencias con las reconocidas por otros autores en el resto del dominio pirenaico y en otras cuencas europeas (i.e. Mar del Norte), sería indicativa de un origen ligado a cambios más o menos globales del nivel del mar.

4.2.2. MACROSECUENCIA EOCENO-1 (ETAPA 2)

Durante el intervalo de tiempo que abarca el depósito de esta macrosecuencia (Ilerdiense inferior-Luteciense medio), se produjo un cambio importante con respecto al dispositivo sedimentario desarrollado en la etapa previa (Maastrichtiense superior-Ilerdiense basal). En la **Fig. H9b** se muestra una reconstrucción paleogeográfica sintética del W de Navarra durante el depósito de la macrosecuencia (concretamente para el Luteciense inferior).

A lo largo de las sierras de Urbasa y Andia los materiales constituyentes de la macrosecuencia Eoceno-1 son de naturaleza fundamentalmente calcárea, y en conjunto configuran una plataforma carbonatada energética que presenta un marcado carácter progradante hacia el NE (**Fig. 8**). Su base coincide con otra importante discontinuidad (la Discontinuidad Intraillerdiense de BACETA, 1996), y a su vez dentro de ella se distinguen otras discontinuidades menores que localmente pueden tener un carácter discordante (la más importante es la que aproximadamente se sitúa en el Cuisiense medio). En base a estas discontinuidades, PUJALTE et al. (1994) y PAYROS (1997), subdividen toda la macrosecuencia en un total de 8 secuencias deposicionales de tercer orden: 3 para el intervalo Ilerdiense inferior-Cuisiense medio, y 5 para el intervalo Cuisiense medio-Luteciense medio.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h8

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h9

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Durante el desarrollo de la macrosecuencia Eoceno-2 y de forma coetánea a la progradación de la sedimentación somera, la línea de costa experimentó un progresivo desplazamiento hacia el N y NE, de modo que se produjo la emersión y exposición subaérea de una gran parte de las áreas que anteriormente (durante el Paleoceno) estuvieron caracterizadas por una sedimentación marina somera (i.e. todo el S de Alava; **Figs. H8 y -H9b**).

Los depósitos que para este intervalo definían la zona de transición plataforma-cuenca (hoy en día aflorantes a lo largo de la banda que va desde la Sierra de San Donato-Satrustegi hasta el Sinclinal de San Bartolome), son asimismo de naturaleza fundamentalmente carbonatada, y a su vez incluyen varios cuerpos de depósitos resedimentados de procedencia somera (slumps, brechas y turbiditas carbonatadas). Distalmente los equivalentes de cuenca profunda corresponden a potentes sucesiones turbidíticas de naturaleza silicástica que se han preservado a lo largo de la zona surpirenaica central (Grupo Hecho) y en la mitad septentrional de la Región Vasco-Cantábrica (Flysch Eoceno o Flysch terciario de Guipuzkoa).

En base a todos los datos apuntados y por consideraciones regionales, se interpreta que el depósito de la macrosecuencia Eoceno-1 se produjo durante una etapa de nuevo dominada por condiciones compresivas. De hecho, este intervalo coincide con el desarrollo de los grandes cabalgamientos de la zona surpirenaica central y la emersión generalizada de la mayor parte del tercio oriental de los Pirineos. En las Sierras de Urbasa y Andia la existencia de movimientos compresivos principalmente se deduce en base al carácter marcadamente regresivo de la macrosecuencia Eoceno-1 y a las relaciones angulares que localmente se reconocen entre sus diferentes unidades constituyentes. La regresión registrada en toda la zona principalmente sería resultado de un basculamiento generalizado hacia el N y NE, que a su vez estuvo acompañado por movimientos diferenciales de escala más local. Por ejemplo, a lo largo de esta etapa en la parte S de la Sierra de Andia se configuró un paleoalto local coincidente con un anticlinal laxo de dirección general N-S y eje buzante hacia el N, que por su posición y trazado parece estar directamente relacionado con el Diapiro de Estella (ver **Fig. H9b**, y también **Figs. H11 y H12**). Asimismo durante

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

esta etapa se registró una aceleración en la ascensión de los diapiros de Salinas de Oro y Arteta, donde los materiales del Luteciense inferior llega a disponerse mediante una discordancia progresiva sobre los depósitos del Paleoceno inferior.

4.2.3. MACROSECUENCIA EOCENO-2 (ETAPA 3)

Como ya se ha indicado, el depósito de esta macrosecuencia se desarrolló durante el Luteciense medio-Bartoniense inferior, intervalo que a escala regional caracterizaría lo que varios autores han denominado como "Transgresión Biarritiense". A lo largo de las Sierra de Urbasa y Andía dicha transgresión esta representada por un conjunto de materiales carbonatados someros que a gran escala se organizan con un claro dispositivo retrogradante (**Fig. H8**).

La base de la sucesión Biarritiense corresponde a la discontinuidad más importante reconocida dentro del Eoceno del W de Navarra, la cual se ha denominado Discontinuidad Intraluteciense (PAYROS et al., 1996; PAYROS, 1997). Esta discontinuidad presenta unos caracteres muy similares a la Discontinuidad Intramaastrichtiense antes comentada, ya que a gran escala se perfila como una suave discordancia de topografía esencialmente plana, que es recubierta con un dispositivo solapante hacia el W y S. El rasgo más significativo de esta discontinuidad es que de modo general fosiliza todo el dispositivo de altos y surcos generados durante el depósito de la macrosecuencia previa, como por ejemplo el anticlinal de dirección N-S desarrollado entre Estella y la parte S de la Sierra de Andía (**Figs. H11 y H12**).

No se conoce con precisión la extensión que alcanzó la Transgresión desarrollada durante el Biarritiense. Los depósitos más occidentales se sitúan en el extremo W de la Sierra de Urbasa, donde llegan a disponerse directamente sobre materiales del Paleoceno inferior. Por su parte hacia el S, se constata que la transgresión por lo

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h10

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h11

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h12

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

menos alcanzó hasta el borde N de los diapiros de Estella y Alloz, donde los materiales de la macrosecuencia llegan a situarse directamente sobre las unidades representativas del Albiense superior.

Por su parte, hacia el E (zona de Pamplona), los materiales carbonatados que definen la plataforma biarritziense de Urbasa y Andia pasan progresivamente a una sucesión fundamentalmente margosa que por lo menos se extiende hasta el extremo E de Navarra y que en conjunto definiría una zona de cuenca relativa (PAYROS, 1997).

Aunque no se puede establecer con precisión, por consideraciones regionales se interpreta que la etapa definida por la macrosecuencia Eoceno-2 coincidiría con un periodo de calma o receso en la intensidad de los movimientos compresivos pirenaicos.

4.2.4. MACROSECUENCIA EOCENO-3 (ETAPA 4)

Esta macrosecuencia tiene escasa expresión en las Sierras de Urbasa y Andia, aunque en posiciones más orientales (zona de Pamplona), sus materiales representativos alcanzan un espesor superior a los 1000 m (**Fig. H8**). En conjunto representa la última etapa de sedimentación marina en la parte W de Navarra. Los depósitos acumulados corresponden principalmente a margas y margocalizas de ambientes marino someros que a nivel regional y en sentido amplio se conocen bajo la denominación de Margas de Pamplona. La sucesión margosa no es homogénea, ya que dentro de ella y a diferentes alturas se reconocen varias acumulaciones de areniscas calcáreas de carácter turbidítico que denotarían aportes terrígenos episódicos. La parte superior de la macrosecuencia suele estar definida por una sucesión margosa (las Margas de Ilundain; MANGIN, 1959) que localmente presentan importantes acumulaciones de minerales evaporíticos (potasas de Subiza), a la que sucede una unidad terrígena comúnmente conocida como Areniscas con ripples o Formación Guendulain (PUIGDEFABREGAS, 1975). En las Sierras de Urbasa y Andia la macrosecuencia Eoceno-3 únicamente vendría definida por los equivalentes de estas dos últimas unidades.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

A gran escala, y de acuerdo con PAYROS (1997), se interpreta que la macrosecuencia Eoceno-3 registró una regresión generalizada, que en sus últimos estadios culminó con la instalación de la sedimentación continental a lo largo de todo el área. Esta regresión probablemente se desarrolló durante un intervalo de tectónica activa durante el cual se produjo la emersión de la mayor parte de los Pirineos y de la propia Región Vasco-Cantábrica.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

4.3.EVOLUCIÓN DURANTE EL OLIGOCENO Y MIOCENO

A partir del Oligoceno inferior (Sueviense) se instala en la zona una cuenca de sedimentación de carácter continental, representada por depósitos de tipo aluvial y lacustre, que va a perdurar durante el resto del Terciario. Distintos movimientos tectónicos durante esta larga etapa irán modificando las condiciones de sedimentación en las distintas áreas, quedando reflejado en la ordenación de los materiales en secuencias deposicionales dentro de las cuales se reconocen distintas fases de expansión y retracción de las facies involucradas en estos procesos sedimentarios. El análisis y reconstrucción ordenada de las series estratigráficas nos permitirá reconstruir la evolución de la cuenca.

Así, pueden reconocerse dos macrosecuencias, la inferior durante el Oligoceno inferior (Sueviense) y la superior que se extiende a lo largo del Oligoceno superior-Mioceno. Dentro de ellos a su vez, y como consecuencia de distintos impulsos tectónicos que producirían modificaciones parciales tanto de las áreas fuentes como de la distribución areal de las facies involucradas, se remarcan cada uno de los ciclos descritos en el capítulo de Estratigrafía.

4.3.1. MACROSECUENCIA DEL OLIGOCENO INFERIOR

Los materiales que constituyen esta macrosecuencia están representados por una gran variedad de facies que van desde las detríticas propias de zona de borde a las lacustres-evaporítica de centro de cuenca caracterizadas por las intensas coloraciones rojizas. Se distribuyen en dos secuencias que son los ciclos de Añorbe-Pte. La Reina (la inferior) y de Mués-Tafalla (la superior). Durante esta etapa los abanicos aluviales, para esta región, procederían por una parte del NE (dominio Pirenaico) originando los depósitos groseros de la Sierra de la Peña, y por otro del NO. (Dominio de Cantabria). El depocentro de la cuenca estaría situado en el sector de Tafalla.

Movimientos compresivos posteriores modificarían la disposición de los materiales de esta

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

macrosecuencia, cambiando el dispositivo regional de la cuenca, y dando lugar al inicio de una nueva etapa sedimentaria a partir del Oligoceno superior, con sedimentos claramente discordantes sobre los anteriores.

4.3.2. MACROSECUENCIA DEL OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO

Durante esta etapa que se inicia en el Oligoceno superior, y como consecuencia de los movimientos tectónicos comentados en el apartado anterior, se originaría una subcuenca (subcuenca de Alloz) que, solo en parte, funcionaría independiente del resto de la cuenca. Sus límites estarían condicionados por los diapiros de Estella, Salinas de Oro y Alloz.

A partir del análisis de las variaciones de facies y de la distribución geográfica, va a permitir reconstruir el funcionamiento de esta cubeta sedimentaria. Así, se pueden diferenciar cuatro ciclos sedimentarios, que han sido descritos en el capítulo de Estratigrafía:

Ciclo III: Mendigorria

Ciclo IV: Gallipienzo-Leoz

Ciclo V: Artajona-Olite

Ciclo VI: Sierra de Ujué

El dispositivo paleogeográfico durante los procesos que dieron origen a estos ciclos, queda definido por la distribución de las facies. Las unidades conglomeráticas, en las zonas de borde, con dos direcciones de aportes principales, una procedente del SO (Zona del Diapiro de Estella) y otra del SO (Zona de Salinas de Oro). El depocentro de esta cubeta, donde se depositarían los sedimentos finos, nunca la lámina de agua existente permitiría la formación de evaporitas, ocuparía la zona central donde en la actualidad se sitúa el pantano de Alloz.

Es importante rescatar la actividad durante este período de la estructura marcada por la

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Alineación de los diapiros y que constituiría el límite NO de la subcuenca. Esta actividad en distintas-fases, provocaría el desplazamiento tanto de los abanicos como del depocentro, en cada etapa hacia el SE.

El registro sedimentario de los materiales mio-pliocenos es muy escaso en esta zona lo que no permite hacer un análisis de su evolución.

5.- GEOLOGIA ECONOMICA


¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

5.1.RECURSOS MINERALES

En la hoja de Lezaun no existen explotaciones mineras. Se encuentran inventariadas una serie de canteras, todas abandonadas en la actualidad. Los materiales que beneficiaban eran calizas del Terciario marino y ofitas en el Keuper. En la actualidad se encuentra inventariada una explotación de sales asociadas también al Keuper.

5.1.1. CALIZAS


Los materiales canterados pertenecen al Terciario en facies marinas. Todas las explotaciones se encuentran actualmente abandonadas.

N 	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
388	km. 20	140-II	Abandonada	580.175	4741500
393	M. Iturgoyen	140-II	Abandonada	586.150	4737850
399	Guembe	140-II	Abandonada	589.900	4738900

5.1.2. OFITAS


Se trata de explotaciones, actualmente abandonadas en su totalidad, que beneficiaban enclaves ofíticos del Keuper.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

N 	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
402	Salinas de Oro	140-II	Abandonada	591.400	4737100
404	Salinas de Oro	140-II	Abandonada	591.750	4736700
405	Salinas de Oro	140-II	Abandonada	591.400	4736650

5.1.3. SALES

En el diapiro de Salinas de Oro, se encuentra una explotación activa que beneficia materiales salinos del Keuper.

N 	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
400	Salinas de Oro	140-II	Activa	591.900	4737150

5.1.4. CARBON

Se encuentra inventariado, en la zona de Salinas de Oro, un indicio de carbón, con magnitud de yacimiento desconocida, localizado en los materiales del Terciario continental que

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

bordean al diapiro.

N 	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
411	Salinas de Oro	140-II	Indicio	591.500	4736200

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

5.2.HIDROGEOLOGIA

5.2.1. INTRODUCCION

Las formaciones acuíferas propiamente dichas que se encuentran representadas en la hoja, pertenecen a los materiales carbonatados de la Unidad de Urbasa, que ocupan la parte septentrional y occidental de la hoja.

La Unidad de Urbasa está dividida en dos subunidades por la falla de Lizarraga, la subunidad de Urbasa, situada al Oeste, y la subunidad de Andia al Este de la falla. Solamente esta última unidad se encuentra representada en la presente hoja.

La subunidad de Andía está formada por un conjunto de calizas, dolomías y calcarenitas del Paleoceno y Eoceno. La estructura y litoestratigrafía de esta subunidad condicionan la existencia de subzonas, bien diferenciadas, que pueden asimilarse a acuíferos.

En la presente hoja se encuentran representados los de Arteta y Riezu. Además, los materiales del terciario continental, formados por conglomerados y areniscas, y los sedimentos cuaternarios, que ocupan la parte sureste de la hoja, consituyen también acuíferos de menor entidad.

Los primeros, son formaciones de baja permeabilidad, que tienen carácter lenticular, y están formados por varios niveles aislados entre sí, y englobados por una matriz arcillosa que actúa como acuitardo, siendo su interés hidrogeológico escaso, pudiendo ser, localmente, interesantes en algún caso.

Los acuíferos cuaternarios están formados por derrubios de ladera y coluviones, y debido a su escasa representación y espesor su interés hidrogeológico es muy reducido.

Tanto los materiales terciarios, como los cuaternarios, están englobados en la Unidad

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

hidrogeológica Sur.

5.2.2. CLIMATOLOGIA

La precipitación media anual está comprendida entre los 1200 mm., en la parte de la Sierra de Andía, y los 850 mm. de la zona meridional.

Existe, generalmente, un periodo húmedo, que se inicia normalmente en el mes de Octubre y que se prolonga hasta Mayo, y otro seco que corresponde al resto de los meses del año.

El clima es de tipo continental, con variaciones térmicas importantes. Las temperaturas medias anuales se sitúan en torno a los 12°C, con mínimas de 4-5°C en Enero, y máximas del orden de los 22°C en Julio-Agosto.

La evapotranspiración potencial, calculada por el método de Thornwhaite, es del orden de los 700 mm/año.

Según la clasificación de Papadakis, el clima es de tipo mediterráneo húmedo, y templado cálido en cuanto al régimen térmico se refiere.

5.2.3. HIDROLOGIA

La hoja está recorrida por el curso del río Salado, y los arroyos que vierten sus aguas en él, antes del embalse de Alloz. Suelen estar bastante encajados, y con un régimen de caudales con fuertes variaciones estacionales.

Toda la hoja pertenece a la Cuenca hidrográfica del Ebro, y dentro de ella, a la subcuenca del río Arga, que recibe, fuera del ámbito de la hoja las aguas del Salado.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Afectando a esta hoja, la Confederación Hidrográfica del Ebro tiene instaladas dos estaciones de aforo en el río Ubagua (n^o 85 y 151). La primera tiene una superficie de cuenca de 14 Km², y controla el manantial de Riezu, y la n^o 151, con una superficie de cuenca de 55 Km², controla los caudales del Ubagua antes de llegar al embalse de Alloz.

5.2.4. CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS

Las formaciones acuíferas definidas en la hoja, corresponden a las formaciones carbonatadas de los acuíferos de Arteta y Riezu, que están constituidas, principalmente, por dolomías, calizas y calcarenitas del Paleoceno y Eoceno, con karstificación variable, que afloran al Este de la falla de Lizarraga.

Por su interés, se consideran también de cierto interés, aunque mucho más restringido, los materiales del terciario continental (conglomerados y areniscas), que pueden albergar algún recurso hídrico subterráneo y, en menor escala, los depósitos cuaternarios.

- Acuífero de Arteta

Ocupa la parte más septentrional de la hoja, estando representado solamente de forma parcial en ella. Está formado, esencialmente, por calizas, dolomías y calcarenitas del Paleoceno-Eoceno, que constituyen un acuífero libre, y presentan las típicas formas kársticas de disolución.

La recarga del acuífero se realiza directamente por infiltración de las precipitaciones.

La descarga se produce, sobre todo, a través del manantial de Arteta, situado fuera del ámbito de la hoja. Este manantial presenta fuertes oscilaciones estacionales, estando sujeto su caudal al régimen de lluvias, pudiendo alcanzar caudales instantáneos de 30 m³/sg como máximo, y de 0,36 m³/sg de mínimo, con medias del orden de 3,25 m³/sg.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

El balance hidráulico de la parte del acuífero presente en la hoja, resulta de muy difícil cuantificación, por lo que se expone a continuación el correspondiente a la totalidad del acuífero.

El área de recarga es de 100 Km², siendo los recursos de unos 102 Hm³/año, con unas reservas de 80 Hm³. La capacidad útil de embalse estimada puede quedar reducida a 30 Hm³.

Con el fin de obtener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico del acuífero, así como para la determinación de los parámetros hidráulicos del mismo, se realizaron dos sondeos de reconocimiento durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983), y el "Estudio de viabilidad de regulación del manantial de Arteta" (1983-1985), cuyos datos más representativos se incluyen en el cuadro a continuación.

CUADRO N^o 1.- SONDEOS DE RECONOCIMIENTO EN EL ACUIFERO DE ARTETA

SONDEO	ACUIFERO	TIPO	COTA (m)	PROF. (m)	NIVEL ESTIAJE	ESTADO ACTUAL
URDANOZ R-1	Eoceno. Calcarenitas y calizas	Libre	793,80	300	258,64	Red piezometrica
ARGUIÑANO R-1	Paleoceno. sup. calizas. Calcarenitas y dolomias	Libre	973	671,45	367,04	

Los parámetros hidráulicos se han obtenido a partir de las pruebas de permeabilidad realizadas en estos sondeos, habiéndose obtenido un valor para la transmisividad comprendido entre 1 y 4 m²/día, siendo el valor del gradiente en estiaje del orden de 0,25 %.

Los manantiales inventariados relacionados con este acuífero, y situados dentro de la hoja, tienen variaciones de caudal de cauerdo con las precipitaciones, y su magnitud no suele

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

sobrepasar los 5 l/sg.

- Acuífero de Riezu

Ocupa la parte occidental de la hoja, estando prácticamente desarrollado en su totalidad en ella.

Está formado por un conjunto de calizas, calcarenitas y dolomías del Paleoceno-Eoceno que conforman un acuífero muy heterogéneo, pudiendo distinguirse dos zonas: en una, el acuífero es libre, antes del manantial de Riezu, y en la otra es confinado, siendo frecuente encontrar depósitos de arcillas y arenas relleno las fisuras y conductos kársticos, principalmente en la zona del acuífero libre.

La recarga del acuífero se realiza directamente a partir de las precipitaciones, teniendo lugar la descarga sobre todo a través del manantial de Riezu, que tiene fuertes oscilaciones de caudal, pasando de máximos instantáneos de 30 m³/sg a mínimos de 0,1 m³/sg, con caudales medios del orden de 2,25 m³/sg.

El área de recarga del acuífero es de 80 Km², teniendo unos recursos de 70 Hm³/año, y unas reservas similares, estimando que la capacidad útil de embalse puede quedar reducida a 30 Hm³.

Durante la realización del "Proyecto Hidrogeológico de Navarra", y con el fin de obtener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico del acuífero, así como sus parámetros hidráulicos, se realizaron tres sondeos de reconocimiento y dos de preexplotación, cuyos datos más representativos se incluyen en los cuadros adjuntos.

CUADRO N^o 2.- SONDEOS DE RECONOCIMIENTO EN EL ACUIFERO DE RIEZU

SONDEO	ACUIFERO	TIPO	COTA (m)	PROF. (m)	NIVEL ESTIAJE	ESTADO ACTUAL
--------	----------	------	----------	-----------	---------------	---------------

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

RIEZU R-1	Eoceno. Calizas y calcarenitas	Confina- do	506,861	150	Surgente	
RIEZU R-2	Paleoceno Inf. Eoceno. Cal- carenitas, calizas y dolomias	Libre	519,311	282,5	9,5	Red piezo- metrica
RIEZU R-3	Paleoceno. Inf. Calizas y dolo- mias	Confina- do		112	Surgente	Inutilizado

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

CUADRO N^o 3.- CARACTERISTICAS DE LOS SONDOES DE PREEXPLORACION EN EL ACUIFERO DE RIEZU

SONDEO	ACUIFERO	TIPO	COTA (m)	PROF. (m)	NIVEL ESTIAJE	PERFORACION		ENTUBACION		FILTROS (m)
						Tramo (m)	φ mm	Tramo (m)	φ mm	
RIEZU P-4	Paleoceno Inf. Calizas y dolomias	Confinado	506,42	71	Surgente	0-71	530	0-70	450	36
RIEZU P-5	Paleoceno. Inf.- Eoceno Calcarenitas, Calizas y dolomias	Libre	519,27	190	9,5	0-7 7-23 23-100 100-190	700 600 530 400	0-100 100-190	450 300	Inutilizado

Los parámetros hidráulicos se han obtenido a partir de los ensayos de bombeo realizados en los sondeos de preexplotación Riezu P-4 y P-5, habiéndose obtenido un valor para la transmisividad del orden de los 2000 m²/día. El gradiente en estiaje es del 0,4 % aproximadamente.

Como manantial más importante y representativo del acuífero, se encuentra situado en esta hoja el manantial de Riezu, que tiene un caudal con fuertes variaciones estacionales, dependiendo de la pluviometría de la zona.

Este manantial se origina al quedar recubiertas las calcarenitas del Eoceno por unos niveles más compactos de la misma edad, pasando el acuífero a estar confinado. Existe otra descarga, 350 m. aguas abajo a lo largo del río, con un flujo ascendente a través de una falla de dirección ENE-OSO, que pone en contacto el Eoceno con el Paleoceno inferior.

Esto dá lugar a una importante surgencia difusa en el cauce del río, de difícil cuantifica-

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

ción, que en estiaje supone la principal aportación al caudal base del río. Ambas surgencias se controlan conjuntamente mediante la estación de aforo nº 85 de la Confederación Hidrográfica del Ebro.

El caudal máximo del manantial puede alcanzar valores instantáneos de 30 m³/sg, y mínimos de 0,1 m³/sg, siendo el caudal medio del orden de 2,25 m³/sg

- Acuífero del Terciario continental

Está constituido por los materiales detríticos englobados en la Unidad hidrogeológica Sur, ocupando la zona suroriental de la hoja, y compuesto principalmente por areniscas y conglomerados.

Los acuíferos tienen un carácter lenticular, y se encuentran interstratificados con niveles de fangos. Esto da lugar a un conjunto muy heterogéneo, con diversos niveles acuíferos aislados entre sí, o con conexiones a través de acuitados. Los espesores son muy variables, pudiendo llegar de forma individual a los 10-15 m. como máximo.

La recarga de estos acuíferos se produce por infiltración directa de las aguas de lluvia en los afloramientos de los paquetes de areniscas y/o conglomerados y, en algunos casos, a partir de aportaciones procedentes de los acuíferos cuaternarios próximos o suprayacentes.

El drenaje, dadas las características hidrogeológicas particulares de estos acuíferos lenticulares, se produce a través de los numerosos manantiales que brotan en estas facies, y también de forma difusa a los cauces superficiales que las atraviesan.

Dentro de la hoja se localizan cuatro sondeos, cuyas características principales se reflejan en el cuadro adjunto

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

CUADRO N° 4.- SONDEOS PERFORADOS Y NIVELES CONGLOMERATICOS AISLADOS

N° DE REGISTRO DEL SONDEO	PROFUNDIDAD (m)	COTA (m)	NIVEL DEL AGUA (m)	CAUDAL (l/seg)	PROFUNDIDAD DE LOS NIVELES ACUIFEROS (m)
240840038	175	530	7,03	0,8	20
240840039	40	740	6,6	-	10
240840040	27	750	3,5	-	7
240840041	81	720	surgente	0,3	63

Los sondeos 24080038 y 240840041 se realizaron durante el "Estudio Hidrogeológico de la Unidad Sur. Sector Subiza-Guirguillano" (1989-1990), denominados S-3 y S-5 respectivamente, con el fin de conocer las características hidrogeológicas y el funcionamiento de los acuíferos terciarios. Debido al escaso caudal obtenido en ambos sondeos, no se procedió a su entubación.

El elevado grado de consolidación de muchos de los niveles areniscos y/o conglomeráticos, limita su porosidad eficaz y, por tanto, su permeabilidad. Esto, unido al carácter lentejónar e individualizado de los niveles acuíferos, que limita bastante sus recursos, hace que en ninguna de las perforaciones se hayan obtenido caudales superiores a 1 l/sg.

La elevada anisotropía de estos materiales se pone de manifiesto por la existencia de perforaciones cercanas con resultados muy dispares, que en ocasiones han dado lugar a surgencias, y en otros han sido negativas,

Los pozos inventariados que explotan los acuíferos terciarios, tienen una profundidad media de 5 m., no utilizándose el 50 % de ellos. El resto, se utiliza para riego de pequeñas extensiones de terreno debido a su escaso caudal. Los manantiales no superan los 0,5 l/sg.

- Acuíferos cuaternarios

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Están poco desarrollados en la hoja, estando relacionados con coluviones y derrubios de ladera de pequeña potencia y extensión, por lo que su interés hidrogeológico es escaso.

5.2.5. HIDROGEOQUIMICA

La facies hidrogeoquímica predominante es la bicarbonatada cálcica. Las aguas de los acuíferos carbonatados, Riezu y Arteta, son de dureza media, mineralización ligera y bicarbonatadas cálcicas, poco variables con el tiempo, y aptas tanto para el consumo humano como para riego.

Las aguas relacionadas con el diapiro de Salinas de Oro, son extremadamente duras, de fuerte mineralización y cloruradas sódicas.

Las aguas de los acuíferos terciarios son, en general, bicarbonatadas cálcicas, de duras a muy duras y mineralización notable.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

5.3.CARACTERISTICAS GEOTECNICAS GENERALES

5.3.1. INTRODUCCION

Para la realización de la cartografía geotécnica de las hojas 139 y 140 se ha tomado como base la cartografía geológica a escala 1:25.000 realizada previamente. Las distintas unidades geológicas se han sometido a un proceso de síntesis, agrupándolas en función de sus características y comportamiento geotécnico.

Para definir las características geotécnicas de los distintos materiales se debe partir como es lógico de datos de ensayos realizados en obras y proyectos, en todos sus aspectos: clasificaciones, resistencia, deformación, cohesión, etc

Sin embargo, la inexistencia de datos de ensayos geotécnicos en la actualidad, en estas hojas, impide realizar un tratamiento estadístico que permita clasificar las unidades.

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

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

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

5.3.2. ZONACION GEOTECNICA

Los distintos materiales que componen las hojas 139 y 140 se han subdividido en áreas y, estas, a su vez en zonas. El criterio inicial de agrupamiento ha sido fundamentalmente geológico y litológico, al que se han incorporado criterios geotécnicos, teniendo en cuenta las limitaciones que existen en estas hojas, como ya se ha señalado.

La división en áreas resultante es la siguiente:

AREA I: Materiales triásicos,

AREA II: Comprende los materiales cretácicos,

AREA III: Ocupa los materiales terciarios,

AREA IV: Depósitos cuaternarios.

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

AREA I: Zona Ia, Ib

AREA II: Zona IIa, IIb, Ic

AREA III: Zonas IIIa, IIIb, IIIc, IIId, IIIe, IIIf, IIIg, IIIh

AREA IV: Zona IVa

En el cuadro 1 se presenta la correlación entre las unidades geológicas y las unidades geotécnicas y a continuación se describen las distintas unidades.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

5.3.3. DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES

Zona Ia.

Esta zona corresponde a los depósitos triásicos compuestos exclusivamente por materiales arcillosos con intercalaciones de yesos y sales pertenecientes a la facies Keuper.

Su clasificación geotécnica se puede considerar como de consistencia dura, con valores de compresión simple superiores a 4 kp/cm². Son terrenos de posible agresividad por lo que para su cimentación se aconseja la utilización de hormigones especiales.

También es de destacar la presencia de fenómenos de colapso por disolución de sales. Los taludes naturales son en general estables, mientras que los artificiales pueden deteriorarse con el paso del tiempo.

Incluidos en estos materiales arcillosos de la facies Keuper aparecen manchas de ofitas y dolomías.

Zona Ib

Aunque de distintas características geotécnicas, en esta zona se incluyen el resto de materiales triásicos de naturaleza no arcillosa. En las hojas de estudio estos materiales corresponden a afloramientos de rocas subvolcánicas, ofitas y dolomías negras laminadas.

En ambos casos la resistencia es alta, especialmente en las rocas subvolcánicas, y de excavabilidad y ripabilidad difícil. Los materiales ofíticos, debido a sus especiales características se utilizan como material para explanadas de carretera.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Zona IIa

En el área II de materiales mesozóicos, esta primera zona agrupa los materiales carbonatados constituidos por calizas, dolomías y calcarenitas.

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

Zona IIb

Corresponde esta unidad geotécnica a los materiales de grano fino, arcillas y limolitas de edad mesozoica.

En general, debido a su grado de compactación son de resistencia media, pudiendo soportar presiones por encima de 5 kp/cm². Su excavabilidad es variable, ya que los niveles arcilloso-margosos pueden ofrecer variaciones entre ripable y no ripable. Los taludes naturales son estables.

Zona IIc

Agrupa esta zona geotécnica a los depósitos detríticos de grano medio a grueso, areniscas y calizas arenosas con niveles margosos.

Las presiones admisibles que se estima para esta zona según las diferentes Normas y Códigos establecen que puede cimentarse con cargas superiores a 3 kp/cm². Sus primeros metros se pueden considerar como roca blanda por lo que en determinados casos serán fácilmente excavables, mientras que no lo serán en absoluto en profundidad. No presentan problemas de estabilidad de taludes, tan sólo en algún caso y debido a la alternancia de

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

materiales de diversa competencia se producen caídas y desplomes de bloques.

Zona III

Corresponde únicamente a Dolomías y calizas dolomíticas que forman la base del Terciario en estas hojas.

Son rocas moderadamente duras, menos que sus equivalentes mesozoicos, con resistencia a la compresión simple entre 500 y 1000 kp/cm². Soportan presiones admisibles del orden de 10 Kp/cm² y, en general no son ridables o poco ridables. El grado de fracturación y diaclasado es elevado. por lo que la estabilidad de los taludes puede ser muy variable en función del grado de fracturación.

Zona IIIb

Se trata de un conjunto de materiales calcareníticos, con un contenido de detríticos variable, pudiendo aparecer intercalaciones de niveles margosos.

El comportamiento geotécnico de estos depósitos viene marcado e influenciado por la presencia de los niveles menos resistentes entre los niveles duros. Son rocas que pueden soportar presiones entre 5 y 10 kp/cm², poco ripables en sus niveles duros y ripables con pala mecánica en los niveles blandos. En cuanto a la estabilidad de taludes, son los típicos materiales en los que se producen caídas de bloque por la diferente competencia entre los niveles.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Zona IIIc

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

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

Zona IIId

En esta zona únicamente se incluyen las margas con yesos de la unidad 34, en una unidad en la que las condiciones geotécnicas varían en función de la mayor o menor presencia de yesos,

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

Zona IIIe

Como en la zona anterior, en esta únicamente se incluye una unidad geológica, 35, compuesta por arenas y areniscas de grano fino.

Se trata de una roca moderadamente dura que puede soportar presiones admisibles por encima de 15 Kp/cm². Su ripabilidad estará influida por su grado de fracturación y los taludes naturales que aparecen en estos materiales son estables.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Zona IIIf

Esta zona corresponde a todos los depósitos de arcillas con yesos que aparecen en las hojas 139 y 140.

En muchos casos son materiales de baja resistencia que hacen que se comporten como una roca blanda o incluso como un suelo. Sus características geotécnicas puede ser problemáticas debido a problemas derivados de la disolución de los yesos. Salvo excepciones, son materiales ripables y pueden presentar deslizamientos en taludes.

Zona III

Agrupar esta zona a todos los depósitos conglomeráticos, constituidos por conglomerados con cantos redondeados de calizas y areniscas principalmente.

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

Zona IIIh

Corresponde esta unidad geotécnica a las distintas sucesiones de arcillas, limos y areniscas que afloran en las hojas, en general constituidos por materiales de fina granulometría.

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

Zona IVa

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Incluye todos los depósitos cuaternarios, formados en gran parte por sedimentos detríticos de ladera y aluviales y coluviales.

Sus características de cimentación son muy variables como es lógico, pudiendo diseñarse cargas admisibles entre 1 y 5 kp/cm². Es importante en los materiales aluviales tener en cuenta la posición del nivel freático.

Son fácilmente excavables. Los taludes naturales se mantienen estables en general en ausencia de nivel freático con alturas pequeñas (2-3 m), pero en el resto de casos, las inestabilidades son frecuentes.

UNIDAD CARTOGRAFICA	ZONACION GEOTECNICA	EDAD	DESCRIPCIÓN
57, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69	IVa	Cuaternario	Gravas, arenas, limos y arcillas
36, 37, 39, 40, 44, 47, 48, 50, 53, 56	IIIh	Terciario	Arcillas, limos y areniscas
42, 43, 46, 49, 52, 54	IIIg	Terciario	Conglomerados
38, 41, 45, 51, 55	IIIf	Terciario	Arcillas y yesos
35	IIIe	Terciario	Arenas y areniscas
34	III d	Terciario	Margas y yesos
24, 26, 28, 30, 31, 33	IIIc	Terciario	Margocalizas, margas, areniscas y arenas
23, 25, 27, 29, 32	IIIb	Terciario	Calcarenitas, margas, calizas y areniscas
22	IIIa	Terciario	Calizas, dolomías y calizas dolomíticas
5, 7, 9, 10, 12, 13, 14, 16, 17, 19, 21	IIc	Jurásico-Cretácico	Areniscas, calizas arenosas y margas
6, 8	IIb	Jurásico-Cretácico	Arcillas y limolitas
4, 15, 18, 20	IIa	Jurásico-Cretácico	Calizas, dolomías y calcarenitas
1, 2, 3	Ia	Keuper	Arcillas, yesos, sales, Ofitas

6.- BIBLIOGRAFIA

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

6.- BIBLIOGRAFIA

AMIOT, M. (1982): "El Cretácico superior de la Región Navarro-Cántabra". En "El Cretácico de España". Univ. Compl. Madrid, p. 88-111.

AMIOT, M. (1983): "L'individualisation du domaine navarro-cantabre". En "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique", Mem. Geol. Univ. Dijon, 9, p. 191.

BACETA, J.I. (1996): "El Maastrichtiense superior, Paleoceno e Ilerdiense basal del País Vasco y Oeste de Navarra: secuencias deposicionales y facies". Tesis doctoral Univ. País Vasco UPV-EHU. 404 p.

CAREZ, L. (1910). "Sur quelques points de la géologie du Nord de l'Aragon et de la Navarre". Bull. Soc. Géol. France, (4) 10, 682-690. Paris.

CAVELIER, C. Y POMEROL, C. (1986): "Stratigraphy of the Paleogene". Bull. Soc. Géol. France, II, 2, p. 255-265.

CIRY, R. Y MENDIZABAL, J. (1949): "Contribution a l'etude du Cenomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, de l'Alava et de la Navarre occidentale". Ann. Hébert et haug. T. 7, p. 61-79 (Libre jubilar Charles Jacob).

COLOM, G. (1952). "Los caracteres micropaleontológicos de algunas formaciones del Secundario de España". Bol. Inst. Geol. min. España, 64, 275-344.

EVE (1994). "Mapa geológico del país Vasco a escala 1:25000, Hoja 139-2 de Sierra de Entzia".

EVE (1994). "Mapa geológico del país Vasco a escala 1:25000, Hoja 139-4 y 171-2 de

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Campezo".

FEUILLÉE, P. (1967). "Le Cénomaniens des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique". Mémoires Société Géologique de France, 108, 343 pp.

FEUILLÉE Y RAT (1971): "Structures et paléogéographies Pyrénéo-Cantabriques". En: Editions Technip. Histoire structurales du Golfe de Gascogne, Vol. 1, p.1-48.

FLOQUET, M. (1991): "La plate-forme Nord-Castellane au Crétacé supérieur (Espagne). Arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique, sédimentation et vie". Tesis doctoral, Mem. Géol. Univ. Dijon. Vol. 14 (dos tomos), 925 p.

FROUTE (1988): "Le rôle de l'accident d'Estella dans l'histoire géologique Crétacé supérieur à Miocène des Bassins Navarro-Alavais (Espagne du Nord)". Tesis doctoral Univ. de Pau, 231 p.

GARCIA MONDÉJAR, J. (1982). "Aptiense y Albiense, Región Vasco-Cantábrica y Pirineo navarro". En: El Cretácico de España, 63-84. Universidad Complutense. Madrid.

GARCIA MONDÉJAR, J. (1989): "Strike-slip subsidence of the Basque-cantabrian Basin of northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of the Bay of Biscay". En: Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.), Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. AAPG memoir n^o 46, p. 395-409.

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

HOTTINGER, L. (1960): Recherche sur les alveolines du Paéocène et de l'Eocene". Mém. Suisses Paéont., 75-76, p 1-243.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

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

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

LAMARE, P. (1934). En: Réunion extraord. dans les Pyrénées basques d'Espagne. C.R. Bull. Soc. Geol. France (5) 4, 258-295. Paris.

LAMARE, P. (1936): "Recherches geologiques dans les Pyrenées Basques d'Espagne". Mem. Soc. Geol. France, XII, 27, p. 1-465.

LEON, L.; PUIGDEFABREGAS, C. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). " Variaciones sedimentarias durante el Eoceno medio en la Sierra de Andia". Acta Geológica Hispánica, vol. 6 (2), p. 36-41.

LEON, L. (1972): "Síntesis Paleogeográfica y Estratigráfica del Paleoceno del Norte de Navarra, paso al Eoceno". Bol. Geol. Min., 83, p. 689-721.

LOPEZ, G. (1994). "Bioestratigrafía de los inocerámidos (Bivalvia) de la Cuenca navarro-cántabra y de la plataforma norcastellana. Comparación con zonaciones de otras áreas de Europa". Cuadernos de Geología Ibérica, 18, 309-336.

LOTZE, F. (1929). "Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)". Abh. Ges. Wis. Göttingen, math.-phys. Kl., N. F., 14, 2 XIII, 320 pp. Berlin.

LOTZE, F. (1938). "Steinsalz und Kalisalze, geologie". En: O. Stutzer, Die wichtigsten Lagerstätten der Nicht-Erze. Bd. 3, 1, XXVI, 936 pp. Berlin.

LOTZE, F. (1955). "Salzdiapirismus im nördlichen Spanien". Z. deutsch. geol. Ges., 105, 814 bis 822. Hannover.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

LOTZE, F. (1957). "Steinsalz und Falisalz", 1, Tl. 2 Aufl., XI, 465 pp. Berlin

MALLADA, L. (1907). Explicacion del mapa geológico de España, 6, 686. Madrid.

MANGIN, J.P. (1959): "Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon". Pirineos, 45: 631 p.

MARTINEZ, R., LAMOLDA, M. A., GOROSTIDI, A., LOPEZ, G. y SANTAMARIA, R. (1996). "Bioestratigrafía integrada del Cretácico superior (Cenomaniense superior-Santoniense) de la región Vascocantábrica". Revista Española de Paleontología, número extraordinario,

MATHEY, B. (1986): "Les flysch Crétacé supérieur des Pyrénées basques. Age, anatomie, origine du matériel, milieu de dépôt et relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne". Tesis doctoral, Mem. Géol. Univ. du Dijon, vol. 12, 399 p.

MELENDEZ-HEVIA, F. (1976). "El interes petrolífero del Jurásico marino de la parte SW de la Cuenca Cantábrica". II Jornadas Nacionales del Petroleo y Gas Natural, Ponencia 1: Exploración y Producción.

MONTADERT, L.; WINNONCK, E.; DELTIEL, J.R. y GRAN, G. (1974). "Continental margins of Galicia-Portugal and Bay of Biscay". En: Burk y Drake (eds.), Geology of continental margins. Springer-Verlag, Berlin, p. 323-342.

MULLINS, H.T. Y COOK, H.T. (1986): "Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration". Sedimentary Geology, 48, p 37-79.

ORUE-ETXEARRIA, X. (1983). "Los foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Sinclinorio de Bizkaia (corte de Sopelana-Punta Galea)". Tesis doctoral de la Univ.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

del País Vasco. KOBIE (serie Ciencias Naturales), vol. XIII-XIV, 429 pp.

PALACIOS, P. (1919). "Los terrenos mesozoicos de Navarra". Bol. Inst. Geol. España, 40, 1-155. Madrid.

PAYROS, A. (1997): "El Eoceno de la Cuenca de Pamplona: Estratigrafía secuencial y evolución paleogeográfica". Tesis doctoral Univ. País Vasco. 300 p.

PAYROS, A., PUJALTE, V.; BACETA, J.I.; ORUE-ETXEBARRIA, X. Y SERRAKIEL, J. (1996): "Las calizas eocenas del Oeste de Navarra: revisión, redefinición y nueva interpretación de sus unidades estratigráficas". En: Libro Homenaje a Máximo Ruiz de Gaona, Príncipe de Viana (Suplemento de Ciencias), año XVI, nº 14/15, p. 137-153.

PFLUG, R. (1967). "Der Diapir von Estella (Nordspanien)". Beih. geol. Jb., 66, 21-59. Hannover.

PUIGDEFABREGAS, C. (1975): "La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca". Pirineos, 104, p 1-188.

PUIGDEFABREGAS, C. Y SOUQUET, P. (1986): "Tecto-sedimentary evolution and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees". Tectonophysics, 129, p 173-203.

PUJALTE, V. (1977). " El complejo Purbeck-Weald de Santander: estratigrafía y sedimentación". Tesis Univ. de Bilbao, 202 pp, inédito.

PUJALTE, V. (1981). "Sedimentary succession and paleoenvironments within a fault-controlled basin: the wealden of the Santander area, Northern Spain". Sedimentary Geology vol. 28, p. 293-325.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

PUJALTE, V.; BACETA, J.I.; PAYROS, A., ORUE-ETXEBARRIA, X. Y SERRA-KIEL, J. (1994): "Latest Cretaceous-Middle Eocene sequence stratigraphy and biostratigraphy of the SW. and W. Pyrenees (Pamplona and Basque Basins, Spain)". Field-trip guidebook, GEP an

PUJALTE, V.; ROBLES, S.; ROBADOR, A.; BACETA, J.I. Y ORUE-ETXEBARRIA, X. (1993): "Shelf to basin Palaeocene palaeogeography and depositional sequences, Western Pyrenees, North Spain". In "Sequence Stratigraphy and Facies Association", (Eds. Posamentier

RAT, P. (1959). "Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne)". Publ. Univ. Dijon, 18, 525 pp. Dijon, France.

RAT, P.; AMIOT, M.; FEUILLÉE, P.; FLOQUET, M., MATHEY, B.; PASCAL, A. y SALOMON, J. (1983). "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique. Une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires". Mem. Geol. Univ. de Dijon, vol. 9, 191 pp.

RIOS, J. M. (1956). "El sistema Cretáceo en los Pirineos de España". En: El Cretáceo en España. Memorias del Inst. Geol. y Minero España, 57, 1-128. Madrid.

RUIZ DE GAONA, M. (1952). "Notas y datos para la geología de Navarra". Primer congreso internacional del Pirineo, Instituto de estudios pirenaicos, Zaragoza.

SANTAMARIA, R. (1992). "Los Ammonoideos del Cenomaniense superior al Santoniense de la plataforma nord-castellana y la Cuenca navarro-cántabra". Parte I; Bioestratigrafía y sistemática: Phylloceratina, Ammonitina (Desmocerataceae y Hoplitaceae) y Ancyloce

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

SCHAUB, H. (1981): "Nummulites et Assillines de la Tethys Paléogène. Taxonomie, phylogénese et biotratigraphie". *Memoires Suisses de Paléontologie*, 104-106, 236 p.

TOSQUELLA, J. Y SERRA-KIEL, J. (1996): "Las biozonas de nummulítidos del Eoceno Pirenaico". En: *Libro Homenaje a Máximo Ruiz de Gaona, Principe de Viana (suplemento de ciencias)*, 14-15, p 155-193.

VERNEUIL, E., COLLOMB, E. y TRIGER, N. (1859-60). "Note sur une partie du pays basque espagnol". *Bull. Soc. Geol. France*, (2) 17, 333-372. Paris

WIEDMANN, J. (1960). "Zur Systematik jungmesozoischer Nautiliden (unter besonderer Berücksichtigung der iberischen Nautilinae D'ORB.)". *Palaeontographica*, (A) 115, 144-206. Stuttgart.

WIEDMANN, J. (1964). "Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Cephalopodes". *Estudios geológicos*, 20, 107-148. Madrid.

WIEDMANN, J. (1979): "Itineraire geologique a travers le Crétacé Moyen des chaines Vascogotiques et Celtiberiques (Espagne du nord)". En "Mid Cretaceous events, Iberian Field Conference, *Cuadernos de Geología Ibérica*, 5, p. 127-214.