

HOJA 114 - IV (OLLO)

INDICE

INDICE

	Pags.
0.- INTRODUCCION	1
1.- ESTRATIGRAFIA	4
1.1. TRIASICO	5
1.1.1. Arcillas abigarradas yesíferas y yesos (facies Keuper) (2). Rocas subvolcánicas. Ofitas (1). Dolomías marrón amarillentas (3).....	5
1.2. CRETACICO INFERIOR	7
1.2.1. Series terrígenas del Albiense superior. Lutitas, limolitas y areniscas (17).....	7
1.3. CRETACICO SUPERIOR	10
1.3.1. Margas y margas limolíticas (23). Cenomaniense inferior-medio.	11
1.3.2. Alternancia de margas y margocalizas nodulosas (24). Cenomaniense medio-superior	13
1.3.3. Margas y margocalizas (25). Turoniense	13
1.3.4. Margocalizas, margas y turbiditas calcáreas (16). Coniaciense-Santoniense inferior	14
1.3.5. Alternancia de margas y margocalizas (27). Santoniense superior.....	16

1.3.6.	Margas y margocalizas arenosas (28). Campaniense inferior-medio	18
1.3.7.	Calcarenitas margocalizas y areniscas calcareas (34). Maas-trichtiense superior	21
1.3.8.	Margas y margocalizas (35). Maastrichtiense superior	24
1.4.	TERCIARIO	25
1.4.1.	Macrosecuencia paleocena	26
1.4.1.1.	Calizas y margocalizas (36). Daniense inferior	26
1.4.1.2.	Dolomias y calizas dolomíticas (37). Daniense superior.....	27
1.4.1.3.	Calcarenitas, calizas y margocalizas (38). Daniense superior.....	28
1.4.1.4.	Calizas bioclasticas y calizas arrecifales masivas (40). Tanetiense inferior (Montiense).....	29
1.4.1.5.	Margas, margocalizas y calcarenitas (41). Tanetiense medio	30
1.4.1.6.	Calizas masivas bioclasticas (42). Tanetiense medio	31
1.4.1.7.	Brechas, megabrechas y turbiditas calcareas. Margas y margocalizas (39). Daniense superior-Tanetiense medio	32
1.4.2.	Macrosecuencia Eoceno-1	33
1.4.2.1.	Calizas margosas (45). Ilerdiense inferior medio	33
1.4.2.2.	Margas. Margocalizas y turbiditas calcareas (46). Ilerdiense inferior medio	35
1.4.2.3.	Calizas margosas y calcarenitas finas (47). Ilerdiense medio-Cuisiense.....	36
1.4.2.4.	Margas y margocalizas (48). Ilerdiense medio-Luteciense basal	37
1.4.2.5.	Calizas bioclásticas y calcarenitas (49). Cuisiense final-Luteciense inferior-medio	38
1.4.3.	Macrosecuencia Eoceno-2	39
1.4.3.1.	Calcarenitas bioclasticas (51). Luteciense medio-Bartoniense basal (Biarritiense)	39
1.4.3.2.	Margas y margocalizas (52). Luteciense medio-Bartoniense basal (Biarritiense)	41

1.5.	CUATERNARIO	42
1.5.1.	Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis (55). Pleistoceno.	42
1.5.2.	Arcillas de decalcificación. Fondos de dolina (63). Pleistoceno-Holoceno	42
1.5.3.	Cantos con escasa matriz. Canchales (64). Holoceno	43
1.5.4.	Gravas, arenas y arcillas. Aluvial y terraza baja del río Arakil (66), meandros abandonados (68), fondos de valle (67) y conos de deyección (69). Holoceno.	43
1.5.5.	Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual (71), coluviones (65) y depósitos aluvial-coluvial (70). Holoceno.	44
1.5.6.	Fangos y arcillas. Fondos endorreicos y semiendorreicos (72). Holoceno	45
2.-	TECTONICA	47
2.1.	LA CUENCA VASCO-CANTABRICA. CONTEXTO ESTRUCTURAL	47
2.2.	UNIDADES ESTRUCTURALES	53
2.2.1.	Terminación oriental del cabalgamiento de Aitzgorri.	53
2.2.2.	Unidad de Aralar.	56
2.2.3.	Labios de la falla de Alsasua-Irurtzun	57
2.2.3.1.	Sinclinales de Urbasa y Andia	58
2.2.3.2.	Anticlinal de Ergoiena	58
2.2.3.3.	Sinclinal de San Donato-Satrustegi	58
2.2.3.4.	Diapiro de Olo	59
3.-	GEOMORFOLOGIA	61

4.-	HISTORIA GEOLOGICA	64
5.-	GEOLOGIA ECONOMICA	73
5.1.	RECURSOS MINERALES	74
5.2.	HIDROGEOLOGIA	75
	5.2.1. Introducción	75
	5.2.2. Unidad hidrogeológica de Urbasa	76
	5.2.2.1. Situacion geográfica	76
	5.2.2.2. Climatología e hidrología	76
	5.2.2.3. Geología y estructura	76
	5.2.2.4. Principales acuíferos de la unidad	78
	5.2.2.5. Parametros hidráulicos	87
	5.2.2.6. Calidad química de las aguas	91
	5.2.2.7. Recursos y reservas	91
	5.2.3. Cuadrante 114-IV. Hiriberri-Villanueva Arakil	93
	5.2.3.1. Introducción	93
	5.2.3.2. Acuíferos principales	93
6.-	BIBLIOGRAFIA	101

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

ANTONIO HERNANDEZ SAMANIEGO: Coordinación y dirección
Cartografía Geológica y Memoria

MIGUEL ANGEL LOPEZ-HORGUE: Cartografía Geológica y Memoria

JUAN IGNACIO BACETA CABALLERO: Cartografía Geológica y Memoria

ALFONSO OLIVE DAVO: Cartografía Geomorfológica y Memoria

M^a ASUNCION OTERO GONZALEZ: Cartografía Geomorfológica y Memoria

SEGISMUNDO NIÑEROLA PLA: Hidrogeología y Memoria

ANTONIO CEREZO ARASTI: Hidrogeología y Memoria

JOSE LUIS CACHO LEJARZA: Geotecnia
(TUNELCONSULT)

TECNA: Bases de datos. Digitalización

ASESORES:

ALFONSO MELENDEZ HEVIA
MATEO GUTIERREZ ELORZA

COORDINACION:

ESTEBAN FACI
JAVIER CASTIELLA

0.- INTRODUCCION

0.- INTRODUCCION

La Hoja de Olo a escala 1:25.000 (114-IV) está incluida dentro de la de Alsasua (114) a escala 1:50.000 del Mapa Topográfico Nacional. El área que ocupa este cuadrante corresponde íntegramente a territorio navarro, ocupando una posición centro-occidental del mismo.

El principal núcleo de población y que da nombre a la hoja, se encuentra en el corredor Burunda-Arakil, atravesado por la autovía de Vitoria-Pamplona. Olo y Goñi constituyen poblaciones con menor número de habitantes situadas en la Sierra de Urbasa.

Topográficamente, el tercio septentrional de la hoja corresponde al Valle de Burunda y los tercios meridionales al dominio de la Sierra de Urbasa. En la primera zona las cotas oscilan entre 450 y 700 m, mientras que en la segunda se sobrepasan los 1400 m en la Sierra de S. Donato y los 1200 m en la Sierra de Andía.

El drenaje de la zona se realiza a través de los ríos Arakil, Leziza y Udarbe (que nace en el Nacedero de Arteta), así como a través de una red de valles y barrancos, la mayoría con cursos de agua esporádicos que desaguan en los ríos anteriormente citados. Toda el área es distributaria hidrográfica de la Cuenca del Ebro.

Desde el punto de vista geológico la zona de estudio se incluye dentro del dominio Navarro-Cántabro (FEUILLEE, P. y RAT, P. 1971), lugar de transición entre las estructuras pirenaicas occidentales y las lineaciones Vasco-Cantábricas. Situada inmediatamente al sur del gran accidente tectónico de la falla de Irurtzun-Alsasua. Otro rasgo tectónico importante es la presencia del diapiro de Olo en la fracción sureste de la hoja.

La sucesión estratigráfica comprende materiales del Triásico hasta el Eoceno, estando ausentes los correspondientes al Jurásico. Además, los depósitos cuaternarios que cubren parcialmente a los anteriores, son abundantes sobre todo en la vertiente septentrional de la Sierra de Urbasa.

La tectónica alpina afectó a los materiales con varias fases de plegamiento que estructuraron la zona, con una marcada orientación E-O. También es de importancia en la tectónica del área, la presencia de estructuras diapíricas (diapiro de Olo) que distorsionan las alineaciones anteriormente referidas.

Respecto a los trabajos regionales publicados son de destacar los de CIRY, R. y MENDIZABAL, J. (1949), RUIZ DE GAONA, M. (1952), LAMARE, P. (1952), RAT, P. (1959); este último es la referencia clásica más importante de los trabajos a nivel de cuenca Vasco-Cantábrica. Trabajos posteriores de interés son las cartografías E. 1:25.000 realizadas por la Diputación Foral de Navarra desde 1969 y la publicación por parte del IGME, a partir de 1986 de las hojas MAGNA de la zona. De reciente publicación, merece destacarse el trabajo de LOPEZ HORGUE et al (1996) sobre la evolución sedimentaria del tránsito Cretácico inferior-superior, las Tesis doctorales de BACETA (1996) y PAYROS (1996), y otros trabajos de estos últimos autores y de otros miembros del Grupo de estudio del Paleogeno de la Universidad del País Vasco.

Para la realización de la cartografía y la redacción de la presente memoria ha sido de gran utilidad la documentación cedida por la Diputación Foral de Navarra y cuyos autores son Lorenzo Villalobos, Angel Carbayo y Laudelino León.

Por último, desde estas páginas queremos rendir un homenaje póstumo al Dr. José Ramirez del Pozo, fallecido durante la realización de estos trabajos, por su inestimable contribución al conocimiento de la estratigrafía de la zona.

1.- ESTRATIGRAFIA

1.- ESTRATIGRAFIA

Como se ha comentado en el capítulo anterior, los materiales aflorantes en la zona de estudio van desde el Triásico al Eoceno, distribuidos en franjas de orientación sensiblemente E-O, exceptuando los materiales triásicos que se disponen en afloramientos de tendencia circular y de contorno diapírico (Diapiro de Ollo). La ausencia de afloramientos de sedimentos del Jurásico y Cretácico inferior, tan abundantes en la Sierra de Aralar al norte de esta hoja, rompe la continuidad de la columna estratigráfica.

1.1. TRIASICO

Los afloramientos de materiales pertenecientes al Triásico se reducen a los situados en la esquina SE de la hoja. Pertenecen mayoritariamente al tramo superior en facies Keuper, habiéndose diferenciado en la cartografía, dentro de la masa arcillosa yesífera, los afloramientos de rocas subvolcánicas (ofitas) y de dolomías probablemente de facies Muschelkalk.

1.1.1. **ARCILLAS ABIGARRADAS YESIFERAS Y YESOS (FACIES KEUPER) (2). ROCAS SUBVOLCANICAS. OFITAS (1). DOLOMIAS MARRON AMARI- LLENTAS (3)**

Afloran en el diapiro de Ollo los términos superiores del Trías, constituidos por arcillas de tonos abigarrados, con intercalaciones de bancos masivos de yesos, que en ocasiones forman bolsadas discontinuas. No puede descartarse la presencia de sales en profundidad, fundamentalmente cloruros, ausentes de la superficie por lixiviado. De hecho, en el diapiro de Maestu, situado en la hoja 1:50.000 de Eulate, el sondeo

Atauri-1 llegó a cortar 1.500 m de materiales formados principalmente por sales. Es frecuente la presencia de minerales autigénicos, como los cuarzos bipiramidados.

La intensa tectonización a que han estado sometidos estos sedimentos así como la incompetencia de los mismos, ha contribuido a que la calidad de los afloramientos sea muy deficiente, por lo que no se pueden realizar estudios estratigráficos y sedimentológicos detallados de ellos, ni una valoración aproximada de su potencia. Regionalmente se interpretan como depósitos de tipo sebkha, en áreas litorales, bajo condiciones de aridez que permitieron la formación de evaporitas y sales.

Dentro de ellos se emplazan masas de rocas volcánicas de tipo ofítico (2). MARTINEZ TORRES, L.M. (1989) las considera sills de basaltos alcalinos que se han emplazado en la F. Keuper debido a las condiciones plásticas de los materiales. El grado de alteración de los mismos así como la mecanización de los contactos con el encajante, hacen difícil apreciar su posición original.

También aflora asociado a la F. Keuper un bloque de dolomías de tonos marrón-amarillentos (3), y que en la cartografía se ha diferenciado en la cumbre del cerro situado al sur de Ulzurrun (borde sureste de la hoja), y que se interpretan como pertenecientes a la F. Muschelkalk, solamente por su aspecto. El resto de las rocas carbonatadas, extrañas a la F. Keuper, situadas dentro del diapiro pertenecen a las calizas arrecifales del Montiense de la unidad (40).

El carácter azoico de los materiales arcillosos no permite mayor precisión cronoestratigráfica, por lo que se atribuyen al Triásico superior.

1.2. CRETACICO INFERIOR

1.2.1. SERIES TERRIGENAS DEL ALBIENSE SUPERIOR. LUTITAS, LIMOLITAS Y ARENISCAS (17)

Con este nombre incluimos litologías básicamente terrígenas, tales como limolitas, lutitas, areniscas y pasadas esporádicas de material carbonatado resedimentado procedente de plataformas carbonatadas adyacentes. Esto último nos indica la equivalencia lateral de este sistema terrígeno con calizas de plataforma somera.

Este conjunto litológico terrígeno se ha venido denominando Complejo Supraurgoniano, desde que su autor, Pierre Rat, lo introdujo en 1959, para englobar en él a sistemas siliciclásticos suprayacentes a las calizas urgonianas. Hoy en día apenas es usado este término comprensivo, debido a la compleja arquitectura deposicional que presenta en relación con las calizas urgonianas. Asimismo, en las contiguas hojas de Lakuntza, Zegama, Olazti y Alsasua se presenta como infrayacente de los últimos carbonatos someros de la Unidad Albeniz.

En el área de estudio, este intervalo terrígeno se compone casi totalmente de limolitas, calcáreas hacia techo, y limolitas calcáreas en tránsito lateral de calizas de plataforma coralinas (17), a excepción de algunas areniscas muy finas en capas centimétricas y discretos tramos con slumps y parabrechas provenientes de los márgenes arrecifales (16) no aflorantes en esta hoja. Asimismo, son relativamente frecuentes capas de 2-10 cm de nódulos sideríticos, con escasos ammonites. La fauna bentónica es también escasa, pudiéndose encontrar algún equínido y gasterópodos.

En la hoja de Lakuntza, este episodio presenta areniscas de origen turbidítico que hacia Zegama-Olazti pasan a areniscas de carácter deltaico. Este esquema paleo-

geográfico define un surco de plataforma en la zona de Lakuntza-Lizarrusti, cuya parte E se presenta en este cuadrante en tránsito a calizas de plataforma; esto ocurre geográficamente, en la zona N de Arruazu.

Las limolitas se interpretan como la parte distal y equivalente lateral de un sistema deltaico (zona de prodelta).

La edad de este intervalo es Albiense superior, parte baja (aprox. zona **inflatum**) en base a correlación con áreas próximas bien datadas con ammonites (hoja de Zegama; Wiedmann, 1979).

El análisis realizado en las arcillas de la unidad (17) ha dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Lutita margosa gris verdosa con laminación grosera definida por términos de aspecto masivo con intercalaciones milimétricas, finamente laminadas y fisiles.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos	66%
Cuarzo	14%
Feldespatos	<5%+
Calcita	18%
Dolomita	-
Yeso	-
Celestina	-

Halita	-
Otros	-

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita	65%
Esmectita	-
Vermiculita	-
Clorita	10%*
Caolinita	25%*
Interestrat.	-

Indice de Biscaye -

Indice de Kubler 4.1

* es una clorita degradada, con los islotes brucíticos parcialmente destruidos, por lo que presenta un cierto grado de hinchamiento.

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (14%) / Feldespato (<5%) / Calcita (18%)

Illita (43%) - Clorita (6,6%) - Caolinita (16,5%)

1.3. CRETACICO SUPERIOR

Los materiales del Cretácico superior aflorantes en esta hoja forman una sucesión cuyo espesor supera los 1500 m y que sobre todo se caracteriza por su gran continuidad y homogeneidad lateral, ya que se reconoce con rasgos similares a lo largo de todo el valle de la Barranca-Arakil (desde Ziordia, en el límite Alava/Navarra, hasta las proximidades de Irurtzun). Con la excepción de los materiales pertenecientes al Maastrichtiense, la mayor parte de la sucesión está constituida por depósitos carbonatados (margas y margocalizas) representativas de ambientes de sedimentación marino abiertos y relativamente profundos. De hecho, desde un punto de vista paleogeográfico, estos materiales definen para el intervalo que abarcan la zona de transición entre las extensas plataformas de tipo rampa que se desarrollaron en la parte S de la Region Vasco-Cantábrica, y las series de cuenca profunda tipo flysch depositadas en su mitad septentrional. Dentro de Navarra, las plataformas afloran actualmente dando los resaltes de las sierras de Kodes y Lokiz (cuadrantes de Zudaire y Estella), y las facies profundas se reconocen ya en el frente de la Sierra de Aralar y a lo largo del denominado por LAMARE (1936) como "plateau de Beunza".

Para todo el area de la Barranca-Arakil (cuadrantes de Olazagutia, Alsasua y Villanueva-Heriberri), dentro de la sucesión del Cretácico superior se han diferenciado un total de 8 unidades con expresión cartográfica. Estas unidades principalmente se han caracterizado en base a su (s) litología (s) predominante (s) y su edad; las secciones de referencia que se van a utilizar para su descripción corresponden a las de Olazagutia (hoja de Alsasua) y Lizarraga (este cuadrante). La mayor parte de la información consultada corresponde a las cartografías a escala 1:25000 de la Diputación de Navarra y 1:50000 del ITGE; asimismo se han tenido en cuenta los datos aportados por WIEDMANN et al (1979) y para el Maastrichtiense, la tesis doctoral de BACETA (1996).

1.3.1. MARGAS Y MARGAS LIMOLITICAS (23). CENOMANIENSE INFERIOR MEDIO

En los cuadrantes vecinos de Olazti y Alsasua, esta unidad se dispone bien a continuación de las calizas someras de la unidad Albeniz (unidades 21 y 22) o bien directamente sobre los materiales terrígenos del Albiense superior (unidad 17). Se trata de una sucesión bastante homogénea de margas grises laminadas entre las que esporádicamente se reconocen algunos niveles de margocalizas. Hacia la base tienen un carácter limolítico y localmente intercalan algunos niveles de resedimentación (microbrechas y calcarenitas de carácter turbidítico). Su espesor ronda los 300-350 m, y debido a su carácter blando suele aflorar en malas condiciones. Su contenido faunístico es abundante, reconociéndose una variada asociación de organismos planctónicos y microbentónicos. Entre los primeros destaca la presencia de *Rotalipora apenninica* (RENZ) y *Rotalipora reicheli* MORNOD, especies que junto con su posición estratigráfica permiten atribuirle una edad Cenomaniense inferior-medio. El medio de depósito sería marino distal y relativamente profundo.

El análisis realizado en una muestra tomada en las lutitas de la unidad (23), ha dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Marga calcárea gris oscura, laminada-fisil (shale).

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos	34%
Cuarzo	6%
Feldespato	<5%+

Calcita	56%
Dolomita	-
Yeso	-
Celestina	-
Halita	-
Otros	-

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita	55%
Esmectita	12%
Vermiculita	-
Clorita	2%
Caolinita	31%
Interestrat.	id

Indice de Biscaye *

Indice de Kubler 4.9

* La esmectita está muy mal cristalizada y presenta indicios de interestratificación con illita.

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (6%) / Feldespato (<5%) / Calcita (56%)

Illita (18,7%) - Esmectita (4%) - Clorita (0,7%) - Caolinita (10.6%)

1.3.2. ALTERNANCIA DE MARGAS Y MARGOCALIZAS NODULOSAS (24). CENOMANIENSE MEDIO-SUPERIOR

De forma gradual pero rápida, la unidad (23) pasa en la vertical a una alternancia bastante homogénea de margas y margocalizas nodulosas grises. Esta unidad, conocida comunmente como "Flysch de bolas" (Ciry y Mendizabal, 1949), se reconoce fácilmente en el campo al formar una serie de pequeños resaltes en el relieve. El aspecto noduloso de las margocalizas es su rasgo más característico. Estas corresponden petrológicamente a biomicritas con texturas mudstone/wackestone con un alto porcentaje de fauna plantónica.

Su espesor es bastante regular, fluctuando entre 200 y 250 m. Entre los foraminíferos planctónicos, la presencia en varias muestras de las secciones cercanas de Olazagutia y Lizarraga de las especies *Rotalipora cushmani* (MORROW) y *R. greenhornensis* (MORROW), permite atribuirle una edad Cenomaniense medio-superior. Asimismo en algunos puntos se han reconocido ejemplares de *Acanthoceras* sp. que indicarían una edad similar.

1.3.3. MARGAS Y MARGOCALIZAS (25). TURONIENSE

Constituyen un tramo poco potente (50 a 100 m) que generalmente suele estar muy cubierto. En la sección de Olazagutia (cuadrante de Alsasua), comienza con un paquete de calizas margosas grises (biomicritas con texturas wackestone) que rápidamente pasan en la vertical a margas y margocalizas grises bastante compactas.

En este cuadrante (sección de Lizarraga y SE de Irurzun), la unidad aparece compuesta por las mismas litologías, aunque dominan claramente los intervalos margosos. El contenido en foraminíferos planctónicos dentro de toda ella es elevado, destacando la presencia de *Globotruncana* (*Helvetotruncana*) *helvetica* BOLLI, *Praeglobotruncana*

stephani (GANDOLFI) y Globotruncana (Marginotruncana) sigali (REICHEL). Estas especies permiten asignarle claramente una edad Turoniense medio-superior. Es probable, por tanto, que su base corresponda a una discontinuidad con un hiato asociado que abarque al menos el Turoniense inferior. Esta discontinuidad, aunque no muy evidente, tiene ámbito regional; habiéndose reconocido en muchas secciones de la región Vasco-Cantábrica (ver AMIOT 1982 y 1983).

1.3.4. MARGOCALIZAS, MARGAS Y TURBIDITAS CALCAREAS (26). CONIACIENSE-SANTONIENSE INFERIOR

Sucesión principalmente compuesta por alternancias decimétricas de margas y margocalizas gris-beige. Las margocalizas, que en ocasiones se concentran dando tramos más competentes, corresponden a biomicritas con texturas mudstone/wackestone. Localmente en algunos afloramientos, como los situados en la N-1 a la altura del límite Alava-Navarra, se reconocen niveles de calcarenitas finas de base canaliforme y estructuras (laminación paralela y ripple) que indican un origen turbidítico.

El medio de sedimentación sería marino distal y profundo, con aporte esporádico de material somero en forma de turbiditas canalizadas. El espesor de toda la unidad ronda los 500 m.

Su edad se ha podido establecer con bastante precisión en base a los datos de las secciones de Olazagutia y Lizarraga, así como en datos de WIEDMANN et al (1979) obtenidos en la cantera de Cementos Portland situada al S de Olazagutia.

En su parte inferior, aflorante en el cruce de carreteras que desde Alsasua y Olazagutia conducen a la Sierra de Urbasa, WIEDSMANN et al (1979) reconocen varios ejemplares de *Cremnoceramus* sp. aff. *C. inconstans* (MORROW) que indicarían el

Coniaciense inferior-medio. En su parte superior, que aflora excepcionalmente en la cantera anteriormente citada, los mismos autores distinguen a su base una asociación de fósiles claramente representativa del Coniaciense superior (*Hemitissotia turzoi* HARDD, *Muniericeras inconstans* GROSS, y *Scaphites* cf. *S. compressus* D'ORB); y a su techo otra más completa que definiría el Santoniense inferior (*Inoceramus* cf. *I. balticus* BOHM, *Echinocorys vulgaris striatus* (LAMARCK), *Hemiaster batalleri* LAMBERT, *Micraster larteti* LAMBERT, *M. Coribericus* LAMBERT, *M. Corcumlubarius* LAMBERT, *Globotruncana* (*Dicarinella*) *Concavata* (BROTZEN), *Globotruncana* (*Marginotruncana*) *coronata* BOLLI, *G. linneana* (D'ORB) y *G. tricarinata* (QUER). En base a estos datos, toda la unidad abarcaría en edad el Coniaciense y el Santoniense inferior.

El ensayo realizado en los tramos lutíticos de la unidad (26) ha dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Caliza de grano fino beige amarillenta, compacta y masiva.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos	15%
Cuarzo	7%
Feldespato	id
Calcita	78%
Dolomita	-
Yeso	-

Celestina	-
Halita	-
Otros	-

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita	19%
Esmectita	72%
Vermiculita	-
Clorita	-
Caolinita	9%
Interestrat.	-

Indice de Biscaye 0.4

Indice de Kubler 4.0

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (7%) / Feldespato (id) / Calcita (78%)

Illita (2.8%) - Esmectita (10.8%) - Caolinita (1.4%)

1.3.5. ALTERNANCIA DE MARGAS Y MARGOCALIZAS (27). SANTONIENSE SUPERIOR

La unidad es litológicamente bastante parecida a la anterior, aunque en conjunto muestra un contenido mucho mayor en depósitos margosos que le confieren un carácter menos competente. En la sección de Olazagutia (cuadrante de Alsasua) y en

la de Lizarraga (este cuadrante) está constituida a gran escala por alternancias bastante regulares de margas y margocalizas gris-beige, estas últimas con texturas mudstone/-wackestone. Su espesor es de aproximadamente 250-300 m, y su medio de depósito corresponde a una plataforma abierta distal y relativamente profunda. El contenido en fauna plantónica y microfósiles es abundante. Entre los primeros la asociación formada por *Globotruncana lapparenti* BOLLI, G. (*Rosita*) *fornicata* (PLUMMER) y G. (*Globotruncanita*) *elevata* (BROTZEN) indican una edad Santoniense superior-Campaniense basal. Entre los microfósiles se han reconocido ejemplares de equínidos de los géneros *Micraster* sp. y *Echinocorys* sp., que a grandes rasgos indicarían edades similares.

El análisis realizado en los tramos lutíticos de la unidad (27) han dado el siguiente resultado:

DESCRIPCION:

Marga crema-beige, masiva y moderadamente compacta. Localmente presenta tintes ferruginosos.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos	34%
Cuarzo	12%
Feldespato	<5%+
Calcita	52%
Dolomita	-
Yeso	-

Celestina	-
Halita	-
Otros	-

+ Los feldespatos son fundamentalmente potásicos

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita	27%
Esmectita	58%
Vermiculita	2%*

Clorita	-
Caolinita	13%
Interestrat.	-

Indice de Biscaye 0.4

Indice de Kubler 3.0

* Vermiculita de baja carga

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (12%) / Feldespato (<5) / Calcita (52%)

Illita (9.2%) - Esmectita (19.7%) - Caolinita (4.4%) - Vermiculita (0.7%)

1.3.6. MARGAS Y MARGOCALIZAS ARENOSAS (28). CAMPANIENSE INFERIOR-MEDIO

En este cuadrante esta unidad se presenta muy cubierta por la vegetación, aunque sus afloramientos en la hoja adyacente de Alsasua (sección de Olazagutia) permite analizarla razonablemente bien.

Litológicamente está formada en su mayor parte por margas azuladas con un alto contenido en fracción terrígena (arcilla y limo). Entre estas margas y a diferentes alturas se intercalan niveles de margocalizas arenosas de color grises y beiges, en los que sobre todo destaca la presencia de fragmentos de conchas de grandes bivalvos (inocerámidos). Su espesor ronda en este cuadrante los 300 m), aunque según nos desplazamos hacia el W disminuye progresivamente. El medio de depósito corresponde al igual que para las unidades anteriores, a una plataforma distal y relativamente profunda, en la que el influjo terrígeno es significativo. En edad y en base a los datos de las secciones de Olazagutia y Lizarraga, abarcaría el Campaniense inferior medio; intervalo definido por la asociación de foraminíferos plantónicos compuesta por Globotruncana (Globotruncanita) elevata BROTZEN, G. ventricosa (BROTZEN) y G. arca (CUSHMAN).

El análisis realizado en una muestra tomada en las lutitas de la unidad (28) ha dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Arenisca de grano fino beige-amarillenta con cemento calcáreo. Masiva y de compacidad moderada.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos	41%
Cuarzo	17%

Feldespato	5%+
Calcita	37%
Dolomita	-
Yeso	-
Celestina	-
Halita	-
Otros	-

+ Los Feldespatos fundamentalmente calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita	24%
Esmectita	74%
Vermiculita	-
Clorita	-
Caolinita	2%
Interestrat.	-

Indice de Biscaye 0.65

Indice de Kubler 3.4

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (17%) / Feldespato (5%) / Calcita (37%)

Illita (9.8%) - Esmectita (30.4%) - Caolinita (0.8%)

1.3.7. CALCARENITAS, MARGOCALIZAS Y ARENISCAS CALCAREAS (34). MAASTRICHTIENSE SUPERIOR

Esta unidad se reconoce con similares facies y espesores (entre 100 y 150 m), a lo largo de toda la Sierra de Urbasa. En este cuadrante se reconoce en la sección de Arteta y en el extremo W de la Sierra de Andía, donde se apoya mediante un contacto erosivo y neto sobre la unidad (28), aunque en todo el flanco S de la Sierra de Urbasa se dispone directamente sobre materiales del Santoniense superior. Este límite es pues una importante discontinuidad que por correlación regional se situará en el tránsito Maastrichtiense inferior-superior (BACETA 1996). El mejor punto para observar la unidad que la recubre (34) corresponde a la sección de Olazagutia, en los afloramientos localizados en la parte superior del Puerto de Urbasa. En dicha sección presenta de base a techo las siguientes litologías:

- 60 m de calcarenitas bioclásticas masivas o pobremente estratificadas, que aparecen formando un resalte característico. En lámina delgada estas calcarenitas presentan texturas packstone, grainstone y rudstone, y por orden decreciente de importancia incluyen los siguientes restos fósiles: conchas de varios géneros de macroforaminíferos (sobre todo orbitoides), algas calcáreas y briozoos, fragmentos de conchas de bivalvos y de equinodermos (radiolas y placas) y pequeños foraminíferos (planctónicos y microbentónicos). Es significativo en los primeros 30 m, un contenido de cuarzo tamaño arena-limo que ronda el 25%.

- 40 m de calcarenitas y margocalizas. Las primeras son similares en composición a las del tramo inferior, aunque se presentan más estratificadas. Las margocalizas suelen presentar texturas mudstone /wackestone y aparecen intensamente bioturbadas.

- 50 m de margas, margocalizas y areniscas calcareas. Este tramo superior aflora en peores condiciones. Principalmente corresponde a una alternancia de margas y margocalizas grises muy bioturbadas y con un alto contenido en fracción limosa. Entre ellas se intercalan varias secuencias métricas, estrato- y granocrecientes, de areniscas calcareas. Estas areniscas están frecuentemente meteorizadas y suelen contener gran cantidad de macroforaminíferos (orbitoides), fragmentos de briozoos y equinodermos.

Todo el conjunto arriba descrito caracterizaría un ambiente de plataforma somera externa con intervalo de facies más profundas. La mitad superior registraría asimismo un alto influjo terrígeno. La edad de toda la unidad ha podido establecerse con precisión en base a la abundancia de macroforaminíferos y foraminíferos planctónicos. Entre los primeros se reconocen *Lepidorbotides socialis* (LEYM), *Orbitoides media* (D'ARCH), *O. apiculatus* SCHLUMB, *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *S. Olaztiensis* R. GAONA, *Simplorbites gensacicus* (LEYM) y *Clipeorbis mammillatus* (SCHLUMB). Entre los foraminíferos planctónicos se han clasificado *Globotruncana* (Rosita) *contusa* CUSHNBN, *G. (Globotruncanita) stuarti* DE LAPPARENT, *Abanthomphalus mayaroensis* (BOLLI) y *Racimiguenbelina fructicora* (EGGER). Ambas asociaciones permiten asignarle a la vez una edad Maastrichtiense superior. De esta forma el hiato asociado a su base en este cuadrante abarcaría por lo menos al Campaniense superior y al Maastrichtiense inferior.

El análisis realizado en una muestra tomada en las lutitas de la unidad (34) ha dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Limolita margo-arenosa beige-amarillenta con cemento calcáreo. Masiva y compacidad moderada. Localmente zonas mas arcillosas, aspecto caótico.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos	48%
Cuarzo	28%
Feldespato	6%+
Calcita	18%
Dolomita	-
Yeso	-
Celestina	-
Halita	-
Otros	-

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita	77%
Esmectita	-
Vermiculita	7%
Clorita	-
Caolinita	16%*
Interestrat.	id

Indice de Biscaye -

Indice de Kubler 6.6

- * Vermiculita desordenada de baja carga interestratificada irregularmente con illita.

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (28%) / Feldespato (6%) / Calcita (18%)

Illita (37%) - Caolinita (7.7%) - Vermiculita (3.3%)

1.3.8. MARGAS Y MARGOCALIZAS (35). MAASTRICHTIENSE SUPERIOR

Esta unidad constituye un equivalente lateral de la anterior (34) y al igual que ella se apoya en forma discordante sobre la unidad del Campaniense inferior-medio (28). Cartográficamente aflora desde las proximidades de la sección de Lizarraga (Flanco N de la Sierra de Andia) hasta las proximidades de Irurzun, formando un intervalo blando a la base de las diferentes unidades del Paleoceno y Eoceno aflorantes en el Sinclinal de San Donato-Satrustegi. Su espesor no supera en ningún punto los 100 m, y en su totalidad está formada por una sucesión bastante homogénea de margas y margocalizas de colores grises y rosados. En base a sus características y su contenido fósil (principalmente formado por foraminíferos planctónicos), se les atribuye un ambiente de sedimentación marino abierto y relativamente profundo, constituyendo de hecho los depósitos distales de la unidad (34). Su edad se ha podido establecer con relativa facilidad. La asociación compuesta por *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI), *Globotruncana* (ROSITA) contusa CUSHMAN, *Globotruncana* (*Globotruncanita*) stuarti DE LAPPARENT y *Racimiguembelina fructicosa* (EGGER) indica claramente una edad Maastrichtiense superior.

1.4. TERCIARIO

La sucesión terciaria 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, está constituida en su mayor parte 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 y para todo el 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 (1996). Asimismo se ha contado como referencia 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 (los del Maastrichtiense superior ya descritas); 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 éste último marcaría el límite Paleoceno-Eoceno.

- MACROSECUENCIA EOCENO-1: Se depositó durante condiciones regresivas y abarca en estas desde el Eoceno inferior (Ilerdiense) al Eoceno medio (Luteciense medio). Su techo coincide con la discontinuidad "Intraluteciense" (PAYROS, 1996), la más importante reconocida en el Eoceno de todo el área.

- MACROSECUENCIA EOCENO-2: Está constituida por los materiales de edad Eoceno medio-superior (Luteciense medio-Bartoniense inferior), representativos de lo que a nivel pirenaico se conoce como "Transgresión Biarritziense".

- MACROSECUENCIA EOCENO-3: Es la que tiene menor representación cartográfica dentro del área (en este cuadrante no aparece ya que únicamente aflora en la parte central de la Sierra de Urbasa), aunque en posiciones más orientales (cuenca de Pamplona) alcanza espesores considerables. En edad abarca materiales de edad Eoceno superior (Bartoniense).

Para las hojas de Olazagutia, Alsasua y Villanueva-Hiriberri, los materiales representativos de estas cuatro macrosecuencias se han agrupado en un total de 19 unidades cartográficas. Las secciones de referencia que se van a utilizar para su descripción son las de Olazagutia, Lizarraga y Arteta (las dos últimas en este cuadrante).

1.4.1. MACROSECUENCIA PALEOCENA

Sus materiales constituyentes configuran la plataforma carbonatada más extensa, ya que se continua varias decenas de kilómetros hacia el W por el S de Alava y N de Burgos. Agrupa a las unidades (36) a (42) de la cartografía.

1.4.1.1. CALIZAS Y MARGOCALIZAS (36). DANIENSE INFERIOR

Esta unidad se dispone en contacto concordante pero neto sobre los materiales del Maastrichtiense superior (unidad 34) y solo aflora en el flanco N de las sierras de Urbasa y Andia (desde poco antes de la sección de Olozogutia hasta pasar la sección de Lizarraga). En la primera de esas 2 secciones alcanza un espesor de 25 m y en su mayor parte esta formada por calizas grises masivas o pobremente estratificadas. En lámina delgada las calizas presentan texturas packstone y estan compuestas por

briozoos, fragmentos de equinodermos y bivalvos, y pequeños foraminíferos bentónicos (*Lenticulina* sp, *Mississippina* sp, *Planorbulina cretae* (MARSON), textuláridos y arenaceos). También es frecuente de observar dentro de ellas pequeñas formas monticulares (0,5-1 m) de tipo bindstone, compuestos por la asociación laminar de algas calcáreas (*Lithothamium*) y el foraminífero incrustante *Miniacina multicamerata* (SCHEIBNER). Asimismo es destacable en esta sección la presencia de nódulos y niveles irregulares de sílex. Hacia el E, en la sección de Lizarraga, la unidad no supera ya los 10 m, y aunque mantiene sus características esenciales, pasa a estar fundamentalmente constituida por margocalizas grises que contienen una abundante fauna planctónica. En base a datos de BACETA (1996) esta unidad se interpreta como representativa de ambientes de plataforma somera y abierta con un bajo hidrodinamismo. Según el mismo autor y en base a foraminíferos plantónicos reconocidos en la sección de Lizarraga, su edad sería Daniense inferior (zona de *E. pseudobulloides*). Su base representaría por tanto el límite Cretácico-Terciario, aunque debido a su carácter erosivo no se habría preservado la lámina arcillosa rica en irido ("K/T layer") que marca el límite entre ambos pisos en otras muchas secciones de la Región Vasco-Cantábrica.

1.4.1.2. DOLOMIAS Y CALIZAS DOLOMITICAS (37). DANIENSE SUPERIOR

Corresponde a una unidad de dolomías de origen secundario y con un espesor entre 60 y 100 m (en la sección de Arteta no supera los 50 m), con amplia representación a escala regional. En las Sierras de Urbasa y Andia se sitúa directamente y mediante contacto neto y erosivo sobre la unidad (36), o, cuando falta aquella, directamente sobre los depósitos del Maastrichtiense superior (unidad 34). A escala de afloramiento se reconoce fácilmente, ya que forma una serie de relieves ruñiformes característicos.

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 dedolomitización. En algunos puntos, sin embargo, se han preservado algunos de sus rasgos originales; observándose "fantasmas" de corales, algo calcáreas (lithothamium), gasterópodos y bivalvos. En base a estos componentes y a su aspecto y posición, BACETA (1996) las interpreta como facies de tipo arrecifal y/o pararecifal. Sus equivalentes distales (unidad 38), aflorantes en la Sierra de Andia tienen un carácter más abierto (facies de "fore-reef") y son los que han permitido datar ambas unidades.

Segun BACETA (1996) los foraminíferos plantónicos clasificados en muestras de la sección de Lizarraga, indican una edad Daniense superior (zonas de *E. Trinidadensis* y *M. uncinata*).

1.4.1.3. CALCARENITAS, CALIZAS Y MARGOCALIZAS (38). DANIENSE SUPERIOR

Esta unidad es equivalente distal de la anterior (37) reconociéndose como tal en el borde N de la Sierra de Andia (desde poco antes de la sección de Lizarraga hasta el cierre del Anticlinal de Ergoiena).

En la citada sección se apoya, mediante una superficie erosiva recubierta por una brecha, sobre la unidad (36), aunque en el resto de afloramientos se sitúa directamente sobre los materiales del Maastrichtiense superior (unidades 34 y 35). Su espesor ronda los 110 m, y en su mayor parte está compuesta por una sucesión de calcarenitas finas, calizas y margocalizas estratificadas en bancos decimétricos a métricos. Las calcarenitas con texturas packstone/grainstone contienen principalmente fragmentos de algas calcáreas, briozoos, equinodermos, bivalvos y pequeños foraminíferos bentónicos (textuláridos, arenaceas y nodosáridos). Las calizas y margocalizas (con texturas mudstone/wackestone) son de similar composición, aunque a su vez es significativa la presencia de fauna planctónica.

En base a estas características y a su posición y relación con la unidad (37), se ha interpretado como representativa de un ambiente de "fore-reef". A grandes rasgos su contacto con la unidad (37) coincide con el punto en el que pierde entidad la dolomitización que afecta a esta última (correspondería aproximadamente con el frente de dolomitización). La posición de este frente parece estar directamente relacionada con el cambio de facies entre las dos unidades.

La edad se ha podido establecer con relativa precisión en base a datos obtenidos por BACETA (1966) en la sección de Lizarraga. Según dicho autor, los foraminíferos planctónicos reconocidos en varias muestras de levigados de la sección de Lizarraga indican el Daniense superior (zonas de *E. trinidadensis* y *M. uncinata*).

1.4.1.4. CALIZAS BIOCLASTICAS Y CALIZAS ARRECIFALES MASIVAS (40). TANE-TIENSE INFERIOR (MONTIENSE)

A lo largo de las Sierras de Urbasa y Andia, esta unidad se dispone sobre las 2 anteriores (37 y 38) mediante una superficie neta, que dependiendo de los puntos, puede presentar rasgos de exposición subaérea a tener carácter erosivo. Su espesor suele fluctuar entre 100 y 130 m, aunque en la sección de Arteta no supera los 30 m.

En la sección de Olazagutia fundamentalmente está constituida por calizas bioclasticas estratificadas en bancos métricos. Estas calizas suelen aparecer parcialmente recristalizadas y petrológicamente corresponden a grainstones/packstones de algas rodófitas y dasycladaceas, con una abundante asociación de foraminíferos bentónicos: *Planorbulina cretae* (MARSON), *Rotalia perovalis* (TERQUEM), *Miscellaria juliettae* LEPPIG, *Kathina/Smouthina* sp, *Lenticulina* sp, *Haddonina* sp, y varias especies de miliólidos (entre ellos *Cribobulimina carniolica* DROBNE). En esta misma sección y a diferentes alturas de la unidad se reconocen tramos masivos de

calizas coralgalas (boundstones) que por su geometría y composición corresponderían a montículos arrecifales tipo "patch-reef". Estas últimas facies son las predominantes en la Sierra de Andia (sección de Lizarraga), donde la unidad es masiva y fundamentalmente aparece constituida por el apilamiento vertical de montículos. En base a sus características, toda la unidad se ha considerado como representativa de los cinturones someros más abiertos de una plataforma carbonatada (cinturones de "back-reef" (sección de Olazagutia-Sierra de Urbasa) y arrecife, secciones de Lizarraga y Arteta). Por su posición estratigráfica y por la asociación de foraminíferos bentónicos descrita, BACETA (1996) le atribuye una edad Tanetiense inferior. Anteriormente estas calizas se han considerado por la mayoría de autores, como representativas del Montiense. Sin embargo, esta denominación resulta en cierto modo impropia a pesar de seguirse utilizando, ya que como piso el Montiense correspondería en edad al Daniense superior (CAVELIER Y POMEROL, 1985).

1.4.1.5. MARGAS, MARGOCALIZAS Y CALCARENITAS (41). 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 40 corresponde a la discontinuidad más evidente de las presentes en los materiales del Paleoceno (BACETA, 1996), presentando tanto evidencias de exposición subaérea (estructuras de paleokarts de diferentes escalas y con presencia de *Microcodium*), como fuertes erosiones en áreas localizadas (Sierra de Andia). En la sección de Olazagutia está compuesta por margocalizas y margas grises intensamente bioturbadas, entre las que se intercalan niveles y paquetes de calcarenitas bioclásticas. 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. En la sección de Lizarraga la unidad presenta caracteres similares, aunque volumétricamente predominan las margas y margocalizas. Unos 2 km al E de esta sección (justo al N de la balsa de Sarasa), toda la unidad alcanza un espesor de aproximadamente 85 m y contiene de nuevo gran cantidad de bancos de calcarenitas bioclásticas. Este aumento local de espesor es consecuencia de que la unidad está en estas posiciones rellenando una depresión erosiva excavada en la unidad infrayacente (40). Dicha depresión tiene unas dimensiones de 2,5 km de anchura y más de 60 m de profundidad, y con toda probabilidad sería resultado de un colapso gravitacional del margen de plataforma previo durante un descenso relativo del nivel marino (BACETA, 1996).

Desde un punto de vista ambiental los materiales que forman la unidad definen un ambiente de plataforma somera externa con tendencia a la profundización (tanto en las secciones de Olazagutia, Lizarraga y Arteta, la organización vertical de facies sugiere una tendencia transgresiva bastante clara). En cuanto a su edad, la asociación formada por *Discyclina seunesi* y *Operculina heberti* indica de forma precisa el Tanetiense medio. A su vez y para la sección de Lizarraga, BACETA (1996) ha podido determinar la misma edad en base a foraminíferos planctónicos (asociación correspondiente a la zona de *P. pseudomenardii*).

1.4.1.6. CALIZAS MASIVAS BIOCLASTICAS (42). TANETIENSE MEDIO

Esta unidad, que se dispone sobre la anterior en tránsito gradual, tiene unas características bastante similares a las de la unidad que representa el Tanetiense inferior (40). En la sección de Olazagutia alcanza 45 m de espesor, y está formada por calizas bioclásticas masivas o pobremente estratificadas. En las de Lizarraga y Arteta, no supera en cambio los 35 m.

Texturalmente corresponden a packstones, grainstones y boundstones de algas calcáreas, corales, briozoos y foraminíferos bentónicos. Localmente forman cuerpos monticulares de dimensiones decamétricas ("patch-reef") y asimismo pueden contener intercalaciones de margocalizas y calcarenitas finas.

En conjunto estos depósitos definen un ambiente sedimentario de tipo pararecifal. La edad de toda 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 definen claramente el Tanetiense medio (zona de *A. primaeva*).

1.4.1.7. BRECHAS, MEGABRECHAS Y TURBIDITAS CALCAREAS. MARGAS Y MARGOCALIZAS (39). DANIENSE SUPERIOR-TANETIENSE MEDIO

Dentro de esta unidad se han agrupado todos aquellos materiales del Paleoceno aflorantes a lo largo de ambos flancos de la Sierra de San Donato-Satustregi. La mayor parte de ellos son de carácter resedimentado correspondiendo a brechas y megabrechas con clastos de tamaño hasta decamétrico, que aparecen rellenando depresiones erosivas de entre 300 y 100 m de anchura y hasta 50 m de profundidad (constituirían pequeños cañones o "gullies"). Acompañando a las brechas también se reconocen niveles decimétricos a métricos de calcarenitas y microbrechas de carácter turbidítico. Todos estos materiales se encajan en sucesiones más o menos homogéneas de margas y margocalizas (mudstones/wackestones) con un elevado contenido en fauna plantónica. En base a sus características toda la unidad se considera representativa de un ambiente de talud, en el que acompañando a los depósitos autóctonos serían frecuentes los fenómenos de desplome y resedimentación en masa. En edad y según BACETA (1996), toda la unidad abarcaría la mayor parte del

Paleoceno, reconociéndose dentro de ella y en base a foraminíferos plantónicos materiales desde el Daniense superior (zona de *M. Uncinata*) al Tanetiense medio (zona de *P. pseudomenardii*).

1.4.2. MACROSECUENCIA EOCENO-1

Sus materiales constituyentes, que en edad abarcan desde el Ilerdiense inferior al Luteciense medio, forman en conjunto una plataforma carbonatada de menor extensión que la del Paleoceno (su borde interno se situaría en la terminación W de la Sierra de Urbasa) pero cuyo borde avanzaría progresivamente hacia la cuenca (tendría un marcado carácter progradante). Dentro de la cartografía esta macrosecuencia abarcaría los terminos (44) a (49).

1.4.2.1. CALIZAS MARGOSAS (45). ILERDIENSE INFERIOR MEDIO

El conjunto formado por esta unidad y sus equivalentes laterales (44 hacia el W y 46 hacia el E) representa a lo largo de las Sierras de Urbasa y Andia, el inicio de la sedimentación propiamente eocena. Su base corresponde a una discordancia suave solo apreciable en cartografía, mediante la cual se llegan a apoyar incluso sobre materiales del Tanetiense inferior (borde N de la Sierra de Andia). Con un espesor similar (35-40 m) está constituida en su mayor parte por calizas margosas estratificadas en bancos decimétricos a métricos. Estas calizas presentan texturas packstone/wackestone y principalmente contienen pequeños foraminíferos bentónicos.

Entre ellas, asimismo, se reconocen algunos niveles decimétricos de calcarenitas con gran cantidad de operculinas, discocyclinas y pequeños nummulites. Esta asociación de macroforaminíferos indica claramente un ambiente sedimentario de plataforma somera y abierta. Por correlación con la unidad (44), su edad sería Ilerdiense inferior-medio. Aquella contiene gran cantidad de alveolinidos y nummulitidos pertenecientes

a las biozonas de *Alveolina elipsoidalis*-*Alveolina moussonlensis*, y *Nummulites fraasi*, siendo por tanto representativas del Ilerdiense inferior-medio. No obstante su edad también se ha podido establecer de forma directa mediante foraminíferos planctónicos. En la sección de Lizarraga PAYROS (1996), reconoce una asociación claramente representativa de la biozona de *M. subbottinae*, y por tanto representativa del Ilerdiense o Eoceno inferior.

El análisis realizado en una muestra tomada en las lutitas de la unidad (45) ha dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Caliza algo margosa beige-amarillenta, compacta. Asociados términos margosos más blandos.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos	15%
Cuarzo	6%
Feldespato	-
Calcita	79%
Dolomita	-
Yeso	-
Celestina	-
Halita	-
Otros	-

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita	81%
Esmectita	9%
Vermiculita	-
Clorita	id
Caolinita	10%
Interestrat.	id

Indice de Biscaye *

Indice de Kubler 4.7

* Se trata más bien de un interestratificado irregular de esmectita mal cristalizada con illita, por lo que presenta un índice de Biscaye muy bajo.

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (6%) / Calcita (79%)

Illita (12.2%) - Esmectita (1.4%) - Clorita (id) - Caolinita (1.4%) - Interestratificados (id)

1.4.2.2. MARGAS, MARGOCALIZAS Y TURBIDITAS CALCAREAS (46). ILERDIENSE INFERIOR MEDIO

Representa el equivalente lateral de la unidad (45) y aflora al pié de toda la Sierra de San Donato-Satrústegui. A lo largo de toda esta zona es donde mejor puede observarse el carácter discordante de su base, de modo que localmente llega a situarse

directamente sobre depósitos del Maastrichtiense superior (flanco N de la Sierra de San Donato-Satrústegi).

Su espesor ronda los 100 m y está fundamentalmente compuesta por margas y margocalizas bien estratificadas que suelen dar una cresta en relieve. Estos depósitos, con texturas mudstone/wacrestone, contienen principalmente fauna planctónica. Como rasgo característico destaca la presencia de glauconita, mineral que aparece como detrítico (en granos de hasta varios milímetros) o como autigénico (rellenando conchas de foraminíferos plantónicos y microbentónicos). En algunos puntos al pié de la Sierra de San Donato-Satrústegi dentro de la unidad se reconocen asimismo delgadas intercalaciones de calcarenitas con base neta y con laminaciones paralela y ripple. Estas calcarenitas contienen principalmente conchas de foraminíferos plantónicos, y en base a sus características sedimentológicas corresponderían a flysch turbidíticos diluidos.

El ambiente de sedimentación que se deduce para toda la unidad correspondería a una plataforma distal en tránsito a cuenca profunda.

En base a su correlación con las unidades (44) y (45) su edad se establece de forma indirecta en Ilerdiense inferior medio.

1.4.2.3. CALIZAS MARGOSAS Y CALCARENITAS FINAS (47). ILERDIENSE MEDIO-CUISIENSE

Esta unidad aflora únicamente en el borde N de la Sierra de Andia, donde se dispone directamente sobre la unidad (45). En la sección de Lizarraga alcanza un espesor de 20 m y está compuesta por calizas margosas y margocalizas entre las que se intercalan algunos niveles de calcarenitas. Las calizas margosas, con texturas mudstone/wackestone, principalmente están formadas por conchas de foraminíferos

plantónicos y microbentónicos. Las calcarenitas son de grano fino y contiene una cantidad significativa de discocyclinas y pequeños nummulites, algunos de ellos rellenos de glauconita. El medio de sedimentación que se deduce correspondería a una plataforma somera y abierta. Su edad se ha podido establecer en base a datos de PAYROS (1996) de la sección de Lizarraga. Según este autor la asociación de foraminíferos plantónicos de varias muestras indica una edad Ilerdiense medio-Cuisiense (parte superior de la zona de *M. subbottinae* y zonas de *M. aragonensis*, *M. formosa* y *M. caucasica*).

1.4.2.4. MARGAS Y MARGOCALIZAS (48). ILERDIENSE MEDIO-LUTECIENSE BASAL

Esta unidad, que aflora desde el borde N de la Sierra de Andia y a lo largo del pie de toda la Sierra de San Donato-Satrústegi, constituye el equivalente lateral de la unidad (47) y en parte se interdigita con la mitad inferior de la unidad (49). Alcanza su espesor máximo en la Sierra de San Donato-Satrústegi, donde en algunos puntos se han medido hasta 350 m de margas y margocalizas grises y beiges ordenadas en alternancias bastante regulares. Localmente entre estos depósitos se observan superficies de truncación, e intercalan algunos niveles de "slumps" y parabrechas poco evolucionados. Las margas y margocalizas únicamente contienen fauna plantónica y microforaminíferos bentónicos.

En base a todas estas características se interpretan depositados en un ambiente de plataforma distal y de transición a cuenca profunda (talud). Su edad puede estimarse con bastante precisión en base a foraminíferos plantónicos. Según datos de PUJALTE et al (1994) y PAYROS (1996) las asociaciones reconocidas son representativas desde el Ilerdiense medio al Luteciense basal (parte superior de la zona de *M. subbottinae*, zonas de *M. formosa*, *M. aragonensis*, *M. caucasica*, *M. frontosa* y parte inferior de *T. praetopilensis*).

1.4.2.5. CALIZAS BIOCLASTICAS Y CALCARENITAS (49). CUISIENSE FINAL-LUTE-CIENSE INFERIOR-MEDIO

Esta unidad presenta grandes variaciones de espesor en la lateral, alcanzando su máximo (360 m) en la Sierra de San Donato Satrústegi (donde forma unos impresionantes resaltes). En cambio en las Sierras de Urbasa y Andia, su potencia no supera en ningún punto los 70 m. En estas últimas zonas su base corresponde a una discontinuidad mediante la cual llega a apoyarse de forma discordante sobre materiales que de E a W son progresivamente más antiguos (en la Hoja de Olazagutia incluso sobre las del Paleoceno). A pesar de su gran extensión y variabilidad de espesores, sus caracteres sedimentológicos se mantienen más o menos constantes a lo largo de todo el área.

En las secciones de Olazagutia y Lizarraga (Sierras de Urbasa y Andia) y en la de Arteta, está compuesta mayoritariamente por calcarenitas bioclásticas con texturas packstone/grainstone.

Estas calcarenitas suelen ser de grano fino a medio y contienen gran cantidad de macroforaminíferos (entre otros alveolínidos, sorítidos, nummulítidos y discocyclinidos). Es frecuente dentro de ellas la presencia de partículas peloidales (algunos de claro origen algal) muy redondeados. La presencia entremezclada de varios géneros de alveolinas, miliólidos, *Fabiania* sp. y *Orbitolites* sp., es indicativa de un medio de plataforma interna con retrabajamiento y acumulación por corrientes tractivas. Hacia la Sierra de San Donato-Satrústegi y coincidiendo con el aumento de espesor, la unidad pasa a estar compuesta por calcarenitas en las que dominan claramente las discocyclinas (acompañadas por fragmentos de algas rodofíceas y briozoos), y que presentan gran cantidad de estratificaciones cruzadas de diferentes escalas. Estas estructuras serían indicativas de un ambiente asimismo somero pero de mayor energía (probablemente corresponden a "shoals" calcareníticos).

En conjunto toda la unidad configura una plataforma carbonatada energética y de carácter progradante, ya que distalmente pasa a la unidad (48).

En función de este carácter, la unidad es claramente diacrónica y para su datación ha sido necesario integrar los datos de todo el área. Según PUJALTE et al (1994), PAYROS et al (1996) y PAYROS (1996), en base a foraminíferos planctónicos su base se situaría en la zona de M. caucásica y en base a macroforaminíferos en la zona de *Alveolina dainelli*, definiendo por tanto el Cuisiense medio-superior. Los materiales más modernos de la unidad no han podido datarse con precisión por los citados autores, aunque como ellos apuntan la presencia de *Nummulites millecaput* en los depósitos inmediatamente suprayacentes evidenciaría que al menos se extiende hasta el Luteciense medio (zona de *Nummulites sordensis*). Por tanto su edad sería Cuisiense superior-Luteciense medio.

1.4.3. MACROSECUENCIA EOCENO 2

Sus materiales constituyentes, que en edad abarcan desde el Luteciense medio al Bartoniense basal, confirman en conjunto una plataforma carbonatada con un marcado dispositivo retrogradante. Estos materiales definirían, de hecho, lo que a nivel del dominio pirenaico se conoce como "Transgresión Biarritzense". A nivel cartográfico y para las Sierras de Urbasa, Andia y San Donato, esta macrosecuencia esta representada por 3 unidades (50, 51 y 52), cuya base corresponde a la discontinuidad más evidente dentro de la sucesión eocena. En este cuadrante solo afloran las unidades 51 y 52.

1.4.3.1. CALCARENITAS BIOCLASTICAS (51). LUTECIENSE MEDIO-BARTONIENSE BASAL (BIARRITZIENSE)

Esta unidad aflora en la parte E de la Sierra de Urbasa (cuadrante de Alsasua) y a lo largo de la Sierra de Andia (esta hoja). En la mitad oriental de esta última se interdigita con la unidad (52), la cual representa al mismo tiempo su equivalente más distal. En la sección de Lizárraga, la más representativa, la unidad alcanza un espesor máximo de 250 m (hacia posiciones orientales aumenta de forma progresiva), y se dispone de forma discordante sobre los depósitos de la unidad (49).

En conjunto está compuesta por calcarenitas bioclásticas de grano medio a grueso, con estratificaciones bien definidas de tipo planar o cruzada. Estas últimas son las más frecuentes y características, y a lo largo de toda la unidad aparecen configurando cuerpos métricos (barras) de extensión decamétrica.

En la sección de Lizarraga dichas barras se disponen apiladas unas sobre otras, pero según nos desplazamos hacia el E se concentran en varios tramos separados por los depósitos blandos de la unidad (52).

Los componentes principales de las calcarenitas corresponden a macroforaminíferos (en su mayor parte discocyclinas), algas rojas y briozoos (todos ellos muy retrabajos); aunque dentro de ellas también se reconocen Fabianias, sphaerogypsínidos y todo un cortejo de pequeños foraminíferos bentónicos y plantónicos.

La interpretación ambiental de toda la unidad calcarenítica puede resultar en principio problemática. Anteriormente se interpretaron como calcarenitas de plataforma interna energética (LEON et al, 1971) y con influencia mareal (FROUTE, 1988). Más recientemente y basándose en los rasgos sedimentológicos y en las asociaciones faunísticas, PAYROS et al (1996) y PAYROS (1996) consideran que estas calcarenitas tipifican, en cambio, un ambiente de plataforma somera abierta similar a algunos ejemplos del Terciario de Australia.

En base a esa comparación las calcarenitas se habrían depositado a profundidades del orden de 50-100 m y principalmente serían resultado de la acción semicontinua de tormentas. Esta unidad no se ha datado de forma directa, sino que la misma se deduce por correlación con los materiales equivalentes situados en la Sierra de Urbasa (unidad 50). Según PAYROS et al (1996) y PAYROS (1996) la edad de ambas unidades sería Luteciense medio-Bartoniense basal (Biarritiense) en base a la presencia de asociaciones de macroforaminíferos pertenecientes a las zonas de *N. sordensis*-*A. prorecta*, *N. herbi*, *N. perforatus*-*A. elongata*.

1.4.3.2. MARGAS Y MARGOCALIZAS (52). LUTECIENSE MEDIO-BARTONIENSE BASAL (BIARRITZIENSE)

Los depósitos de esta unidad corresponden principalmente a margas y margocalizas nodulosas de colores grises y azulados, entre las cuales se reconocen esporádicamente niveles centimétricos de calcarenitas finas de base neta y con laminaciones paralelas y ripple.

Todas estas facies constituyen el equivalente lateral-distal de las calcarenitas de la unidad (51), con las cuales se empiezan a interdigitar hacia el E de la sección de Lizarraga dando una serie de tramos deprimidos y lateralmente continuos. El espesor de cada tramo individual oscila entre 10 y 50 m (más potentes hacia el E). En base a sus características y relación con las calcarenitas de la unidad (51), caracterizarían las facies más distales y abiertas de la plataforma, pudiendo interpretarse en conjunto como facies hemipelágicas. Los niveles calcareníticos intercalados entre las margas y margocalizas, corresponderían en base a su composición y caracteres sedimentológicos a depósitos de tormenta (tempestitas). La edad del conjunto se establece en Luteciense medio-Bartoniense basal, en base a su relación con las unidades (50) y (51). Asimismo PAYROS et al (1966) y PAYROS (1966) disponen de datos de edad directos en base a la asociación de foraminíferos plantónicos clasificada

en varias muestras de margas. Tal asociación fósil define claramente la biozona de *M. lehneri*, y por tanto permite asignarles la misma edad.

1.5. CUATERNARIO

1.5.1. **CANTOS EN MATRIZ LIMO-ARCILLOSA. GLACIS (55,56,57 Y 58). PLEISTOCENO.**

Estas morfologías con depósito se encuentran representadas, sobre todo, en el borde Norte de la hoja, en la margen derecha del valle del Arakil. También en la zona centro-occidental, se localizan algunos depósitos de este tipo, en la vertiente Sur de San Donato.

Se trata de cantos, predominantemente carbonatados, subangulosos a subredondeados, bastante bien clasificados, con matriz arcillo-limosa de tonos pardos y amarillentos. Su espesor es reducido, pudiendo alcanzar los 2 m. en sus zonas más distales.

Se encuentran integrados en un sistema, en el que se han reconocido tres niveles (56,57 y 58) que, en ocasiones, no ha sido posible relacionar por estar desconectados, en cuyo caso se han englobado en un nivel comprensivo (55).

Su atribución cronológica es al Pleistoceno.

1.5.2. **ARCILLAS DE DECALCIFICACIÓN. FONDOS DE DOLINA (63). PLEISTOCENO-Holoceno.**

Corresponden al relleno de algunas depresiones de origen kárstico (dolinas, uvalas, poljes), en las que es reconocible la presencia de arcillas de tonos más o menos rojizos, procedentes del residuo de disolución de las rocas carbonatadas.

Su potencia es difícilmente estimable, y se considera una edad Pleistoceno-Holoceno para estos materiales.

1.5.3. CANTOS CON ESCASA MATRIZ. CANCHALES (64). HOLOCENO.

Están localizados en las vertientes de las Sierras de San Donato y Satrustegui y en las inmediaciones de la depresión de Arteta. Se trata de un recubrimiento de cantos fundamentalmente calcáreos desmantelados de las zonas más altas de las sierras.

Son cantos heterométricos de angulosos a subangulosos, sin ningún tipo de organización y apenas presentan matriz.

Se consideran Holocenos

1.5.4. GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS. ALUVIAL Y TERRAZA BAJA DEL RÍO ARAKIL (66), MEANDROS ABANDONADOS (68), FONDOS DE VALLE (67) Y CONOS DE DEYECCIÓN (69). HOLOCENO.

Se incluyen en este apartado todos los depósitos relacionados con la génesis fluvial, y de edad Holocena.

Se ha diferenciado el aluvial y terraza baja del Arakil (66), por presentar unas características peculiares. Se trata de un depósito potente, superior a los 3 m. de espesor en muchos puntos, formado por gravas en su base, y que hacia el techo presenta intercalaciones de gravas en un conjunto arenoarcilloso. En su parte más alta predominan los fangos.

En algunos puntos, se han diferenciado morfologías de meandro abandonado (68), cuyo depósito se encuentra constituido por gravas basales, y limos y arcillas en su parte más alta.

En la red fluvial de menor orden, se han cartografiado los fondos de valle más importantes (67), compuestos por gravas en matriz arenoarcillosa.

Por último, existe en esta hoja un cono de deyección (69) situado a la salida de un barranco al oeste de la localidad de Arteta, está formado por cantos en matriz limoarcillosa, y pueden alcanzar los 2-3 m. en sus zonas frontales.

1.5.5. CANTOS EN MATRIZ LIMO-ARCILLOSA. GLACIS ACTUAL-SUBACTUAL (71), COLUVIONES (65) Y DEPÓSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (70). HOLOCENO.

En ambas márgenes del río Arakil, se localizan unas morfologías con depósito, atribuidas a glacis actual-subactual (71), formadas por un conjunto de cantos, predominantemente carbonatados, subredondeados a subangulosos, bastante bien clasificados y con abundante matriz limoarcillosa de tonos pardos y grisáceos. Su espesor puede alcanzar los 2 m.. Su edad es Holoceno.

Se han cartografiado también aquellas laderas que presentan asociados depósitos de tipo coluvión (65), formados por cantos en matriz limoarcillosa. Su espesor puede alcanzar los 2-3 m. en sus partes más bajas.

Se localizan en algunas vertientes de Andía, en su enlace con el valle del Arakil y el río Udarbe y su edad es holocena.

Algunas áreas presentan depósitos de génesis mixta, fluvial y de ladera, cartografiándose como depósitos aluvial-coluvial. Están formados por cantos englobados en una matriz de fangos arcillo-limosos. Su potencia se puede estimar en torno a los 2 m. y su edad es holocena.

1.5.6. FANGOS Y ARCILLAS. FONDOS ENDORREICOS Y SEMIENDORREICOS (72). HOLOCENO.

Aunque no es infrecuente en el área, la presencia de zonas de drenaje deficiente que pueden, ocasionalmente, presentar procesos de encharcamiento, solamente se ha cartografiado un área endorreica-semiendorreica en la zona SO de Andía, por tener una tendencia mayor de estabilidad del proceso.

Está rellena por fangos arcillosos y limosos, de escaso espesor, y su edad es holocena.

2.- TECTONICA

2.- TECTONICA

En este apartado analizaremos las estructuras de manera conjunta a los seis cuadrantes de Zegama (113-II), Olazti-Olazagutia (113-IV), Lakuntza (114-I), Uharte Arakil (114-II) y Alsasua (114-III) e Hiriberri-Villanueva Arakil (114-IV). De esta manera, pretendemos realizar un análisis conjunto para dar coherencia a las interpretaciones que puedan surgir, debido, sobre todo, a que la estructura principal, la falla Irurtzun-Alsasua, esta representada en casi todas las hojas y es la responsable del control estructural mayor que afecta a toda la zona. El contexto regional, igualmente importante, sirve para incluir el área estudiada dentro de un dominio geodinámico más amplio, situándonos a nivel de Cuenca Vasco-Cantábrica.

Asimismo, las estructuras menores se analizarán teniendo en cuenta sus peculiaridades para cada cuadrante.

2.1. LA CUENCA VASCO-CANTABRICA. CONTEXTO ESTRUCTURAL

La región Vasco-Cantábrica, situada en la parte nor-oriental de la Península Ibérica, forma la prolongación occidental del cinturón orogénico alpino de los Pirineos. En la cuenca pericratónica perteneciente a esta región (fig. 1) se depositaron principalmente materiales de edad mesozoica, mayoritariamente del Cretácico (Figura 2). La potencia de las series del Jurásico Superior-Cretácico, por ejemplo, alcanzan según autores, 17.000 m (LOTZE, 1960), 12.000 (BRINKMANN AND LOGTERS, 1968), 14.000 (RAMIREZ DEL POZO, 1971) y 15.000 m (GARCIA MONDEJAR, 1989; en este caso para el Mesozoico-Terciario temprano). El origen de estos grandes acúmulos de sedimentos ha sido durante tiempo atribuido al proceso geodinámico de extensión relacionado con la

fig. 1

fig. 2

apertura del Golfo de Bizkaia y el Océano Atlántico Norte (MONTADERT ET AL, 1974; RAT ET AL, 1983; GARCIA-MONDEJAR, 1989, entre otros).

Posteriormente a una fase de "rifting" en el Triásico Inferior, se originaron estructuras transtensivas que originaron numerosas cuencas que se rellenaron con siliciclásticos continentales, carbonatados y evaporitas, esto último ya en el Triás Keuper (GARCIA-MONDEJAR 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). Las fallas de "rifting" triásicas reactivaron estructuras hercínicas previas (ZIEGLER, 1982).

Durante el Jurásico inferior y medio se produjo una subsidencia más uniforme y amplia, tectónicamente pasiva, con implantación progresiva de la sedimentación marina. A pesar de ello, se desarrolla una gran subsidencia diferencial con desarrollo de surcos intraplataforma (MELENDEZ, 1976).

La segunda etapa de rifting es la más importante, individualizándose en ella la verdadera cuenca Vasco-Cantábrica. Durante este episodio, que comienza en el Jurásico Superior con los primeros movimientos kimméricos (PUJALTE, 1981), se produjeron las fosas wealdenses (PUJALTE, 1977), con formación de cuencas limitadas por fallas, que se rellenaron con materiales continentales y transicionales.

A principios del Aptiense la cuenca se hace más subsidente, sobreviniendo una etapa transgresiva, con desarrollo de amplias plataformas carbonatadas. A partir del Aptiense Superior, el movimiento de la placa Ibérica respecto a la Europea sufre un cambio que causó la rotación en el sentido contrario a las agujas del reloj, de manera opuesta a como habría sido hasta ahora. Se producen fallas transformantes que originaron subcuencas de "pull-apart", con compar-

timentación en altos y surcos. Estas cuencas tienden a rellenarse hasta el Albiense Superior.

La actividad tectónica de la fase extensional de la Cuenca Vasco-Cantábrica culmina con la generación de corteza oceánica, hecho reflejado con el inicio del vulcanismo en el Albiense Superior en el sinclinorio de Bizkaia (MATHEY, 1982).

La expansión subsecuente (drifting) trae la acreción de corteza oceánica y el adelgazamiento cortical continental; esto último produce un efecto subsidente más amplio. Los materiales del Flysch albiense colmatan una cuenca compartimentada tras la fase de rift.

Las series del Aptiense-Albiense de la región Vasco-Cantábrica presentan buenos afloramientos, con espesores locales de hasta 5.000 m (PUJALTE Y MONGE, 1985). Estas series, asimismo, representan el más interesante periodo en la evolución de la Cuenca, pues fueron depositados durante la transición de "rifting" a "spreading" (expansión) (MONTADERT ET AL 1979).

Investigaciones de diferentes grupos internacionales han estudiado tradicionalmente las series del Aptiense-Albiense y muchos de ellos han aportado la existencia de distintos tipos de tectonismo sinsedimentario para ese periodo de tiempo, destacando entre otros los trabajos de RAT (1959), VOORT (1963), FEUILLÉE Y RAT (1971) Y GARCIA MONDÉJAR (1979, 1989).

Las fallas que han controlado la sedimentación en el Aptiense-Albiense se agrupan en tres familias principales, aproximadamente coincidentes con las subdivisiones de dominios estructurales propuesta por FEUILLÉE Y RAT en 1971 (zonas 2, 3 y 4 en fig. 2). La zona de Irurtzun-Alsasua, objeto de este estudio, queda incluida en los dominios Navarro-Cantabro y Arco Vasco (nº 4 en fig. 2), caracterizado por fallas

principales de dirección NW-SE y NE-SW, y fallas secundarias de dirección N-S, pero que en nuestra zona sufren una inflexión a direcciones E-W dominantes, ofreciendo el tránsito al Dominio Sudpirenaico.

A lo largo del Cretácico superior hasta el final del Santoniense se produce un progresivo hundimiento de toda la cuenca. Como consecuencia se produce una transgresión marina generalizada con desarrollo de amplias plataformas carbonatadas al sur y centro de la cuenca, y depósitos flysch con intercalaciones de lavas basálticas en la parte nor-oriental. A finales del Santoniense cesa el vulcanismo y finaliza la creación de corteza oceánica. A partir de este momento, se produce en la cuenca el paso de margen pasivo a margen activo, con subducción de la corteza oceánica bajo la placa Ibérica. Esto se refleja en el inicio de una lenta regresión y en el depósito de sucesivos flysch ligados a prismas de acreción tectónica que se crean en el borde de la placa cabalgante.

2.2. UNIDADES ESTRUCTURALES

La zona de estudio, como hemos comentado anteriormente, se sitúa en los extremos orientales de los Dominios Navarro-Cantábro y Arco Vasco (FEUILLÉE Y RAT, 1971), ya en tránsito a la zona sudpirenaica, ofreciendo por ello un cambio en las directrices estructurales mayores. Es aquí, concretamente en la zona de Alsasua, donde se produce la transferencia estructural más importante. Nos referimos a la transferencia entre el pliegue anticlinal cabalgante de Aitzgorri, de dirección NW-SE y vergencia norte, y la falla inversa de Irurtzun-Alsasua, de dirección E-W y vergencia sur. Además de estas dos estructuras principales, en la parte nor-oriental de la zona de estudio (cuadrante de Uharte Arakil, 114-II) se localiza parte del cabalgamiento de Aralar (dirección E-W aprox. y vergencia norte) y concretamente su límite SE; asimismo también se localiza en esta parte la estructura anticlinal fallada vergente al norte, de Madoz-S. Miguel, íntimamente relacionada al accidente anterior (cabalgamiento de Oderitz; IGME, 1987) (Ver figura 3).

Estas son, a grandes rasgos, las áreas estructurales mayores distinguidas y los accidentes más importantes que las caracterizan:

2.2.1. TERMINACIÓN ORIENTAL DEL CABALGAMIENTO DE AITZGORRI.

Zona con intensa deformación que configura la amortiguación de esta estructura en el área Ziordia-Olazti (ver figura 4) y el relevo mediante fallas de dirección NW-SE entre Otzaurte (Guipuzkoa) y Orobe (Navarra) (ver fig. 3). Se encuentra comprendida entre las hojas de Zegama (113-II), Olazti-Olazagutia (113-IV) y Alsasua (114-III). En la hoja de Olazti-Olazagutia se sitúa la terminación del cabalgamiento de Aitzgorri definiendo una parte Norte muy deformada, incluso con series invertidas, configurando un sistema de pliegues que, en general, marcan un antiforme con cierre periclinal al W de Alsasua. Esta estructura se ve

fig. 3

fig. 4

afectada hacia el Norte por las fallas de Otzaurte-Orobe; estas fallas convergen en Guipuzkoa con el anticlinal vergente de Aitzgorri, siendo denominadas como falla de Bilbao-Alsasua (EVE, 1992). Nosotros creemos más apropiado denominarlas como juego de transferencia de Otzaurte, pues supone el relevo de la estructura de Aitzgorri por el accidente de Irurtzun-Alsasua.

2.2.2. UNIDAD DE ARALAR.

Fue bautizada como "Ecaille d'Aralar" por LAMARE en 1936. No aparece totalmente representada en este estudio, pues abarca parte de Gipuzkoa y zonas de Navarra no incluidas aquí. Está delimitada septentrionalmente por el cabalgamiento del mismo nombre, vergente al Norte y meridionalmente por el accidente de vergencia sur Irurtzun-Alasua. Este último accidente forma parte de una serie de escamas en relevo que actúa desde Gulina (fuera del área de estudio) pasando por Irurtzun y los valles de Arakil-Burunda (LOPEZ HORGUE et al 1996). Asimismo, esta estructura lleva asociados a ambos lados de la misma, una serie de pliegues oblicuos a la misma con ángulos entre 10° y 30° (*en echeleon folds*; harding y Lowe, 1979); estos se suelen desarrollar en áreas de transferencia de esfuerzos entre accidentes principales, lo que nos induce a pensar en un modelo transpresivo dextral que deformó la zona en la etapa alpina. Entre las hojas de Zegama (113-III), Alsasua (114-III) y Lakuntza (114-I) se distinguen este tipo de pliegues, en el labio norte de la falla, con flancos apretados y planos axiales tendentes a la verticalidad (anticlinales y sinclinales al Norte de Alsasua-Bakaiku).

El cabalgamiento de Aralar es la expresión de un pliegue anticlinal fallado, que en su parte media, entre Madoz-S. Miguel, conlleva un accidente menor similar asociado (cabalgamiento de Oderitz; IGME 1987). Esto nos define una zona al norte de este pequeño anticlinal afectada por un sistema de pliegues de amplio radio y fallas NNE-SSW de pequeño salto que la corta totalmente, así como caracterizada por el

afloramiento de series jurásicas y del Cretácico Inferior en la zona de núcleo del cabalgamiento. Al Sur de este pliegue anticlinal menor, con afloramiento también de series jurásicas y wealdienses en su núcleo, su flanco meridional presenta la práctica ausencia de estructuras, dejando una serie monoclinal con fuertes buzamientos (entre 30° y 80° hacia el Sur). Esta serie tiende a desaparecer progresivamente de W a E por efecto de la falla Irurtzun-Alsasua.

En lo referente a la terminación de esta Unidad de Aralar, en su zona W presenta, fuera ya de Navarra, la estructura domal de Ataun, resultante de la interferencia del pliegue anticlinal cabalgante de Aralar con otro anticlinal menor de dirección ortogonal NNW-SSE; cabe destacar que el margen arrecifal de Lizarrusti (justo en el límite de Gipuzkoa-Navarra) de edad Albiense Inferior, así como el surco de Lakuntza-Lizarrusti (Albiense Superior) presenta aproximadamente esta directriz estructural NNW-SSE, sugiriéndonos la actuación sinsedimentaria de accidentes con esta dirección, los cuales posibilitarían la creación de altos estructurales (zonas de sedimentación somera) y surcos relativos (zonas de batimetría comparativamente mayor). Asimismo, la terminación oriental de la Sierra de Aralar, la cual entra parcialmente en la hoja de Uharte-Arakil (el resto entraría en el cuadrante 115-I), presenta una estructura de dirección NNW-SSE que representa la transferencia del cabalgamiento de Aralar y del pliegue S. Miguel-Madoz (Cabalgamiento de Oderitz; IGME 1987). Este accidente estaría relacionado a una estructura profunda marcada por la alineación de diapiros Estella-Lekunberri, denominada Falla de Pamplona. Esta falla separa una zona con gran acortamiento alpino al E de otra menos deformada hacia Pamplona (MARTINEZ-TORRES, 1991).

2.2.3. LABIOS DE LA FALLA DE ALSASUA-IRURTZUN

Estructuralmente es una zona poco compleja, caracterizada principalmente por el desarrollo de grandes pliegues que afectan a la serie del Cretácico superior y Terciario. Sus características se resumen a continuación:

2.2.3.1. SINCLINALES DE URBASA Y ANDIA

Pueden considerarse como la misma estructura. Se trata de 2 sinclinales muy suaves (los flancos generalmente no tienen inclinaciones mayores de 35°). Su límite corresponde a la denominada como falla de Zunbeltz (NANGRON, 1959) o falla de Lizarraga (IGME, 1987), accidente de dirección aproximada N-S y para lo cual se reconoce un movimiento normal en tijera acompañado de un desgarre de tipo dextral. A menor escala el Sinclinal de Andía está afectado por un intenso diaclasado de direcciones variables que adquiere mayor desarrollo en los cuadrantes situados al S.

2.2.3.2. ANTICLINAL DE ERGOIENA

Se sitúa a continuación del sinclinal de Andía. Corresponde a un pliegue de dirección WNW-ESE, cuyo núcleo está compartimentado por varias fallas normales de dirección paralela y perpendicular al eje. La más importante y la falla de Unanu, junto con un asociado de la misma dirección, permiten la presencia de un bloque hundido en el que se han preservado materiales del Daniense inferior (Monte Gaisaundi). Es interesante resaltar que en la prolongación oriental de este anticlinal se sitúa el diapiro de Olo, cuya ubicación está favorecida a favor del núcleo anticlinal.

2.2.3.3. SINCLINAL DE SAN DONATO-SATRUSTEGI

Corresponde a otra gran estructura sinclinal a favor de la cual afloran de forma espectacular las calizas del Luteciense inferior-medio. Su eje es también de orienta-

ción E-W y se hunde suavemente hacia el E, donde llega a situarse entre los diapiros de Olo y Anoz.

Ya en el extremo oriental de la hoja de Villanueva-Hiriberri al S de la falla de Alsasua-Irurtzun, aparece un pliegue anticlinal bastante apretado y de eje parcialmente verticalizado (anticlinal de Zuhatzu), y una falla que repite la sucesión del Cretácico superior. Cartográficamente esta falla corresponde a la terminación occidental de una falla inversa de vergencia S (Cabalgamiento de Erice) que BACETA (1996) Y POYSOS (1996) continúan a lo largo de unos 20 km hasta el valle de Ultzama.

2.2.3.4. DIAPIRO DE OLLO

El diapiro de Olo, situado en el extremo suroriental de la hoja de Olo (114-IV), tiene forma casi circular, con un ligero alargamiento en dirección No-SE. Se desarrollan varias fallas radiales, siendo las más importantes las situadas en su borde noroeste (zona de Arteta) y las de la zona sur (zona de Arauza). Según KIND (1967) el funcionamiento del diapiro estuvo actuando desde el Paleoceno, llegando a perforar las calizas lutecienses.

También se observan en el interior de la masa arcillosa del diapiro diversas estructuras del tipo de fallas concéntricas que se interpretan como debidas al colapso de la cúpula diapírica, en una etapa relativamente reciente.

FIG. 5

3.- GEOMORFOLOGIA

3.- GEOMORFOLOGIA

En la parte del territorio navarro en la que se ubica la hoja de Olo, son reconocibles tres grandes unidades o dominios geomorfológicos: la Sierra de Andía, la zona deprimida de Arteta en el sector suroriental, y los piedemontes de las sierras de San Donato y Satrústergui en el tercio Norte de la Hoja.

La hoja de Olo incluye, en sus dos tercios meridionales la práctica totalidad de la Sierra de Andía, mientras que el tercio septentrional corresponde al las vertientes de enlace con el valle del Arakil y al propio valle.

De los tres dominios geomorfológicos diferenciados en el ámbito de la Sierra de Andía hay un claro predominio de las morfologías de génesis kárstica y estructural, mientras que en el ámbito de las vertientes de enlace con el valle del Arakil, las morfologías dominantes corresponden a depósitos de origen fluvial, poligénico y los originados por los procesos de ladera.

Posiblemente, el carácter geomorfológico distintivo más importante de la hoja de Olo, sea el gran desarrollo de las morfologías de disolución, relacionadas con génesis kárstica, observables en el ámbito de la Sierra de Andía.

La constitución litológica, predominantemente carbonatada de esta sierra, unido a su peculiar morfología con un núcleo dominado por pendientes topográficas suaves, y a las altas precipitaciones y abundante vegetación, favorece una circulación lenta de las aguas de escorrentía, lo que provoca una mayor eficacia en los procesos de disolución kárstica dando lugar a una intensa karstificación que se manifiesta de forma exógena en un conjunto de formas características y de manera endógena en la creación de una serie de túneles, conductos y galerías por los cuales circula el agua tras su percolación,

apareciendo finalmente a superficie el el sur de la Sierra de Andía, ya fuera de los límites de esta hoja, mediante numerosas surgencias.

Como resultado, el paisaje actual de los dos tercios meridionales de esta hoja, aparece absolutamente dominado por una morfología irregular, continuamente salpicada por depresiones de distinto rango (dolinás, uvalas, poljes), que le confieren un aspecto característico. En el Mapa Geomorfológico que se acompaña en el estudio, puede apreciarse una cartografía detallada de todas estas morfologías.

Por el contrario, en el tercio septentrional de la hoja de Ollón, como se ha indicado, las morfologías deposicionales de génesis fluvial y poligénica las que dominan la morfología del paisaje.

Destaca, sobre todo, el depósito relacionado con la actividad fluvial del Arakil, constituido por el fondo aluvial más terraza baja, que alcanza una extensión y desarrollo notable.

En la margen derecha del valle, son visibles una serie de morfologías con depósito, atribuidas a glaciares, y que presentan un gran desarrollo en esta hoja de Ollón.

También en esta vertiente Norte de Andía en su enlace con el valle del Arakil, abundan los procesos de ladera, con abundantes depósitos de canchales, que tapizan de forma casi continua parte de la vertiente. Son también observables abundantes morfologías relacionadas con procesos de reptación generalizada y deslizamientos.

Por último, los procesos relativos a la dinámica erosiva fluvial, fundamentalmente la incisión lineal de los cauces, son los principales responsables del modelado del paisaje actual.

4.- HISTORIA GEOLOGICA

4.- HISTORIA GEOLOGICA

En la hoja que nos ocupa, así como en las zonas próximas los materiales del Triásico superior en F. Keuper se depositaron en medios transicionales retringidos de una plataforma marina del tipo sabka litoral.

No existe registro geológico en la hoja de Olo de los sedimentos comprendidos entre el Jurásico y el Albiense inferior.

A partir del Albiense superior y tras el depósito de los materiales terrígenos que forman el denominado Complejo Supraurgoniano, dentro de la region Vasco-Cantabrica se configuran dos grandes dominios de sedimentación; uno de carácter somero que ocupaba la mitad meridional y caracterizado en muchos momentos por el desarrollo de extensas plataformas carbonatadas; y otro de cuenca profunda correspondiente a la mitad septentrional, en el que se depositaron potentes sucesiones turbidíticas. Este dispositivo paleogeográfico general se mantuvo, aunque con variaciones significativas, durante todo el Cretácico superior y una gran parte del Terciario (hasta el Eoceno superior), cuando, como consecuencia de la fase principal de la orogenia pirenaica, se produjo una emersión generalizada del área y la instalación de la sedimentación continental. Durante todo el intervalo Cretácico superior-Paleogeno inferior pueden diferenciarse un total de 6 etapas evolutivas en las que la sedimentación y el dispositivo paleogeográfico estuvieron a gran escala condicionadas por el régimen tectónico imperante, y a menor escala, por las fluctuaciones relativas del nivel marino. Estas seis etapas evolutivas se plasmarán en el desarrollo de 6 macrosecuencias deposicionales cuya organización y relaciones mutuas se muestran en la fig. 6. Asimismo en la fig. 7 se muestra una serie de reconstrucciones paleogeograficas para los momentos más significativos de cada una de las etapas.

fig. 6

fig. 7

MACROSECUENCIA CENOMANIENSE-SANTONIENSE (ETAPA 1)

Comienza con una transgresión generalizada que alcanzó su máximo en el Santoniense Superior (FLOQUET, 1991). Esta transgresión mayor no fué, sin embargo continua, registrándose varios pulsos transgresivos y regresivos de menor orden (entre los primeros destaca el pico transgresivo del Turoniense medio, con representación clara a nivel global). El dispositivo paleogeográfico durante esta etapa constaba de una serie de extensas plataformas de tipo rampa que distalmente (hacia el N) pasaban a una sucesión hemipelágica con intercalaciones turbidíticas de composición carbonatada o mixta (el denominado "Flysch calcaire" de MATHEY, 1986).

Según la mayoría de los autores (MATHEY, 1986; RAT, 1988; FLOQUET 1991), el régimen tectónico imperante durante toda la etapa serie de carácter transgresivo, y se caracterizaría por tasas de subsidencia bastante homogéneas. A nivel de ciclos sedimentarios FLOQUET (1991) diferencia dentro de la sucesión representativa de la rampa somera, un total de 7 secuencias deposicionales originadas por descensos relativos del nivel marino de 3^{er} orden. La sucesión correspondiente a esta etapa, preservada en la zona de la Barranca (unidades 23 a 27 de la cartografía), definiría, dentro de todo el dispositivo, la zona de rampa distal y de transición a cuenca profunda.

MACROSECUENCIA CAMPANIENSE-MAASTRCHITIENSE INFERIOR (ETAPA 2)

Se desarrolla durante una regresión que provocó la exposición subaérea de grandes áreas anteriorente caracterizadas por una sedimentación carbonatada marino somera. Esta regresión fué bastante rápida y durante la misma se produjeron movimientos diferenciales de escala regional. Así, mientras determinadas áreas estuvieron sujetas a levantamiento y erosión (una de ellas la sierra de Urbasa), otras constituyeron surcos

subsidentes por los cuales se canalizaron sistemas terrígenos progradantes y de carácter fluvio-deltaico (por ejemplo, zona central de Alava y Zonas de Pamplona, fig. 7). El equivalente profundo de estos sistemas corresponde al denominado por MATHEY (1986) como "Flysch greseux". Todos los efectos diferenciales desarrollados durante esta etapa se relacionan con los primeros movimientos compresivos registrados en el dominio pirenaico ("fase larámica" de los autores franceses). En la Barranca los depósitos representativos de este intervalo tienen muy poca expresión (unidad 28) ya que este área estuvo principalmente sujeta a erosión y/o no depósito (se registra un hiato que abarca el Campaniense superior y el Maastrichtiense inferior).

MACROSECUENCIA "PALEOCENA" (ETAPA 3)

Aunque en su mayoría está compuesta por materiales de esa edad, abarca desde el Maastrichtiense superior al comienzo del Eoceno o Ilerdiense basal (unidades 34 a 43 de la cartografía). Esta macrosecuencia se depositó durante una transgresión generalizada en la que se instala la sedimentación marina sobre la mayor parte de las áreas anteriormente sujetas a emersión. Su base corresponde a lo que BACETA (1996) denomina como "Discontinuidad Intramaastrichtiense", superficie que marca la base de la transgresión general y que es recubierta con un claro dispositivo solapante hacia el S y SW.

El dispositivo paleogeográfico que se perfila (fig. 7) consta de los siguientes dominios: i) una serie de plataformas carbonatadas con margen bien definido, en cuya zona externa destacan las bioconstrucciones de carácter arrecifal; 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 acumulan materiales resedimentados formando sistemas de "slope aprons"; iii) una cuenca profunda caracteriza por sedimentación pelágica y/o hemipelágica. En las Sierras de Urbasa y

Andia, estarían representadas la parte externa y margen de la plataforma; mientras que los afloramientos situados a la base de la Sierra de San Donato-Satrustegi 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 la que PUIGDEFABREGAS Y SOUQUET (1986) denominan "transición a las cuencas de antepais". Para la región Vasco-Cantábrica, BACETA (1996) considera que representa un periodo de relativa calma tectónica, entre los movimientos compresivos de finales del Cretácico y la fase tectónica eocena, que bajo un régimen de subsidencia homogénea favoreció la transgresión generalizada con dominio de la sedimentación carbonatada tanto sobre las áreas de plataforma como de cuenca profunda (para esos momentos esta última puede considerarse, de hecho, como una cuenca de tipo "Starred"). A una escala menor, tal transgresión no fue continuada, sino que registró varios momentos de regresión ligados a descensos relativos del nivel marino. BACETA (1996) distingue un total de 8 secuencias deposicionales con expresión desde la plataforma a la cuenca profunda: dos en el Maastrichtiense superior; una en el Maastrichtiense final-Daniense inferior; cuatro para el intervalo Daniense superior-Tanetiense superior; y una para el Ilerdiense basal. Según el mismo autor la coetaneidad de estas secuencias con las reconocidas en el resto del dominio pirenaico y en otras cuencas europeas (i.e. Mar del Norte), sería indicativa de un origen ligado a cambios globales del nivel del mar.

MACROSECUENCIA EOCENO 1 (ETAPA 4)

Esta macrosecuencia está representada en las cartografías por las unidades (44) a (49) (intervalo Ilerdiense inferior-Luteciense medio) tales unidades, asimismo, están constituidas por materiales carbonatados que en conjunto configuran una serie de plataformas de carácter claramente progradante hacia el NE. A la vez que estas plataformas progradaron, su límite interno experimentó un desplazamiento hacia el N y NE, de forma que las áreas anteriormente sujetas a sedimentación marino-somera (S

de Alava) emergieron de forma progresiva (para el Luteciense inferior el límite continental marino se situaba en el borde SE de la Sierra de Urbasa, fig. 7). Este comportamiento permite deducir una regresión generalizada en gran parte relacionada con la existencia de movimientos compresivos (PUJALTE et al 1994; BACETA 1996; PAYROS, 1996). De hecho el intervalo coincide con la creación de los grandes cabalgamientos de la zona surpireánica central y emersión generalizada de la mayor parte del tercio oriental pireánico. Las facies de transición plataforma cuenca equivalentes a las plataformas progradantes (hoy en día aflorando de forma excepcional en la Sierra de San Donato) son, asimismo, de naturaleza carbonatada e incluyen intercalaciones de materiales resedimentados. Su equivalente de cuenca correspondería a sucesiones turbidíticas de tipo Flysch (grupo Hecho; flysch de Gipuzkoa y unidades equivalentes). En las Sierras de Urbasa y Andía la existencia de movimientos compresivos se deduce, aparte de por regresión, por el desarrollo de discontinuidades que en algunos casos tienen carácter de discordancia (en cartografía la más evidente corresponde a la base de la unidad 49). Basándose en estas discontinuidades PUJALTE et al (1994) y PAYROS (1996), dividen la macrosecuencia Eoceno 1 en un total de 8 secuencias deposicionales de 3^{er} orden.

MACROSECUENCIA EOCENO 2 (ETAPA 5)

Esta macrosecuencia se desarrolla durante el intervalo Luteciense medio-Bartoniense basal, y a escala regional caracterizaría lo que se ha venido a llamar "Transgresión Biarritziense". En las sierras de Urbasa y Andía tal transgresión está representada por un conjunto de materiales carbonatados (Unidades 50 a 52 de la cartografía) dispuestas con un claro diapositivo, retrogradante (Fig. 7). No se conoce con precisión la extensión que alcanzó esta transgresión hacia el interior (hacia el SW). Distalmente, hacia la zona de Pamplona, los depósitos de cuenca equivalentes a las calizas presentes en Urbasa y Andía corresponden a una unidad margosa que se reconoce hasta el E de Navarra (PAYROS, 1996). Aunque no se puede establecer con precisión,

por consideraciones regionales esta etapa representaría un periodo de calma o de receso en la intensidad de los movimientos compresivos.

MACROSECUENCIA EOCENO 3 (ETAPA 6)

Esta macrosecuencia tiene escasa expresión en la Sierra de Urbasa (unidades 53 y 54 de la cartografía), aunque en la zona de Pamplona alcanza un gran espesor (superior a 1000 m). En conclusión, 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 (Margas de Pamplona s.l.), entre las que se registran episódicamente fuertes aportes de material siliciclástico (Fig. 7). PAYROS (1996) interpreta un contexto general regresivo que en sus últimos momentos culminó de hecho, con la instauración generalizada de la sedimentación continental. Es necesario destacar que en la parte superior de la macrosecuencia, entre las margas, se desarrollan materiales evaporíticos que han sido explotados de forma intensiva.

A nivel regional, esta etapa puede considerarse como representativa de un contexto de tectónica activa durante el cual se produjo la emersión de la mayor parte de los Pirineos y de la propia Región Vasco-Cantábrica. Tras ella, todo el dominio pasa a constituir un área principalmente sujeto a erosión, desarrollándose a ambos lados de la cadena emergida, sendas cuencas marginales rellenadas por depósitos continentales.

5.- GEOLOGIA ECONOMICA

5.- GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. RECURSOS MINERALES

En la hoja de Olo existen explotaciones de diversos materiales para su uso como áridos, entre ellos calizos, gravas y ofitas.

Las primeras se explotan las calizas del Eoceno (48) en las Sierras de Andía y Satrústegi.

Las gravas se extraen de los materiales cuaternarios de tipo coluvial procedentes de la destrucción de los relieves de la Sierra de Andía en las zonas de Arteta, Uharte y Arbiza.

Las ofitas incluidas entre los materiales triásicos del diapiro de Olo, se explotan en el Pto. de Ulzarru.

Nº	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
79	Tunel de Lizarraga	114-IV	Activa	580.850	4746.050
80	Ulazurrun	114-IV	Abandonada	593.050	4743.800
291	Arteta	114-IV	Abandonada	591.725	4744.925
293	Arteta	114-IV	Abandonada	592.700	4745.050
294	Arteta	114-IV	Intermitente	591.700	4746.150
295	Ermita de S. Bartolomé (Utebat)	114-IV	Activa	581.000	4750.500
296	Uharte-Arakil (Aulcesuburu)	114-IV	Activa	584.050	4751.050
299	Km- 30-31 Pto. de Ulzarru	114-IV	Yacimiento	593.700	4744.200

5.2. HIDROGEOLOGIA

5.2.1. INTRODUCCION

La hoja E. 1:50.000 de Alsasua presenta con toda seguridad la hidrogeología más compleja, pero a su vez más importante y mejor estudiada de toda la Comunidad Foral de Navarra.

En 1975 la Comunidad Foral puso en marcha el Proyecto Hidrogeológico de Navarra, que en sus dos Fases, se prolongó hasta 1983. Este estudio permitió definir dentro del Territorio Foral 11 unidades. Posteriormente sucesivos estudios han ampliado considerablemente el grado de conocimiento de cada una de estas unidades.

En la hoja 1:50.000 de Alsasua se diferencian claramente dos unidades:

- Unidad Hidrogeológica de Aralar, que aflora en la mitad Norte de la Hoja.
- Unidad Hidrogeológica de Urbasa, que aflora en la mitad sur.

No obstante, teniendo en cuenta la compartimentación interna de cada una de estas unidades, y el que estas no se suscriban solamente a determinados cuadrantes, se ha utilizado un sistema para abordar el estudio hidrogeológico de cada una de ellas. Así, por cada cuadrante se realizará una descripción general de cada una de las unidades presentes, así como un estudio detallado de cada uno de los acuíferos, manantiales o sondeos de cada unidad que se encuentren presentes en cada cuadrante.

Todos los materiales aflorantes en este cuadrante se engloban dentro de la Unidad Hidrogeologica de Urbasa (Subunidad de Andia).

5.2.2. UNIDAD HIDROGEOLOGICA DE URBASA

5.2.2.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Unidad Hidrogeológica de Urbasa, se extiende sobre 430 km² en la Navarra media occidental. Comprende, en sentido geográfico, las sierras de Urbasa y Andia con sus estribaciones (San Donato, Satrústegui, Saldiese, Sarvil y Guesalaz). Sus materiales se reparten entre las hojas 1:50.000 de Salvatierra, Alsasua, Ansoain, Eulate, Estella y Pamplona.

5.2.2.2. CLIMATOLOGIA E HIDROLOGIA

Tanto la pluviometría como las temperaturas medias son variables dentro de lo que se conoce como Sierra de Urbasa.

Para un año definido como medio, se pueden considerar valores de precipitación que oscilan entre los 1000 mm del casco urbano de Alsasua, pasando por los 1500 mm de la Sierra de Andia y los mas de 1600 mm de la Sierra de San Donato.

Las temperaturas aparecen muy mediatizadas por la altitud de cada área.

Las principales descargas de la Unidad se producen en las cuencas Hidrográficas Arakil-Arga y Urederra-Ega.

5.2.2.3. GEOLOGIA Y ESTRUCTURA

Desde el punto de vista Geológico, está constituida por una potente serie carbonatada del Paleoceno-Eoceno medio, de espesor variable, de alrededor de 800 metros en la zona Norte, a unos 400 metros en la zona sur. Localmente se observan alternancias de calizas y margas, así como importantes tramos de margocalizas y margas.

El Paleoceno Superior y el Eoceno Inferior, con una importante presencia de margocalizas y margas, se acuña y desaparece a lo largo de todo el borde meridional de la Unidad, excepto en un reducido sector al Sureste de Urbasa.

Todo este conjunto descansa directamente sobre una formación básicamente margosa del Cretácico, sobre la que se ha modelado el corredor de la Barranca Burunda y el valle de las Améscoas.

La Sierra de Urbasa corresponde a un suave sinclinal colgado, con los bordes como puntos mas elevados y la zona central deprimida.

La Sierra de Andía ofrece una estructura más compleja, con un gran número de accidentes tectónicos, tales como el sinclinal de San Donato, el anticlinal de Ergoyena, el sinclinal de Andia, y el anticlinal de Ulanz-Sarvil, todos ellos con ejes que siguen aproximadamente la dirección pirenaica E-O.

Ambas Sierras están afectadas además por dos familias de fallas; una de desgarre, con una dirección NNE-SSO, que corta principalmente la Sierra de Andía y forma el cortejo de la falla de Lizarraga; otra de fallas normales, con una orientación NE-SO, que corta a la anterior, y hace descender, de una manera escalonada, la Sierra de Andía hasta la depresión Estellesa donde queda recubierta por los depósitos detríticos del Terciario continental.

Estas fallas llevan asociadas varias familias de diaclasas, que juegan un papel primordial en la evolución morfológica de las calizas.

Otro rasgo estructural importante son los diapiros de Anoz, Ollo y Salinas de Oro. La intrusión salina ha producido, un conjunto de fracturas radiales, en algunos casos (diapiros de Salinas de Oro) muy bien desarrolladas.

5.2.2.4. PRINCIPALES ACUIFEROS DE LA UNIDAD

A partir de los conocimientos hidrogeológicos se han identificado dos subunidades hidrogeológicas, separadas por la falla de Lizarraga:

- Subunidad de Urbasa
- Subunidad de Andia

SUBUNIDAD DE URBASA

Situada al Oeste de la falla de Lizarraga. En esta subunidad hidrogeológica se han diferenciado dos acuíferos:

ACUIFERO ZADORRA-ANDOAIN:

Se encuentra en territorio Alavés, y presenta un área de recarga de 25 km².

ACUIFERO DE URBASA:

Presenta un área de recarga de unos 175 km². Se trata de un acuífero libre, formado esencialmente por dolomías, calizas y calcarenitas del Paleoceno-Eoceno de Karstificación variable, siendo en ocasiones intensa.

La recarga se realiza por infiltración directa del agua de lluvia, y la descarga se realiza principalmente por el manantial de Urederra, con un caudal medio de 4,5 m³/seg.

El volumen de roca saturada para este acuífero es de 17.500 Hm³.

Los resultados obtenidos a partir de las curvas de agotamiento se pueden observar en el siguiente cuadro:

Periodo de validez (días)	Caudal inicio agotamiento (Qo (m ³ /seg))	Coefficiente agotamiento α	Volumen almacenado (Hm ³)
0-2	17,70	0,776	1,54
1-31	4,014	0,034	5,94
31-164	2,15	0,014	7,24
164-Final agotamiento	0,48	0,004	5,49

Los cuatro coeficientes determinados, correspondientes a los diferentes regímenes parciales (microregímenes) que integran las curvas de agotamiento, responden a las diferentes características hidrogeológicas de los acuíferos kársticos.

A fin de tener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico y de su capacidad de regulación, durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizaron en este acuífero 9 sondeos de reconocimiento (Urbasa R-1 a R-9) y dos de preexplotación (Urbasa P-10 y P-11).

Los principales datos correspondientes a estos sondeos se pueden observar en los cuadros 1 y 2.

CUADRO N° 1.- CARACTERISTICAS DE LOS SONDEOS DE RECONOCIMIENTO SUBUNIDAD DE URBASA

SONDEO	ACUIFERO	COTA (m)	PROFUNDIDAD (m)	NIVEL ESTIAJE (m)	OBSERVACIONES
URBASA R1 (1)	EOCENO. Calizas, calcarenitas y margas	851,575	216,00	89,0	
URBASA R2	PALEOCENO. Dolomías, calizas y margocalizas	879,12	328,40	118,05	Inutilizado
URBASA R3	PALEOCENO INF. Dolomías y calizas	898,507	310	102,32	
URBASA R4	PALEOCENO. Calizas y margocalizas	891,407	164	97,90	
URBASA R5	PALEOCENO INF.-EOCENO Dolomías, calizas y calcarenitas	867,28	309	131,13	Inutilizado
URBASA R6	PALEOCENO-EOCENO. Dolomías, calizas y calcarenitas	862,218	372,55	126,11	
URBASA R7	PALEOCENO SUP.-EOCENO Calizas, Calcarenitas y margocalizas	911,772	234,85	148,91	
URBASA R8	EOCENO Calcarenitas y calizas	864,154	173,15	131,09	
URBASA R9	PALEOCENO SUP.-EOCENO Calcarenitas, calizas y margocalizas	934,090	263,25	168,40	

CUADRO N° 2.- CARACTERISTICAS DE LOS SONDEOS DE PREEXPLORACION. EN LA SUBUNIDAD DE URBASA

NOMBRE NUMERO	ACUIFERO	COTA (m)	PROF. (m)	PERFORACION		ENTUBACION		FILTROS	OBSERVACIONES
				TRAMO (m)	φ mm	TRAMO (m)	φ mm		
URBASA P-10 24075078	PALEOCENO Dolomías, calizas y margocalizas	879,183	116	0-104	600	0-234	400	58,5	ACIDIFICADO (IX-81)
				104-234	500	234-301	300		
				234-302	400				
URBASA P-11 24031019	PALEOCENO INFE- RIOR-EOCENO Dolomías, calizas y calcarenitas	967,370	131,13	0-92	600	0-230	400	56	ACIDIFICADO (IX-81)
				92-230	500	230-307	300		
				230-308	400				

SUBUNIDAD DE ANDÍA:

En la subunidad hidrogeológica de Andía, la compleja tectónica de pliegues y fallas, ha condicionado la formación de tres importantes acuíferos.

ACUIFERO DE ARTETA:

Presenta un área de recarga de 100 km². Se trata de un acuífero libre originado en las calizas y dolomías del Eoceno.

La carga se realiza por infiltración directa del agua de lluvia y la descarga se produce a través del manantial de Arteta, con un caudal medio de 3 m³/seg.

El volumen de roca saturado para este acuífero es de 8.000 Hm³

Los resultados obtenidos mediante el estudio de las curvas de agotamiento quedan sintetizados en los siguientes cuadros:

12/6/80 a 30/9/80

Periodo de validez (días)	Caudal inicio agotamiento (Qo (m ³ /seg))	Coefficiente agotamiento α	Volumen almacenado (Hm ³)
0-2	6	0,307	0,77
2-24	3,35	0,047	3,6
24-80	1,6	0,015	3,6
80-Final agotamiento	0,65	0,0038	11

13/5/81 a 30/9/81

Periodo de validez (días)	Caudal inicio agotamiento (Qo (m ³ /seg))	Coefficiente agotamiento α	Volumen almacenado (Hm ³)
0-3	4,55	0,087	1,03
3-37	3,82	0,035	5,9
37-75	2,21	0,02	3,3
75-Final agotamiento	0,66	0,0038	11

Los cuatro coeficientes determinados responden a las diferentes características hidrogeológicas de los acuíferos de naturaleza kárstica.

Durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" se realizaron en el área del manantial de Arteta un total de diez sondeos de reconocimiento (Arteta R-1 a R-9 y Arteta R-12) y cuatro sondeos de preexplotación (Artera P-10, P-11, P-13 y P-14).

Los principales datos correspondientes a estos sondeos se pueden observar en los cuadros 3 y 4.

CUADRO N° 3.- SONDEOS DE RECONOCIMIENTO SUBUNIDAD DE ANDIA. A. DE ARTETA

IDENTIFICACION	ACUIFERO	COTA (m)	PROFUNDIDAD (m)	NIVEL DE AGUA		OBSERVACIONES
				Máximo	Mínimo	
ARTETA R1	PALEOCENO INF. Calizas, dolomías	537,556	188,75	Surgente	8,55	Inutilizado
ARTETA R2	PALEOCENO. Calizas, dolomías	546,24	270,25	Surgente	14,04	
ARTETA R3	PALEOCENO INF. Calizas y dolomías	541,632	211,45	Surgente	12,52	
ARTETA R4	PALEOCENO EOCENO. Calizas, dolomías, margocalizas	553,773	337	1,86	23,02	
ARTETA R5	PALEOCENO INF. Calizas, dolomías	537,551	154,3	Surgente	8,85	
ARTETA R6	PALEOCENO EOCENO. Calizas, dolomías, margocalizas	560,664	368,62	8,26	27,8	
ARTETA R7	PALEOCENO INF. Calizas, dolomías	543,522	241,34	Surgente	14,47	
ARTETA R8	PALEOCENO Calizas, dolomías	550,664	313,1	1,4	19,47	
ARTETA R9	PALEOCENO INF. Calizas, dolomías	543,11	204,55	1,13	13,6	
ARTETA R12	PALEOCENO INF. Calizas, dolomías	540,132	200	Surgente	9,2	

CUADRO N° 4.- SONDEOS DE PREEXPLOTACION SUBUNIDAD DE ANDIA. A. DE ARTETA

IDENTIFICACION	ACUIFERO	COTA (m)	PROF. (m)	ENTUBACION		FILTROS	OBSERVACIONES
				TRAMO (m)	φ mm		
ARTETA P13	Calizas marmóreas y dolomías	540,212	160	0-112 111-160	500-556 450-466	56 28	
ARTETA P11	Calizas marmóreas dolomías	543,352	178	0-114 112-178	550-556 450-466	48 38	
ARTETA P10	Calizas marmóreas	546,225	190	0-177 177-189	450-462 350-382	80	ACIDIFICACION
ARTETA P14	Calizas marmóreas	551,27	250	0-170 158-250	550-566 450-462	49 52	ACIDIFICACION

ACUIFERO DE RIEZU:

El área de recarga es de aproximadamente 80 km²

La recarga se realiza directamente por infiltración del agua de lluvia, produciéndose la descarga por el manantial de Riezu, con un caudal medio de 2,25m³/sg.

El volumen de roca saturado para este acuífero se ha estimado en 3.500 Hm³.

Los resultados obtenidos mediante el estudio de las curvas de agotamiento se reflejan en el siguiente cuadro:

10/5/81 a 30/9/81

Periodo de validez (días)	Caudal inicio agotamiento (Qo (m ³ /seg))	Coefficiente agotamiento α	Volumen almacenado (Hm ³)
0-6	19,9	0,316	4,6
6-12	3,02	0,067	0,86
12-60	2,04	0,034	2,77
60-Final agotamiento	0,34	0,006	3,5

Resultados muy característicos de acuíferos kársticos.

Se han realizado tres sondeos de reconocimiento (Riezu R-1, R-2 y R-3) y dos de preexplotación (Riezu P-4 y P-5)

Los principales datos se pueden ver en los cuadros 5 y 6.

ACUIFERO DE IBERO-ECHAURI:

Presenta un área de recarga de 25 km².

Los manantiales de Ibero y Echaury, nacen en las margas del Eoceno, a través de una falla de dirección NE-SW que se cruza con la falla de Echaury. Drenan el acuífero confinado de Ibero-Echaury. Son los más regulares de todos los manantiales descritos. Los caudales medios estimados son de 0,25 m³/sg respectivamente.

ACUIFEROS MENORES:

Bajo este epígrafe se agrupa un conjunto de manantiales de pequeña importancia regional. Los principales son: el de Albertura, con un área de recarga de 9 km², el de San Donato, con un área de recarga de 8 km², el de Iraunzu, con un área de recarga de 5 km², el de Osquía, con un área de recarga de 4 km² y el de Anoz, con un área de recarga de 2 km².

5.2.2.5. PARAMETROS HIDRAULICOS

Las transmisividades se han obtenido a partir de los ensayos de bombeo y de recuperación en los sondeos de preexplotación, y a partir de los ensayos de permeabilidad en los sondeos de reconocimiento.

CUADRO N° 5.- SONDEOS DE RECONOCIMIENTO SUBUNIDAD DE ANDIA. A. DE RIEZU

SONDEO	ACUIFERO	COTA (m)	PROFUNDIDAD (m)	NIVEL ESTIAJE (m)	OBSERVACIONES
RIEZU R1 (1)	EOCENO Calizas, calcarenitas y margas	506,861	150	Surgente	
RIEZU R2	PALEOCENO INF.-EOCENO Calcarenitas, calizas y dolomías	519,311	282,50	9,5	
RIEZU R3	PALEOCENO INF. Dolomías y calizas		112	Surgente	Inutilizado

CUADRO N° 6.- SONDEOS DE PREEXPLORACION SUBUNIDAD DE ANDIA A. DE RIEZU

Nombre	Acuífero	Cota (m)	Prof. (m)	Nivel Esti.	Perforación		Entubación		Filtros	Cemen. (m)	Observaciones
					Tramo (m)	φ mm	Tramo (m)	φ mm			
RIEZU P4	PALEOCENO INFERIOR Dolomías y calizas	506,427	71	<u>Surgente</u>	0-71	530	0-70	450	16	0-11	ACIDIFICADO (IX-81)
RIEZU P5	PALEOCENO INF.EOCENO Calcarenitas, calizas y dolomías	519,277	190	<u>9,5</u>	0-7,25 7,25-23 23-100 100-190	700 600 530 400	0-100 100-190	450 300	62	0-7	ACIDIFICADO (IX-81)

En el acuífero de Arteta únicamente a partir de los ensayos de permeabilidad y mediante la aplicación de la fórmula de Darcy. Igualmente en el acuífero de Urbasa, se ha aplicado la Ley de Darcy y se ha podido comprobar que la transmisividad del sistema principal de drenaje puede ser muchísimo más alta que la del resto del acuífero, del orden de 700 m²/día.

La porosidad eficaz se ha calculado relacionando el volumen de agua almacenado en un determinado momento, deducido a partir de las curvas de agotamiento de los manantiales y el volumen de roca correspondiente a la variación en el almacenamiento, en el periodo considerado.

Los valores de estos parámetros son:

ACUIFERO	TRANSMISIVIDAD (m ² /día)
URBASA	5-10
ARTETA	600-1700
RIEZU	2000
IBERO-ECHAURI	150
ABARZUZA	20
ANOZ	5

MICROREGIMEN	POROSIDAD EFICAZ %		
	Acuífero de Urbasa	Acuífero de Arteta	Acuífero de Riezu
1°	0,28	0,12	2,3
2°	0,34	1	0,72
3°	2	1,6	4,6
4°	0,16	4,5	1,7

MEDIA	0,4	1	2
-------	-----	---	---

5.2.2.6. CALIDAD QUIMICA DE LAS AGUAS

Las aguas de la Unidad de Urbasa pertenecen a dos tipos claramente definidos. En el primero, se incluyen las aguas de los principales manantiales (Urederra, Arteta y Riezu), y en el segundo, se incluyen las aguas termominerales de Belascoain, Echaury e Ibero que provienen del acuífero confinado de Ibero-Echaury y que han estado en contacto con los diapiros, o se han mezclado con aguas más salinizadas.

En el primer grupo, las aguas son de dureza media, mineralización ligera y bicarbonatadas cálcicas. Se trata de aguas químicamente potables y aptas para el riego. Poco variables con el tiempo.

En el segundo grupo las aguas son duras o extremadamente duras y de mineralización notable o fuertemente mineralizadas. Estas aguas son bicarbonatadas cloruradas sodiocálcicas, con una clara tendencia al aumento en cloruro y en sodio, y en menor grado, en potasio, calcio y magnesio.

Son aguas no potables por la presencia de nitritos y amoníaco, aunque en pequeñas cantidades. Si se eliminan dichos elementos, las aguas pasarían a ser potables o sanitariamente tolerables por exceso de cloruro y residuo seco.

Tienen salinidad media y contenidos bajos y medios en sodio, por lo que deben ser utilizadas para riego con ciertas precauciones.

5.2.2.7. RECURSOS Y RESERVAS

Los recursos de la unidad Hidrogeológica de Urbasa son de $364 \text{ Hm}^3/\text{año}$, lo que representa un caudal de agua drenado por los manantiales de $11,6 \text{ m}^3/\text{s}$.

La distribución de estos recursos por acuíferos queda sintetizada en el cuadro adjunto:

	Hm ³ /año	m ³ /sg
SUBUNIDAD HIDROGEOLOGICA DE URBASA (220 km ²)		
Acuífero de Urbasa	142	4,5
Acuífero Zadorra-Adoin	20	0,65
TOTAL	162	5,15
SUBUNIDAD HIDROGEOLOGICA DE ANDIA (230 Km ²)		
Acuífero de Arteta	102	3,25
Acuífero de Riezu	70	2,25
Acuífero de Ibero-Echauri	17	0,55
Acuífero de Abárzuza	5	0,15
Acuíferos, otros	8	0,25
TOTAL	202	6,45
SUBUNIDAD HIDROGEOLOGICA DE URBASA	162	5,15
SUBUNIDAD HIDROGEOLOGICA DE ANDIA	202	6,45
TOTAL	364	11,60

Las reservas de los principales acuíferos son las siguientes:

- Acuífero de Urbasa 70 Hm³ (17500 Hm³ x 0,004)
- Acuífero de Arteta 80 Hm³ (8000 Hm³ x 0,01)
- Acuífero de Riezu 70 Hm³ (3500 Hm³ x 0,02)

5.2.3. CUADRANTE 114-IV. HIRIBERRI-VILLANUEVA ARAKIL

5.2.3.1. INTRODUCCION

El mapa escala 1:25.000 de Hiriberri-Villanueva Arakil ocupa el cuadrante inferior oriental de la hoja a escala 1:50.000 de Alsasua.

Como ya se ha dicho anteriormente, los materiales aquí aflorantes pertenecen en su totalidad a la Unidad Hidrogeológica de Urbasa (Subunidad de Andia).

En este apartado se pretende realizar un estudio aislado de las características hidrogeológicas de los materiales presentes en el cuadrante, sin extenderse en connotaciones regionales, que por otra parte ya han sido realizados en capítulos precedentes. Para ello se estudiarán los acuíferos cuyos manantiales y sondeos se encuentren presentes dentro del cuadrante, remitiendo al estudio de la Unidad Hidrogeológica Regional para todos aquellos materiales presentes y que perteneciendo a otras unidades tengan sus descargas e infraestructuras en otros cuadrantes.

5.2.3.2. ACUIFEROS PRINCIPALES

Los materiales aquí presentes se agrupan en la Unidad Hidrogeológica de Aralar (Subunidad de Andia).

SUBUNIDAD HIDROGEOLOGICA DE ANDIA-ACUIFERO DE ARTETA

Por su espectacularidad se trata de uno de los acuíferos más importantes de Navarra y además uno de los mejor conocidos.

El acuífero de Arteta que toma el nombre del manantial que lo drena, ocupa una superficie de unos 55 km² en la Sierra de Andia. Está formado por calizas, dolomías y margas del Paleoceno-Eoceno.

La recarga se realiza por infiltración del agua de lluvia, que en Goñi es de unos 1.570 mm/año de media, y el desagüe se realiza por el manantial de Arteta. Este se sitúa en el punto topográficamente más bajo del contacto entre los materiales permeables (calizas y dolomías) y los impermeables infrayacentes (Maastrichtiense-Daniense). Aquí, y debido a los efectos intrusivos del diapiro, las capas predominantemente carbonatadas se verticalizan, dando origen a una estructura que, por su morfología retiene el agua (Fig. 8).

El Acuífero de Arteta presenta una estructura interna compleja. Conceptualmente se puede pensar en la existencia de una masa de poca permeabilidad y con poco almacenamiento, que se drena por un conjunto de conductos por los que circula el agua hasta el manantial. Se trata de un acuífero carbonatado mixto de los denominados de doble porosidad, cuyos parámetros hidrogeológicos son muy variables.

El caudal medio del manantial es de aproximadamente 3.000 l/sg. Sin embargo, hay que señalar que el caudal de este manantial sufre oscilaciones muy importantes que van desde los 30.000 l/sg en épocas de lluvias, a menos de 350 l/sg durante los estiajes más prolongados. Este, además, presenta el típico comportamiento kárstico, respondiendo rápidamente a las precipitaciones; en observaciones realizadas se han medido tiempos de 6 horas para el desfase entre una precipitación y el incremento de caudal del manantial.

Durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) y debido a la importancia que este manantial tenía para el abastecimiento de la Comarca de Pamplona, se planteó realizar un estudio profundo sobre las posibilidades de regulación del Manantial. Durante este estudio se realizaron en el área del manantial diez sondeos de reconocimiento (Arteta R-1 a R-9 y Arteta R-12). Sus principales características aparecen reflejadas en el siguiente cuadro:

fig. 8

CUADRO N° 7.- SONDEOS RECONOCIMIENTO SUBUNIDAD DE ANDIA

IDENTIFICACION	ACUIFERO	COTA (m)	PROFUNDIDAD (m)	NIVELES DE AGUA		OBSERVACIONES
				Máximo	Mínimo	
ARTETA R1	PALEOCENO INF. Calizas, dolomías	537,556	188,75	Surgente	8,55	Inutilizado
ARTETA R2	PALEOCENO Calizas, dolomías	546,24	270,25	Surgente	14,04	
ARTETA R3	PALEOCENO INF. Calizas, dolomías	541,632	211,45	Surgente	12,62	
ARTETA R4	PALEO.-EOCENO Calizas, dolomías y margocalizas	533,773	337	1,86	23,02	
ARTETA R5	PALEOCENO INF. Calizas, dolomías	537,551	154,3	Surgente	8,85	
ARTETA R6	PALEO.-EOCENO Calizas, dolomías, margocalizas	560,664	368,62	8,26	27,8	
ARTETA R7	PALEOCENO INF. Calizas, dolomías	543,522	241,34	Surgente	14,47	
ARTETA R8	PALEOCENO Calizas, dolomías	550,664	313,1	1,4	19,47	
ARTETA R9	PALEOCENO INF. Calizas, dolomías	543,11	204,55	1,13	13,6	
ARTETA R12	PALEOCENO INF. Calizas, dolomías	540,132	200	Surgente	9,2	
URDANOZ R1	EOCENO Calcarenitas y Calizas	793,8	300	139	254	
ARGUIÑANO R1	PALEO.-EOCENO Calcarenitas, margocalizas, calizas, dolomías	973	671,41		367,04	
GOÑI R1	PALEO.-EOCENO Calcarenitas, margocalizas, calizas, dolomías	827	404,2		272,65	Inutilizado

En el plano escala 1:5.000 de la Fig. 9 se observa la ubicación de cada uno de los sondeos.

Como columnas litoestratigráficas más representativas del acuífero se han escogido las correspondientes a los sondeos Arteta R-2 y Arteta R-12. A continuación se expresan estas en forma resumida:

ARTETA R-2:

0	-	20 m:	Calizas masivas. PALEOCENO SUP.
20	-	57,60 m:	Calizas y calizas margosas. PALEOCENO SUP.
57,60	-	209,30 m:	Calizas marmoreas. PALEOCENO INF.
209,30	-	267,3 m:	Dolomías basales. PALEOCENO INF.
267,5 m:			Areniscas. MAASTRICHTIENSE

ARTETA R-12:

0	-	4 m:	Materiales de relleno carbonatado. CUATERNARIO
4	-	139 m:	Calizas marmóreas blanquecinas. MONTIENSE-PALEO- .INF.
139,74	-	196,86 m:	Dolomías basales masivas. DANIENSE-PALEOCENO INF.
196,86	-	200,0 m:	Areniscas, arenas y arcillas. MAASTRICHTIENSE

Conocidas las columnas litológicas y analizados los diferentes ensayos de permeabilidad realizados en los sondeos de reconocimiento, se ubicaron cuatro sondeos de preexplotación (Arteta P-10, P-11, P-13 y P-14). Las principales características de estos pozos aparecen reflejadas en el cuadro adjunto:

fig. 9

CUADRO N° 8.- SONDEOS PREEXPLOTAICON SUBUNIDAD DE ANDIA. A. DE ARTETA

IDENTIFICACION	ACUIFERO	COTA	PROFUNDIDAD	ENTUBACION		FILTRO	OBSERVACIONES
				Tramo	mm		
ARTETA P13	Calizas marmóreas	540.212	160	0-112	550 x 556	56	
				111-160	450 x 466	28	
ARTETA P11	Calizas marmóreas dolomías	543.352	178	0-114	550 x 556	48	
				112-178	450 x 466	38	
ARTETA P10	Calizas marmóreas	546.226	190	0-177	450 x 462	80	Acidificación
ARTETA P14	Calizas marmóreas	551.27	250	177-189	350 x 362		Acidificación
				0-170	550 x 566	49	
				168-250	450 x 462	52	

Los parámetros hidráulicos se han obtenido a partir de los ensayos de bombeo y de recuperación, así como de los ensayos de permeabilidad realizados en los sondeos de reconocimiento. Los parámetros considerados como más representativos son:

Transmisividad $m^2/dia = 600 - 1700$

Porosidad eficaz (media)% = 1

En el marco del "Estudio de Viabilidad de Regulación del Manantial de Arteta" (1983) se realizó el desarrollo mediante acidificación de los pozos Arteta P-10 y P-14. Las acidificaciones consistieron en la inyección de 22 y 40 Tm respectivamente, en 3 etapas en cada pozo.

Los resultados obtenidos se pueden considerar como muy buenos. En términos de caudales específicos se obtuvieron mejoras que se han evaluado en un 25% en el P-10 y un 200% en el P-14, además en el primero se produjo una mayor conexión con la red de drenaje principal del acuífero y se contribuyó a una considerable mejora en la turbidez del agua.

6.- BIBLIOGRAFIA

6.- BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J. (1971).- "Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica". Est. Geol. V 27, pp. 325-334.
- AGUILAR, M.J. (1975).- Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica". Est. Geol. V. 31, pp. 1-213.
- ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1946).- "Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo Navarro. VI-Algunos datos paleontológicos de la región subpirenaica navarra". Not.y Com. IGME. Nº 16, 75-87.
- AMIOT, M. (1982).- "El Cretácico superior de la región Navarro-Cántabra" en "El Cretácico de España" Univ. Comp. Madrid, pp. 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. 191
- BACETA, J.L. (1996).- "El Maastrichtiense superior, Paleoceno e Ilerdinese basal del País Vasco y Oeste de Navarra: secuencias deposicionales y facies". Tesis doctoral Univ. País Vasco UPV-EHU. 404 P.
- BARROSO, M.J. (1944).- "Briozoos del Maastrichtiense de Olazagutia (Navarra)". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XI, pp. 287.
- BATALLER, J.R. (1945).- "Bibliografía del Cretácico de España". Est. Geol. núm. 1, pp. 7-10.

- BIELZA, V. (1969).- "El modelado kárstico de Urbasa". Tomo Homenaje al Dr. Canellas. Facultad de Filosofía y Letras. Univ. Zaragoza. pp. 101-119.
- BOILLOT, G. (1980).- "De la subduction á la collision: l'exemple des Pyrénées". Sull. B.R.G.M. Secc, 1 núm. 2, pp. 93-101.
- BRINKMANN, R., y LOGTERS, H. (1968).- Diapire in Western Pyrenees and foreland, Spain. En: Braunstein, J., y O'Brien, G.D. (eds) Diapirism and Diapirs. AAPG Bolletin, p. 275-292.
- CARBALLO, A.; LEON, L. y VILLALOBOS, L. (1977).- "Memoria explicativa de la hoja núm. 115 (Gulina). MAGNA". IGME, Madrid, pp. 1-61.
- CARRERAS, F.J. (1973).- "Informe geológico de la unidad hidrogeológica de Urbasa-Montes de Vitoria". C.G.S. (inédito).
- CAVELIER, C., Y POMEROL, C. (1986).- "Stratigraphy of the Paleogene". Buill. Soc. Géol. France, II, 2. 255-265.
- CHOKROUNE, P.; LE PICHON, X.; SEGURET, M. y SIBUET, J.C. (1973).- "Bay of Biscay and Pyrenees". Earth. Plant. Sc. Letters. Vol. 18, pp. 109-118.
- CHOKROUNE, P. y SEGURET, M. (1973).- "Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity". In Gravity and Tectonics. Ed. John Wiley, pp. 141-156.
- CIRY, R. (1951).- "L'Evolution paleogeographique de l'Espagne septentrionale au Crétacé inferieur". Inst. Geol. Min. España. Libro Jubilar. T. 2, pp. 17-51.

- CIRY, R. (1951).- "Observations sur le Cretace de la Navarre espagnole du Nord-Ouest de Pampelune". C. R. Ac. Sc. Paris. T. 233, pp. 72-74.
- CIRY, R. (1967).- "Evolution, paleogeographie et structure de la region Basco-cantabrique. C.R. Somm. Sec. Soc. Geol. France. T. 9, pp. 390-442.
- CIRY, R. y MENDIZABAL, J. (1949).- "Contribution a l'etude du Cenomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre occidentale" (Ann). Hébert et Haug. T. 7, pp. 61-79 (Libre jubilaire Charles Jacob).
- COLOM, G. (1945).- "Estudio preliminar de las microfaunas de los foraminiferos de las margas Eocenas y Oligocenas de Navarra". Est. Geol. Núm. 2, pp. 33-84.
- DEREGNAUCOURT, D. & BOILLOT, G. (1982).- Nouvelle carte structurale du Golfe de Gascogne. Comptes Rendus Academie des Sciences de Paris. Série II, v. 294, p. 219-222.
- DIPUTACION FORAL DE NAVARRA (1975-82).- "Proyecto Hidrogeológico de Navarra". (Fases 1 y 2).
- DIPUTACION FORAL DE NAVARRA (1983).- "Las aguas subterráneas en Navarra".
- DIPUTACION FORAL DE NAVARRA (1983).- "Estudio de viabilidad de regulación del Manantial de Arteta".
- FERNANDEZ-MENDIOLA, P. A. (1986).- El Complejo Urganiano en el sector oriental del Anticlinorio de Bilbao. Tesis Doctoral, Univ. Pais Vasco. Kobie, XVI, p. 7-184.

- FEUILLEE, P. (1962).- "Le Cretacée moyen en Navarre espagnole". Mem. Cong. Int. eSt. Pirenaicos. p. 12, Pau.
- FEUILLEE, P. (1963).- "La base de Flysch Sud-Pyrénéen (Navarre Espagnole)". C. R. Acad. Sc. T. 256, pp. 2640-2642.
- FEUILLEE, P. (1965).- "Contribution a la connaissance des Cretacée moyen du Nord et l'Ouest de la Navarre espagnole". Actes 4^o Congrès Int. Et Pyren. Pau, pp. 48-59.
- FEUILLEE, P. (1971).- "Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cenomanien pyreneo-cantabriques: problemes d'environnement sedimentaire". Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. V. 9. Núm. 4, pp. 277-311.
- FEUILLE, P. et RAP, P. (1962).- "Les Foraminifères du flysch a boules (Cenomanien superieur) entre Espinosa et Alsasua (Espagne)", Comp.R. Somm. Soc. Geol. France. pp. 172-173.
- FEUILLE, P. y RAT, P. (1971).- "Structures et Paleogeographies pyreneo-cantabriques". In Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Inst. Franc. Petrol, Vol. 2, pp. 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 geologique Crétacé supérieur à Miocene des Bassins Navarro-Alavais (Espagne du Nord)". Tesis Doctoral Univ. de Pau, 231 p.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1979 a). -"El Complejo Urgoniano del Sur de Santander". Tesis Doctoral, Universidad del Pais Vasco, 673 pp.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982).- "Unidades litoestratigráficas del Arco Vasco. Aptiense-Albiense". In "El Cretácico de España". Univ. Comp. Madrid, pp. 77-84.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982). -"El cretacico inferior de la cuenca vasco-cantábrica. En: El Cretácico de España. Universidad Complutense, Madrid, p 63-84.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1989). -"Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian basin of norther Spain and its realtionship to Aptian-Albian opening of Bay of Biscay". En: Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.). Extensional Tectonics and Strafigraphy of the North Atlantic Margins. AAPG Memoir 46, p. 395-409.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J.; PUJALTE, V. Y ROBLES, S. (1986). -"Características sedimentológicas, secuenciales y tectoestratigráficas del Triásico de Cantabria". Cuad. Geol. Ibérica 10, p. 151-172.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1950).- "Esquema Geológico del País Vasco en los límites de Guipúzcoa con Navarra". (Seguido de un ensayo de síntesis de la obra de P. Lamare. "Recherches geologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne"). Munibe, Vol. 3, pp. 121-131.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1971). Mapa geológico de España, Escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja núm. 12 (Bilbao). IGME, Madrid, pp. 1-27.

JEREZ, L.; ESNAOLA, J.M. y RUBIO, V. (1971).- "Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa". Mem. IGME. V, 79, pp. 1-130.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).- "Explicación del Mapa Tectónico de la Península Iberica y Baleares". IGME, pp. 1-113.

KARREMBERG, H. (1946).- "La evolución postvarística de la cordillera cántabro-astúrica". Publ. extr. sobre Geol. de España, T. III, pp. 105-224 (Trad. J. Gómez de Llarena).

KIND, H.D. (1967).- "Diapire und Alttertiar in südöstlichen Baskenland (Nordspanien)". Besch. Geol. Jb. V. 66. Hannover.

KOOP (1965).- "Límite de la nieve perpetua y clima de la época glaciár Wurniense en la Sierra de Aralar". Munibe, pp-3.

KRAUSSE, H.F. (1971).- "The tectonical evolution of the western Pyrenées". Pirineos. Núm. 111, pp. 69-96.

LAMARE, P. (1928).- "Sur la stratigraphie du Cretacé des Pyrenées navarraises". Bull. Soc. Geol. France, 4^a Serie, XXVIII, pp. 93-111.

LAMARE, P. (1931).- "Les éléments structuraux des Pyrénées Basques d'Espagne. Essai de synthése tectonique". B.S.G.F. 5^a Ser. T 1, pp. 95-130.

LAMARE, P. (1936).- "Recherches geologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne". Mem. Soc. Geol. France. T XII, núm. 27, pp. 1-465.

- LAMARE, P. (1952).- "Le structure geologique des pyrénées basques". Rev. Inst. Est. Pirenaicos. Inst. Jaime Almela C.S.I.C., núm. 18, pp. 1-44.
- LEON, L. (1972).- "Síntesis paleogeográfica y estratigráfica del Paleoceno del Norte de Navarra. Paso al Eoceno". Bol. Geol. y Min. T. 83, pp. 234-241.
- LEON, L., PUIG DE FABREGAS, C., Y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- "Variaciones sedimentarias durante el Eoceno medio en la Sierra de Andía (Navarra)". Acta Geol. Hispánica. Año VI, núm. 2.
- LOPEZ-HORGUE, M.A., LERTXUNDI MANTEROLA, D. y BACETA CABALLERO, J.I. (1996).- Evolución sedimentaria del episodio mixto carbonatado-terrágeno del Albiense superior-Cenomaniense Inferior de Altsasua (Nafarroa) y Asparrena (Araba): La Unidad Albeniz. En: Libro homenaje a Máximo Ruiz de Gaona, Príncipe de Viana, Cuadernos de Ciencias., Gobierno de Navarra, Iruñea-Pamplona, (Nos., 14, 15, 16).
- LOTZE, F. (1946).- "Elementos estructurales dirigidos al NE que intervienen en la constitucion de los Pirineos occidentales". Publ. extr. sobre Geol. de España, T. III. pp. 310-313.
- LOTZE, F. (1960). - "Zur gliederung der oberkreide in der Baskischen depression (Nordspanien)". Neues Jahrbuch Geologische Palaontologische Monatsh 3, p. 132-144.
- LLOPIS LLADO, N. (1945).- "Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo". Miscelanea Almela, T. VII, pp. 159-186.
- MANGIN, J., P (1955).- "L'Eocene inferieur des provinces de Burgos, d'Alvar et de la Navarre Occidentale". Comp. Rend. Sc. Acad. Sc. Paris, T. 241, pp. 73-75.

- MANGIN, J. P (1958).- "Nota preliminar sobre la estratigrafía del Nummulítico en la región del Pirineo occidental (vertiente española)". Not. y Com. IGME, núm., 52, pp. 117-124
- MANGIN, J. P (1959-60).- "Le Nummulitique Sud-pyreneen a l'Ouest de l'Aragón". Pirineos. nums. 51-58, C.S.I.C., 631 pp. Zaragoza.
- MANGIN, J. P. y RAT, P. (1962).- "L'evolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne)". Mem. Soc. Geol. France, T. 1, pp. 333.349.
- MARTINEZ TORRES, L.M. (1984).- "Introducción a la Cuenca Vasca". I Campamento de Geología, Transversal a la Cuenca Vasca (Guía de Campo). Dip. Foral de Alava. Dept. cultura. Servicio de Museos.
- MARTINEZ TORRES, L.M. (1991).- El Manto de los Mármoles, Geología Estructural y Evolución Geodinámica. Editorial de la Universidad del País Vasco. 294. pp.
- MATHEY, B. (1982).- "El Cretácico superior del Surco Vasco". in El Cretácico de España. Univ. Comp. Madrid, pp. 111-135.
- MATHEY, B. (1986).- "Les flysch Crétacé supérieur des Pyrenees basques. Age, anatomie, origine du materiel, milieu de dépôt et relation avec l'averture du Golfe de Gascogne". Tesis doctoral. Mem. Géol.. Univ. du Dijon. vol. 12, 399 p.
- MATTAUER, M. et SEGURET, M. (1971).- "Les relations entre la Chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne". In Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, vol. 4, pp. 1-24. Paris.

- MONTARDERT, L. et WINNOCK, E. (1971).- "L'Histoire structurale du Golfe de Gascogne". In Histoire structurale du golfe de Gascogne". Vol. 16, pp. 1-18.
- MONTADERT, L., WINNOCK, E., DETTIEL, J.R., GRAN, G. (1974).- Continental margins of Galicia Portugal and Say of Biscay. En: Burk y Drake (eds), Geology of Continental Margins. Springer Verlag, Berlin, p. 323.342.
- MONTADERT, L; ROBERTS, D. G.; DE CHARPAL, O. y GUENNOG, P. (1979).- "Rifting and subsidence of the northern, continental margin of the Bay of Biscay". En: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 48. D.C., U.S. Government Printing Office, p. 1025-1059.
- PAYROS, A. (1966).- "El Eoceno de la cuenca de Pamplona: Estratigrafía secuencial y evolución paleogeográfica". Tesis doctoral. Univ. Pais Vasco, 300, p.
- PFLUG, R. (1973).- "El diapiro de Estella". Munibe, T. 25, pp. 171-202.
- PLAZIAT, J. CL. (1970).- "Le limite crétacé-tertiaire en Alava meridionale (Pays Basque espagnol): Le Regnacien n'y pas l'équivalent continental du Danien". C.R. Somm. Soc. Geol. France, 3, pp. 77-78.
- PUIGDEFABREGAS, C. y SOUQUET, P. (1986).- "Tecto-sedimentary evolution and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees". Tectonophysics, 129, 173-203.
- PUJALTE, V. (1981). -"Sedimentary succession and palaeoenvironments within a fault-controlled basin: the "Wealden of the Santander area, northern Spain". Sed. Geol. 28, 293-325.

- PUJALTE, V. y MONGE, C. (1985). -"A tide-dominated delta systems in a rapidly subsiding basin: the middle Albian-Lower Cenomanian Valmaseda Formation of the Basque-Cantabrian region, northern Spain". Abstracts of the 6th European Regional Meeting of Sedimentology (Lleida, Spain), p. 381-384.
- PUJALTE, V., ROBLES, S., ROBADORM A., BACETA, J.I. y ORUE-ETXEBARRIA, X. (1993).- "Schelf to basin Palaeocene paleogeography and depositional sequences, Western Pyrenees, North Spain". In "Sequence Stratigraphy and Facies Association". (Eds. Posamentier et al). Spec. Publs. Int. Ass. Sediment, 18, 369-395.
- PUJALTE, V., BACETA, J.I., PAYROS, A., ORUE-EXTEBARRIA, X. Y SERRA-KIEL, J. (1994).- "Latest cretaceous-middle eocene sequence stratigraphy and biostratigraphy of the SW and W Pyrenees (Pamplona and Basque Basins, Spain)". Field-trip guidebook, GEP and IGCP 286 Field Seminar Septiembre 1994, 119.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1969).- "Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de la facies Purbeckiense y Wealdiense del Norte de España". Ed. Cepsa, pp. 1-68.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- "Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". Mem. IGME, T. 78, pp. 1-357.
- RAT, P. (1959).- "L'extension vers l'Ouest du cretacé supérieur a Facies Basque". Colloque sur le Cretacé supérieur en France, Dijon. pp.523-533.
- RAT, P. (1959).- "Les pays Basco-cantabriques". Thesis. Fac. Sc. Univ. Dijon. T. 18, pp. 1-525.

- RAT, P. (1963).- "Problemes du Crétacée Inférieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne". Sonderd. Geol. Rundschau núm. 53, pp. 205-220.
- RAT, P. et al. (1983).- "Vue sur le Cretace Basco-cantabrique et Nord-Iberique". Mem. Geol. Univ. Dijon. pp. 1-191.
- RAT, P. (1988). "The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European plates some facts but still many problems". Rev. Soc. Geol. España 1 (3-4) p. 327-348.
- RAT, P., AMIOT, M.; FEUILLÉE, P.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A. & SALOMON, J. (1983).- Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et nordlberique. Une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires. Mém. Géol. Univ. Dijon, v. 9, 191 pp.
- REY, R.; RICART, J. y SANCHEZ PAUS, J. (1964).- "Informe geológico sobre la región de Salvatierra-Alsasua". Ciepsa (inédito).
- RUIZ DE GAONA, M. (1948).- "Los Orbitoides de las sierras de Urbasa y Andía". Sol. Real Soc. Esp. Hist Nat. 44, pp. 87-126.
- RUIZ DE GAONA, M. (1952).- "Algunos datos geológico-paleontológicos sobre el Valle de La Barranca (Navarra)". Actes I^{er} Congre. Int Est. Pyren. pp. 5-14.
- SAAVEDRA, J.L. (1964).- "Microfacies del Secundario y del Terciario de la zona pirenaica española". Mem. I.G.M.E. T. 65.
- VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- Contribución al estudio del Cretácico superior de facies Flysch de Navarra". Pirineos 111, pp. 5-20.

VOLTZ, H. (1964).- "Zur Geologie der Pyreniden im Nordwestlichen Navarra (Spanien)". Munster Diss.

VOORT, H. B. (1963).- "Zum flysch problem in den Westpyrenäen". Geol. Runds. 53, 220-233.

ZIEGLER, P.A. (1982).- "Geological Atlas of Western and Central Europe". Elsevier, 2 vol. 130 pp.