

HQA 139 - II (ELAB)

I N D I C E

I N D I C E

Pags.

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

	Pags.
1.2.2. Macrosecuencia Eoceno 2	20
1.2.2.1 Calcarenitas arenosas (28). Luteciense medio.	20
1.2.2.2 Calizas de algas y calcarenitas (29). Luteciense medio-Bartoniense basal (Biarritiense).....	21
1.2.2.3 Margocalizas y calizas bioclasticas (30). Luteciense medio-Bartoniense inferior (Biarritiense).....	23
1.2.3. Macrosecuencia Eoceno 3	24
1.2.3.1 Margas con yesos (34). Bartoniense.....	24
1.3. CUATERNARIO	26
1.3.1. Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis (58) y Glacis degradados (59). Pleistoceno.	26
1.3.2. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (61). Holoceno	26
1.3.3. Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (63). Holoceno.	27
1.3.4. Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis actual-subactual (67). Holoceno	27
2.- TECTONICA	29
2.1. SIERRA DE LOKIZ	34
2.2. DOMO DE ZUFIA.....	36
2.3. LAS SIERRAS DE URBASA Y ANDIA	37
2.4. BORDE DE LA CUENCA DEL EBRO	40
2.5. DIAPIROS DE ESTELLA. ALLOTZ Y SALINAS DE ORO: LA FALLA DE PAMPLONA	42
2.6. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES	44
3.- GEOMORFOLOGIA	49

	Pags.
3.1. SITUACION Y DESCRIPCION FISIOGRAFICA	50
3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO	52
3.2.1. Estudio Morfoestructural	52
3.2.2. Estudio del modelado	53
3.2.2.1 Formas de ladera.....	53
3.2.2.2 Formas fluviales	53
3.2.2.3 Formas poligénicas.....	54
3.2.2.4 Formas kársticas	54
3.2.3. Formaciones superficiales	54
3.2.3.1 Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis y glacis degradado (C). Poligénico. Pleistoceno.....	55
3.2.3.2 Cantos en matriz limoarcillosa (Coluviones) y bloques aislados (vertientes de bloques). Laderas (A). Holoceno	55
3.2.3.3 Gravas, arenas y arcillas (fondos de Valle). Fluvial (B). Holoceno.....	56
3.2.3.4 Cantos en matriz limoarcillosa (Glacis actual-subactual). Poligenico (D). Holoceno.....	56
4.- HISTORIA GEOLOGICA	58
4.1. EVOLUCION DURANTE EL FINAL DEL CRETACICO INFERIOR Y CRETACICO SUPERIOR.....	63
4.1.1. Macrosecuencia regresiva del Albiense Superior-Cenomaniense Inferior (1)	63
4.1.2. Macrosecuencia transgresiva Cenomaniense Inferior-Turonense Superior (2)	70
4.1.3. Macrosecuencia regresiva del Coniaciense (3)	70
4.1.4. Macrosecuencia transgresiva del Coniaciense Superior-Santoniense	73
4.1.5. Macrosecuencia regresiva Campaniense-Maastrichtiense Inferior	75

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

Pags

4.2. EVOLUCION DURANTE EL INTERVALO CRETACICO FINAL-EOCENO	
SUPERIOR.....	77
4.2.1. Macrosecuencia "Paleocena" (Etapa 1)	77
4.2.2. Macrosecuencia Eoceno-1 (Etapa 2)	79
4.2.3. Macrosecuencia Eoceno-2 (Etapa 3)	83
4.2.4. Macrosecuencia Eoceno-3 (Etapa 4)	87
4.3. EVOLUCION DURANTE EL OLIGOCENO Y MIOCENO	89
4.3.1. Macrosecuencia del Oligoceno inferior	89
4.3.2. Macrosecuencia del Oligoceno Superior-Mioceno	90
5.- GEOLOGIA ECONOMICA	92
5.1. RECURSOS MINERALES	93
5.2. HIDROGEOLOGIA	94
5.2.1. Introducción	94
5.2.2. Climatología	95
5.2.3. Hidrología	95
5.2.4. Características hidrogeológicas	96
5.2.5. Hidrogeoquímica	98
5.3. CARACTERISTICAS GEOTECNICAS GENERALES	99
5.3.1. Introducción	99
5.3.2. Zonación geotécnica	100
5.3.3. Descripción de las unidades	101
6.- BIBLIOGRAFIA.....	109

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

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

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

La hoja 139 -II de Eulate a escala 1:25000 forma parte del cuadrante de igual nombre a escala 1:50.000 (139, 23-08) del mapa topográfico nacional. La superficie ocupada se encuentra repartida aproximadamente a partes iguales entre las comunidades del País Vasco y Navarra, correspondiendo a cada una las zonas W y E respectivamente. La parte navarra incluye el Valle de Amezkoa, al S y la terminación suroccidental de la Sierra de Urbasa, al N. La zona S del valle presenta un relieve bastante accidentado, debido a la gran red hidrográfica, relativamente abarrancada, del río Uiarra y arroyos tributarios, red localizada asimismo en las estribaciones meridionales de la Sierra de Lokiz; en la lineación que sirve de nexo con la Sierra de Urbasa, área de muy suave relieve, se localizan los asentamientos humanos de Larraona, Aranaratxe y Eulate. La parte serrana está bien establecida por el cresterío que corre alineado al valle (cotas entre 950-1000 m), dando paso a la altiplanicie de Urbasa, de cotas similares a las de su frente. Aparte de la red fluvial del río Uiarra, situada entre cotas de 700 a 550 m, no existen más corrientes de interés.

La geología de la zona no reviste asimismo ninguna complicación, puesto que estructuralmente nos encontramos en el flanco S del sinclinal de Urbasa, apareciendo una serie monoclinial suavemente buzante al Norte y con escasa fracturación, correspondiendo éstas a pequeñas fallas de relajación, representadas sobre todo en el límite sur. Todo el área de estudio se incluye dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica, concretamente en la Región Navarro-Cántabra de AMIOT (1982).

Los materiales aflorantes pertenecen al Cretácico superior (entre Coniaciense superior y Santoniense superior), en la mitad sur, Valle de Amezkoa, correspondiendo a litologías básicamente margosas y calcareníticas. El Cretácico terminal-Terciario marino se sitúa en la mitad norte, Sierra de Urbasa, siendo las dolomías paleocenas las creadoras del relieve en cresta que se alza sobre Amezkoa; el resto de litologías son en parte arenosas (Maastrichtiense) y carbonatadas-mixtas para el Paleoceno-Eoceno. Como trabajos de

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

interés en la zona cabrían destacar Palacios (1919), Lotze (1929), Rios (1956), Rat (1959), Feuillée y Rat (1971), Amiot (1982), así como los planes de investigación cartográfica para la Diputación de Navarra (1969) y para el Instituto Geológico y Minero (1987).

1. - ESTRATIGRAFIA

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

1. - ESTRATIGRAFIA

Los materiales de esta hoja abarcan edades comprendidas entre el Coniaciense superior y Eoceno superior. Estructuralmente, es una zona con suave deformación continua, correspondiendo mayoritariamente al flanco sur del sinclinal de Urbasa, con pequeños buzamientos al N; la deformación por fracturas es poco importante, localizándose en las estribaciones de la Sierra de Lokiz. Precisamente por esto último y por la litología de tipo alternante del Coniaciense de esta zona, la realización de la cartografía ha revestido algo de dificultad. Las series del Coniaciense están representadas sólo por su tramo superior; el Santoniense, sin embargo, está bien representado en el Valle de Amezkoa. El Cretácico final-Terciario marino ocupa el cresterío de la Sierra de Urbasa y toda la planicie superior de la misma. El Campaniense y Maastrichtiense inferior se encuentran omitidos por la Discontinuidad Intramaastrichtiense.

1.1. CRETACICO SUPERIOR

1.1.1. CALCARENITAS BIOCLASTICAS EN BANCOS METRICOS OCASIONALMENTE CON CONTENIDO TERRIGENO (15A). CONIACIENSE SUPERIOR

Se trata de las calizas bioclásticas que configuran los resaltes de la zona abarrancada del río Uiarra, en las estribaciones de la Sierra de Lokiz, donde presentan buenos afloramientos. Aquí forman paquetes de orden métrico con tránsitos laterales y verticales a margas y calcarenitas finas del término 16B, configurando ambos conjuntos, a grandes rasgos, una serie alternante. Se podrían incluir dentro de la Formación Vitoria de AMIOT (1982).

Están compuestas por calcarenitas de grano medio a fino agrupadas en bancos métricos; en esta zona son más margosas que sus equivalentes al E, formando parte de un dispositivo general de plataforma carbonatada en tránsito a facies más distales hacia el W, sistema cuyo tránsito lateral se localiza al E en las vecinas hojas de Zudaire y Estella; este esquema corresponde sólo al tercero de los tres tramos principales de calcarenitas en que se ha

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

podido dividir la unidad en ambas hojas vecinas ya mencionadas, por lo que aquí las calcarenitas aflorantes son equivalentes laterales de la parte superior de este tercer intervalo. Llegan a presentar hasta un 10% de fracción arena fina-limo. La base de los distintos paquetes es gradual, pero rápida, sobre las correspondientes margas infrayacentes; las calcarenitas llegan incluso a ser equivalentes laterales de aquellas. Calcarenitas del tercer tramo de 15A y margas relacionadas de 16B llegan a presentar conjuntamente 375 m totales (Lana-Eulate); aquí afloran casi totalmente, no sobrepasando 300 m; los tramos correspondientes a 15A oscilan entre 40 y 50 m de potencia. Internamente llegan a presentar estratificación cruzada. Hacia techo de la serie se pueden distinguir superficies de estratificación muy bioturbadas (galerías, obliteración de la S0) y ricas en fauna de pequeños ostreidos, braquiópodos, serpúlidos y corales ramosos; estas superficies se pueden interpretar como generadas por el abandono de barras progradantes, habiendo ofrecido un biotopo adecuado para la implantación de fauna bentónica, probablemente en condiciones de escasa energía y de no mucha profundidad de aguas.

En términos generales, estas calcarenitas se consideran depositadas en una plataforma externa afectada por corrientes y posiblemente de no gran profundidad, tal como lo atestiguan las faunas encontradas en las superficies de abandono; aun así debemos considerar que al estar en una zona más margosa de la plataforma, es probable que nos encontremos en áreas comparativamente de mayor profundidad de aguas. El techo es neto, y corresponde al último nivel calcarenítico que se ha podido correlacionar con el techo del tramo tercero hacia Zudaire; pasa directamente a margas y presenta cierta nodulización.

La edad atribuida a este término viene definida por correlación hacia Zudaire, donde ha podido ser datado el techo con faunas de ammonites principalmente, correspondiendo al Coniaciense superior, no terminal.

1.1.2. MARGAS Y CALCARENITAS EN BANCOS FINOS (16B). CONIACIENSE SUPERIOR

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

Corresponde al equivalente margoso del tercer tramo de calcarenitas de 15A, siendo en esta hoja los términos más blandos que alternan con el descrito anteriormente.

Estos tramos blandos presentan potencias entre 50 y 75 m, dentro de una serie mixta (15A+16B) que no sobrepasa 375 m. Ofrecen buenos afloramientos en la zona abarrancada del río Uiarra. El muro, no aflorante en esta hoja, corresponde a la implantación margosa que sucede directamente por encima del techo del segundo de los tramos calcareníticos de 15A, observable en las hojas de Campezo y Estella-Lizarra. Presentan relaciones laterales y verticales con el término anterior. Las calcarenitas se presentan en capas centimétricas de base neta, con frecuentes estructuras de laminación cruzada tipo Hummocky, así como laminación paralela y cruzada de ripple; por el contrario, las margas son carentes de estructuras y ocasionalmente bioturbadas.

Se interpretan ambas facies como generadas en áreas comparativamente más profundas de una rampa carbonatada somera, considerándose las calcarenitas finas como intrusiones eventuales de material procedente de la plataforma mediante corrientes generadas por tormentas. El esquema paleogeográfico sería el mismo comentado en el término precedente.

Tienen una edad Coniaciense superior, debido a que son equivalentes de solamente la parte superior del tramo tercero del término 15A, cuya datación se ha realizado en Barindano (hoja de Zudaire; Wiedmann, 1979).

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

1.1.3. MARGAS, MARGOCALIZAS Y CALCARENITAS CON ESPONJAS Y EQUINIDOS (17A y B). CONIACIENSE SUPERIOR-SANTONIENSE MEDIO.

Se trata de un término litológico subdividido atendiendo a criterios estratigráficos, siguiendo la misma idea que para las subdivisiones realizadas en términos anteriores. La subdivisión 17A responde al sistema suprayacente a 15A e infrayacente de 18 (aunque también parcialmente equivalente a éste); por el contrario, 17B es la misma litología pero equivalente lateral en esta hoja al término 18. Ambas subdivisiones, 17A y B no llegan a ponerse en contacto, criterio fundamental para la individualización. Ambas presentan buenos afloramientos acaravados en los alrededores del curso del río Uiarra. Respectivamente, entrarían a formar parte de las Formaciones Barindano y Zudaire (Amiot, 1982). La base de 17A es neta sobre el término infrayacente, disponiéndose directamente margas sobre una superficie calcarenítica algo nodulosa; asimismo 17B también presenta un contacto neto de margas sobre una de las barras calcareníticas de 18. Sus potencias alcanzan 175 y 60 m respectivamente para ambos subtérminos. Hacia el E, el subtérmino 17B llega a acuñarse, pasando al término 18.

Litológicamente son muy similares, correspondiendo a margas de tonos grises azulados claros, muy parecidas a las margas descritas en términos anteriores del Cretácico superior; presentan niveles centimétricos de margocalizas, a veces nodulosas, y capas discretas de calcarenitas de grano fino a muy fino, con bases netas y laminación paralela y cruzada tipo Hummocky. El contenido fósil es particularmente abundante en los tránsitos al término 18, siendo característicos los equínidos del género *Micraster* sp.; asimismo, presentan también restos de ammonites, bivalvos, braquiópodos y esponjas.

Se interpretan, ambos, como distales de sistemas de rampa carbonatada calcarenítica, con esporádicas entradas de material calcarenítico fino debido a corrientes generadas en momentos de tormenta, tal como atestigua la presencia de estructuras tipo Hummocky. La presencia de nadadores nectónicos libres (ammonites) apoya la génesis en un sistema de offshore, pero no necesariamente profundo.

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

En la hoja de Zudaire, en la base de 17A se ha datado el Coniaciense superior y en la parte media del 17C/18 se ha encontrado *Texanites quinquenodosus* (Redtenb.), *Texanites hispanicus* Coll., *Texanites cf. hourcqi* Coll., *Micraster corbaricus* Lambert, *Micraster larteti* Lambert, *Gibbaster cf. mengaudi* Lambert y *Echinocorys vulgaris* Breyn, lo que indica una edad Santoniense inferior (Wiedmann, 1979).

1.1.4. CALCARENITAS Y MARGAS (18). SANTONIENSE INFERIOR-MEDIO

Aflora a lo largo del Valle de Amezkoa, de E a W, creando un resalte morfológico (cresta-cuesta) al Sur del mismo, aunque en general algo cubierto. Se pueden observar muy bien en el corte de Larraona, en la pista que sube a Lokiz. Esta dividido en dos paquetes (de 250 y 60 m inferior y superior respectivamente) que se unen a la altura de Eulate, ofreciendo una potencia conjunta de aproximadamente 350 m. Ofrecen cambio lateral al término 17 y son consideradas, junto con sus términos equivalentes, como Formación Zudaire (Amiot, 1982). Hacia el E-NE (hoja de Zudaire) pasan igualmente a facies margosas, llegando a desaparecer por efecto de la Discontinuidad Intramaastrichtiense.

Litológicamente son calcarenitas bien estratificadas en capas centimétricas, con finas pasadas margosas inter-banco, en ocasiones algo limosas, dispuestas en tramos de orden métrico separados por margas y calizas margosas ricas en fauna de equínidos y esponjas. Presenta contactos graduales con los subtérminos 17A y B, así como en su techo, definido por una ganancia paulatina del contenido margoso.

Ambientalmente, son interpretadas como generadas en una rampa carbonatada externa con alta producción biogénica, y posiblemente de profundidad moderada.

Su edad es Santoniense inferior-medio debido a dataciones de su base (ver término 17) y posición estratigráfica.

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

1.1.5. MARGAS Y MARGOCALIZAS CON ESPONJAS (19). SANTONIENSE MEDIO-SUPERIOR

Afloran escasamente en las laderas meridionales de la Sierra de Urbasa, donde constituyen un tramo blando muy cubierto por vegetación. Presentan una potencia de 450 a 400 m, llegando a desaparecer hacia el E, en hoja de Zudaire, debido a la Discontinuidad Intra-maastrichtiense. Corresponden a la Formación Vitoria de AMIOT (1982).

La base es gradual, correspondiendo a una ganancia paulatina del contenido arcilloso y una total desaparición de las facies calcareníticas. En general configuran una secuencia de contaminación en terrígenos, llegando a presentar fracción limolítica hacia techo. Hacia la base, por tanto, presentan facies más calcáreas, tales como margocalizas y algún término transicional a caliza margosa, con abundantes restos de esponjas, así como bivalvos y braquiópodos; luego pasan a margas y margas limosas con margocalizas, con equínidos y bivalvos, así como alguna esponja dispersa.

Se interpretan como generadas en un sistema de plataforma distal relativamente profunda, sugiriendo una profundización relativa respecto al término anterior. La ganancia en contenido terrígeno hacia techo podría sugerir la progradación en áreas más al sur, de sistemas siliciclásticos.

La edad es sugerida por su posición estratigráfica como Santoniense medio-superior, así como por la presencia de foraminíferos planctónicos (IGME, 1978): *Globotruncana concavata carinata* (D'alb.), *Globotruncana concavata concavata* (Brotz.), *Heterohelix semicostata* (Cush.). El Campaniense y Maastrichtiense inferior no han sido encontrados mediante asociaciones fósiles, sugiriéndonos su falta por la Discontinuidad Intramaastrichtiense. No obstante, hacia el W, en la subida al cercano puerto de Opakua, ya en tierras alavesas, si ha sido diferenciado el Campaniense inferior (EVE, 1994), lo que apoya el carácter cada vez más erosivo de la mencionada discontinuidad hacia el E.

¡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 todo ese 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 de la sedimentación. La delimitación y caracterización 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 Eulate solo afloran 10 de dichas unidades, que son representativas de las macrosecuencias Paleocena, Eoceno-2 y Eoceno-3.

1.2.1. MACROSECUENCIA "PALEOCENA"

Sus materiales constituyentes configuran la plataforma carbonatada 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.

1.2.1.1 CALIZAS BIOCLÁSTICAS Y CALCARENITAS (20). MAASTRICHTIENSE SUPERIOR

Esta unidad se reconoce con similares facies y espesores, a lo largo de todo el flanco S de la Sierra de Urbasa, donde forma un pequeño resalte al pie de la cresta que define la sierra. Su base corresponde a la Discontinuidad Intramaastrichtiense (BACETA, 1996), discordancia de bajo ángulo, en afloramiento de carácter neto y erosivo, mediante la cual se apoya sobre diferentes unidades del Cretácico superior. En este cuadrante el infrayacente

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

corresponde a la unidad del Santoniense superior (término 19), aunque hacia el E (cuadrante vecino de Zudaire) llega a situarse directamente sobre los materiales del Coniaciense (unidad 17).

En conjunto, la unidad 20 suele presentar un espesor de entre 10 y 20 m, y aparece compuesta por una sucesión de calizas bioclásticas y calcarenitas que en lámina delgada presentan texturas packstone, grainstone y rudstone. 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).

Lateralmente y dependiendo de las secciones, toda la sucesión suele presentar contenidos variables de material terrígeno en forma de granos de cuarzo y cantos de marga/margocaliza. Fundamentalmente dicho material se concentra en los primeros metros, pudiendo incluso formar un "lag" de varios decímetros que aparece recubriendo la discontinuidad basal.

La unidad arriba descrita caracterizaría en conjunto un ambiente de plataforma somera externa de carácter pararecifal, que estaría afectado por un hidrodinamismo medio a alto y con cierto influjo terrígeno.

La edad de la unidad puede establecerse de forma directa y con relativa precisión en base a la abundancia de macroforaminíferos (orbitoides), de los cuales se ha reconocido una asociación claramente representativa del Maastrichtiense superior: *Lepidorbotides socialis* (LEYM), *Orbitoides media* (D'ARCH), *O. apiculatus* SCHLUMB, *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *S. Olaztiensis* R. GAONA, *Simplorbites gensacicus* (LEYM) y *Clipeorbis mamillatus* (SCHLUMB). Esta asociación es muy similar a la reconocida por BACETA (1996) en sus equivalentes laterales en el borde N de la Sierra de Urbasa (sección de Olazgutia). En estas últimas posiciones, dicho autor asimismo data la unidad

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

por medio de foraminíferos planctónicos, de los cuales reconoce una asociación representativa de la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA (1983).

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

Esta unidad se dispone sobre la anterior mediante un contacto neto y que en algunos puntos es de carácter claramente erosivo. Al igual que su infrayacente, a lo largo de este cuadrante asimismo suele presentar unos espesores bastante homogéneos en la lateral (entre 50 y 60 m), y de modo general suele aparecer formando un tramo deprimido entre la unidad anterior y las dolomías del Daniense. Debido a estas condiciones suelen presentar por lo general afloramientos de mediocre o mala calidad.

Litológicamente la unidad es en conjunto bastante homogénea en la lateral. En las secciones de Larraona y Eulate aparece como una sucesión de margas y margocalizas limosas de colores grises, entre las que se intercalan varios tramos de areniscas y calcarenitas arenosas. Las margas y margocalizas aparecen fuertemente bioturbadas y principalmente suelen contener microforaminíferos bentónicos y algunos fragmentos de equínidos y bivalvos. Por su parte, las areniscas y calcarenitas aparecen en bancos decimétricos a métricos, ocasionalmente presentan laminaciones paralelas y ripple, y suelen presentar un contenido faunístico compuesto por macroforaminíferos (orbitoides) y algunos fragmentos de briozoos, algas calcáreas, equinodermos y bivalvos.

En conjunto esta unidad definiría un ambiente de plataforma externa de carácter mixto, que eventualmente estaría afectado por un hidrodinamismo medio a elevado.

En toda la unidad los únicos organismos datadores corresponden a los macroforaminíferos (orbitoides) de los cuales se reconoce una asociación bastante similar a la de la unidad infrayacente. Asimismo, BACETA (1996) establece que los depósitos equivalentes a la

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

unidad a lo largo del flanco N de las sierras de Urbasa y Andia (secciones de Olazagutia y Lizarraga), contienen una asociación de foraminíferos planctónicos claramente representativa de la biozona de *A. mayaroensis* en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA (1983). Con esos datos y en base a su posición estratigráfica, por tanto se puede asegurar que en edad abarcaría la segunda mitad del 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 30 y 40 m. con amplia representación a escala regional. A lo largo de la mayor parte de las Sierras de Urbasa y Andia se sitúa directamente y mediante contacto neto y erosivo sobre los materiales del Maastrichtiense superior (unidad 21). A lo largo de esta hoja suele aparecer formando el resalte o cresta que define el borde S de la sierra de Urbasa, y en casi todos los afloramientos suele presentar un característico relieve ruiniforme.

Debido a la intensa dolomitización que la afecta poco se puede decir de su composición y texturas originales. 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 en afloramiento y a su posición paleogeográfica, BACETA (1996) los interpreta como facies de tipo arrecifal y/o pararecifal.

Segun BACETA (1996) los foraminíferos planctónicos clasificados en muestras recogidas en sus equivalentes del flanco N de la Sierra de Andia (sección de Lizarraga), indican que la unidad tiene una edad Daniense superior (zonas de *E. Trinidasdensis* 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, abarcaría el Daniense inferior y probablemente el techo del Maastrichtiense.

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

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 caracter erosivo. Su espesor suele fluctuar entre 100 y 120 m, siendo un caracter bastante constante tanto en esta hoja como en los cuadrantes vecinos.

La unidad fundamentalmente está constituida por calizas bioclasticas estratificadas en bancos métricos, separados por intervalos de margocalizas y/ y margodolomias. Las calizas suelen aparecer parcialmente recristalizadas y/o dolomitizadas, y petrológicamente corresponden a grainstones/packstones de algas rodoficeas y dasycladaceas, con una abundante asociación de foraminiferos bentonicos: *Planorbulina cretae* (MARSON), *Rotalia perovalis* (TERQUEM), *Miscellahia juliettae* LEPPIG, *Cribobulimina carniolica* DROBNE, *Kathina/Smouthina* 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-reef" y arrecife se situarian en el flanco N de las sierras de Urbasa y Andia, donde estan definidos por una potente sucesión de calizas coralgaes de caracter masivo. Hacia posiciones más occidentales (S de Alava), la unidad pasa progresivamente a una sucesión de margodolomías y calizas dolomíticas (Formación San Justi; MANGIN, 1959), que definiria 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

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

la mayoría de autores, como representativas del Monticense. Sin embargo, esta denominación resulta en cierto modo impropio a pesar de seguirse utilizando, ya que como piso el Monticense 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 25 y 40 m (en algunos puntos 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 subaérea (estructuras de paleokárstos de diferentes escalas y con presencia de *Microcodium*), como fuertes erosiones en áreas localizadas (Sierra de Andia). Dentro de este cuadrante, a su base asimismo es posible reconocer en algunos puntos un tramo decimétrico de areniscas silíceas microconglomeráticas, que eventualmente también suelen reconocerse rellenando las estructuras paleokársticas identificadas al techo de la unidad infrayacente.

En toda la banda de afloramientos que forma, 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 biocásticas. Estas calcarenitas corresponden a packstones/grainstones de algas calcáreas, briozoos, bivalvos y foraminíferos bentónicos (entre ellos los primeros macroforaminíferos del Terciario, *Operculina heberti* MUNIER-CHALMAS y *Discocyclina seunesi* DOUVILLE). Asimismo entre las margas y margocalizas es frecuente observar acumulaciones de 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

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

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, y a lo largo de este cuadrante llega a alcanzar un espesor máximo de 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. La parte superior de la unidad suele tener un carácter calcarenítico, y como rasgo característico suele contener una asociación de foraminíferos bentónicos entre los que se reconocen alveolínidos.

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 somerizante.

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

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

de A. primaeva).

1.2.2. MACROSECUENCIA EOCENO 2

Sus materiales constituyentes, que en edad abarcan desde el Luteciense medio al Bartoniense basal, confirman en conjunto una plataforma carbonatada que por su ordenación vertical de facies en los cuadrantes vecinos de Zudaire y Lezaun, presentaría un marcado dispositivo retrogradante. Estos materiales definirían, de hecho, lo que a nivel del dominio pirenaico se conoce como "Transgresión Biarritziense". A nivel cartográfico, dentro de este cuadrante afloran los materiales más someros e internos de dicha plataforma, los cuales se han subdividido en 3 unidades litológicas (28, 29 y 30). La base de todo el conjunto corresponde a la discontinuidad más evidente dentro de la sucesión eocena (la "Discontinuidad Intraluteciense" de PAYROS et al., 1996; PAYROS, 1997), gracias a la cual llegan a situarse directamente sobre los materiales del Daniense (unidad 22).

1.2.2.1 CALCARENITAS ARENOSAS (28). LUTECIENSE MEDIO.

Esta unidad constituye dentro de esta hoja el término más bajo de la sucesión Biarritziense, reconociéndose a lo largo de una banda de afloramiento que va desde el límite con Alava hasta aproximadamente la vertical de la localidad de Eulate.

Corresponde a un tramo de entre 15 y 25 m de espesor máximo, compuesto por calcarenitas que contienen una alta proporción de material terrígeno (fundamentalmente cuarzo). La proporción de este material terrígeno varía de unos puntos a otros. Principalmente se concentra a la base de la unidad, donde puede incluso llegar a ser mayoritario y alcanzar tamaño de grano conglomerático, aunque lo normal es que no pase de la fracción arena. Dentro de las calcarenitas, que presentan un carácter masivo o pobremente estratificado, únicamente se distinguen macroforaminíferos (operculinas, nummulites y alveolínidos muy fragmentados) y algunos restos de bivalvos y otros bioclásticos indeterminables.

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

En conjunto los depósitos constituyentes de esta unidad, que marcarían el comienzo de la Transgresión Biarritziense, definirían un ambiente de plataforma marino somera, con un alto gradiente energético y asimismo con un alto aporte terrígeno.

Aunque su datación directa resulta difícil, en base a su relación con la unidad 29 y por su posición estratigráfica, a esta unidad se le asigna una edad Luteciense medio.

1.2.2.2 CALIZAS DE ALGAS Y CALCARENITAS (29). LUTECIENSE MEDIO-BARTONIENSE BASAL (BIARRITZIENSE)

Esta unidad aflora a lo largo de la parte central de Sierra de Urbasa formando un equivalente vertical y lateral de la anteriormente descrita. En este último caso su base corresponde a la Discontinuidad Intraluteciense, superficie mediante la cual se apoya directamente sobre las dolomías del Daniense (unidad 22). Dentro de este cuadrante su espesor se estima en un máximo de 50 m.

En los afloramientos situados al N de Eulate y hacia el E (cuadrante de Zudaire), a la base de la unidad se distingue un conglomerado basal de 2-5 m de espesor, que presenta una proporción relativamente alta de material siliciclástico y en el que también se distinguen gran cantidad de clastos calcáreos y margosos que con toda seguridad proceden de la erosión de las diferentes unidades infrayacentes. A continuación se distingue un tramo de unos 10-15 m compuesto por packstones/grainstones de algas calcáreas y macroforaminíferos (discocyclinas y nummulites de gran tamaño). El resto de la unidad corresponde ya a grainstones y rudstones que mayoritariamente están formados por fragmentos centimétricos de algas rodofíceas (lithothamium y Archeolithothamium), briozoos y bivalvos, todos ellos embebidos en una matriz de fragmentos de menor tamaño y una asociación muy completa de macroforaminíferos y pequeños foraminíferos bentónicos. Dentro de toda la unidad son frecuentes de observar superficies de retrabajamiento y a diferentes alturas asimismo se distinguen niveles de calcarenitas con una proporción importante de material siliciclástico y que contienen una proporción

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

importante de macroforaminíferos (alveolinas y nummulites) y bivalvos pectinidos.

Asimismo dentro de esta unidad localmente se reconocen pequeñas formas bioconstruidas de dimensiones métricas y con texturas boundstone, formadas por acumulaciones de las algas rodofíceas que generalmente aparecen fragmentadas o recubriendo fragmentos esqueléticos a modo de rodolitos. La asociación de rodolitos de algas y moluscos sería indicativa de medios bastante someros, rasgo que junto con el resto de las facies observadas caracterizarían un ambiente de plataforma interna-media con un gradiente energético moderado.

La edad de esta unidad puede establecerse en base a su alto contenido en macroforaminíferos. En el cuadrante adyacente de Zudaire (sección del Puerto de Zudaire) anteriormente (hoja 1:50000 de Estella; ITGE, 1987) se había reconocido la siguiente asociación: *Orbitolites complanatus* (LAMARCK), *Nummulites aff. millecaput* (BUBEE), *N. uronensis* (HELM), *N. aturicus* (JOLY-LEYM.), *Alveolina cf. frumentiformis* SCHAWG, *A. cf. stipes* HOTT., *A. prorrecta* HOTT., *A. levantina* HOTT., *A. gigantea* CHEC-RISP, *Asterodiscus stellaris* (BRUNN), *Discocyclina nummulitica* (GUMB.), *Europertia magna* (LE CALVEZ) y *Fabiania cassi* (SILV.). Según PAYROS et al (1996) y PAYROS (1997) esta asociación es representativa de las biozonas de *N. sordensis*-*A. prorrecta*, *N. herbi*, y *N. perforatus*-*A. elongata* (en el sentido de HOTTINGER, 1961, y TOSQUELLA y SERRA-KIEL, 1996), y por tanto indicativa del Luteciense medio-superior y Bartoniense inferior. Según los mismos autores, esta edad también se deduce en base a foraminíferos planctónicos clasificados en los depósitos de cuenca equivalentes localizados en posiciones más orientales (cuadrantes de Hiriberri y Lezaun).

1.2.2.3 MARGOCALIZAS Y CALIZAS BIOCLÁSTICAS (30). LUTECIENSE MEDIO-BARTONIENSE INFERIOR (BIARRITZIENSE)

Esta unidad constituye un equivalente lateral y vertical de la anteriormente descrita, que se reconoce desde aproximadamente el raso de Ibis hasta el N del nacedero del Urederra, ya

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

en el cuadrante vecino de Zudaire.

En conjunto está constituida por una sucesión en la que alternan margas y margocalizas fuertemente bioturbadas con abundantes nummulites, esponjas, briozoos y serpúlidos, y tramos de calizas bioclásticas y calcarenitas arenosas que contienen acumulaciones de conchas de bivalvos, fragmentos de algas, briozoos y macroforaminíferos (nummulites, operculinas y discocyclinas). Como rasgo característico, estos tramos de calcarenitas, que suelen tener un espesor no superior a 5 m, suelen formar en el relieve pequeñas crestas lateralmente continuas.

Todas estas facies descritas dentro de la unidad 30, indicarian en conjunto un ambiente de plataforma externa a media que tendría un influjo terrígeno relativamente importante.

Dado que a lo largo del cuadrante constituye un equivalente lateral de la unidad 29, su edad se establece en Luteciense medio-Bartoniense inferior (Biarritziense).

1.2.3. MACROSECUENCIA EOCENO 3

Esta macrosecuencia está formada por los materiales del Terciario marino más jóvenes preservados en la zona W de Navarra. Sus materiales constituyentes son de naturaleza carbonatada y/o siliciclástica y en la vertical se disponen definiendo una clara tendencia regresiva, que en el área de Pamplona (donde alcanzan su máxima expresión) culminó con la instauración de la sedimentación continental a lo largo de toda esta zona de los Pirineos. En el centro de la Sierra de Urbasa la macrosecuencia no aflora completa, y únicamente está representada por dos unidades cuya edad se ha restablecido principalmente por comparación con sus posibles equivalentes orientales. En este cuadrante únicamente aflora la primera de dichas unidades, correspondiendo su base a una nueva discontinuidad que tanto en este cuadrante como en el adyacente de Zudaire, se perfila como una discordancia de bajo ángulo que recorta suavemente a los materiales infrayacentes de las unidades 29 y

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

30.

1.2.3.1 MARGAS CON YESOS (34). BARTONIENSE

Además de su carácter discordante, el contacto de esta unidad con la infrayacente suele presentar en algunos puntos rasgos de exposición subaérea, a cavidades de disolución de morfología irregular. En la sección del puerto de Zudaire (cuadrante vecino de Zudaire), alcanza un espesor de entre 20 y 30 m y en muchos puntos suele comenzar con un tramo de areniscas y microbrechas calcáreas que en ocasiones se disponen rellenando los huecos y fisuras de disolución ligados a la discontinuidad basal. El resto de la unidad corresponde a un conjunto de margas azules y grises bastante masivas que únicamente contienen pequeños gasterópodos y foraminíferos microbentónicos. En algunos puntos y a diferentes alturas entre las margas se reconocen pequeñas concreciones y cristales de yeso.

En base a tales características el ambiente de sedimentación que se deduce corresponde a una plataforma interna muy somera desarrollada en un clima cálido y con escasa circulación de aguas, condiciones que habrían propiciado la precipitación de minerales evaporíticos.

La edad de la unidad no se puede establecer de forma directa debido a la ausencia de fósiles datadores. PAYROS et al. (1996) y PAYROS (1997), correlacionan esta unidad con la parte superior del conjunto formado por las Margas de Pamplona-Margas de Ilundain (Mongin 1969). En base a esa correlación su edad sería por tanto Bartonense.

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

1.3. CUATERNARIO

1.3.1. **CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS (58) Y GLACIS DEGRADADOS (59). PLEISTOCENO.**

En el borde Norte de la depresión de Eulate, se localizan una serie de morfologías con depósito, correspondientes a glacis (58) y glacis degradados (59), formados por cantos carbonatados, subredondeados a subangulosos, con matriz de limos y arcillas de tonos pardos dominantes. Su espesor es reducido, no superando los 2-3 m. en las partes más distales de las formas.

Aunque en otras zonas próximas, hojas de Zudaire y Santa Cruz de Campezo, se ha reconocido más de un nivel de glacis, en esta zona, ante la desconexión geográfica entre las distintas morfologías existentes, no ha sido posible establecer una ubicación temporal precisa, por lo que se ha efectuado una atribución cronológica comprensiva al Pleistoceno.

1.3.2. **CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES (61). HOLOCENO.**

Fundamentalmente asociados a la vertiente Norte de la zona deprimida de Eulate, se reconocen una serie de depósitos, con morfología de coluvión, y que constituyen un tapiz prácticamente continuo del frente serrano.

Están formados por cantos carbonatados, procedentes de las zonas elevadas del relieve, englobados en una matriz limoarcillosa de tonos pardos. Su espesor, en las zonas más distales de las formas, es de unos 2-3 m.

Debe destacarse, como detalle particular, la existencia de grandes bloques, de varios metros cúbicos, caídos en la ladera, procedentes de las crestas de las zonas más elevadas. En el mapa geomorfológico se han diferenciado las áreas en las que el proceso es más destacado, destacándose como vertientes de bloques.

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

Se ha atribuido a estas formaciones edad holocena.

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

Asociados a algunos cauces de drenaje, se reconocen depósitos correspondientes a fondos de valle (63), formados por gravas, arenas y arcillas, en proporción variable, y con espesores reducidos, no superiores a los 2 m.

Su edad es holocena.

1.3.4. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS ACTUAL-SUBACTUAL (67). HOLOCENO.

En el límite centrooriental de la hoja, al este de Eulate, se ha cartografiado una morfología de glacis actual-subactual, que tiene continuidad en la vecina hoja de Zudaire, formada por cantos, más o menos angulosos, englobados en matriz limoarcillosa. Su potencia puede alcanzar los 2 m. en sus partes más distales, y su edad es holocena.

2. - TECNICA

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

2. - TECNICA

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 las 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.

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

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 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

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

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 Ollogoién, 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-calcarenítas 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 (cuenca 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 cuenca.

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. - GEOMORFOLOGIA

3.1. SITUACION Y DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La hoja de Eulate se localiza en la zona centrooccidental del territorio navarro, en su límite con Alava. La mitad meridional de la hoja se encuentra ocupada por las estribaciones de la Sierra de Lóquiz, mientras que la zona Norte corresponde a la terminación meridional de la Sierra de Urbasa. Entre ambas alineaciones serranas, que presentan una clara disposición general Oeste-Este, se ubica un área deprimida en la zona de la población de Eulate.

La red de drenaje se encuentra condicionada por esta disposición topográfica; así, en la zona deprimida de Eulate, el arroyo Contrasta y Ularra presentan una evolución claramente Oeste-Este, siendo toda la red de menor orden afluente en dirección submeridiana.

Las cotas más elevadas en la hoja, se localizan tanto en la zona Norte, donde con altitudes medias de 900 m., se llegan a alcanzar los 1.134 m. en Peña Ancha, como en el Sur, donde las cotas máximas pueden llegar a los 1.000 m.

Las zonas más bajas, con altitudes mínimas en torno a los 650 m., se localizan al Sur de Eulate en el valle del arroyo Ularra.

Morfométricamente, la hoja de Eulate se caracteriza por presentar tres dominios claramente diferenciados. Al Norte, en el ámbito de la zona más meridional de la Sierra de Urbasa, y en las partes altas de la sierra, predominan las pendientes bajas desarrolladas a favor de la estructura dominante en el área.

En la zona meridional de la hoja, las estribaciones de la Sierra de Lóquiz, fuertemente disectadas por la red fluvial, propician la presencia de pendientes topográficas elevadas.

Entre ambas zonas, en el área deprimida de Eulate, se produce un predominio de pendien-

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

tes suaves y medias, aunque en el contacto con los relieves serranos citados, la presencia de pendientes fuertes o muy fuertes es la característica dominante.

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

3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO

3.2.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

A nivel regional, la hoja de Eulate se enmarca dentro del conjunto más oriental y meridional de la Cordillera Cantábrica, relacionada con la parte Sur de las alineaciones serranas de Urbasa y zona occidental de la Sierra de Lóquiz.

Los relieves de las sierras, que ocupan los dos tercios septentrional y meridional, están formados por materiales carbonatados del Cretácico. El tercio central, más deprimido, corresponde a la parte de la serie con predominio de tramos margosos.

En el ámbito de la hoja de Eulate, las morfologías de génesis estructural se localizan en relación con la composición litológica del sustrato, en el sentido de la existencia de niveles competentes, más resistentes a la erosión, que propician la generación de formas, que pueden alcanzar una extensión notable y que, en general, son un reflejo de la disposición estructural que presentan los materiales.

En la hoja de Eulate, la mitad septentrional, la suave estructuración dominante en las capas, provoca la existencia de un predominio de **superficies estructurales, degradadas**, representadas en la cartografía, en ocasiones con **indicación del buzamiento** que presentan.

Por el contrario, en la mitad meridional de la hoja, predominan las morfologías en **cresta** y los **escarpes estructurales en series monoclinales**. También se han diferenciado en el mapa las **líneas de capa con indicación del buzamiento** que presentan.

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

3.2.2. ESTUDIO DEL MODELADO

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

3.2.2.1 FORMAS DE LADERA

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

La presencia de importantes relieves serranos: Urbasa y Lóquiz, provoca la existencia de laderas con depósito tipo **coluvión**, que son especialmente importantes en la vertiente meridional de Urbasa donde, además, es especialmente relevante la existencia de un proceso de **caída de bloques** en vertiente, que da lugar a la existencia de morfologías muy destacadas de fragmentos, en ocasiones de dimensión hectométrica, de las calizas que generan el resalte general de la sierra, en posiciones muy bajas en la ladera.

3.2.2.2 FORMAS FLUVIALES

Las morfologías de génesis fluvial en el ámbito de la hoja, se encuentran relacionadas exclusivamente con la red de drenaje instalada en la zona deprimida del entorno de Eulate, en posición morfológica intermedia entre los relieves serranos de Urbasa y Lóquiz.

Se han diferenciado los **fondos de valle**, así como las abundantes morfologías relativas a **incisión lineal** de la red, y los **collados de divergencia fluvial** que corresponden a morfologías netas.

3.2.2.3 FORMAS POLIGÉNICAS

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

Entre las morfologías de génesis poligénica en la hoja de Eulate, cabe destacar, por su extensión, las formas de acumulación correspondientes a **glacis** y **glacis degradados**, limitados por escarpes, aunque habitualmente estos se encuentran degradados.

Se ha diferenciado también en la cartografía un nivel de **glacis actual-subactual**, así como algunas morfologías residuales, normalmente relacionadas con zonas de crestas o relieves abruptos, que dan lugar a la presencia de **rocas aisladas** y **pináculos rocosos**.

3.2.2.4 FORMAS KÁRSTICAS

En el ámbito de la Sierra de Urbasa, en la zona Norte de la hoja, a favor de la litología caliza dominante, se desarrollan una serie de morfologías de disolución de génesis kárstica.

El proceso se vé favorecido en esta zona por la disposición estructural de las capas, que presentan un predominio de pendientes suaves, lo que influye claramente en la implantación y desarrollo de los procesos de disolución.

Se han cartografiado morfologías de **dolinas** y **uvalas** que pueden alcanzar extensión considerable.

3.2.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En el capítulo de estratigrafía de la memoria del Mapa Geológico, se incluye una breve descripción de los depósitos cuaternarios cartografiados en la hoja de Eulate. A continuación, se describen más detalladamente, en orden a su génesis y edad, expresandose entre paréntesis la letra que los identifica en la leyenda del Mapa Geomorfológico.

3.2.3.1 CANTOS EN MATRIZ LIMO-ARCILLOSA. GLACIS Y GLACIS DEGRADADO (C). POLIGÉNICO. PLEISTOCENO.

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

Se encuentran representados estos depósitos en la zona deprimida de Eulate, al pie de los frentes escarpados de la Sierra de Urbasa.

Litológicamente están formados por cantos carbonatados, subangulosos a subredondeados, en matriz limoarcillosa, de tonos pardos, relativamente abundante. Su espesor puede alcanzar los 2-3 m. en las zonas más distales de la morfología.

En zonas próximas (hojas de Zudaire, Santa Cruz de Campezo), se ha podido establecer una secuencia en estos depósitos que constituyen un sistema de glacis. En esta hoja, solamente se ha reconocido un nivel, que ante la dificultad de precisar su posición estratigráfica ha sido atribuido a la totalidad del Pleistoceno.

3.2.3.2 CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA (COLUVIONES) Y BLOQUES AISLADOS (VERTIENTES DE BLOQUES). LADERAS (A). HOLOCENO.

Asociado al frente meridional de Urbasa, en la zona de Eulate, se reconoce un tapiz, prácticamente continuo de depósitos, formados por cantos, angulosos y subangulosos en matriz limoarcillosa de tonos pardos, con morfología de coluvión.

Es especialmente notable la presencia de grandes bloques, que pueden alcanzar un volumen de varios metros cúbicos, desgajados de la cornisa que limita la sierra, y que se han deslizado en ladera generando vertientes de bloques.

Su edad es holocena.

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

Asociados a algunos cauces se reconocen depósitos atribuibles a fondos de valle, compuestos por gravas y cantos, arenas y arcillas. Su espesor es reducido, en torno a los 2 m., y su edad es holocena.

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

3.2.3.4 CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA (GLACIS ACTUAL-SUBACTUAL). POLIGÉNICO (D). HOLOCENO.

En la zona de Eulate se ha cartografiado una morfología de glacis actual-subactual, formada por cantos calizos, subredondeados a subangulosos, con abundante matriz limoarcillosa de tonos pardos. Su espesor puede estimarse en torno a los 2 m., y su edad es holocena.

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 capitas arenosas, indicativo de la progradación de los sistemas arenosos; ello conlleva una paulatina regresión, cuya máxima expresión son estas finas capitas 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 Biarriztiense". 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 Biarriztiense 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 Biarriztiense. 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. - GEOGRAFIA ECONOMICA

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

5.1.RECURSOS MINERALES

En la hoja de Eulate no existen explotaciones mineras, ni tampoco se encuentra inventariada ninguna cantera.

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

5.2.HIDROGEOLOGIA

5.2.1. INTRODUCCION

Las formaciones acuíferas que se encuentran en esta hoja pertenecen a los materiales permeables de las Unidades hidrogeológicas de Urbasa y Lóquiz. Las correspondientes a la unidad de Urbasa ocupan la parte septentrional de la hoja, y las que pertenecen a la de Lóquiz la zona Sur. Ambas unidades están separadas entre sí por las margas impermeables del Cretácico Superior del valle de las Amescoas.

En la Unidad de Urbasa se han identificado dos subunidades, separadas por la falla de Lizarraga. Al Oeste de la misma se localiza la subunidad de Urbasa, y al Este la de Andía. En la primera, se han diferenciado dos acuíferos: el Zadorra-Andoain, y el Urbasa propiamente dicho.

En la presente hoja de Eulate se encuentra parcialmente representado el acuífero de Urbasa, formado por dolomías, calizas y calacarenitas del Paleoceno y Eoceno, que presentan las típicas formas kársticas de disolución; las margas del Cretácico superior constituyen su base impermeable.

La estructura y litoestratigrafía de la Unidad de Lóquiz, condiciona la existencia de subzonas bien diferenciadas, que permiten asimilar acuíferos: terminación oriental de la Sierra de Cantabria, Genevilla, Alborón-Ancín, aluvial del Ega e Itxako.

En la hoja de Eulate, en su parte meridional, se localiza la parte noroccidental del acuífero de Itxako, formado por calacarenitas y calizas.

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

5.2.2. CLIMATOLOGIA

A partir de la red de control perteneciente al Instituto Nacional de Meteorología en la zona de estudio, y cuya estación de Larraona se encuentra situada practicamente en el centro de la misma, la precipitación media anual en el periodo 1940-1986, es del orden de 1300 mm. En general existe un periodo húmedo, que se inicia en Octubre y se prolonga hasta Mayo, y uno seco que se extiende de Junio a Octubre.

La temperatura media anual es del orden de los 12°C. siendo el mes de Enero el más frío, con una temperatura media de 4°C, y los más calurosos Julio y Agosto, con medias próximas a los 20°C.

La evapotranspiración calculada, según el método de Thornthwaite, da valores del orden de los 700 mm anuales.

En la zona de estudio, según la clasificación de Papadakis, el clima es de tipo mediterraneo húmedo, y en cuanto al régimen térmico, se engloba en el tipo templado cálido.

5.2.3. HIDROLOGIA

Toda la zona incluida en la hoja de Eulate corresponde a la cuenca del Ebro, estando surcada por la corriente del río Biarra, afluente del Urederra que, a su vez, vierte aguas en el río Ega.

Su cauce aparece muy encajado, y su caudal tiene un régimen con un condicionante fuertemente estacional, de acuerdo con la pluviometría de la zona, y con zonas de descarga y recarga del acuífero de Itxako, al que atraviesa. Presenta un caudal nulo en época de estiaje, no disponiendo de ningún punto de control de aforo en todo su recorrido.

5.2.4. CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS

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

Los acuíferos definidos en la zona corresponden a las formaciones calcáreas asociadas a los acuíferos de Urbasa e Itxako, englobados en las Unidades hidrogeológicas de Urbasa y Lóquiz respectivamente. El resto de los materiales presentes en el ámbito de la hoja, lo constituyen las margas impermeables cretácicas.

- Acuífero de Urbasa

Está constituido por dolomías, calizas y calcarenitas del Paleoceno y Eoceno que forman un acuífero libre.

Los valores de transmisividad oscilan entre los 5 y 10 m³/ día. El sentido del flujo subterráneo tiene dos componentes, una vertical de recarga, y otra horizontal de descarga. El gradiente, en estiaje, oscila entre 0,8 % y 1,8 %.

La recarga se realiza por infiltración de las precipitaciones, y la descarga se produce, principalmente, mediante el manantial del río Urederra, en la vecina hoja de Zudaire, con un caudal muy irregular, pudiendo suministrar, en época de lluvias, caudales superiores a los 50 m³/sg, mientras que en estiaje desciende hasta 0,25 m³/sg, con un caudal medio en torno a 4,5 m³/sg.

En la zona de este acuífero comprendida en la hoja de Eulate, no existe ningún punto de control de evolución piezométrica.

Según datos obtenidos en el Estudio Hidrogeológico de la Comunidad de Navarra, la superficie total de recarga del acuífero de Urbasa, es de unos 175 Km², con unos recursos de 142 Hm³/año, y unas reservas de 70 m³/año. La capacidad útil se estima que puede quedar reducida a 20 Hm³/año. Un balance aislado para la parte del acuífero incluida en la hoja resulta de muy difícil cuantificación.

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

- Acuífero de Itxako

Los materiales son calcarenitas y margocalizas. Estos materiales constituyen un acuífero libre, permeable por fisuración.

La transmisividad se evaluó, inicialmente, entre 150 y 1200 m²/día, aunque en la interpretación de los ensayos de bombeo realizados en los sondeos situados en el entorno de la confluencia de los ríos Biarra y Urederra, en Baríndano, se han obtenido valores muy superiores, hasta de 8000 m²/día. Estos ensayos de bombeo se realizaron en puntos ubicados en la hoja 1:25000 de Zudaire, no existiendo datos específicos correspondientes a la hoja de Eulate.

La recarga del acuífero tiene lugar a través de la infiltración de las precipitaciones y, en menor medida, por infiltración del río Biarra en su curso bajo.

La descarga se realiza principalmente por el manantial de Itxako, con un caudal medio de 1,5 m³/sg, situado en la hoja 1:25000 de Zudaire. Además existen varios manantiales, de pequeño caudal, en la confluencia de los ríos Biarra y Urederra, y un flujo subterráneo entre este punto y el manantial de Itxako.

El acuífero de Itxako tiene, en su totalidad, un área de recarga de 51 Km², con unos recursos de 48 Hm³/año (32 de ellos de infiltración, y 16 de recarga del río), y unas reservas de 60 Hm³/año. La capacidad de embalse útil se estima que pueda quedar reducida a 30 Hm³/año.

Un balance de la parte que ocupa la hoja es materialmente difícil, ya que dentro del ámbito de la misma no existe ningún punto inventariado relacionado con el acuífero.

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

5.2.5. HIDROGEOQUIMICA

La facies hidrogeoquímica dominante es la bicarbonatada calcica.

Las aguas del acuífero de Urbasa son de dureza media, mineralización ligera y bicarbonatadas cálcicas. Son poco variables con el tiempo, y aptas tanto para la agricultura como para el consumo humano.

En el acuífero de Itxako, las aguas son de dureza media a dura, y mineralización ligera a notable. Son bicarbonatadas cálcicas y poco variables en el tiempo, siendo aptas tanto para consumo humano como agrícola.

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

5.3. CARACTERÍSTICAS 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 asentamientos 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. - BIBLIOTECA

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

6. - BIBLIOGRAFÍA

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.

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

Suisses Paéont., 75-76, p 1-243.

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,

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

814 bis 822. Hannover.

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-Santonense) 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.

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

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

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

Sinclinorio de Bizkaia (corte de Sopelana-Punta Galea)". Tesis doctoral de la Univ. 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 SERRA-KIEL, 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 successsion and paleoenvironments within a fault-controlled basin: the wealden of the Santander area, Northern Spain". Sedimentary

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

Geology vol. 28, p. 293-325.

PUJALTE, V.; BACETA, J.I.; PAYROS, A., ORUE-ETXEBARRIA, X. Y SERRAKIEL, 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 Santonienense de la plataforma nord-castellana y la Cuenca navarro-cántabra". Parte I; Biostratigrafía 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.