



Gobierno de Navarra

Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA
ESCALA 1:25.000

HOJA 114-IV

OLLO

MEMORIA

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
MIGUEL ANGEL LOPEZ-HORGUE:	Cartografía Geológica y Memoria
JUAN IGNACIO BACETA CABALLERO:	Cartografía Geológica y Memoria
ALFONSO OLIVE DAVO:	Cartografía Geomorfológica y Memoria
SEGISMUNDO NIÑEROLA PLA:	Hidrogeología y Memoria
ANTONIO CEREZO ARASTI:	Hidrogeología y Memoria
JOSE LUIS CACHO LEJARZA:	Geotecnia
TECNA:	Bases de datos. Digitalización

ASESORES:

ALFONSO MELENDEZ HEVIA

MATEO GUTIERREZ ELORZA

COORDINACION:

ESTEBAN FACI

JAVIER CASTIELLA

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. ESTRATIGRAFIA.....	3
2.1. MESOZOICO.....	3
2.1.1. Triásico	3
2.1.1.1. Arcillas abigarradas yesíferas y yesos (facies Keuper) (109). Rocas subvolcánicas. Ofitas (001). Dolomías marrón amarillentas (111)	3
2.1.2. Cretácico inferior	4
2.1.2.1. Series terrígenas del Albiense superior. Lutitas, limolitas y areniscas (140)	4
2.1.3. Cretácico superior.....	7
2.1.3.1. Margas y margas limolíticas (152). Cenomaniense inferior medio.....	8
2.1.3.2. Alternancia de margas y margocalizas nodulosas (154). Cenomaniense medio-superior	10
2.1.3.3. Margas y margocalizas (156). Turoniense	10
2.1.3.4. Margocalizas, margas y turbiditas calcareas (158). Coniaciense-Santonense inferior	11
2.1.3.5. Alternancia de margas y margocalizas (161). Santonense superior.....	13
2.1.3.6. Margas y margocalizas arenosas (186). Campanense inferior-medio.....	15
2.1.3.7. Calcarenitas, margocalizas y areniscas calcareas (191). Maastrichtense superior..	17
2.1.3.8. Margas y margocalizas (189). Maastrichtense superior	20
2.2. Terciario	21
2.2.1. Macrosecuencia paleocena	22
2.2.1.1. Calizas y margocalizas (190). Daniense inferior.....	22
2.2.1.2. Dolomías y calizas dolomíticas (203). Daniense superior.....	23
2.2.1.3. Calcarenitas, calizas y margocalizas (204). Daniense superior	24
2.2.1.4. Calizas bioclásticas y calizas arrecifales masivas (206). Tanetiense inferior (Montense)	24
2.2.1.5. Margas, margocalizas y calcarenitas (207). Tanetiense medio	25
2.2.1.6. Calizas masivas bioclasticas (208). Tanetiense medio	26
2.2.1.7. Brechas, megabrechas y turbiditas calcareas. Margas y margocalizas (209). Daniense superior-Tanetiense medio	27
2.2.2. Macrosecuencia eoceno-1	27
2.2.2.1. Calizas margosas (213). Ilerdiense inferior medio	28
2.2.2.2. Margas, margocalizas y turbiditas calcareas (215). Ilerdiense inferior medio	30
2.2.2.3. Calizas margosas y calcarenitas finas (217). Ilerdiense medio-cuisiense	31
2.2.2.4. Margas y margocalizas (216). Ilerdiense medio-Luteciense basal.....	31

2.2.2.5.	Calizas bioclasticas y calcarenitas (260). Cuisiense final-Luteciense inferior-medio	32
2.2.3.	Macrosecuencia Eoceno 2.....	33
2.2.3.1.	Calcarenitas bioclasticas (264). Luteciense medio-Bartoniense basal (Biarritiense)	33
2.2.3.2.	Margas y margocalizas (265). Luteciense medio-Bartoniense basal (Biarritiense).	34
2.3.	CUATERNARIO	35
2.3.1.	Pleistoceno	35
2.3.1.1.	Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis (55,56,57 y 58). Pleistoceno.....	35
2.3.2.	Pleistoceno-holoceno.....	36
2.3.2.1.	Arcillas de decalcificación. Fondos de dolina (523). Pleistoceno-holoceno.	36
2.3.3.	Holoceno	36
2.3.3.1.	Cantos con escasa matriz. Canchales (548). Holoceno.	36
2.3.3.2.	Gravas, arenas y arcillas. Aluvial y terraza baja del río arakil (525), meandros abandonados (530), fondos de valle (527) y conos de deyección (536). Holoceno.....	36
2.3.3.3.	Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual (534), coluviones (543) y depósitos aluvial-coluvial (537). Holoceno.	37
2.3.3.4.	Fangos y arcillas. Fondos endorreicos y semiendorreicos (542). Holoceno.	38
3.	TECTONICA	39
3.1.	LA CUENCA VASCO-CANTABRICA. CONTEXTO ESTRUCTURAL.....	39
3.2.	UNIDADES ESTRUCTURALES.....	43
3.2.1.	Terminación oriental del cabalgamiento de aitzgorri.	44
3.2.2.	Unidad de Aralar.....	47
3.2.3.	Labios de la falla de alsasua-irurtzun	48
3.2.3.1.	Sinclinales de Urbasa y Andía.....	48
3.2.3.2.	Anticlinal de Ergoiena	48
3.2.3.3.	Sinclinal de San Donato-satrustegi.....	49
3.2.3.4.	Diapiro de Olo.....	49
4.	GEOMORFOLOGIA	51
5.	HISTORIA GEOLOGICA	53
6.	GEOLOGIA ECONOMICA	60
6.1.	RECURSOS MINERALES	60
6.2.	HIDROGEOLOGÍA	61
6.2.1.	INTRODUCCIÓN.....	61
6.2.2.	UNIDAD HIDROGEOLOGICA DE ARALAR	61

7. BIBLIOGRAFIA	75
------------------------------	-----------

1. INTRODUCCIÓN

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 OIlo) 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 Paleógeno 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.

2. 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 OIÑO). 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.

2.1. MESOZOICO

2.1.1. Triásico

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.

2.1.1.1. Arcillas abigarradas yesíferas y yesos (facies Keuper) (109). Rocas subvolcánicas. Ofitas (001). Dolomías marrón amarillentas (111)

Afloran en el diapiro de OIÑO 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 (109). 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 (111), 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 Montense de la unidad (206).

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

2.1.2. Cretácico inferior

2.1.2.1. Series terrígenas del Albiense superior. Lutitas, limolitas y areniscas (140)

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 (140), a excepción de algunas areniscas muy finas en capitas centimétricas y discretos tramos con slumps y parabrechas provenientes de los márgenes arrecifales (141) 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 paleogeográfico 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 (140) 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 físoles.

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%

Interstrat. -

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%)

2.1.3. Cretácico 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 Región 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 área 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).

2.1.3.1. Margas y margas limolíticas (152). 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 (152), ha dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

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

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 34%

Cuarzo 6%

Feldespatos <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%)

2.1.3.2. Alternancia de margas y margocalizas nodulosas (154). Cenomaniense medio-superior

De forma gradual pero rápida, la unidad (152) 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.

2.1.3.3. Margas y margocalizas (156). 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).

2.1.3.4. Margocalizas, margas y turbiditas calcareas (158). 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, WIESDMANN et al (1979) reconocen varios ejemplares de *Cremnoceramus* sp. aff. *C. inconstans* (MORROW) que indicarian 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 iarteti* 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 (158) ha dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Caliza de grano fino beige amarillenta, compacta y masiva.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 15%

Cuarzo 7%

Feldespatoides

Calcita 78%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 19%

Esmectita 72%

Vermiculita -

Clorita -

Caolinita 9%

Interestrat. -

Índice de Biscaye 0.4

Índice de Kubler 4.0

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

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

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

2.1.3.5. Alternancia de margas y margocalizas (161). 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 (161) 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%

Feldespatos <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. -

Índice de Biscaye 0.4

Índice de Kubler 3.0

Vermiculita de baja carga

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

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

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

2.1.3.6. Margas y margocalizas arenosas (186). 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 beige, 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 planctónicos 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 (186) 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%

Feldespatos 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. -

Índice de Biscaye 0.65

Índice de Kubler 3.4

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

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

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

2.1.3.7. Calcarenitas, margocalizas y areniscas calcáreas (191). 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 (186), 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 (191) 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 calcáreas. 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 calcáreas. 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 flujo 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 Maastrichtense superior. De esta forma el hiato asociado a su base en este cuadrante abarcaría por lo menos al Campaniense superior y al Maastrichtense inferior.

El análisis realizado en una muestra tomada en las lutitas de la unidad (191) ha dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

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

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 48%

Cuarzo 28%

Feldespatos 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%)

2.1.3.8. Margas y margocalizas (189). Maastrichtiense superior

Esta unidad constituye un equivalente lateral de la anterior (191) y al igual que ella se apoya en forma discordante sobre la unidad del Campaniense inferior-medio (186). Cartográficamente aflora desde las proximidades de la sección de Lizarraga (Flanco N de la Sierra de Andía) 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 plantónicos), se les atribuye un ambiente de sedimentación marino abierto y relativamente profundo, constituyendo de hecho los depósitos distales de la unidad (191). 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.

2.2. TERCIARIO

La sucesión terciaria de las Sierras de Urbasa, Andía 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 Andía, 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 Biarriztiense".
- 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).

2.2.1. 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 (190) a (208) de la cartografía.

2.2.1.1. Calizas y margocalizas (190). 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 Andía (desde poco antes de la sección de Olazagutia 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 planctónicos 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.

2.2.1.2. Dolomías y calizas dolomíticas (203). 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 Andía se sitúa directamente y mediante contacto neto y erosivo sobre la unidad (190), o, cuando falta aquella, directamente sobre los depósitos del Maastrichtense 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 pararrecifal. Sus equivalentes distales (unidad 38), aflorantes en la Sierra de Andía tienen un carácter más abierto (facies de "fore-reef") y son los que han permitido datar ambas unidades.

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

2.2.1.3. Calcarenitas, calizas y margocalizas (204). Daniense superior

Esta unidad es equivalente distal de la anterior (203) reconociéndose como tal en el borde N de la Sierra de Andía (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 (190), 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 (203), se ha interpretado como representativa de un ambiente de "fore-reef". A grandes rasgos su contacto con la unidad (203) 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 plantónicos reconocidos en varias muestras de levigados de la sección de Lizarraga indican el Daniense superior (zonas de *E. trinidadensis* y *M. uncinata*).

2.2.1.4. Calizas bioclásticas y calizas arrecifales masivas (206). Tanetiense inferior (Montiense)

A lo largo de las Sierras de Urbasa y Andía, 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 rodofíceas 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 Andía (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 improcedente a pesar de seguirse utilizando, ya que como piso el Montiense correspondería en edad al Daniense superior (CAVELIER Y POMEROL, 1985).

2.2.1.5. Margas, margocalizas y calcarenitas (207). Tanetiense medio

Esta unidad también tiene amplia representación en las Sierras de Urbasa y Andía, donde su espesor fluctúa entre 25 y 40 m (en algunos puntos de la Sierra de Andía 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 Andía). 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 (206). 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 *Discocyclina 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*).

2.2.1.6. Calizas masivas bioclasticas (208). 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 (206). 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*).

2.2.1.7. Brechas, megabrechas y turbiditas calcareas. Margas y margocalizas (209). 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*).

2.2.2. Macrosecuencia eoceno-1

Sus materiales constituyentes, que en edad abarcan desde el llerdiense 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 términos (211) a (260).

2.2.2.1. Calizas margosas (213). 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 Andía, 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 Andía). 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 (211), su edad sería Ilerdiense inferior-medio. Aquella contiene gran cantidad de alveolínidos 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 (213) 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%

Feldespatos -

Calcita 79%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 81%

Esmectita 9%

Vermiculita -

Clorita id

Caolinita 10%

Interestrat. id

Índice de Biscaye

Índice 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.

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA:

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)10.2.

2.2.2.2. Margas, margocalizas y turbiditas calcareas (215). Ilerdiense inferior medio

Representa el equivalente lateral de la unidad (213) y aflora al pie de toda la Sierra de San Donato-Satrústegi. 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 planctónicos y microbentónicos). En algunos puntos al pie 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 planctónicos, 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 (211) y (213) su edad se establece de forma indirecta en Ilerdiense inferior medio.10.3.

2.2.2.3. Calizas margosas y calcarenitas finas (217). Ilerdiense medio-cuisiense

Esta unidad aflora únicamente en el borde N de la Sierra de Andía, donde se dispone directamente sobre la unidad (213). 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*).

2.2.2.4. Margas y margocalizas (216). Ilerdiense medio-Luteciense basal

Esta unidad, que aflora desde el borde N de la Sierra de Andía y a lo largo del pie de toda la Sierra de San Donato-Satrústegi, constituye el equivalente lateral de la unidad (217) y en parte se interdigita con la mitad inferior de la unidad (260). 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 beige 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*).

2.2.2.5. Calizas bioclasticas y calcarenitas (260). Cuisiense final-Luteciense 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 Andía, 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 Andía) 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 (216).

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.

2.2.3. Macrosecuencia Eoceno 2

Sus materiales constituyentes, que en edad abarcan desde el Luteciense medio al Bartonense 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 Biarritziense". A nivel cartográfico y para las Sierras de Urbasa, Andía y San Donato, esta macrosecuencia está 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.

2.2.3.1. Calcarenitas biocásticas (264). Luteciense medio-Bartonense 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 Andía (esta hoja). En la mitad oriental de esta última se interdigita con la unidad (265), 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 (260).

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 (265).

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, sphaerogypsinidos 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 (Biarritziense) en base a la presencia de asociaciones de macroforaminíferos pertenecientes a las zonas de *N. sordensis*-*A. prorrecta*, *N. herbi*, *N. perforatus*-*A. elongata*.

2.2.3.2. Margas y margocalizas (265). 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 (264), 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 (264), 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 (263) y (264). 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.

2.3. CUATERNARIO

2.3.1. Pleistoceno

2.3.1.1. 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 (519).

Su atribución cronológica es al Pleistoceno.

2.3.2. Pleistoceno-holoceno.

2.3.2.1. Arcillas de decalcificación. Fondos de dolina (523). 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.

2.3.3. Holoceno

2.3.3.1. Cantos con escasa matriz. Canchales (548). 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 apanas presentan matriz.

Se consideran Holocenos.

2.3.3.2. Gravas, arenas y arcillas. Aluvial y terraza baja del río arakil (525), meandros abandonados (530), fondos de valle (527) y conos de deyección (536). 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 (525), 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 (530), 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 (527), compuestos por gravas en matriz arenoarcillosa.

Por último, existe en esta hoja un cono de deyección (536) 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.

2.3.3.3. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual (534), coluviones (543) y depósitos aluvial-coluvial (537). Holoceno.

En ambas márgenes del río Arakil, se localizan unas morfologías con depósito, atribuidas a glacis actual-subactual (534), 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 (543), 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.

2.3.3.4. Fangos y arcillas. Fondos endorreicos y semiendorreicos (542). 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.

3. TECTÓNICA

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.

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

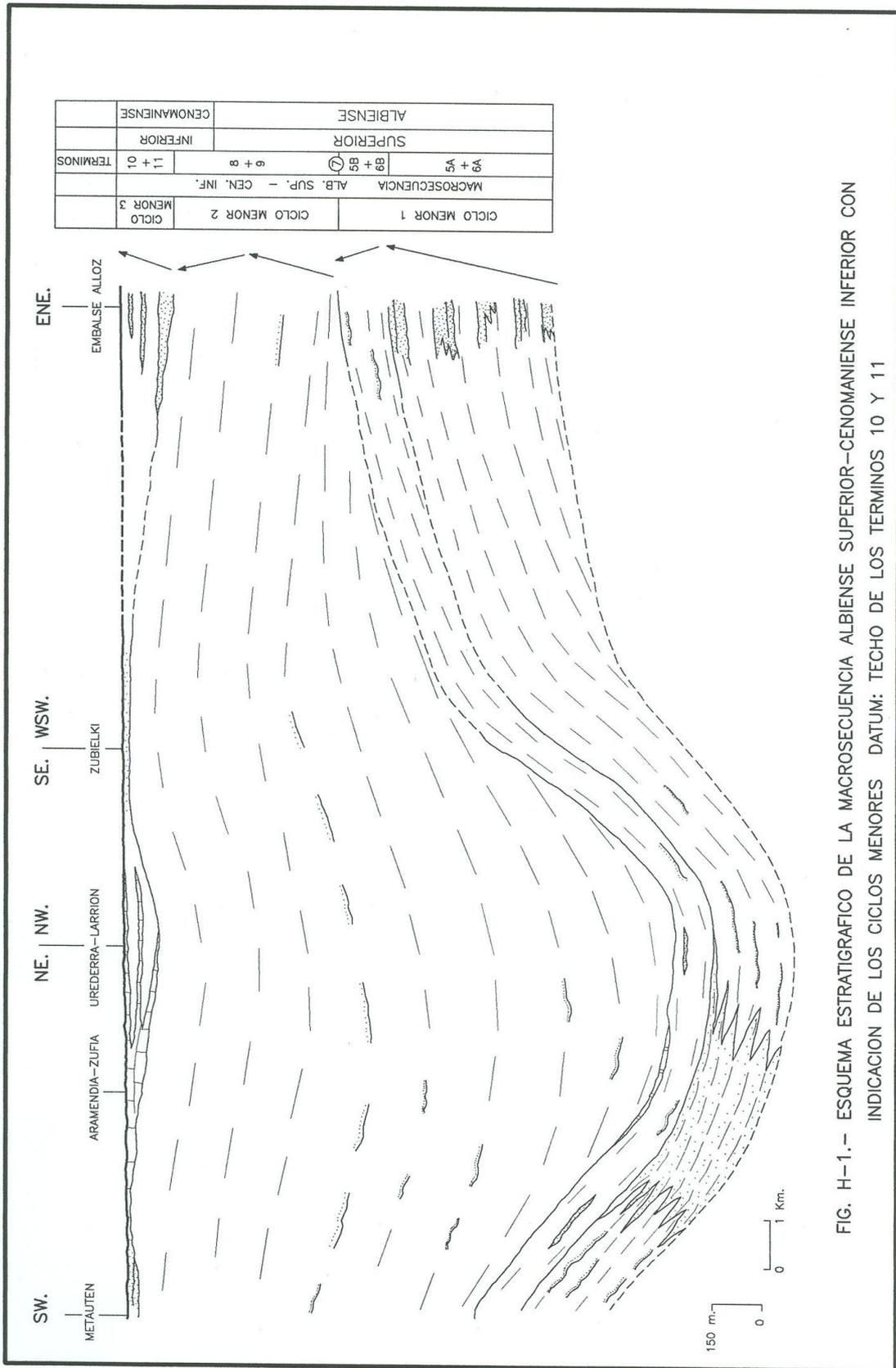


FIG. H-1.- ESQUEMA ESTRATIGRAFICO DE LA MACROSECUENCIA ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR CON INDICACION DE LOS CICLOS MENORES DATUM: TECHO DE LOS TERMINOS 10 Y 11

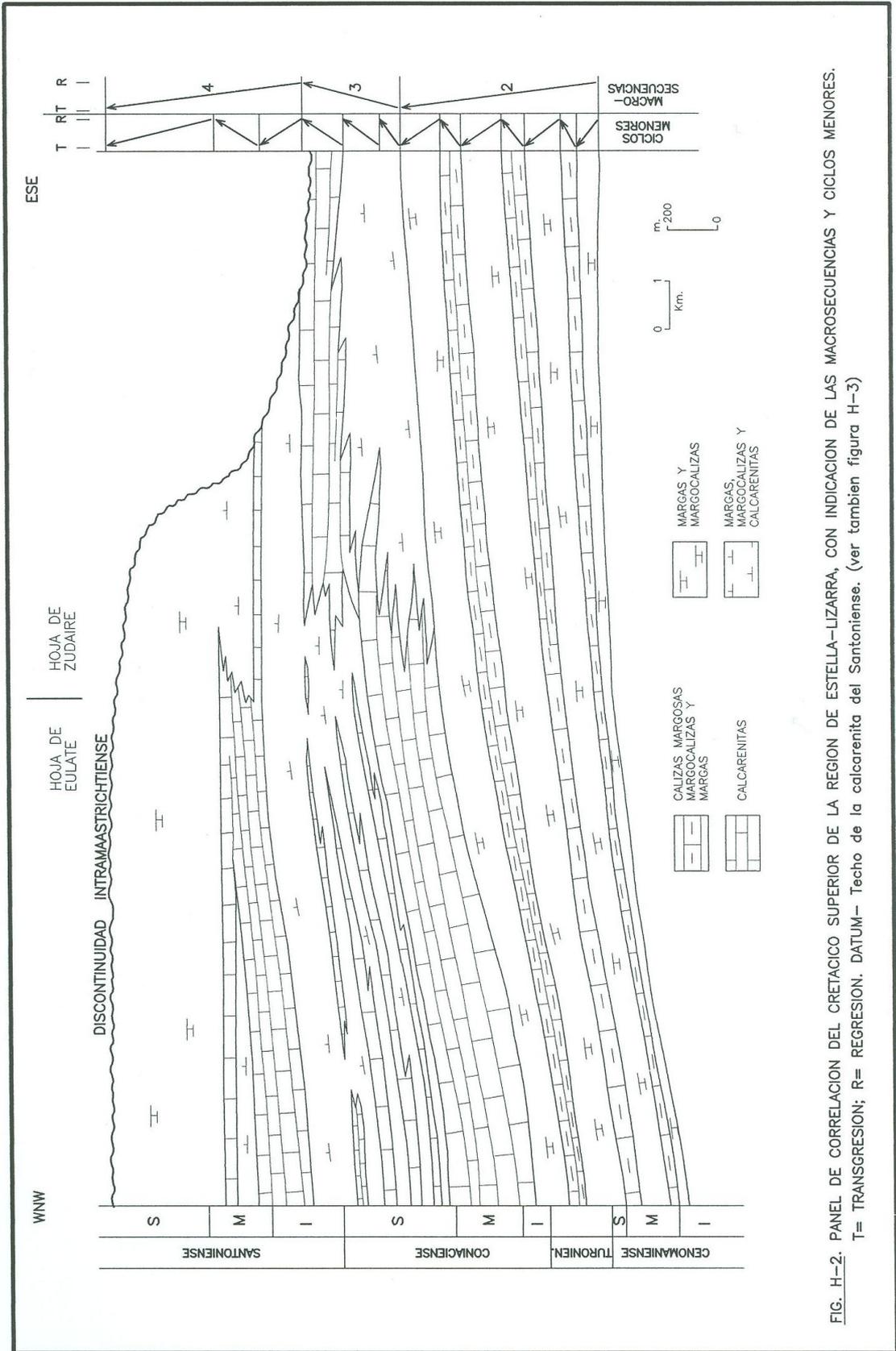


FIG. H-2. PANEL DE CORRELACION DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA REGION DE ESTELLA-LIZARRA, CON INDICACION DE LAS MACROSECUENCIAS Y CICLOS MENORES. T= TRANSGRESION; R= REGRESION. DATUM= Techo de la calcarenita del Santoniense. (ver tambien figura H-3)

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 Trías 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 compartimentación 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-Cantábrico 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.

3.2. UNIDADES ESTRUCTURALES

La zona de estudio, como hemos comentado anteriormente, se sitúa en los extremos orientales de los Dominios Navarro-Cantábrico 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:

3.2.1. 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 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.

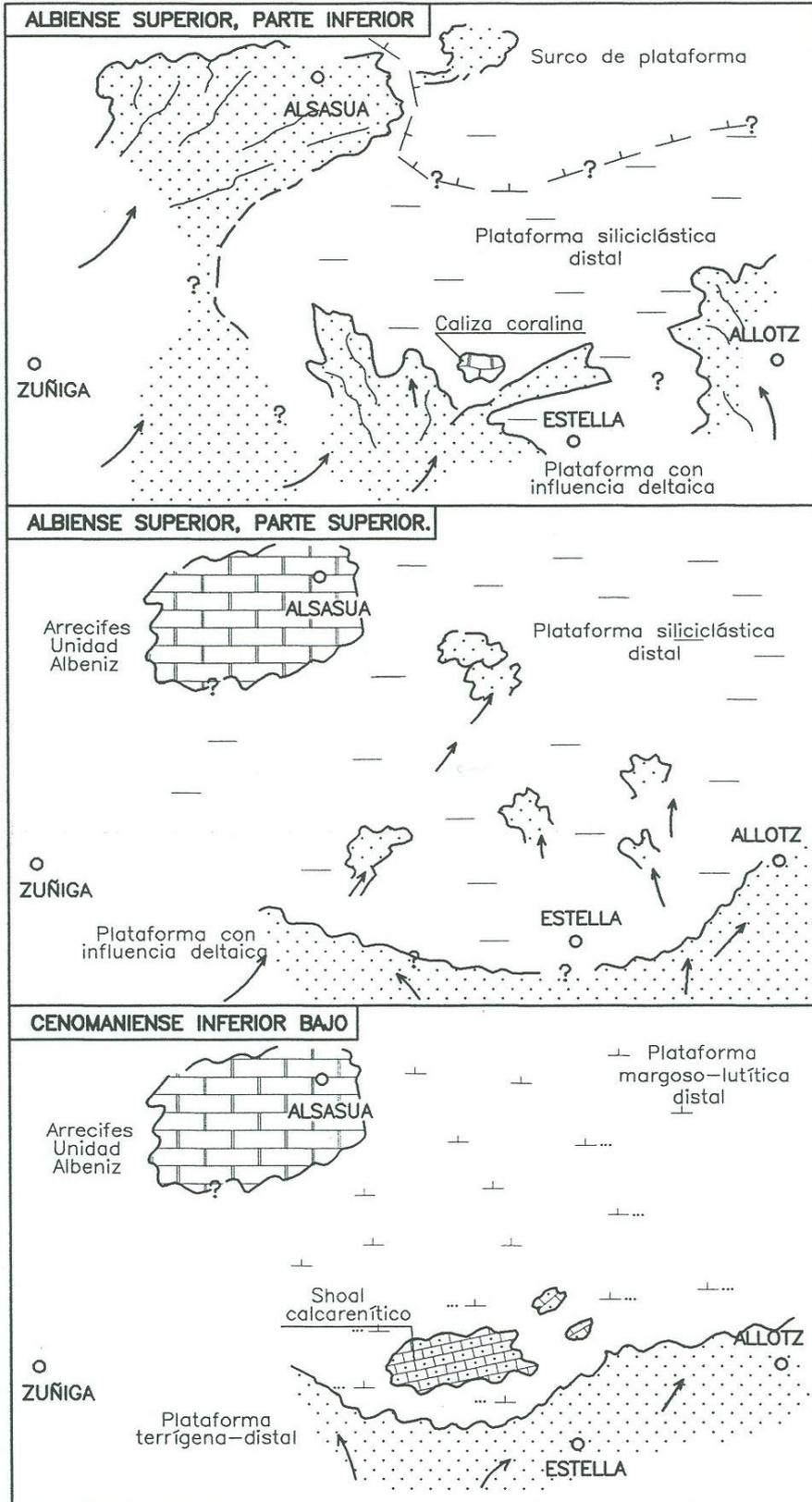


FIG. H-4. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR.

3.2.2. Unidad de Aralar.

Fue bautizada como "Ecaillé 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), Alasua (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 Alasua-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 monoclinas 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-Alasua.

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).

3.2.3. 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:

3.2.3.1. Sinclinales de Urbasa y Andía

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.

3.2.3.2. 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 situa el diapiro de Olo, cuya ubicación está favorecida a favor del núcleo anticlinal.

3.2.3.3. 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 orientación 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 Zuhatsu), 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.

3.2.3.4. Diapiro de Olo

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.

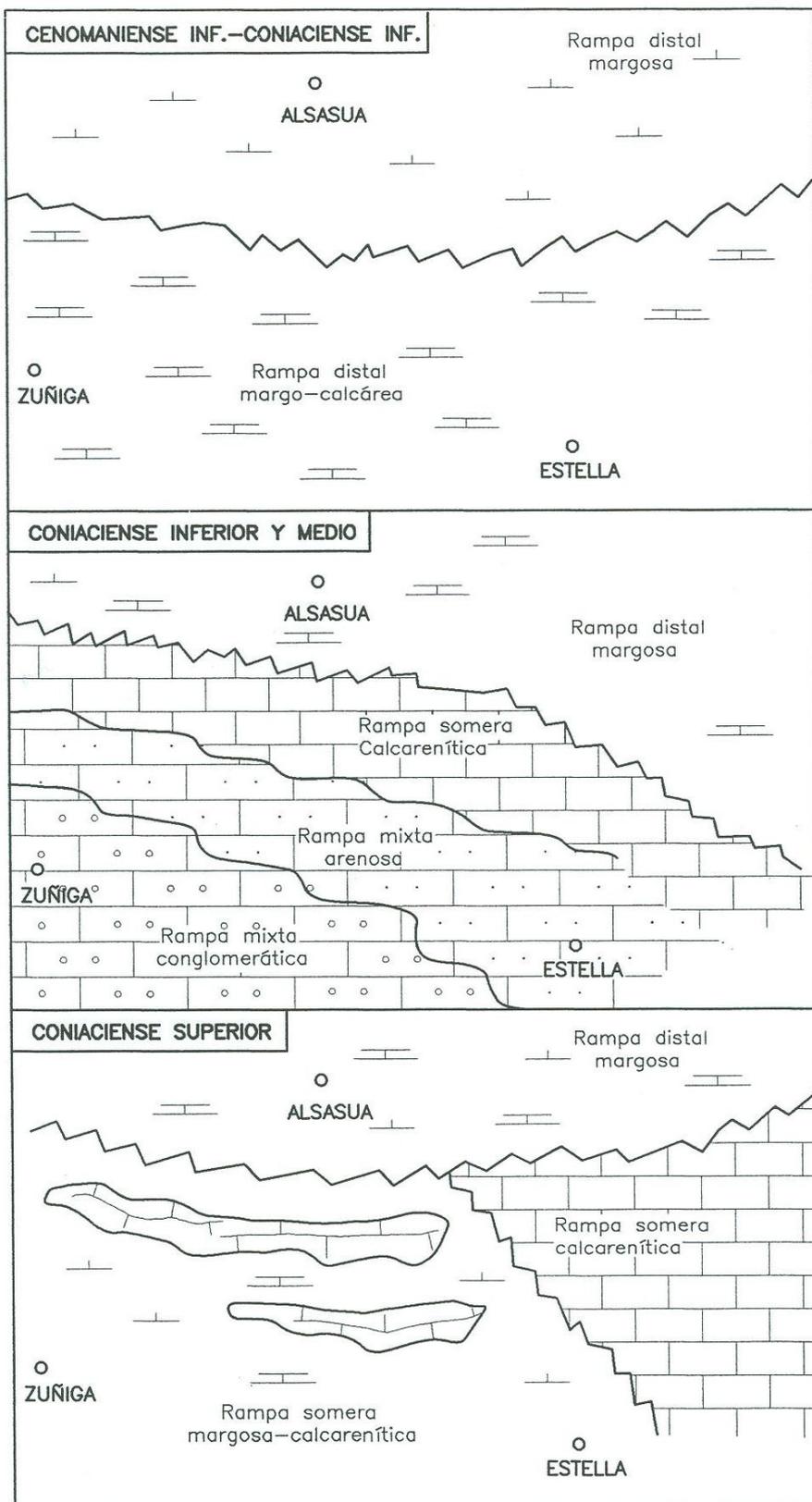


FIG. H-5. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL CENOMANIENSE INFERIOR AL CONIACIENSE SUPERIOR.

4. 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 en 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 (dolinas, 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 OIlo son, 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 glacia, y que presentan un gran desarrollo en esta hoja de OIlo.

También en esta vertiente Norte de Andía en su enlace con el valle del Arakil, abundan los procesos de ladera, con abundantes depósitos de canchal, 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.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

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 restringidos de una plataforma marina del tipo sabka litoral.

No existe registro geológico en la hoja de OIÑO 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 región Vasco-Cantábrica 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-Paleógeno 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 paleogeográficas para los momentos más significativos de cada una de las etapas.

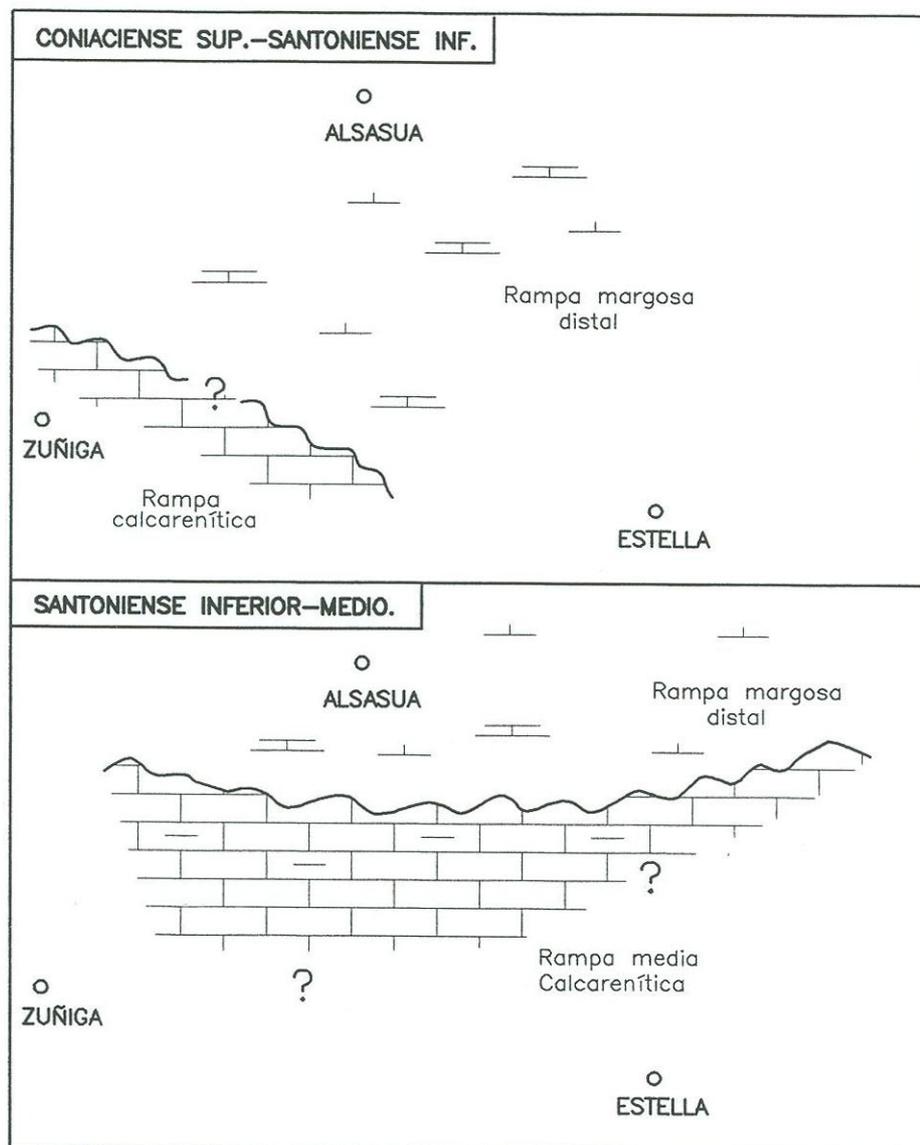


FIG. H-6. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL CONIACIENSE SUPERIOR AL SANTONIENSE MEDIO.

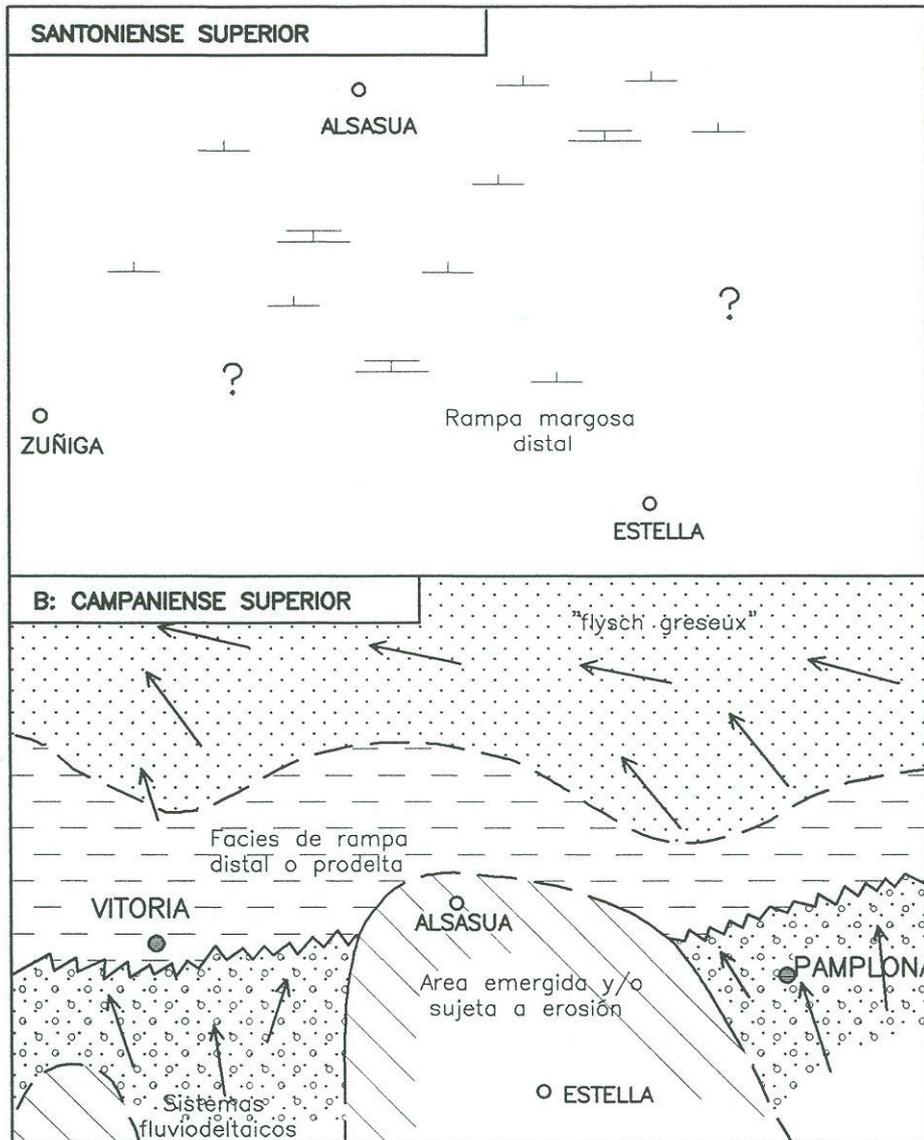


FIG. H-7. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL SANTONIENSE SUPERIOR AL CAMPANIENSE SUPERIOR.

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 3er 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 anteriormente 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 Andía, 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

europas (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 (211) a (260) (intervalo llerdiense 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 3er 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.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

En la hoja de OIÑO existen explotaciones de diversos materiales para su uso como áridos, entre ellos calizas, 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 OIÑO, se explotan en el Pto. de Ulzarru.

Nº	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
79	Tunel de Lizarraga	114-IV	Activa	580.8 50	4746.0 50
80	Ulazurrun	114-IV	Abandona da	593.0 50	4743.8 00
291	Arteta	114-IV	Abandona da	591.7 25	4744.9 25
293	Arteta	114-IV	Abandona da	592.7 00	4745.0 50
294	Arteta	114-IV	Abandona da	591.7 00	4746.1 50
295	Ermita de S. Bartolomé (Utebat)	114-IV	Intermite nte	581.0 00	4750.5 00
296	Uharte-Arakil (Aulcesuburu)	114-IV	Activa	584.0 50	4751.0 50
299	Km- 30-31 Pto. de Ulzarru	114-IV	Activa	593.7 00	4744.2 00
			Yacimient o		

6.2. HIDROGEOLOGÍA

6.2.1. INTRODUCCIÓN

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 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 presentes en el cuadrante 114-II UHARTE pueden englobarse dentro de la unidad Hidrogeológica de Aralar.

6.2.2. UNIDAD HIDROGEOLOGICA DE ARALAR

SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Unidad Hidrogeológica de Aralar, que coincide en líneas generales con lo que geográficamente se conoce por Sierra de Aralar, se extiende a lo largo de una banda de 208 km², dentro del territorio foral, de dirección E-W. Esta unidad es la más

septentrional de las unidades kársticas del Oeste de Navarra, y sus materiales se encuentran presentes en las hojas 1:50.000 de Tolosa, Alsasua y Ansoain.

CLIMATOLOGÍA E HIDROLOGÍA

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

Existe una clara diferencia entre la zona Norte y Noreste, en la que la precipitación es superior a la vertiente Sur. Para un año definido como medio, se pueden considerar valores de precipitación que oscilan entre los 1850 mm de Osimberde, pasando por los 1750 mm de Iribas, y los 1550 del área de Latasa.

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

Las descargas principales de esta unidad se producen en las cuencas hidrográficas del Larraun y Araquil.

GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA

La Sierra de Aralar, que está formada por materiales fundamentalmente calcáreos, con intercalaciones margosas del Jurásico y Cretácico Inferior, constituye una doble estructura anticlinal asimétrica, de vergencia Norte, en la que los núcleos están constituidos por materiales de edad Jurásica y los flancos por materiales calcáreos del Cretácico (Urgoniano).

En su borde Noreste la estructura está cortada por el cizallamiento de Azcarate. Al Sur, las calizas Urgonianas se encuentran recubiertas por las formaciones margosas del Cretácico Superior.

Los tramos que constituyen los principales acuíferos son fundamentalmente tres:

-Calizas y calizas dolomíticas del Rhetiense-Sinemuriense Inferior.

-Calizas del Bajociense-Kimmeridgiense junto a las facies Purbek

-Calizas Urgonianas del Aptiense-Albiense

Por otra parte, no se realiza una descripción litológica ni estructural profunda de estos materiales, debido a que esta se realiza en los capítulos correspondientes de la presente memoria.

PRINCIPALES ACUÍFEROS DE LA UNIDAD

Tanto la litología como la estructura de la Sierra de Aralar condicionan la formación de varios acuíferos con funcionamientos hidrogeológicos diferentes. Los principales son:

ACUÍFERO DE IRIBAS:

Presenta una superficie de cuenca de 68 km², incluidos los correspondientes al acuífero de Aitzarreta que descarga en este, y un volumen de roca saturado de unos 1.000 Hm³ (10 km² x 0,13 km).

Se trata de un acuífero libre, formado por calizas del Jurásico Medio y Superior y de la Facies Purbeck.

La recarga se realiza por infiltración directa del agua de lluvia y por infiltración de las aportaciones del acuífero superior que se drena por Aitzarreta y que tras transcurrir por un corto recorrido por el río Ercilla, se infiltra en el acuífero inferior.

La descarga se realiza exclusivamente por el manantial de Iribas. Se trata de un conjunto de manantiales situados debajo de la población a diferentes cotas, aunque estas se encuentran comprendidas en un intervalo de 3 metros. El caudal medio para este se puede estimar en unos 2,5 m³/sg.

El estudio de las curvas de agotamiento revela dos regímenes parciales para este; el α_1 en el que se produce la descarga de las cuevas y conductos kársticos, así como de las grandes y medianas fisuras conectadas entre sí, y el α_2 que refleja el lento drenaje del agua que se encuentra almacenada en las pequeñas fisuras, mal conectadas con los sistemas principales de drenaje y empapando los depósitos limosos y arenosos que rellenan los conductos y cavidades, así como aguas localmente colgadas que se movilizan con dificultad.

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 dos sondeos de reconocimiento (R-1 y R-2) y dos de preexplotación (P-3 y P-4).

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

CUADRO Nº 1.- CARACTERÍSTICAS DE LOS SONDEOS DE RECONOCIMIENTO

SONDEO	ACUIFERO	COTA (m)	PROFUNDIDAD (m)	NIVEL AGUA (estiaje)	OBSERVACIONES
IRIBAS R1 (1)	JURAS. MED-SUP	619,942	148,1	56,0	Inutilizado
IRIBAS R2	Calizas	608,420	286,75	44,5	
LATASA R2	JURAS. MED-SUP	474,00	282,6	6,10	
LIZARRUSTI R1	Calizas	565,00	251,7	Surgente	
HUARTE-ARAQUIL R1	Calizas	565,00	265,5	Surgente	
IRAÑETA R1	JURAS. MED-SUP	489,00	186,75	Surgente	
IRAÑETA R2	Calizas	565,00	200,00	1,80	
URDIAIN R1	Calizas Urganianas y margocalizas	472,116	203,65	3,93	
	CRETACICO INF.	578,00			
	Calizas Urganianas				
	CRETACICO INF.				
	Calizas Urganianas				
	CRETACICO INF.				
	Margas				
	CRETACICO INF.				
	Caliza Urganiana				
	CRETACICO INF. y SUP.				
	Margas y margocalizas y calizas				

CUADRO Nº 2.- CARACTERÍSTICAS DE LOS SONDEOS DE PREEXPLOTACION

NOMBRE NUMERO	ACUIFERO	COTA (m)	PROF (m)	N.E. (m)	PERFO RA- CION	ENTUBA CION	FILTRO S	CEMEN TA- CION	OBSERVA- CIONES
IRIBAS P3 24074033	Jurásico Med-Sup	608,59 7	93	44,40	0- 93600	0 - 93450	16	0 - 6	ACIDIFICAD O (X-80)
IRIBAS P4 24074034	Calizas Jurásico Med-Sup	620,17 9 568	160 116 139	Surgent e 3,5	100600 100 160400	100450 100 - 160	44 54	13,75 0 - 8 0 - 6	
LIZARRUS- TI P2 24072031	Calizas Cretacico Inf.	474,31 7			0 - 116550	0 - 116400		16 - 19	ACIDIFICAD O (V-81)
IRAÑETA P3 24074035	Margocaliza s y calizas Cretácico Inf. Calizas				0 - 139550	0 - 138400			

ACUIFERO DE LATASA:

Presenta una superficie de cuenca de 18 km².

Es un acuífero libre que queda separado del acuífero de Iribas por una falla de dirección NNW-SSE al Este de Allí y Astiz. Está formado por calizas Urganianas y Jurásicas.

La recarga del acuífero se realiza por la infiltración directa del agua de lluvia, y la descarga por flujo directo al río Larraun, en el tramo comprendido entre Latasa e Irurzun. El caudal medio para este oscila entre 0,5 y 0,8 m³/seg.

Durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizó en este área un sondeo de reconocimiento (Latasa R-2) no llegándose a realizar sondeos de preexplotación.

Este acuífero se encuentra comprendido, prácticamente en su totalidad, en la hoja 1:50.000 de Ansoain.

ACUIFERO DE IRAÑETA:

Tiene una superficie de cuenca de 23 km²

Es un acuífero libre en su sector Norte, pasando hacia el Sur a confinado al quedar recubiertas las calizas urgonianas por los materiales impermeables suprayacentes.

La recarga se realiza por infiltración directa procedente de la lluvia y la descarga por los manantiales de Urruntzurre (Irañeta) y Amurguin (Huarte-Arakil). El caudal medio se puede estimar en 0,6 m³/seg por Urruntzurre y de 0,1 por Amurguin.

El estudio de las curvas de agotamiento revela tres regímenes parciales para este, el α_1 en el que se produce la descarga de las cuevas y conductos karsticos, el α_2 que caracteriza la descarga de las diaclasas y fisuras bien conectadas y el α_3 que refleja el lento drenaje del agua que se encuentra almacenada en las pequeñas fisuras, mal conectadas con los sistemas principales del drenaje y empapando los depósitos limosos y arenosos que rellenan los conductos y cavidades, así como aguas localmente colgadas que se movilizan con dificultad.

Con el 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 3 sondeos de reconocimiento (Irañeta R-1, R-2 y Huarte Arakil R-1) y uno de preexplotación (Irañeta P-3).

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

ACUIFERO DE LIZARRUSTI:

Por su escasa entidad es considerado como uno de los acuíferos menores.

Se trata de un acuífero libre en el Norte, que pasa a confinado hacia el Sur. Está constituido por una barra Urgoniana (Aptiense-Albiense) con cambios laterales a facies más margosas al Oeste.

El acuífero descarga por el manantial de Txortxorre (Lizarrusti) con un caudal medio estimado en 0,05 m³/seg.

A fin de tener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizaron en este acuífero un sondeo de reconocimiento (Lizarrusti R-1) y uno de preexplotación (Lizarrusti P-2).

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

ACUIFEROS DE AMEZQUETA Y OSIMBERDI:

Se trata de dos acuíferos, con una superficie de cuenca de 12 y 28 km² respectivamente, situados dentro del territorio de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

ACUIFEROS MENORES:

Aquí se agrupan un conjunto de acuíferos de menor importancia que se drenan por la zona de Aiarurrieta, Inza, Zaldivia, etc. y que en conjunto tienen una superficie aproximada de 50 km².

PARAMETROS HIDRAULICOS

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

En el cuadro adjunto se pueden observar los valores adoptados como válidos para cada zona:

ACUIFERO	TRANSMISIVIDAD
IRIBAS	400-800
LATASA	15
LIZARRUSTI-IRAÑETA	15-60

La porosidad eficaz se ha intentado calcular, donde ha sido posible, a partir de los caudales drenados y de las oscilaciones piezométricas, teniendo en cuenta las curvas de agotamiento y las curvas de evolución de los niveles en los piezómetros. En los otros casos se ha evaluado a partir de datos subjetivos.

Los resultados se pueden observar en el siguiente cuadro:

ACUIFERO	TRANSMISIVIDAD
IRIBAS	4%
LATASA	0,3%
IRAÑETA	0,3%

CALIDAD QUÍMICA DE LAS AGUAS

Las aguas de la Sierra de Aralar presentan una gran uniformidad en cuanto a su contenido químico.

Son generalmente aguas potables, de dureza media, mineralización ligera y bicarbonatadas cálcicas.

En cuanto a su clasificación del U.S.S.L.S. para aguas de riego, todas tienen un código C2S1 ó C1S1 y por lo tanto útiles para todo tipo de cultivos.

RECURSOS Y RESERVAS

Los recursos hídricos subterráneos totales de la Sierra de Aralar son de aproximadamente 206 Hm³/año, lo que significa un caudal medio de 6,5 m³/seg.

Por lo que se refiere a los acuíferos que afectan a Navarra, los datos de reservas y recursos son:

ACUIFERO DE IRIBAS:

Los recursos calculados para este acuífero son de 83 Hm³/año, lo que significa un caudal medio de 2,64 m³/sg.

Las reservas estimadas son de unos 50 Hm³.

ACUIFERO DE LATASA:

Los recursos, según el balance, son de 17 Hm³, lo que significa un caudal medio de 0,53 m³/año.

Las reservas estimadas son de 4,5 Hm³.

ACUIFERO DE IRAÑETA:

Los recursos son de 21 Hm³, lo que significa un caudal medio de 0,63 m³/sg.

Las reservas así calculadas son de 9 Hm³

5.2.3. CUADRANTE 114-II. UHARTE-ARAKIL

INTRODUCCION

El mapa escala 1:25.000 de Huarte-Arakil ocupa el cuadrante superior oriental de la hoja a escala 1:50.000 de Alsasua.

Como ya se ha dicho anteriormente, todos los materiales presentes en este cuadrante se pueden englobar dentro de la Unidad Hidrogeológica de Aralar.

En este capítulo se pretende realizar de forma aislada el estudio 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 realizará solamente el estudio de aquellos acuíferos cuyos manantiales y sondeos se encuentran presentes dentro del cuadrante, remitiendo al estudio de la Unidad Hidrogeológica Regional para todos aquellos materiales presentes en el cuadrante, y que perteneciendo a estas u otras unidades, tengan sus descargas e infraestructuras en otros cuadrantes.

ACUIFEROS PRINCIPALES

En este cuadrante cabe destacar dos acuíferos importantes:

-Acuífero de Iribas

-Acuífero de Irañeta

ACUIFERO DE IRIBAS:

Se trata de un acuífero libre, de 68 km² de cuenca, formado por calizas del Jurásico medio y superior y de la Facies Purbeck.

La recarga se realiza por infiltración directa del agua de lluvia y por infiltración de las aportaciones del acuífero superior que se drena por Aitzjarreta y que tras transcurrir por un corto recorrido por el río Ercilla, se infiltra en el acuífero inferior.

La descarga se realiza por el manantial de Iribas, con un caudal medio estimado en 2,5 m³/seg.

El estudio de las curvas de agotamiento realizado durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) revela dos regímenes parciales para este; el α_1 en el que se produce la descarga de las cuencas y conductos kársticos, así como de las grandes y medianas fisuras conectadas entre sí, y el α_2 que refleja el lento drenaje del agua que se encuentra almacenada en las pequeñas fisuras, mal conectadas con los sistemas principales de drenaje y empapando los depósitos limosos y arenosos que rellenan los conductos y cavidades, así como las aguas localmente colgadas que se movilizan con dificultad.

En las inmediaciones de la descarga (Iribas) se realizaron durante la campaña (1975-1983) dos sondeos de reconocimiento (R₁ y R₂) y dos sondeos de preexplotación (P₃ y P₄).

Los principales datos correspondientes a estos sondeos se pueden observar en el Cuadro 3.

La columna litoestratigráfica más representativa de la Unidad, es la atravesada por el sondeo Iribas R-1. Los datos resumidos se expresan a continuación:

CUADRO Nº 3.- SONDEOS ACUIFERO IRIBAS

NOMBRE	ACUIFERO	COTA m	PROFUNDIDAD m	NIVEL DE AGUA	PERFORACION tramo ϕ mm	ENTUBACION tramo ϕ m m	FILTROS	OBSERVACIONES
IRIBAS R-1	Jurásico Med.-Sup. Calizas	619,94 2	148,1	56				
IRIBAS R-2	Jurásico	608,42 0	286,75	44,5				

	Med-Sup.							
	Calizas							
IRIBAS P-3	Jurásico	608,59 7	93	44,40	0-93600	0-93450	36	
	Med.-Sup.							
	Calizas							
IRIBAS P-4	Jurásico	620,17 9	160	55,96	0-110600	0-110450	30	Acidific. (X.80)
	Med.-Sup.				110- 160400	100-160		
	Calizas							

0-0,6 m:Suelo vegetal.

0,6-213 m:Caliza gris azulada, más o menos compacta, con ocasionales veteados de calcita. Jurásico Medio (Dogger)

213-286,4:Caliza compacta con vetas y geodas de calcita, presencia de materia orgánica. Exporádicas intercalaciones métricas de caliza brechoide. Jurásico Medio (Dogger).

286,4-287,75:Calizas margosas. Jurásico Inf. Medio. Lias Superior.

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

Transmisividad (m^2/dia):400-800

Porosidad eficaz:4%

Por otra parte el sondeo de preexplotación Iribas P-4 fue sometido a un proceso de acidificación, incrementando su caudal específico de 1,94 lts/seg/m a 5,88 l/sg/m, lo que supone un incremento del 203%.

ACUIFERO DE IRAÑETA:

Se trata de un acuífero de 23 km³ de cuenca, libre en el sector Norte y confinado al sur.

La recarga se realiza por infiltración directa procedente de la lluvia y la descarga por los manantiales de Urruntzurre (Irañeta) y Amurquin (Uharte-Arakil). El caudal medio se puede estimar en 0,6 m³/seg por Urruntzurre y de 0,1 m³/sg por Amurquin.

El estudio de las curvas de agotamiento revela tres regímenes parciales para este; el α_1 en el que se produce la descarga de las cuevas y conductos kársticos, el α_2 que caracteriza la descarga de las diaclasas y fisuras bien conectadas y el α_3 que refleja el lento drenaje del agua que se encuentra almacenada en las pequeñas fisuras, mal conectadas con los sistemas principales de drenaje y empapando los depósitos limosos y arenosos que rellenan los conductos y cavidades, así como aguas localmente colgadas que se movilizan con dificultad.

Durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizaron en este área tres sondeos de reconocimiento (Irañeta R-1, R-3 y Uharte-Arakil R-1) y uno de preexplotación (Irañeta P-3) (cuadro nº 4).

La columna litoestratigráfica resumida, atravesada por el sondeo Uharte-Arakil R-1 es la siguiente:

0-148 m: Margas, a veces calcáreas, gris azuladas, compactas, con esporádicas intercalaciones de calizas arenosas, en bancos de espesor variable. ALBIENSE.

148-265,5: Calizas arrecifales masivas, en ocasiones muy recristalizadas. ALBIENSE.

Y la correspondiente al Irañeta R-2 es la siguiente:

0-10 m: Arcillas, más o menos calcáreas azuladas, compactas y calizas margosas. ALBIENSE.

10-200 m : Calizas construidas o calizas bioclásticas arrecifales, con frecuentes recristalizaciones de calcita. ALBIENSE.

Los parámetros hidráulicos obtenidos a partir de los ensayos de bombeo y de recuperación, así como los ensayos de permeabilidad realizados son:

Transmisividad (m^2/dia)=15-60

Porosidad eficaz=0,3%

El sondeo de preexplotación Irañeta P-3 fue sometido a un proceso de acidificación, sufriendo un incremento en su caudal específico de 0,119 l/sg/m a 0,924 l/sg/m, lo que supone un incremento del 364%.

CUADRO Nº 4.- SONDEOS ACUIFERO IRAÑETA

NOMBRE	ACUIFERO	COTA m	PROFUNDIDAD m	NIVEL AGUA	DE	PERFORA- CION tramo ϕ mm	ENTUBA- CION tramo ϕ mm	FILTROS
IRAÑETA R-1	Cretácico Inf. Margas	565	186,75	Surgente				
IRAÑETA R-2	Cretácico Inf. Caliza Urgoniana	472	200	1,8				
UHARTE ARAKIL R-1	Cretácico Inf. Caliza Urgoniana	489	265,5	Surgente				
IRAÑETA P-3	Cretácico Inf. Calizas	474,317	138	2,5		0-138550	0-138400	54

7. 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.

BATALLER, J.R. (1945).- "Bibliografía del Cretácico de España". Est. Geol. núm. 1, pp. 7-10.

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 Bolletín, p. 275-292.

BULARD, P.F. FEUILLEE, P. y FLOQUET, M. (1981): "La limite Jurassique Moyen-Jurassique Supérieur dans la Sierra d'Aralar (Pyrénées Basques espagnoles)". Cuad. Geol. 10 (1979), pp. 179-196.

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).

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 inférieur". 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. París. 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.
- 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".
- DUVERNOIS, C.; FLOQUET, M. y HUMBEL, B. (1972).- "La Sierra d'Aralar, Pyrenees Basques Espagnoles. Stratigraphie-structure". Thesis Inst. Sc. de la Terre Univ. Dijon, pp. 1-292.
- DUVERNOIS, C.; FLOQUET, M. et HUMBEL, B. (1977).- "La Sierra d'Aralar. Le support sedimentaire et l'architecture les paysages". Munibe T-29, fas. 3-4 pp. 167-194.
- EVE (1992).- Mapa Geológico del Pais Vasco escala 1:25.000. Hoja 114-I ATAUN.
- FERNANDEZ-MENDIOLA, P. A. (1986).- El Complejo Urgoniano en el sector oriental del Anticlinorio de Bilbao. Tesis Doctoral, Univ. Pais Vasco. Kobie, XVI, p. 7-184.
- 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 Cretáce moyen du Nord et l'Ouest de la Navarre espagnole". Actes 4º 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. 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. et RAT, P. (1975).- "Un exemple d'interrelation entre socle, paleogeographie et structure dans l'Arc Pyrénéen Basque: La Sierra d'Aralar". Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. Vol. 17. pp. 497-512.
- FONTANA, B., GALLEGU, R., JURADO, M. J. y MELENDEZ, G. (1992).- "El Jurásico de la Cordillera Vasco-Cantábrica meridional y oriental (Provincias de Alava y Navarra): Correlación de datos de

superficie y de diagráfias de sondeos". III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios Tomo 2, pp. 88-97. Salamanca 1992.

GARCÍA-MONDEJAR, J. (1979 a). -"El Complejo Urgoniano del Sur de Santander". Tesis Doctoral, Universidad del País 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 cretácico inferior de la cuenca vasco-cantábrica. En: El Cretácico de España. Universidad Complutense, Madrid, p 63-84.

GARCÍA-MONDEJAR, J. (1989). -"Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian basin of norther Spain and its reationship 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-MONDEJAR, J.; PUJALTE, V. Y ROBLES, S. (1986). -"Características sedimentológicas, secuenciales y tectoestratigráficas del Triásico de Cantabria". Cuad. Geol. Ibérica 10, p. 151-172.

GARMENDIA, J.M. y ROBLES, S. (1991): "Litoestratigrafía del Jurásico de Guipúzcoa y NW de Navarra. Geogaceta, 10, 6-10 pp., 3 fig.

GOMEZ DE LLARENA, J. (1948).- "Huellas del glaciario cuaternario en la Sierra de Aralar (Guipúzcoa y Navarra). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XLVI, núm. 3-4, pp. 257-262.

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 Gol. 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 glaciaria Würniense 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, 4ª Serie, XXVIII, pp. 93-111.

LAMARE, P. (1931).- "Les éléments structuraux des Pyrénées Basques d'Espagne. Essai de synthese tectonique". B.S.G.F. 5ª 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.

LOPEZ-HORGUE, M.A., LERTXUNDI MANTEROLA, D. y BACETA CABALLERO, J.I. (1996).- Evolución sedimentaria del episodio mixto carbonatado-terrigeno del Albiense superior-Cenomaniense Inferior de Altsasua (Nafarroa) y Asparrena (Araba): La Unidad Albeniz. En: Libro homenaje a Máximo Ruiz de Gaona, Principe 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.

MARTINEZ TORRES, L.M. (1991).- El Manto de los Mármoles, Geología Estructural y Evolución Geodinámica. Editorial de la Universidad del Pais Vasco. 294. pp.

-
- MATTAUER, M. et SEURET, 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.
- MELENDEZ-HEVIA, F. (1976).- "El interés petrolífero del Jurásico marino de la parte SW de la Cuenca Cantábrica". II Jornadas Nacionales del Petróleo y Gas natural. Ponencia I: Exploración y Producción.
- 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 Bay 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 GUENOC, 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.
- PALACIOS, P. (1915).- "La formación wealdense en el Pirineo Navarro". Bol. Inst. Geol. Min. España, T-36, pp. 9-15.
- PASCAL, A. (1976).- "Variations sequentialles rapides de sedimentation sur la bordure des platesformes urgoniennes dans le Nord de l'Espagne". Bull. Soc. Geol. Fr. Paris, XVIII, pp. 1005-1008.
- PASCAL, A. (1984). -"Les systemes biosédimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge Nord-Ibérique" Tesis Doctoral. Mémoires géologiques de l'Université de Dijon 10, 561 pp.
- PUJALTE, V. (1977).- "El Complejo Purbeck-Weald de Santander: Estratigrafía y Sedimentación". Tesis, Univ. de Bilbao, 202 pp.
- 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. (1982).- "Unidades litoestratigráficas del Arco Vasco del tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense". In "Cretácico de España". Univ. Comp. Madrid, pp- 59-61.
- PUJALTE, V. (1988).- "Las sucesiones del Malm-Neocomiense de la región Vasco-Cantábrica: Ensayo de correlación basado en secuencias deposicionales". III Col. Estrat. y Paleogeogr. Jurásico de España, vol. resúmenes, pp. 81-82. Logroño.

PUJALTE, V. (1989).- "Ensayo de correlación de las sucesiones del Oxfordiense-Barremiense de la región Vasco-Cantábrica, basado en las macrosecuencias deposicionales: implicaciones paleogeográficas". Cuad. Geol. Ibér., 13, pp. 199-215.

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. y VALLES, J.C. (1988).- "Evolución tectonoestratigráfica de la parte occidental de la cuenca Vasco-Cantábrica durante el Jurásico". III Col. Estrat. y Paleogeogr. Jurásico de España, vol.resúmenes, pp. 82-84 . Logroño.

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.

RAMIREZ MERINO, J.I.; OLIVE, A.; VILLALOBOS, L. y SOLE, J.(1983).- "Memoria explicativa de la hoja núm. 89 (Tolosa). MAGNA". IGME.

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 nord-Ibérique. 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. (1943).- Nota sobre crustáceos decápodos de la cantera del Monte Orobe, (Alsasua). Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, XLI, 425-433.

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.

SALOMON, J. (1982).- "Les formations continentales du Jurasique superieur et du Cretace inferieur en Espagne du Nord (Chaines Cantabrique et Iberique)". Mem. Geol. Univ. Dijon. pp. 1-1128.

SOLER y JOSE, R. (1971).- "Estudio geológico de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental)". Sol. Geol. Min. T. 82, V. pp. 406-428.

SOLER y JOSE, R. (1971).- "El Jurásico marino de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental): los problemas postkimméricos". Cuad. Geol. Ibérica, núm. 2, pp. 509-532.

SOLER y JOSE, R. (1972): "El Jurásico y Cretáceo Inferior de Leiza y Tolosa (Cuenca Cantábrica Oriental)". Bol Geol. Min.España, LXXXIII-VI, pp. 582-594.

VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- "Estratigrafía del Jurásico del NO de Navarra". Cuad. Geol. Ibérica, Vol. 2, pp. 541-558.

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

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

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