



Gobierno de Navarra

Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 113-IV

OLAZTI / OLAZAGUTÍA

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
2.1.1.1. Sistemas terrigenos del Albiense superior.....	3
2.1.1.2. Areniscas, conglomerados silíceos y lutitas (144).	3
2.1.1.3. Calizas del mar somero del Albiense superior-Cenomaniense inferior (unidad albeniz). 6	
2.1.1.4. Calcarenitas bioclasticas (146). Calizas coralinas (145)	6
2.1.2. CRETACICO SUPERIOR.....	10
2.1.2.1. Margas y margas limolíticas (152). Cenomaniense inferior medio	10
2.1.2.2. Alternancia de margas y margocalizas nodulosas (154). Cenomaniense medio- superior	12
2.1.2.3. Margas y margocalizas (156). Turoniense	13
2.1.2.4. Margocalizas, margas y turbiditas calcareas (158). Coniaciense-Santoniense inferior 13	
2.1.2.5. Alternancia de margas y margocalizas (161). Santoniense superior	16
2.1.2.6. Margas y margocalizas arenosas (186). Campaniense inferior-medio	18
2.1.2.7. Calcarenitas, margocalizas y areniscas calcareas (191). Maastrichtiense superior	20
2.2. Terciario.....	23
2.2.1. MACROSECUENCIA PALEOCENA	25
2.2.1.1. Calizas y margocalizas (190). Daniense inferior.....	25
2.2.1.2. Dolomias y calizas dolomíticas (203). Daniense superior	26
2.2.1.3. Calizas bioclasticas y calizas arrecifales masivas (206). Tanetiense inferior (Montiense).....	27
2.2.1.4. Margas, margocalizas y calcarenitas (207). Tanetiense medio	28
2.2.1.5. Calizas masivas bioclasticas (208). Tanetiense medio	29
2.2.1.6. Margas y margocalizas arenosas (210). Tanetiense superior-ilerdiense basal	29
2.2.2. MACROSECUENCIA EOCENO-1	30
2.2.2.1. Calizas bioclasticas y calcarenitas (260). Cuisiense final-Luteciense inferior-medio ..	30
2.2.3. MACROSECUENCIA EOCENO 2	32
2.2.3.1. Calizas de algas (263). Luteciense medio-Bartoniense inferior (Biarritziense).....	32
2.2.4. MACROSECUENCIA EOCENO 3	33
2.2.4.1. Margas con yesos (267). Bartoniense.....	33
2.3. CUATERNARIO	34
2.3.1. PLEISTOCENO.....	34

2.3.1.1.	Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis (519). Pleistoceno.....	34
2.3.1.2.	Arcillas de decalcificación. Fondos de dolina (523). Pleistoceno-holoceno.....	34
2.3.1.3.	Gravas, arenas y arcillas. Aluvial y terraza baja del río Arakil (525) y fondos de valle (527). Holoceno.....	34
2.3.1.4.	Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual (534) y coluviones (543). Holoceno.	35

3. TECTONICA..... 36

3.1.	LA CUENCA VASCO-CANTABRICA. CONTEXTO ESTRUCTURAL	36
3.2.	UNIDADES ESTRUCTURALES	40
3.2.1.	TERMINACIÓN ORIENTAL DEL CABALGAMIENTO DE AITZGORRI.....	41
2.2.2.	UNIDAD DE ARALAR.....	44
3.2.2.	LABIOS DE LA FALLA DE ALSASUA-IRURTZUN	45
3.2.2.1.	Sinclinales de Urbasa y Andía.....	45
3.2.2.2.	Anticlinal de Ergoiena	45
3.2.2.3.	Sinclinal de San Donato-Satrustegi	46
3.2.2.4.	Diapiro de Olló	46

4. GEOMORFOLOGIA..... 48

5. HISTORIA GEOLOGICA..... 50

6. GEOLOGIA ECONOMICA 59

6.1.	RECURSOS MINERALES.....	59
6.1.1.	MINERALES Y ROCAS INDUSTRIALES.....	59
6.1.1.1.	Arcillas.....	59
6.1.1.2.	Calizas	60
6.1.1.3.	Marmol	61
6.2.	HIDROGEOLOGIA	61
6.2.1.	Introduccion	61
6.2.2.	Unidad hidrogeologica de Aralar.....	62
6.2.2.1.	Situacion geografica	62
6.2.2.2.	Climatologia e hidrologia	62
6.2.2.3.	Geologia y estructura.....	62
6.2.2.4.	Principales acuíferos de la unidad	63
6.2.2.5.	Parametros hidraulicos.....	68
6.2.2.6.	Calidad quimica de las aguas	68
6.2.2.7.	Recursos y reservas.....	69
6.2.3.	Unidad hidrogeologica de Urbasa	70

6.2.3.1.	Situación geográfica	70
6.2.3.2.	Climatología e hidrología	70
6.2.3.3.	Geología y estructura.....	70
6.2.3.4.	Principales acuíferos de la unidad	71
6.2.3.5.	Parámetros hidráulicos.....	79
6.2.3.6.	Calidad química de las aguas	81
6.2.3.7.	Recursos y reservas.....	82
7.	BIBLIOGRAFIA.....	83

1. INTRODUCCIÓN

Este cuadrante a escala 1:25.000 de denominación Olazti-Olazagutia (113-IV) se corresponde íntegramente con el llamado Asparrena, siendo estas distintas nominaciones las atribuidas por las comunidades de Navarra y País Vasco respectivamente. Se incluye en la hoja de Salvatierra (113-23/7) a escala 1:50.000 del mapa topográfico nacional.

Más de los dos tercios del área quedan englobados en las provincias de Araba y Gipuzkoa, siendo la franja oriental, de aproximadamente 38 km², la correspondiente a Navarra.

Dos relieves montañosos de importancia, la terminación oriental de la Sierra de Aitzkorri al Norte y la Sierra de Urbasa al Sur, flanquean la terminación Este de la Llanada Alavesa, valle que se estrecha (apenas 3 km de anchura) en el confin con Navarra y que da paso al Valle de Burunda, ya en este último territorio. Por ello, para Navarra, las cotas máximas se sitúan en torno a los 1100 m en la Zona Norte y 900 m en la Zona Sur, correspondiendo algo más de 500 m al centro del valle.

La principal corriente fluvial es el río Burunda, siendo Ziordia y Olazti los dos únicos núcleos de población importantes.

Geológicamente, la zona de estudio se incluye en la terminación oriental del accidente cabalgante de Aitzgorri, dominios Navarro-Cántabro y Arco Vasco de la Cuenca Vasco-Cantabrica (FEUILLE y RAT, 1971), así como terminación occidental de la zona pirenaica.

Los materiales aflorantes en esta zona comprenden edades desde el Albiense superior hasta el Eoceno. Es aquí donde se produjeron en la etapa alpina uno de los accidentes más importantes de la Cuenca y su sistema de transferencia: el cabalgamiento de Aitzgorri y la terminación occidental de la falla Irurtzun-Alsasua, de posible actuación sinsedimentaria pre-alpina. Asimismo, es destacable la estructura sinclinal de Urbasa.

Caben destacar como estudios previos en la zona los clásicos de RUIZ DE GAONA (1943-52), CIRY y MENDIZABAL (1949) y RAT (1959). Este último se mantiene hoy

en día como el pionero de los estudios de entidad de la Cuenca Vasco-Cantabrica. Asimismo destacaremos los trabajos de cartografía a escala 1:25.000 de la Diputación Foral de Navarra (1969) y los del Plan Magna del Instituto Geológico y Minero en la hoja a escala 1:50.000 de Salvatierra (113) y Altsasua (114) de los años 1978 y 1987 respectivamente.

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 Landelino 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

Las series estratigráficas de la hoja de Olazti-Olagutia comprenden edades entre el Albiense Superior y Eoceno. Generalmente, muy cubiertos, los materiales se observan casi exclusivamente en carreteras y pistas, excepción hecha de los cresteríos calizos mas importantes.

Estructuralmente, los materiales se encuentran incluidos en la terminación oriental del Anticlinorio de Bilbao, expresado aquí mediante el cabalgamiento de Aitzgorri, el cual define una parte norte muy deformada (donde se encuentra la terminación occidental de la falla de Irurtzun-Alsasua) y una parte meridional monoclinal con buzamientos hacia el sur.

2.1. MESOZOICO

2.1.1.1. Sistemas terrigenos del Albiense superior.

2.1.1.2. Areniscas, conglomerados silíceos y lutitas (144).

Tradicionalmente incluidos bajo la denominacion de Complejo Supraurgoniano, nombre introducido por RAT (1959) para designar los materiales terrígenos que se disponen suprayacentemente a las calizas típicamente urgonianas (calizas con rudistas entre otras). Aunque el mismo autor ya apuntaba cierta relación lateral entre los grupos Urganiano y Supraurgoniano, es preferible no referirse a este último término debido a la compleja relación que se puede observar entre los mencionados grupos litológicos carbonatado y terrígeno, relación muy diferente segun los distintos puntos de la Cuenca Vasco-Cantábrica y especialmente interesante en el ámbito de la zona entre Ziordia y Uharte-Arakil.

Los afloramientos de estos materiales, compuestos principalmente de lutitas y areniscas y, en menor proporción, conglomerados (144) se localizan en los relieves montañosos al Norte de Olazti, aflorantes a favor de pistas forestales.

Se encuentran replegados, e incluso invertidos, por efecto del cabalgamiento de Aitzgorri. Estos materiales se adscriben a la Formacion Valmaseda (GARCIA-MONDEJAR, 1982) de naturaleza terrígena somera.

La serie comienza con areniscas de grano grueso y algunos conglomerados, en capas canalizadas con tendencia masiva, interpretados como canales distributarios deltaicos; entre ellas se depositan areniscas y lutitas con estratificación cruzada y ripples de oscilación a techo, consideradas como barras de plataforma somera o barras de frente deltaico. En general se distinguen varias secuencias pequeñas de este tipo pero con una tendencia mayor grano y estratodecreciente, presentando hacia techo lutitas en mayor proporción. Ello se interpreta como un sistema deltaico retrogradante. Entre las lutitas, interpretadas como de prodelta o de áreas de la plataforma entre canales distributarios, son frecuentes las capas de areniscas finas con estructuras de tipo estratificación cruzada "hummocky" y ripples de oscilación, indicativas de la acción de tormentas episódicas en el sistema deltaico.

Hacia el Este y Noreste, esta serie adquiere mayor proporción de material terrígeno fino (lutitas y limolitas) pasando a un sistema con características turbidíticas, jalonado a su vez por plataformas someras carbonatadas en la zona de Aralar (hojas de Lakuntza y Uharte-Arakil). Con estos datos se puede decir que el sistema deltaico aquí aflorante pasa a una zona de surco dentro de una amplia plataforma somera mixta (surco de Lakuntza-Lizarrusti; ver figura 1).

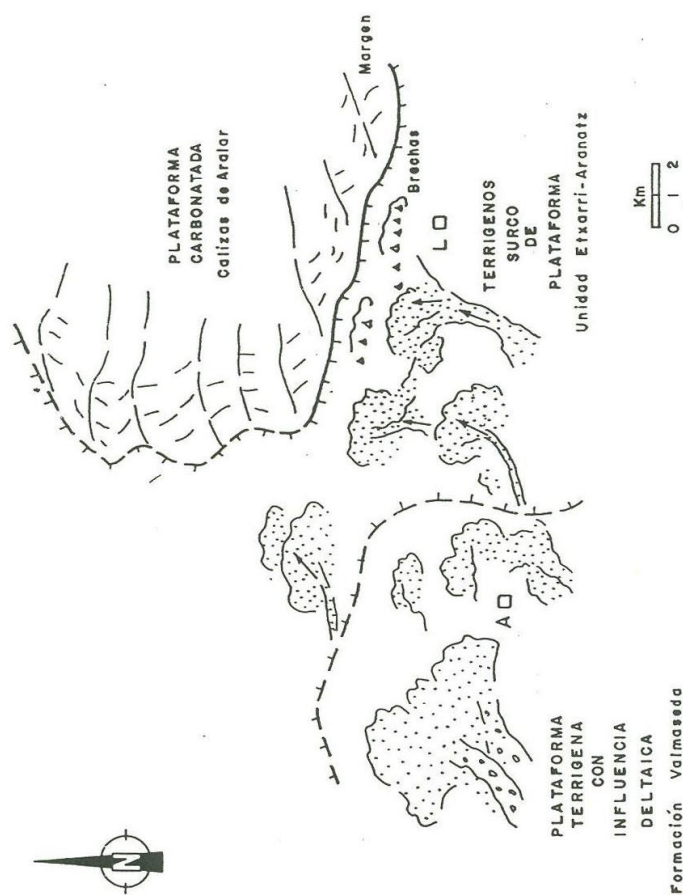


FIG. I - MAPA PALEOGEOGRAFICO PARA EL ALBIENSE SUPERIOR (Inflatum) CON REPRESENTACION DE LAS PLATAFORMAS TERRIGENA Y CARBONATADA Y EL SURCO INTER - PLATAFORMAS DEL AREA DE LAKUNTZA - LIZARRUSTI. A - Altsasua; L - Lakuntza

La potencia máxima aflorante de este sistema deltaico se estima en torno a 500 m, siendo posible una mayor potencia debido a no aflorar su muro.

La edad atribuida a estos materiales es Albiense Superior, zona inflatum, en base a la presencia de fauna de ammonites (WIEDMANN, 1979).

2.1.1.3. Calizas del mar somero del Albiense superior-Cenomaniense inferior (unidad albeniz).

2.1.1.4. Calcarenitas bioclasticas (146). Calizas coralinas (145)

Inicialmente denominada Formación Eguino (GARCIA-MONDEJAR, 1982), designada como el episodio carbonatado somero suprayacente a las areniscas del supraurgoniano, localizado en la zona de Eguino (Alava). Recientemente se ha redefinido como Unidad Albeniz para incluir dentro de ella a los materiales carbonatados y sus equivalentes laterales terrígenos aflorantes entre Asparrena (Alava) y Alsasua (Navarra) en base a una nueva estratigrafía de conjunto (LOPEZ-HORGUE et al, 1996).

Afloran creando relieves de gran entidad al Norte de Ziordia y Olazti, lugares donde actualmente se explotan las calizas para la elaboración de cemento.

La Unidad Albeniz comienza con la instauración gradual pero rápida sobre los terrígenos infrayacentes, de calizas margosas y calcarenitas constituyendo una secuencia de descontaminación en terrígenos, dando paso a calcarenitas (146) de grano fino a grueso en bancos de hasta 1 m de espesor definidos por finos tapices margosos; están constituídas básicamente por fragmentos de equínidos, así como también braquiópodos, pelecípodos y esponjas. No sobrepasan 125 m de espesor y pasan lateralmente a la base de los edificios calizos arrecifales de esta misma unidad; se interpretan como originadas en una plataforma somera afectada por oleaje (fig. 2). Las facies carbonatadas que originan los relieves anteriormente mencionados son calizas micríticas (145) que comienzan con una secuencia de descontaminación en terrígenos sobre la unidad siliciclástica infrayacente, pasando de calizas margosas a calizas con corales y rudistas, generalmente masivas. Configuran un dispositivo de parches arrecifales aislados en tránsito a las calcarenitas anteriormente descritas y a margas y limolitas calcáreas. En esta hoja de Olazti

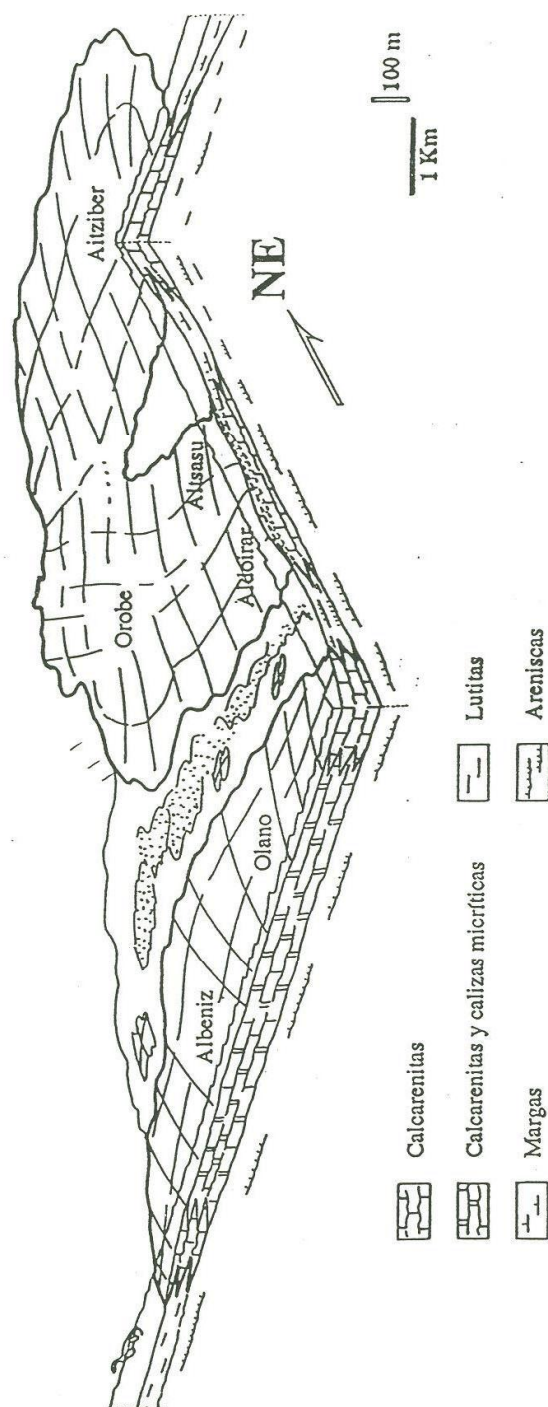


FIG.-2 - RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA DE LAS CALCARENITAS DEL EPISODIO ALBENIZ.
Explicación en el texto (tomado de López-Horgue ef. al. 1996)

Olazagutia aflora el margen arrecifal del mas grande de ellos (Olano), al Norte de Ziordia, asi como el parche arrecifal de Aldoirar, al Norte de Olazti, y pequeñas partes de los parches de Orobe (ver hoja de Zegama, 113-II) y Alsasua (hoja 114-III) (ver figura 3).

El techo de estas calizas presenta rasgos de disolución subaérea y posterior relleno en condiciones marinas, indicativo del desarrollo de paleokarst. La potencia de estos parches es muy variable, presentando el de Olano un espesor cercano a los 400 m, siendo el de Orobe de aproximadamente 150 m. El carácter agradacional de las márgenes arrecifales induce a pensar en una compensación de la sedimentación carbonatada de plataforma conforme subía rápidamente el nivel del mar, manteniéndose el medio somero; esto no ocurriría en el dominio de cuenca relativa de estos parches, donde se depositarían limolitas, margas y alguna calcarenita de material exportado desde la plataforma. Estas facies terrígenas finas de la Unidad Albeniz constituyen la mitad inferior del siguiente término litológico (152), del cual hablaremos dentro del Cretácico Superior.

La edad de esta unidad puede definirse por dataciones de su infrayacente (144), de materiales lateralmente equivalentes fuera del área de estudio y de las margas suprayacentes, pudiendo datarse como Albiense Superior (Zona inflatum)-Cenomaniense Inferior.

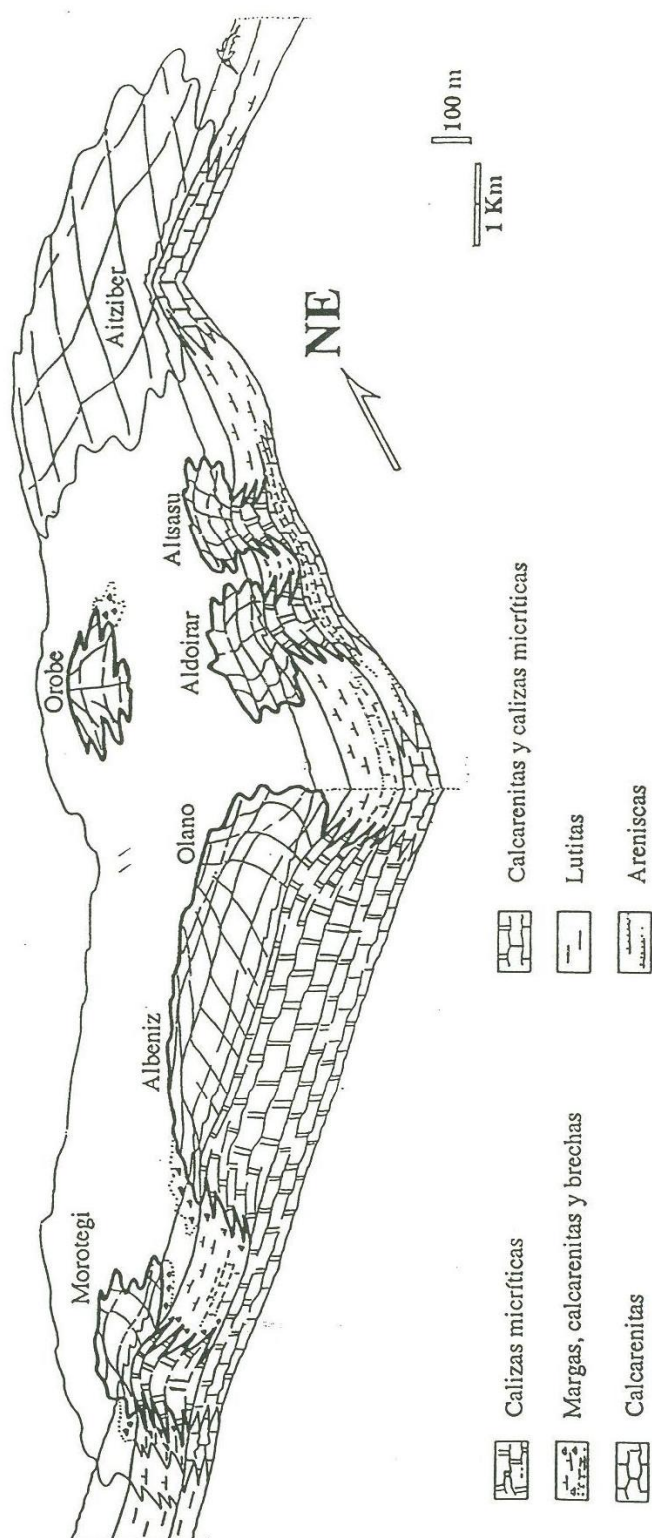


FIG.-3 - RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA DE LAS CALIZAS ARRECIFALES DE LA UNIDAD ALBENIZ (tomado de López - Horgue et. al, 1996)

2.1.2. 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 (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 desarrollan 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-Hiriberri), dentro de la sucesión del Cretácico superior se ha 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, y las secciones de referencia que se van a utilizar para su descripción corresponden a las de Olazagutia (hoja de Alsasua) y Lizarraga (hoja de Villanueva-Hiriberri). La mayor parte de la información consultada corresponde a las cartografías previas a escala 1:25000 de la Diputación Foral de Navarra y 1:50000 del ITGE, y asimismo se han tenido en cuenta los datos aportados por WIEDMANN et al (1979), y para el Maastrichtiense la tesis doctoral de BACETA (1996).

2.1.2.1. Margas y margas limolíticas (152). Cenomaniense inferior medio

Esta unidad se dispone a continuación de las calizas someras de la unidad Albeniz y en parte en tránsito lateral de las mismas. 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 caracter turbidítico). Su espesor ronda los 300-350 m, y debido a su caracter blando suele aflorar en malas condiciones. Su contenido faunístico es abundante, reconociendose una variada asociación de organismos plantónicos y microbentónicos. Entre los primeros destaca la presencia de *Rotalipora appeninica* (RENZ) y *R. reicheli* MORNOD, especies que junto con su posición estratigráfica permiten atribuirle de forma bastante coherente 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%)

2.1.2.2. 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 comúnmente 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 de 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 Olzazagutía y Lizarraga (cuadrantes adyacentes de Alsasua y Villanueva-Hiribarri) 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.

2.1.2.3. Margas y margocalizas (156). Turoniense

Constituyen un tramo poco potente (50 a 100 m) que generalmente suele estar muy cubierto. En la sección de Olzazagutía (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.

Hacia posiciones más orientales (sección de Lizarraga y SE de Irurzun), la unidad está 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. Dicha discontinuidad, aunque no muy evidente, tiene ámbito regional; habiéndose reconocido en muchas secciones de la Región Vasco-Cantábrica (ver AMIOT 1982 y 1983).

2.1.2.4. 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 resto de sedimentación sería marino distal y profundo, con aporte esporádico de material somero en forma de turbiditas canalizadas. El espesor medio de toda la unidad ronda los 500 m, aunque varía sustancialmente de E a W (de 300 m en Lizarraga a casi 600 m en Olzazagutía).

Su edad se ha podido establecer con bastante precisión en base a los datos de las secciones de Olzazagutía y Lizarraga (cuadrantes vecinos de Alsasua y Villanueva Hiriberri), así como en datos de WIEDMANN et al (1979) obtenidos en la cantera de Cementos Portland situada al S de Olazti (este cuadrante).

En su parte inferior, aflorante en el cruce de carreteras que desde Alsasua y Olazti conducen a la Sierra de Urbasa, WIEDMANN et al (1979) reconocen varios ejemplares de *Cremnoceramus* sp. aff. *C. inconstans* (WOODS) que indicarían el Coniaciense inferior-medio. En su parte superior, que aflora excepcionalmente en la cantera anteriormente citada, los mismos autores distinguen a su base una asociación de fósiles claramente representativa del Coniaciense superior (*Hemitissotia turzoi* KARR., *Muniericeras inconstans* GROSS, y *Scaphites* cf. *S. compressus* D'ORB); y a su techo otra más completa que definiría el Santoniense inferior (*Inoceramus* cf. *I. balticus* BOHM, *Echinocorys vulgaris striatus* (LAMARCK), *Hemiaster batalleri* LAMBERT, *Micraster larteti* LAMBERT, *M. coribericus* LAMBERT, *M. corcumlubarius* LAMBERT, *Globotruncana* (*Dicarinella*) *concavata* (BROTZEN), *Globotruncana* (*Marginotruncana*) *coronata* BOLLI, *G. linneana* (D'ORB) y *G. tricarinata* (QUER). En base a estos datos, toda la unidad abarcaría en edad el Coniaciense y el Santoniense inferior.

La muestra analizada en los niveles lutíticos de la unidad (158) han dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Caliza de grano fino beige amarillenta, compacta y masiva.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 15%

Cuarzo 7%

Feldespatoid

Calcita 78%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 19%

Esmectita 72%

Vermiculita -

Clorita -

Caolinita 9%

Interestrat. -

Indice de Biscaye 0.4

Indice de Kubler 4.0

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

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

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

2.1.2.5. 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 que la infrayacente (en este cuadrante apenas aflora). En la sección de Olzazagutia (cuadrante de Alsasua) está constituida a gran escala por alternancias bastante regulares de margas y margocalizas gris-beige, estos últimos 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 planctónica y macrofósiles es abundante. Entre los primeros la asociación formada por *Globotruncana lapparenti* BOLLI, G. (*Rosita*) *forficata* (PLUMMER) y G. (*Globotruncanita*) *elevata* (BROTZEN) indican una edad Santoniense superior-Campaniense basal. Entre los macrofósiles 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. -

Indice de Biscaye 0.4

Indice de Kubler 3.0

Vermiculita de baja carga

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

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

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

2.1.2.6. 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 Olzagutia) 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 (inoceramidos). Su espesor ronda en este cuadrante los 150 m, aunque a mayor escala es variable (por ejemplo, hacia el E en los cuadrantes adyacentes llega a superar los 300 m). 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 Olzagutia 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. -

Indice de Biscaye 0.65

Indice de Kubler 3.4

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

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

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

2.1.2.7. Calcarenitas, margocalizas y areniscas calcareas (191). Maastrichtiense superior

Esta unidad se reconoce con similares facies y espesores (entre 100 y 150 m), a lo largo de ambos flancos de la Sierra de Urbasa. En este cuadrante 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 situaría en el tránsito Maastrichtiense inferior-superior (BACETA, 1996). El mejor

punto para observar la unidad que la recubre (191) corresponde a la sección de Olzazagutía, 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 packestone, 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 un porcentaje de material terrígeno en forma 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 estratificados. 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 intervalos de facies más profundas. La mitad superior registraría asimismo un alto influjo terrígeno. La edad de toda la unidad ha podido establecerse con precisión en base a la abundancia de macroforaminíferos y foraminíferos planctónicos. Entre los primeros se reconocen *Lepidobotides 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* CUSHMAN, *G. (Globotruncanita) stuarti* DE LAPPARENT, *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI) y *Racimiguembelina fruticosa* (EGGER). Ambas asociaciones permiten asignarle a la vez una edad Maastrichtiense

superior. De esta forma el hiato asociado a su base en este cuadrante y en los adyacentes abarcaría por lo menos al Campaniense superior y al Maastrichtiense inferior.

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

DESCRIPCION:

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

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 48%

Cuarzo 28%

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%)

2.2. 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 terciaria 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 descritos), 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 ésta última marcaría el límite Paleoceno-Eoceno.
- MACROSECUENCIA EOCENO-1: Se depositó durante condiciones regresivas y abarca en edad desde el Eoceno inferior (Ilerdiense) al Eoceno medio (Luteciense medio). Su techo coincide con la discontinuidad "Intraluteciense" (PAYROS et al., 1996; y PAYROS, 1996), la más importante para el Eoceno de todo el área.
- MACROSECUENCIA EOCENO-2: Está constituida por los materiales de edad Eoceno medio-superior (Luteciense medio-Bartoniense inferior), representativas de lo que a nivel pirenaico se conoce como la "transgresión Biarritziense".
- MACROSECUENCIA EOCENO-3: Es la que tiene menor representación cartográfica dentro de este cuadrante (únicamente aflora en la parte central de la Sierra de Urbasa), aunque en posiciones más orientales (cuenca de Pamplona) alcanza espesores considerables. Está compuesta por materiales carbonatados y mixtos que en edad pertenecen al Eoceno superior (Bartoniense).

Para las hojas de Olzagutia, Alsasua y Villanueva-Hiriberri, los materiales representativos de todas estas macrosecuencias se han agrupado en un total de 19 unidades cartográficas. Las dos secciones de referencia que se van a utilizar para su descripción son los de Olzagutia, Lizarraga y Arteta, situadas respectivamente en los cuadrantes de Alsasua y Villanueva Hiriberri. En la Hoja de Olzagutia afloran únicamente 9 de dichas unidades.

2.2.1.MACROSECUENCIA PALEOCENA

Sus materiales constituyentes configuran la plataforma carbonatada más extensa, ya que se continua varias decenas de kilometros hacia el W por el S de Alava y N de Burgos. Agrupa a las unidades 36 a 43 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 (de W a E desde poco antes de la sección de Olzazagutia hasta poco más de la sección de Lizarraga). En la 1ª de esas 2 secciones alcanza un espesor de 25 m y en su mayor parte está formada por calizas grises masivas o pobremente estratificadas. En lámina delgada las calizas presentan texturas packestone y están compuestas por briozoos, fragmentos de equinodermos y bivalvos, y pequeños foraminíferos bentónicos (*Lenticulina* sp, *Mississippina* sp, *Planorbulina cretae* (MARSON), textuláridos, arenaceos y nodosáridos). 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 para estar fundamentalmente constituida por margocalizas grises que contienen una abundante fauna plantónica. En base a datos de BACETA (1996) esta unidad se interpreta como representativa de ambientes de plataforma somera y abierta con bajo hidrodinamismo. Según el mismo autor y en base a foraminíferos plantónicos reconocidos en la sección de Lizarraga, su edad sería Daniense inferior (zona de *E. pseudobulloides*). Su base representaría por tanto el límite Cretácico-Terciario, aunque debido a su carácter erosivo no se habría preservado la lámina arcillosa rica en irido ("K/T layer") que marca el límite entre ambos pisos en otras muchas secciones de la Región Vasco-Cantábrica.

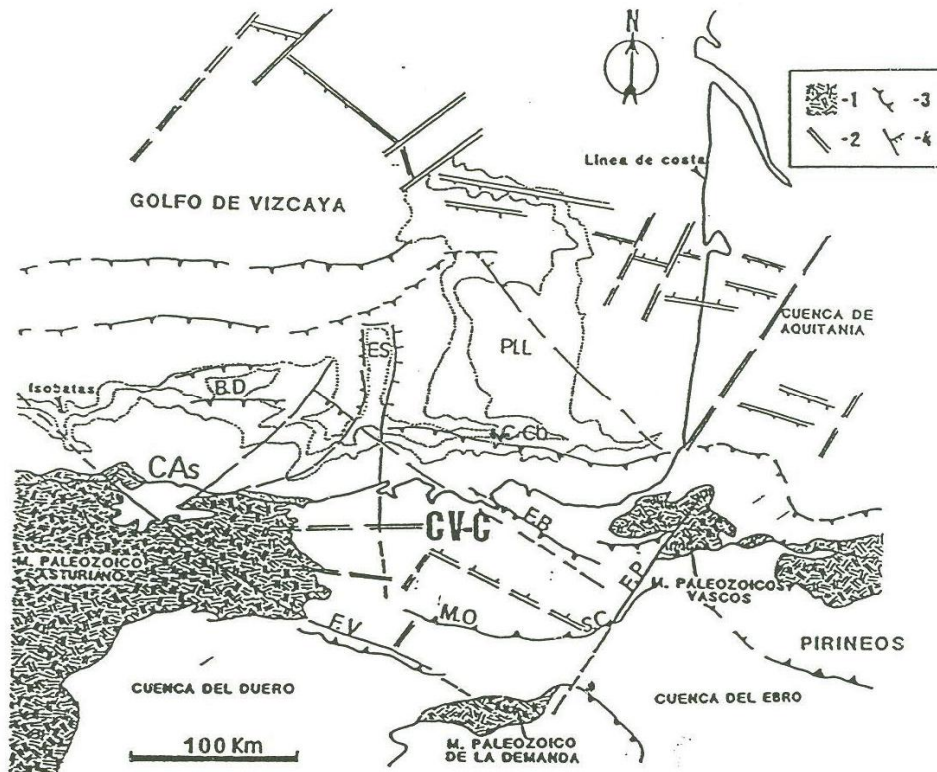


Fig. 4

Contexto estructural y límites de la Cuenca-Vasco-Cantábrica. 1: Afloramientos del zócalo paleozoico. 2: Fallas normales o de desgarre mesozoicas; 3: Cabalgamientos paleogenos; 4: Fallas normales o de desgarre paleogenas (algunas de ellas con actuación también en el Mesozoico). CV-C: Cuenca Vasco-Cantábrica; C As: Cuenca Asturiana; B.D: Banco Le Danois; ES: Espolón de Santander; C. Cb: Cañón de Capbrete; PLL: Plataforma de las Landas; M.O: Montes Obarenes; S.C: Sierra de Cantabria; F.V: Falla de Ventaniella (también denominada Falla Cantábrica o de Ubierna); F.P: Falla de Pamplona (alineación de los diapiros navarros); F.B: Falla de Bilbao. Isobatas en brazas, equidistancia 500. Modificado de Derégnaucourt y Boillot (1982) y Rat (1988).

2.2.1.2. Dolomias y calizas dolomíticas (203). Daniense superior

Corresponde a una unidad de dolomías de origen secundario y con un espesor entre 60 y 100 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 Maastrichtiense superior (unidad 34). A escala de afloramiento se reconoce fácilmente, ya que forma una serie de relieves ruiniformes 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 xeróticas, 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) los interpreta como facies de tipo arrecifal y/o pararecifal. Sus equivalentes distales (unidad 38), aflorantes en la Sierra de Andía (a partir de la sección de Lizarraga), tienen un carácter más abierto (facies de "fore-reef") y son los que han permitido datar ambas unidades. Según BACETA (1996) los foraminíferos plantónicos clasificados en muestras de la sección de Lizarraga, indican una edad Daniense superior (zonas de *E. trinidadensis* y *M. uncinata*).

2.2.1.3. Calizas bioclasticas 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 o tener carácter erosivo. Su espesor suele fluctuar entre 100 y 130 m.

En la sección de Olzagutia fundamentalmente está constituida por calizas bioclásticas estratificadas en bancos métricos. Estas calizas suelen aparecer parcialmente recristalizadas y petrológicamente corresponden a grainstones/packstones de algas rodofíceas y dasycladáceas, 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 trematoforados (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 montículas arrecifales tipo "patch-reef". Estas ultimas facies son las predominantes en la Sierra de Andía (sección de

Lizarraga), donde la unidad es masiva y fundamentalmente está 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-reff", sección de Olzagutia-Sierra de Urbasa y arrecife, sección de Lizarraga-Sierra de Andía). 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 impropio a pesar de seguirse utilizando, ya que como piso el Montiense correspondería en edad al Daniense superior (ver CAVELIER y POMEROL, 1986).

2.2.1.4. 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 Olzagutia 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 volumetricamente predominan las margas y margocalizas.

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 Olzagutia como Lizarraga 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 plantónicos (asociación correspondiente a la zona de *P. pseudomenardii*).

2.2.1.5. 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 Olzagutia alcanza 45 m de espesor, y está formada por calizas bioclásticas masivas o pobremente estratificadas.

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, *Planorbulina cretae* (MARSSON), *Cuvillerina sireli* INAN, *Alveolina primaeva* REICHEL y *Fallotela alavensis* MANGIN. Todas estas especies definen claramente el Tanetiense medio (zona de *A. primavera*).

2.2.1.6. Margas y margocalizas arenosas (210). Tanetiense superior-ilerdiense basal

Esta unidad suele aparecer formando una depresión característica generalmente cubierta por la vegetación. Su base es bastante neta y su espesor es variable debido a las erosiones provocadas por las diferentes discontinuidades presentes en los materiales eocenos suprayacentes.

De hecho, sus afloramientos no son continuos y en la Sierra de Urbasa se limitan a una banda de unos 10 km que se sitúa desde 3 km al W de la sección de Olzagutia hasta las proximidades de la Ermita de San Adrian (cuadrante de Alsasua).

En la sección de Olazagutia alcanza un espesor de 40 m y se apoya mediante un contacto neto y ligeramente erosivo sobre la unidad 42.

Litológicamente esta compuesta por margas y margocalizas arenosas de colores oscuros. Las margocalizas sobre todo se concentran en la parte inferior, donde se ha observado que corresponden a wackstone/packstones de fragmentos de conchas de pequeños gasterópodos y bivalvos, y son algunos macroforaminíferos (*Discocyclina seunesi* DOUVILLE y *Operculina azilensis* TAMBAREAU). También es destacable en la mitad superior de la unidad de algunas intercalaciones de limos y arenas de grano fino.

En conjunto todos estos depósitos caracterizarían un ambiente de plataforma externa a distal, con cierto influjo terrígeno más patente en sus últimos momentos. En base a las dos especies de macroforaminíferos citados su edad sería Tanetiense superior (zona de *A. levis*). Basándose en datos de foraminíferos plantónicos y en correlaciones a escala regional, BACETA (1996) amplía su edad hasta el comienzo del Eoceno (Ilerdiense basal).

2.2.2.MACROSECUENCIA EOCENO-1

Sus materiales constituyentes, que en edad abarcan desde el Ilerdiense inferior al Luteciense medio, forman en conjunto una plataforma carbonatada de menor extensión que la del Paleoceno (su borde interno se situaría en la terminación W de la Sierra de Urbasa) pero cuyo margen avanzaría progresivamente hacia la cuenca (tendría un marcado carácter progradante). Dentro de esta hoja esta macrosecuencia solo está representada por la unidad (260), aunque en los cuadrantes vecinos incluye todos los términos desde el (211) al (260).

2.2.2.1. 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 Satustregi (cuadrante de Villanueva-Hiriberri), donde forma unos impresionantes resaltes. En cambio, en las Sierras de Urbasa y Andía (este cuadrante y el adyacente de Alsasua), 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 Alsasua sobre materiales del Eoceno inferior y en esta directamente sobre los 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 Olzazagutia y Lizarraga (Sierras de Urbasa y Andía), 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 discocyclínidos). Es frecuente dentro de ellos la presencia de partículas peloidales (alguno de claro origen algal) muy redondeadas. 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 rodófitas 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 una unidad de margas y margocalizas compuestas principalmente por foraminíferos planctónicos (unidad 48 de la cartografía).

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 la presencia de *Nummulites millecaput* en los depósitos inmediatamente suprayacentes evidenciaría que al menos se extiende hasta el Luteciense medio (zona de *N. 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 esta hoja de Olzagutía solo aflora una de dichas unidades (263).

2.2.3.1. Calizas de algas (263). Luteciense medio-Bartonense inferior (Biarritziense)

Esta unidad aflora a lo largo de toda la Sierra de Urbasa, donde se llega a apoyar discordantemente incluso sobre materiales del Paleoceno (flanco meridional, cuadrante de Zudaire). En la sección de Olzagutía tiene un espesor de 140 m, y fundamentalmente está formada por calizas bastante masivas que presentan frecuentemente superficies internas de retrabajamiento. Estas calizas tienen texturas packstone/grainstone e incluso rudstone. Sus componentes principales son las algas rodofíceas (*lithothamium* y *Archeolithothamium*). Eventualmente estas algas forman, en algunos puntos, pequeñas formas bioconstruidas de texturas boundstone, aunque generalmente aparecen fragmentadas o recubriendo fragmentos esqueléticos a modo de rodolitos. Asimismo, dentro de todo el conjunto se reconocen niveles y tramos de calcarenitas bien estratificadas, algo arenosas y con una proporción importante de macroforaminíferos (alveolinas y nummulites) y bivalvos pectínidos. La asociación de rodolitos de algas y moluscos sería indicativa de medios bastante someros que, junto con el resto de las facies observadas, caracterizarían un ambiente de plataforma interna-media con un gradiente energético moderado.

Según PAYROS et al (1996) y PAYROS (1996) la edad de toda la unidad sería Luteciense medio-Bartonense basal, en base a la presencia de asociaciones de macroforaminíferos pertenecientes a las zonas de *N. sordensis*-*A. porrecta*, *N. herbi*, y *N. perforatus*-*A. elongata*. Según los mismos autores, esta edad también se deduce en base a foraminíferos planctónicos clasificados en los depósitos de cuenca equivalentes y localizados al SE de Irurtzun.

2.2.4.MACROSECUENCIA EOCENO 3

Esta macrosecuencia está formada por los materiales del Terciario marino más jóvenes preservados en la zona W de Navarra. Sus materiales constituyentes son de naturaleza carbonatada y/o siliciclástica y en la vertical se disponen definiendo una clara tendencia regresiva, que en el área de Pamplona (donde alcanzan su máxima expresión) culmina con la instauración de la sedimentación continental. En el centro de la Sierra de Urbasa la macrosecuencia no aflora completa, y únicamente está representada por dos unidades (53 y 54) cuya edad se ha establecido principalmente por correlación con sus equivalentes orientales. En esta hoja de Olazagutia solo aflora una de ellas.

2.2.4.1. Margas con yesos (267). Bartonense

Esta unidad se apoya sobre la 50 mediante una discontinuidad con rasgos de exposición subaérea. En la sección de Olazagutia alcanza un espesor de 30 m y comienza con un tramo de areniscas y microbrechas calcáreas que en ocasiones se disponen rellenando los huecos y fisuras ligados a la discontinuidad basal. El resto corresponde a margas azules y grises bastante masivas que únicamente contienen pequeños gasterópodos y foraminíferos microbentónicos. En algunos puntos y a diferentes alturas entre las margas se reconocen pequeñas concreciones y cristales de yeso.

En base a tales características el ambiente de sedimentación que se deduce, corresponde a una plataforma interna muy somera en un clima cálido, que favoreció la precipitación episódica de minerales evaporíticos.

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

2.3. CUATERNARIO

2.3.1.PLEISTOCENO

2.3.1.1. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis (519). Pleistoceno.

En la hoja de Olazti-Olazagutia, se han reconocido una serie de depósitos relacionados con morfología de glacis, ubicados en las vertientes del valle del río Arakil.

Se trata de un conjunto, de escaso espesor (inferior a 2 m.), formado por cantos, predominantemente carbonatados, subangulosos y subredondeados, con matriz arcillo-limosa de tonos pardos.

Su atribución cronológica es al Pleistoceno.

2.3.1.2. Arcillas de decalcificación. Fondos de dolina (523). Pleistoceno-holoceno.

Corresponden al relleno de algunas depresiones de origen kárstico (dolinas, uvalas), 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.

2.3.1.3. Gravas, arenas y arcillas. Aluvial y terraza baja del río Arakil (525) y fondos de valle (527). 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 río 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 areno-arcilloso. En su parte más alta predominan los fangos.

En la red fluvial de menor orden, se han cartografiado los fondos de valle más importantes (527), compuestos por gravas dominantes, en matriz areno-arcillosa.

2.3.1.4. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual (534) y coluviones (543). Holoceno.

En la margen derecha del río Arakil, en el entorno de Olazagutia, se localiza una morfología con depósito, atribuida a glacis actual-subactual (534), formada 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 las laderas que presentan depósitos asociados de tipo coluvión (543) formados por cantos en matriz limoarcillosa. El espesor de estas formaciones puede alcanzar los 2-3 m. en sus partes más bajas. Su edad es Holoceno.

3. TECTONICA

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

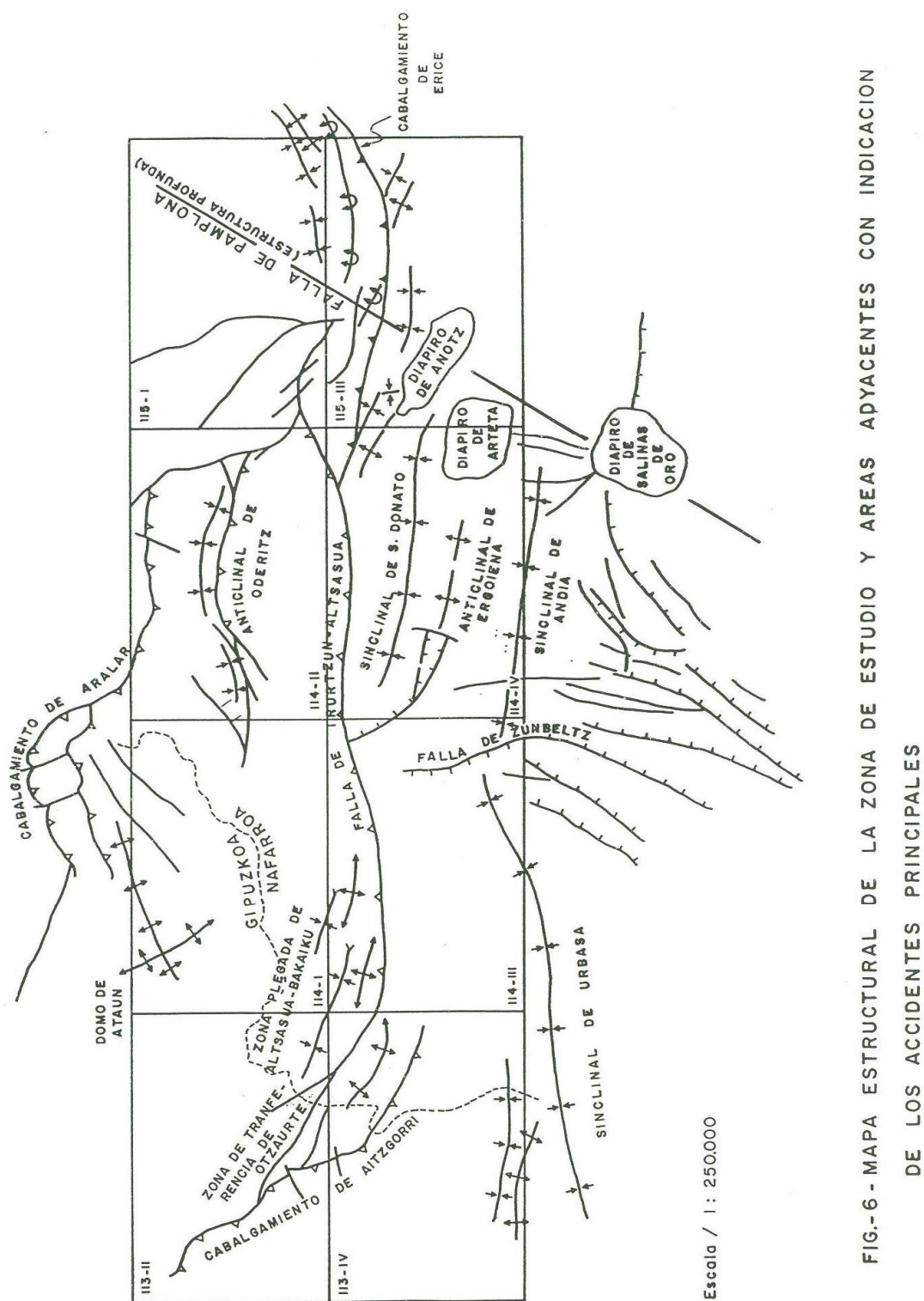
Asimismo, las estructuras menores se analizarán teniendo en cuenta sus peculiaridades para cada cuadrante.

3.1. LA CUENCA VASCO-CANTABRICA. CONTEXTO ESTRUCTURAL

La región Vasco-Cantábrica, situada en la parte nor-oriental de la Península Ibérica, forma la prolongación occidental del cinturón orogénico alpino de los Pirineos. En la cuenca pericratónica perteneciente a esta región (fig. 5) se depositaron principalmente materiales de edad mesozoica, mayoritariamente del Cretácico (Figura 6). La potencia de las series del Jurásico Superior-Cretácico, por ejemplo, alcanzan según autores, 17.000 m (LOTZE, 1960), 12.000 (BRINKMANN AND LÖGTERS, 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).



Configuración geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica y sus principales unidades. Las fallas principales están señaladas con trazo grueso. A: Principales dominios de la Cuenca Vasco-Cantábrica; 1: Macizo Paleozoico Asturiano; 2: Dominio Periastriano (o Bloque Santanderino); 3: Arco Vasco; 4: Dominio Navarro-Cántabro (o Bloque Alavés); 5: Zona Norpirenaica; 6: Bloque Navarro del Ebro o Zona Surpirenaica; 7: Depresión del Duero; 8: Depresión del Ebro. FR: Falla de Rameles; FB: Falla de Bilbao; FP: Falla de Pamplona; FV: Falla de Ventaniella y FC: Falla de Las Caldas. B: Esquema geológico y principales estructuras de la Cuenca Vasco-Cantábrica; 1: Paleozoico; 2: Triásico; 3: Jurásico; 4: Cretácico inferior; 5: Cretácico superior; 6: Terciario prerogénico; 7: Terciario postrogénico y Cuaternario (según Rat et al, 1983; Feuillée y Rat, 1971).



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 sinclinal 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 período 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. 6). La zona de Irurtzun-Alsasua, objeto de este estudio, queda incluida en los dominios Navarro-Cántabro y Arco Vasco (nº 4 en fig. 6), 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-Cantábrego 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 7).

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 8) y el relevo mediante fallas de dirección NW-SE entre Otzaurte (Guipuzkoa) y Orobe (Navarra) (ver fig. 7). 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 antiformal 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.

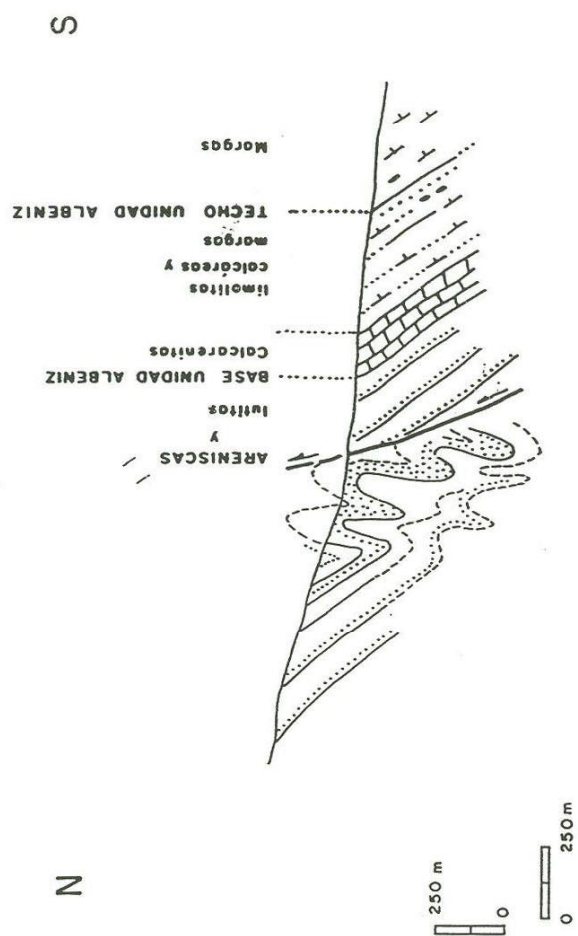


FIG.7.- CORTE GEOLOGICO MOSTRANDO LA TERMINACION SUR-ORIENTAL DEL CABAL -
GAMIENTO DE AITZGORRI, ZONA AL NORTE DE ZIORDIA

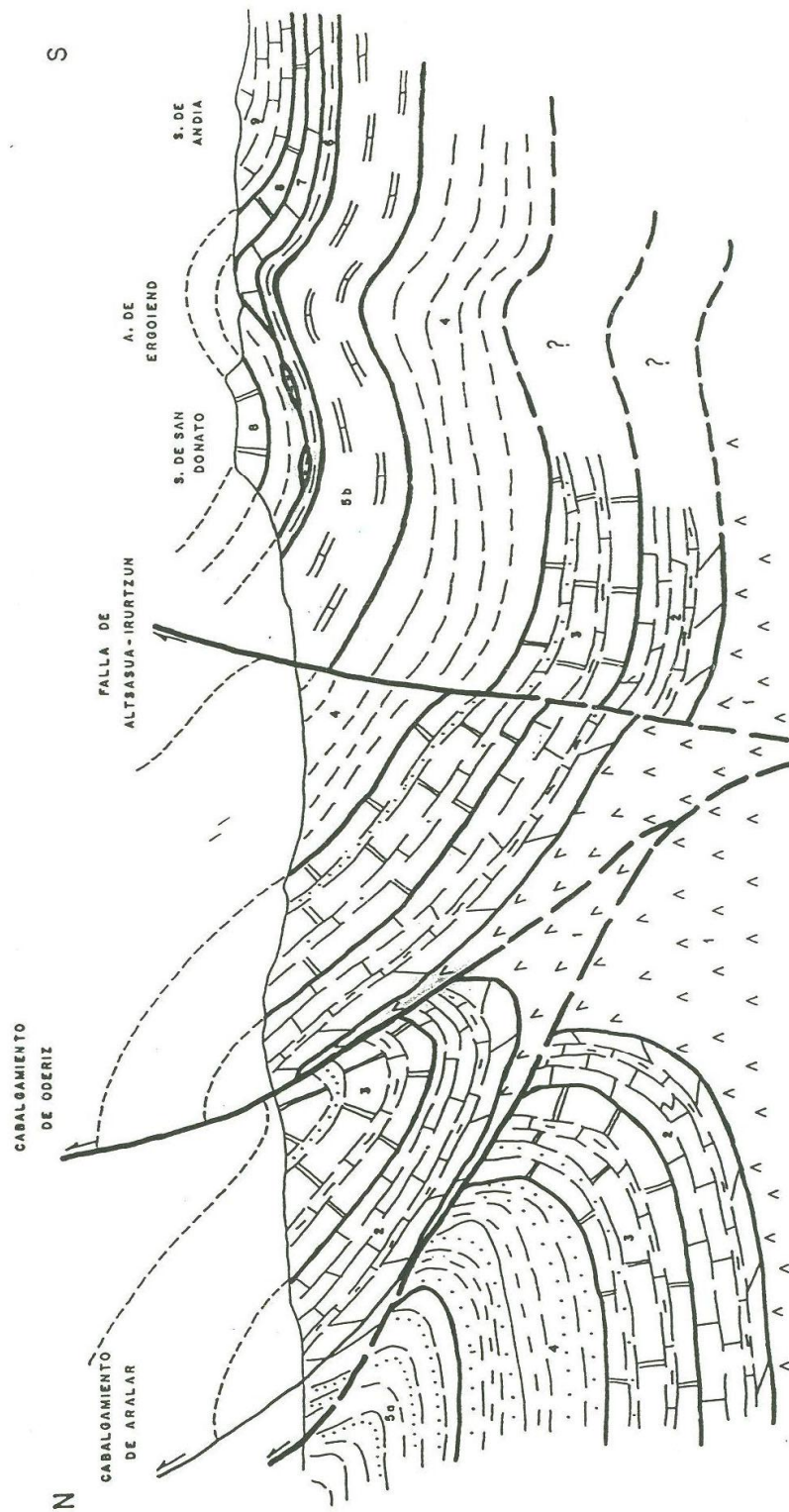


FIG.-8 - ESTRUCTURA GENERAL DE LA ZONA SIERRA DE ANDIA - BARRANCA - ARALAR.

1: KEUPER, 2: JURASICO-CRETACICO BASAL, 3: C. URGONIANO, 4: L. URGONIANO, 5: CRETACICO SUP. (5a = facies Flysch, 5b = facies de plataforma distal); 6: MAAS-TRICH. SUP., 7: PALEOCENO, 8 EOCENO INF.-MEDIO., 9: EOCENO SUP.

2.2.2.UNIDAD DE ARALAR.

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

El cabalgamiento de Aralar es la expresión de un pliegue anticlinal fallado, que en su parte media, entre Madoz-S. Miguel, conlleva un accidente menor similar asociado (cabalgamiento de Oderitz; IGME 1987). Esto nos define una zona al norte de este pequeño anticlinal afectada por un sistema de pliegues de amplio radio y fallas NNE-SSW de pequeño salto que la corta totalmente, así como caracterizada por el afloramiento de series jurásicas y del Cretácico Inferior en la zona de núcleo del cabalgamiento. Al Sur de este pliegue anticlinal menor, con afloramiento también de series jurásicas y wealdienses en su núcleo, su flanco meridional presenta la práctica ausencia de estructuras, dejando una serie 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-Alsasua.

En lo referente a la terminación de esta Unidad de Aralar, en su zona W presenta, fuera ya de Navarra, la estructura domal de Ataun, resultante de la interferencia del pliegue anticlinal cabalgante de Aralar con otro anticlinal menor de dirección ortogonal NNW-SSE; cabe destacar que el margen arrecifal de Lizarrusti (justo en el límite de Gipuzkoa-Navarra) de edad Albiense Inferior, así como el surco de Lakuntza-Lizarrusti (Albiense Superior) presenta aproximadamente esta directriz estructural NNW-SSE, sugiriéndonos la actuación sinsedimentaria de accidentes con esta dirección, los

cuales posibilitarían la creación de altos estructurales (zonas de sedimentación somera) y surcos relativos (zonas de batimetría comparativamente mayor). Asimismo, la terminación oriental de la Sierra de Aralar, la cual entra parcialmente en la hoja de Uharte-Arakil (el resto entraría en el cuadrante 115-I), presenta una estructura de dirección NNW-SSE que representa la transferencia del cabalgamiento de Aralar y del pliegue S. Miguel-Madoz (Cabalgamiento de Oderitz; IGME 1987). Este accidente estaría relacionado a una estructura profunda marcada por la alineación de diapiros Estella-Lekunberri, denominada Falla de Pamplona. Esta falla separa una zona con gran acortamiento alpino al E de otra menos deformada hacia Pamplona (MARTINEZ-TORRES, 1991).

3.2.2.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:

3.2.2.1. 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.

3.2.2.2. Anticlinal de Ergoiena

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

3.2.2.3. Sinclinal de San Donato-Satrustegi

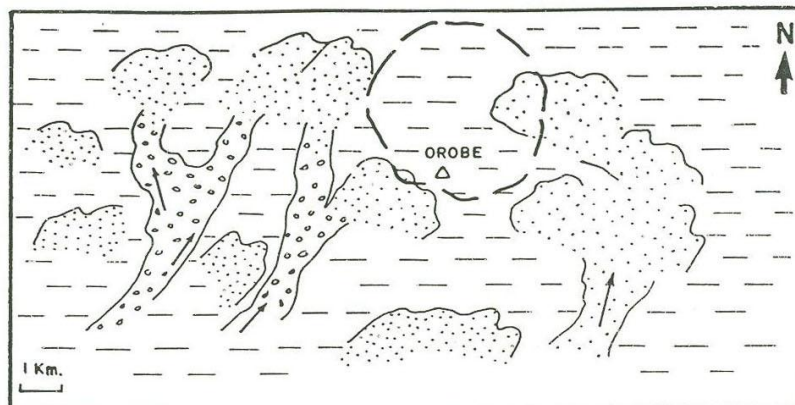
Corresponde a otra gran estructura sinclinal a favor de la cual afloran de forma espectacular las calizas del Luteciense inferior-medio. Su eje es también de orientación E-W y se hunde suavemente hacia el E, donde llega a situarse entre los diapiros de Ollo y Anoz.

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

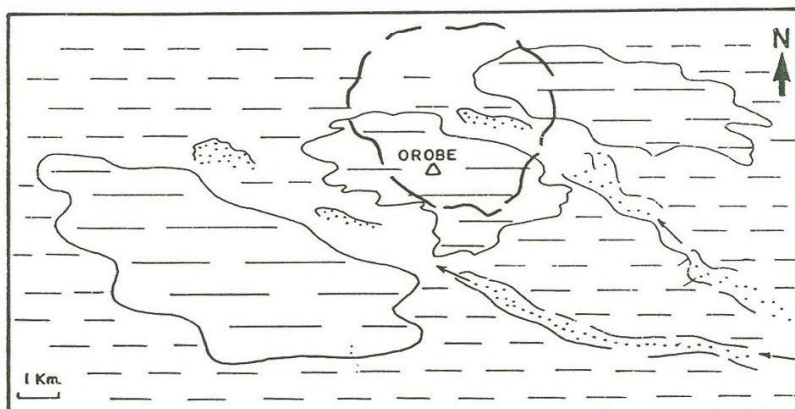
3.2.2.4. Diapiro de Ollo

El diapiro de Ollo, situado en el extremo suroriental de la hoja de Ollo (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.

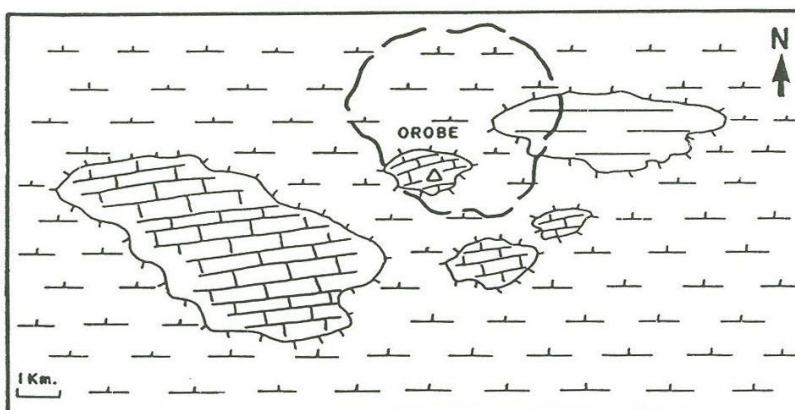
También se observan en el interior de la masa arcillosa del diapiro diversas estructuras del tipo de fallas concéntricas que se interpretan como debidas al colapso de la cúpula diapírica, en una etapa relativamente reciente.



ALBIENSE SUPERIOR. Sistemas terrígenos de la Formación Val-maseda. Etapa regresiva



ALBIENSE SUPERIOR (VRACONIENSE). Calcarenitas. Aportes terrígenos pierden entidad. Inicio de la transgresión



VRACONIENSE-CENOMANIENSE INFERIOR. Parches calizos; calcarenitas en el Norte del área (Soroazarreta). Etapa transgresiva

Fig.9 - MAPAS PALEOGRAFICOS SIMPLIFICADOS PARA EL INTERVALO ALBIENSE SUP.- CENOMANIENSE INF. El área correspondiente a la hoja de Zegama, correspondiente a Navarra, está seña-

4. GEOMORFOLOGIA

En la parte del territorio navarro en la que se ubica la hoja de Olazti-Olazagutia, son reconocibles tres grandes unidades o dominios geomorfológicos: la Sierra de Aralar, al Norte, al Sur las Sierras de Urbasa-Andía, y entre ambas el valle del río Arakil (Valle de la Barranca o La Burunda).

La hoja de Olazti-Olazagutia incluye, en su mitad septentrional las estribaciones más meridionales de las Sierras de Aitzgorri y Aralar, mientras que su zona meridional está ocupada por el importante relieve de la Sierra de Urbasa. Entre ambos se localiza la zona deprimida correspondiente al valle del río Arakil.

Se diferencian, por tanto, dos ámbitos geomorfológicos claramente diferenciables: por una parte, los relieves serranos, con predominio claro de las morfologías de génesis kárstica y estructural y el valle del Arakil, en el que las morfologías dominantes corresponden a depósitos de origen fluvial y poligénico.

Posiblemente, el carácter geomorfológico distintivo más importante de la hoja de Olazti-Olazagutia, sea el gran desarrollo de las morfologías de disolución, relacionadas con génesis kárstica, observables en el ámbito de la Sierra de Urbasa. Por otra parte, son también relevantes, las morfologías asociadas a procesos de deslizamiento, reconocidas en la vertiente de Urbasa.

La constitución litológica, predominantemente carbonatada, de la Sierra de Urbasa, unido a la peculiar morfología de la Sierra, que presenta un perfil en el que el núcleo está dominado por pendientes topográficas suaves, y además es muy extenso, favorece una circulación lenta de las aguas de escorrentía, lo que provoca una mayor eficacia en los procesos de disolución kárstica.

Como resultado, el paisaje actual aparece absolutamente dominado, en este área, por una morfología irregular, continuamente salpicada por depresiones de distinto rango (dolinas, uvalas), 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 la zona central de la hoja de Olazti-Olazagutía son, como se ha indicado, las morfologías deposicionales de génesis fluvial y poligénica las dominantes.

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 las margenes del valle, son visibles una serie de morfologías con depósito, atribuidas a glaciares, y que alcanzan un mayor desarrollo en las zonas situadas más al Este.

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 GEOLOGICA

En este apartado ofreceremos una visión de conjunto de la evolución vertical y areal de los diferentes sistemas sedimentarios contemplados, haciendo incidencia en los ciclos deposicionales mayores observados, así como en la diferenciación de ciclos menores en la medida de lo posible.

Los materiales más antiguos de este cuadrante son de edad Albiense Superior y pertenecen a la denominada Formación Valmaseda, sistema sedimentario de plataforma terrígena somera con influencia deltáica, así como afectada por oleaje y tormentas. Este episodio, de carácter inicial netamente regresivo, marcaría el rejuvenecimiento del área fuente y el consiguiente aumento de aportes terrígenos a la cuenca, posibilitándose la progradación de los sistemas de transición sobre facies marinas abiertas. A su vez, una etapa transgresiva prosigue a la instauración de este sistema. Esto viene indicado por la tendencia retrogradante que puede observarse en conjunto. Por otra parte, en áreas próximas, en equivalentes laterales, las facies someras no eran dominantes, pasando a cobrar importancia sistemas turbidíticos que a su vez se encontraban en tránsito lateral a facies carbonatadas someras.

Esto nos dibuja una zona de surco intraplataforma (fig. 10), delimitada hacia Alsasua-Olazti por una plataforma somera asimismo terrígena.

El hecho de mantenerse un sistema somero durante toda una etapa regresiva-transgresiva, en el área correspondiente a este cuadrante, nos puede indicar una menor subsidencia diferencial, así como la actuación de estructuras de zócalo que pudieran mantener altos relativos; en este último caso podría tratarse también de la compensación de una fuerte subsidencia por la actuación tectónica. Condicionantes autocíclicos, como puede ser un gran apilamiento sedimentario por canalización constante de aportes, pueden ayudar a mantener esa compensación. No obstante, la transgresión generalizada marca el fin de los aportes terrígenos; en esta zona, a diferencia de la zona de surco adyacente, se mantienen los aportes tamaño arena, prueba de las variables anteriormente comentadas.

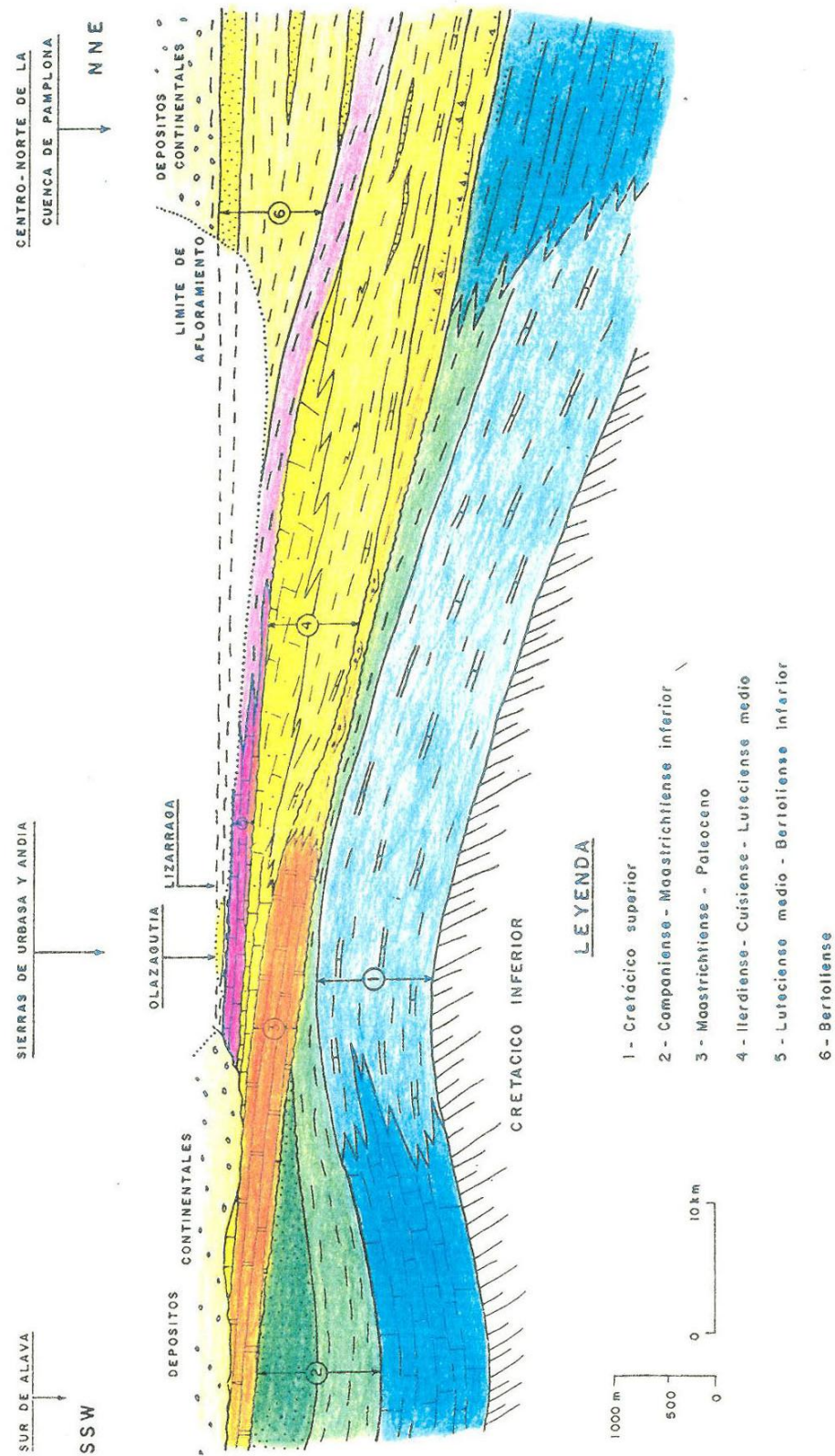


FIG. - 10

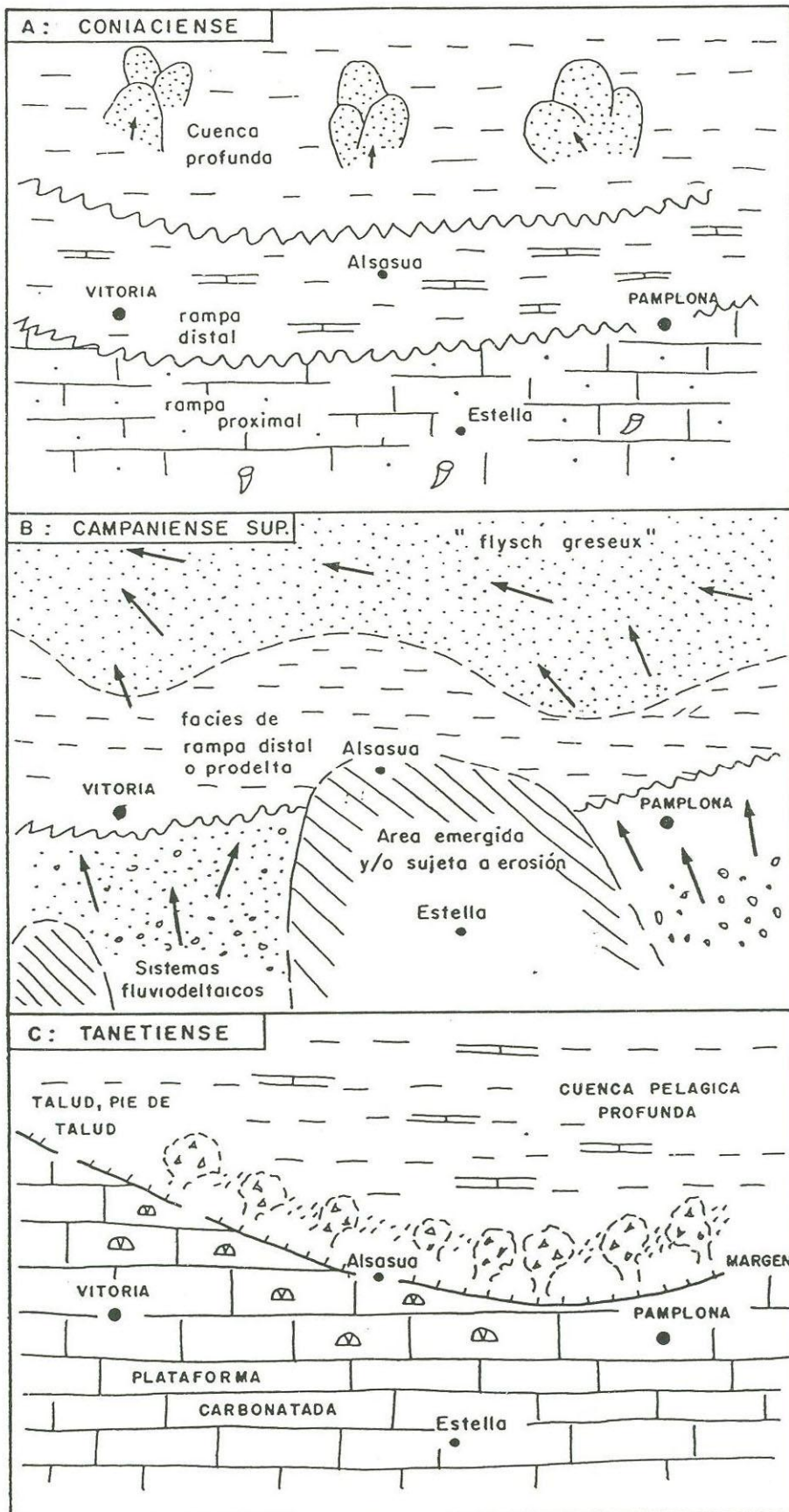
A continuación (fig. 11), muy libre ya la plataforma de material siliciclástico, comienza la instauración de los carbonatos de la unidad Albeniz; primero se instauran calcarenitas y calizas micríticas de manera generalizada, pero coexistiendo todavía con los últimos aportes arenosos, desarrollados seguramente, en áreas ligeramente canalizadas. El pulso transgresivo posterior reduce la zona de dominio carbonatado a parches arrecifales aislados, en tránsito a margas de cuenca relativa. El carácter agradacional de estos parches nos está indicando una subida relativa importante del nivel del mar; los arrecifes lograron compensar esta subida quizás ayudados por un tectonismo activo que permitió la existencia de pequeños altos relativos, hasta que el efecto transgresivo logró sobrepasar la acción de estos condicionantes, instaurándose una plataforma externa hacia el Cenomaniense Inferior-Medio.

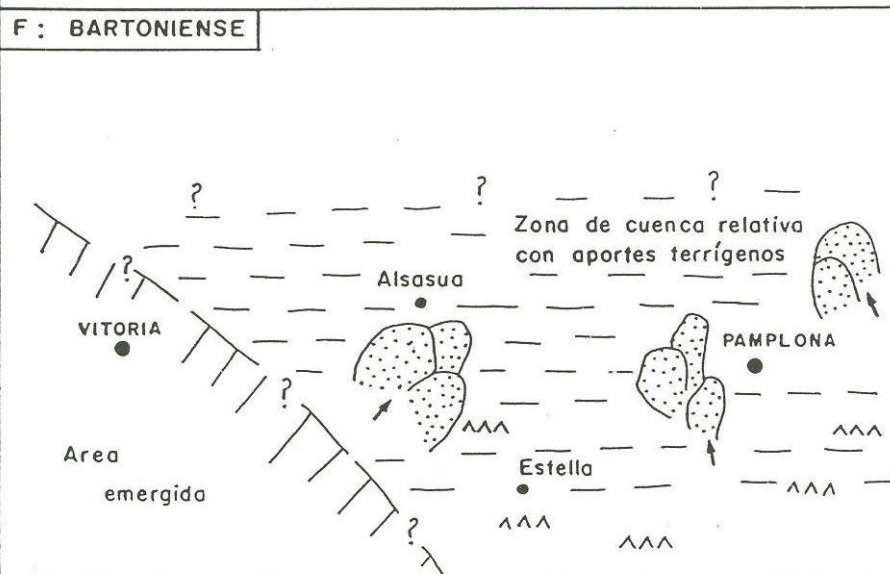
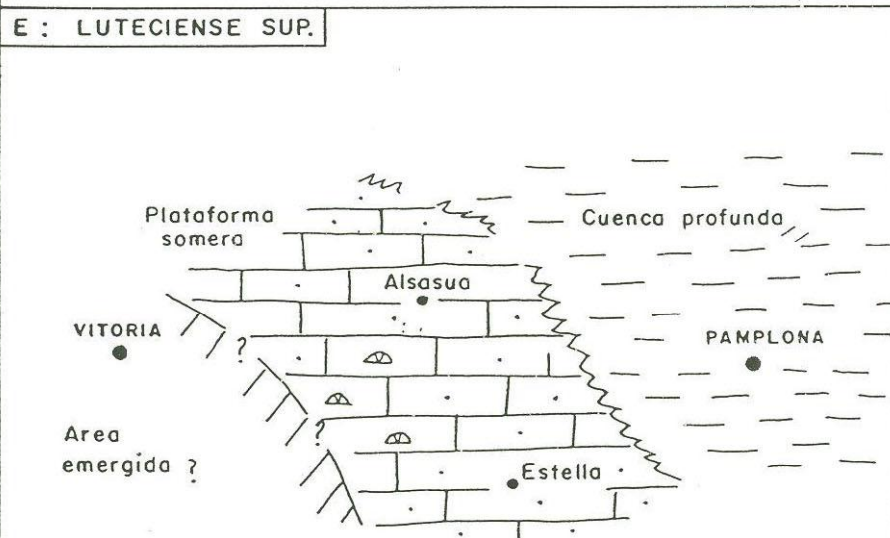
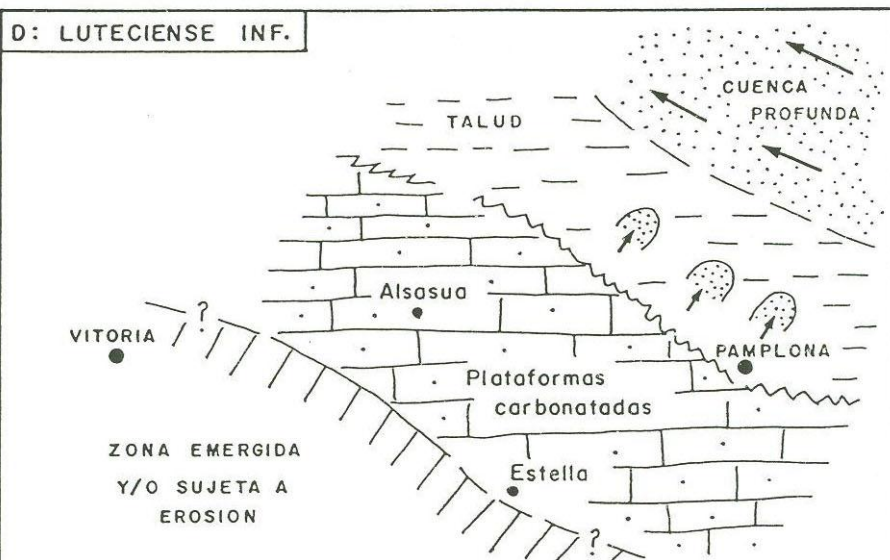
MACROSECUENCIA CENOMANIENSE-SANTONIENSE (ETAPA 1)

Comienza con una transgresión generalizada que alcanzó su máximo en el Santoniense Superior (FLOQUET, 1991). Esta transgresión mayor no fue, sin embargo continua, registrándose varios pulsos transgresivos y regresivos de menor orden (entre los primeros destaca el pico transgresivo de 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).

Fig. 11.

Diapositivo paleogeográfico durante los momentos más significativos de las 6 macrosecuencias deposicionales definidas en el intervalo Cretácico Superior-Bartoniense.





Segun la mayoría de los autores (ie. MATHEY, 1986; RAT, 1988; FLOQUET 1991), el regimen tectonico imperante durante toda la etapa serie de carácter transgresivo, y se caracterizaria por tasas de subsidencia bastante homogeneas. 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 cartografia), definiria 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 areas anteriorente caracterizadas por una sedimentación carbonatada marino somera. Esta regresión fue bastante rapida y durante la misma se produjeron movimientos diferenciales de escala regional. Así, mientras determinadas areas 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 caracter fluvio-deltaico (por ejemplo, zona central de Alava y Zonas de Pamplona, fig. 12). 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 depositos representativos de este intervalo tienen muy poca expresion (unidad 28) ya que este área estuvo principalmenete sujeta a erosion y/o no deposito (se registra un hiato que abarca el Campaniense superior y el Maastrichtiense inferior).

fig. 12

MACROSECUENCIA "PALEOCENA" (ETAPA 3)

Aunque en su mayoria esta compuesta por materiales de esa edad, abarca desde el Maastrichtiense superior al comienzo del Eoceno o Ilerdiense basal (unidades 34 a 43 de la cartografia). 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 diapositivo solapante hacia el S y SW.

El dispositivo paleogeográfico que se perfila (fig. 12) consta de los siguientes dominios: i) una serie de plataformas carbonatadas con margen bien definido, en cuya zona externa destacan los 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: 2 en el Maastrichtiense superior; 1 en el Maastrichtiense final-Daniense inferior; 4 para el intervalo Daniense superior-Tanetiense superior; y 1 para el Ilerdiense basal. Según el mismo autor la coetaneidad de estas secuencias con las reconocidas en el resto del dominio pirenaico y en otras cuencas europeas (i.e. Mar del Norte), sería indicativa de un origen ligado a cambios globales del nivel del mar.

MACROSECUENCIA EOCENO 1 (ETAPA 4)

Esta macosecuencia esta representada en las cartografías por las unidades 44 a 49 (intervalo Ilerdiense inferior-Luteciense medio) tales unidades asimismo estan 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 limite 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 limite continental marino se situaba en el borde SE de la Sierra de Urbasa, fig. 12). 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 surpireanica central y emersión generalizada de la mayor parte del tercio oriental pireanico. Las facies de transición plataforma cuenca equivalentes a las plataformas progradantes (hoy en dia 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 corresponderia a sucesiones turbiditicas 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 algunos casos tienen caracter de discordancia (en cartografía la más evidente corresponde a la base de la unidad 49). Basandose en estas discontinuidades PUJALTE et al (1994) y PAYROS (1996), dividen la macosecuencia Eoceno 1 en un total de 8 secuencias deposicionales de 3er orden.

MACROSECUENCIA EOCENO 2 (ETAPA 5)

Esta macosecuencia se desarrolla durante el intervalo Luteciense medio-Bartoniense basal, y a escala regional caracterizaria lo que se ha venido a llamar "Transgresión Biarritziense". En las sierras de Urbasa y Andía tal transgresión esta representada por un conjunto de materiales carbonatados (Unidades 50 A 52 de la cartografía) dispuestas con un claro diapositivo, retrogrante (Fig. 10). No se conoce con precisión la extensión que alcanzó esta transgresión hacia el interior (hacia el SW). Distalmente, hacia la zona de Pamplona, los depositos 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 representaria 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. 12). 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, es la etapa que 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 sujeta a erosión, desarrollándose a ambos lados de la cadena emergida sendas cuencas marginales rellenadas por depósitos continentales.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

Desde el punto de vista minero la actividad en la hoja de Olazaguria es nula. Existen materiales canterables, fundamentalmente, en las calizas del cretácico, alguna ya abandonada de materiales arcillosos, igualmente del cretácico, así como una de mármol.

6.1.1. MINERALES Y ROCAS INDUSTRIALES

6.1.1.1. Arcillas

La única cantera de arcilla situada en la zona, actualmente sin actividad, explotaba los materiales arcillosos del Cretácico superior (Coniaciense-Santonense) constituidos por una sucesión de tramos decimétricos de margas con capas de margocalizas intercaladas.

Los análisis realizados en estos materiales han dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Caliza de grano fino beige amarillenta, compacta y masiva.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 15%

Cuarzo 7%

Feldespatoid

Calcita 78%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 19%

Esmectita 72%

Vermiculita -

Clorita -

Caolinita 9%

Interestrat. -

Indice de Biscaye 0.4

Indice de Kubler 4.0

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

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

Illita (2.8%) - Esmeclita (10.8%) - Caolinita (1,4%)

Una muestra analizada en estos mismos materiales en la hoja vecina de Alsasua ha dado el siguiente resultado:

Nº	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
66	Cerámica Burunda	113-IV	abandonada	562.950	4747.200

6.1.1.2. Calizas

Los materiales calizos explotados para la industria del cemento, o para áridos, corresponden a las calizas coralígenas del Cretácico superior constituidas por calizas margosas con corales y rudistas, de aspecto masivo.

Son explotados en los siguientes yacimientos:

Nº	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
68	Olzagutia (Aldoyar)	113-IV	Activa	565.050	4747.200
69			Activa	565.500	4748.400
70	Olzagutia (Coscobilo)	113-IV	Abandonada	564.450	4742.000
71	km. 400 C.N. S. Sebastian	113-IV	Activa	562.750	4748.350
	Ciordia (Arambeltz)	113-IV			

6.1.1.3. Marmol

Existe una explotación de esta sustancia al sur de Olzagutia en las calizas del Santoniense, constituidas por calcarenitas en bancos gruesos.

Nº	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
72	Olzagutia (Eguibil)	113-IV	Activa	565.575	4746.400

6.2. HIDROGEOLOGIA**6.2.1.Introduccion**

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

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

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

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

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

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

Los materiales presentes en el cuadrante 113-II OLAZT pertenecen a la Unidad Hidrogeológica de Aralar (Norte) y Urbasa (Sur).

6.2.2.Unidad hidrogeologica de Aralar

6.2.2.1. Situacion geografica

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 y 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.

6.2.2.2. Climatologia e hidrologia

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.

6.2.2.3. Geologia 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 Pürbek

-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.

6.2.2.4. 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:

ACUIFERO 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 □1 en el que se produce la descarga de las cuevas y conductos kársticos, así como de las grandes y medianas fisuras conectadas entre si, y el □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.

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 Urgonianas y Jurásicas.

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
	Calizas	608,420	286,75	44,5	
IRIBAS R2	JURAS. MED-SUP				
	Calizas	474,00	282,6	6,10	
LATASA R2	JURAS. MED-SUP	565,00	251,7	Surgente	
LIZARRUSTI R1	Calizas				
	CRETACICO INF.	489,00	265,5	Surgente	
HUARTE-ARAQUIL R1	Calizas Urgonianas y margocalizas	565,00	186,75	Surgente	
IRAÑETA R1	CRETACICO INF.	472,116	200,00	1,80	
IRAÑETA R2	Calizas Urgonianas	578,00	203,65	3,93	
URDIAIN R1	CRETACICO INF. Margas CRETACICO INF. Caliza Urgoniana CRETACICO INF. y SUP. Margas y margocalizas y calizas				

CUADRO Nº 2.- CARACTERISTICAS DE LOS SONDEOS DE PREEXPLOTACION

NOMBRE NUMERO	ACUIFERO	COTA (m)	PROF. (m)	N.E. (m)	PERFO- RA- CION	ENTUBA- CION	FILTROS	CEMEN- TACION	OBSERVA- CIONES
IRIBAS P3 24074033	Jurásico Med-Sup	608,597	93	44,40	0- 93600	0 - 93450	16	0 - 6	ACIDIFICADO (X-80)
IRIBAS P4 24074034	Calizas Jurásico Med-Sup	620,179	160	55,96	0 - 100600	0 - 100450	10	0 - 13,75	
LIZARRUSTI P2	Calizas	568	116	Surgen- te	100 - 160400	100 - 160	44	0 -	ACIDIFICADO (V-81)
24072031	Cretacico Inf.	474,317	139	3,5	0 - 116550	0 - 116400	54	8	ACIDIFICADO (V-81)
IRAÑETA P3 24074035	Margocalizas y calizas Cretácico Inf. Calizas				0 - 139550	0 - 138400		0 - 6 16 - 19	

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, practicamente 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 □1 en el que se produce la descarga de las cuevas y conductos karsticos, el □2 que caracteriza la descarga de las diaclasas y fisuras bien conectadas y el □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 Aiarturrieta, Inza, Zaldivia, etc. y que en conjunto tienen una superficie aproximada de 50 km².

6.2.2.5. Parametros hidraulicos

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

6.2.2.6. 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.

6.2.2.7. 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

6.2.3.Unidad hidrogeologica de Urbasa

6.2.3.1. Situacion geografica

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

6.2.3.2. Climatologia e hidrologia

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

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

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

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

6.2.3.3. Geologia y estructura

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

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

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

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

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

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

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

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

6.2.3.4. Principales acuíferos de la unidad

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

-Subunidad de Urbasa

-Subunidad de Andía

SUBUNIDAD DE URBASA

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

ACUIFERO ZADORRA-ANDOAIN:

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

ACUIFERO DE URBASA:

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

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

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

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

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

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

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

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

CUADRO Nº 1.- CARACTERISTICAS DE LOS SONDEOS DE RECONOCIMIENTO
SUBUNIDAD DE URBASA

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

CUADRO Nº 2.- CARACTERISTICAS DE LOS SONDEOS DE PREEXPLORACION.
EN LA SUBUNIDAD DE URBASA

NOMBRE NUMERO	ACUIFERO	COTA (m)	PROF. (m)	PERFORACION		ENTUBACION		FILTRO
				TRA- MO (m)	□ mm	TRAMO (m)	□ mm	
URBASA P-10 24075078	PALEOCENO Dolomías, calizas y margocalizas	879,183 967,370	116 131,13	0- 104 104- 234	600 500 400	0-234 234- 301	400 300	58,5 56
URBASA P-11 24031019	PALEOCENO INFERIOR- EOCENO Dolomías, calizas y calcarenitas			234- 302 0- 92 92- 230 230- 308	600 500 400	0-230 230- 307	400 300	

SUBUNIDAD DE ANDÍA:

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

ACUIFERO DE ARTETA:

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

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

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

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

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

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

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

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

CUADRO Nº 3.- SONDEOS DE RECONOCIMIENTO SUBUNIDAD DE ANDÍA. A. DE ARTETA

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

	INF. Calizas, dolomías					
--	------------------------------	--	--	--	--	--

CUADRO Nº 4.- SONDEOS DE PREEXPLORACION SUBUNIDAD DE ANDÍA. A. DE ARTETA

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

	marmóreas			0-170	382		
				158-250	550-566		
					450-462		

ACUIFERO DE RIEZU:

El área de recarga es de aproximadamente 80 km²

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

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

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

10/5/81 a 30/9/81

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

Resultados muy característicos de acuíferos kársticos.

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

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

ACUIFERO DE IBERO-ECHAURI:

Presenta un área de recarga de 25 km².

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

ACUIFEROS MENORES:

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

6.2.3.5. Parametros hidraulicos

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

En el acuífero de Arteta únicamente a partir de los ensayos de permeabilidad y mediante la aplicación de la formula de Darcy. Igualmente en el acuífero de

CUADRO Nº 5.- SONDEOS DE RECONOCIMIENTO SUBUNIDAD DE ANDÍA. A. DE RIEZU

SONDEO	ACUIFERO	COTA (m)	PROFUNDI- DAD (m)	NIVEL ESTIAJE (m)	OBSERVACIO- NES
RIEZU R1 (1)	EOCENO	506,861	150	Surgente	Inutilizado
RIEZU R2	Calizas, calcarenitas y margas	519,311	282,50	9,5	
RIEZU R3	PALEOCENO INF.-EOCE- NO Calcarenitas, calizas y dolomías PALEOCENO		112	Surgente	

	INF. Dolomías y calizas				
--	----------------------------	--	--	--	--

CUADRO Nº 6.- SONDEOS DE PREEXPLORACION SUBUNIDAD DE ANDÍA A. DE RIEZU

Nombre	Acuífero	Cota (m)	Prof. (m)	Nivel Esti.	Perforación		Entubación	
					Tramo (m)	□ mm	Tramo (m)	D n
RIEZU P4	PALEOCENO INFERIOR	506,427	71	<u>Surgente</u>	0-71	530	0-70	4
RIEZU P5	Dolomías y calizas	519,277	190	<u>9,5</u>		700	0-100	4
						600	100-190	3
	PALEOCENO INF.EOCENO				0-7,25	530		
					7,25-23	400		
					23-100			
	Calcarenitas, calizas y dolomías				100-190			

Urbasa, se ha aplicado la Ley de Darcy y se ha podido comprobar que la transmisividad del sistema principal de drenaje puede ser muchísimo más alta que la del resto del acuífero, del orden de 700 m²/día.

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

Los valores de estos parámetros son:

ACUÍFERO	TRANSMISIVIDAD (m ² /día)
----------	--------------------------------------

URBASA	5-10
ARTETA	600-1700
RIEZU	2000
IBERO-ECHAURI	150
ABARZUZA	20
ANOZ	5

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

6.2.3.6. Calidad química de las aguas

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

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

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

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

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

6.2.3.7. Recursos y reservas

Los recursos de la unidad Hidrogeológica de Urbasa son de 364 Hm³/año, lo que representa un caudal de agua drenado por los manantiales de 11,6 m³/s.

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

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

Las reservas de los principales acuíferos son las siguientes:

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

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.

AMIOT, M. (1982). "El Cretácico superior de la región Navarro Cantabra" en "El Cretácico de España" Univ. Comp. Madrid, pp. 88 111.

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

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

BARROSO, M.J. (1944). "Briozoos del Maastrichtiense de Olazagutia (Navarra)". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XI, pp. 287.

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

BIELZA, V. (1969). "El modelado kárstico de Urbasa". Tomo Homenaje al Dr. Canellas. Facultad de Filosofía y Letras. Univ. Zaragoza. pp. 101 119.

BOILLOT, G. (1980). "De la subduction á la collision: l'exemple des Pyrénées". Sull. B.R.G.M. Secc, 1 núm. 2, pp. 93 101.

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).

CARRERAS, F.J.; OLMO, P.; PORTERO, J.M. y RAMIREZ, J. (1976). "Memoria explicativa de la hoja núm. 113 (Salvatierra), MAGNA". IGME, Madrid, pp. 1 33.

- CARRERAS, F.J.; RAMIREZ, J. y AGUILAR, M.J. (1977). "Memoria explicativa de la hoja núm. 139 (Eulate). MAGNA". IGME, Madrid, pp. 1 36.
- CAVELIER, C., Y POMEROL, C. (1986).- "Stratigraphy of the Paleogene". Buill. Soc. Géol. France, II, 2. 255-265.
- CHOKROUNE, P.; LE PICHON, X.; SEGURET, M. y SIBUET, J.C. (1973). "Bay of Biscay and Pyrenees". Earth. Plant. Sc. Letters. Vol. 18, pp. 109 118.
- CHOKROUNE, P. y SEGURET, M. (1973). "Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity". In Gravity and Tectonics. Ed. John Wiley, pp. 141 156.
- CIRY, R. (1951). "L'Evolution paleogeographique de l'Espagne septentrionale au Crétacé inferieur". Inst. Geol. Min. España. Libro Jubilar. T. 2, pp. 17 51.
- CIRY, R. (1951). "Observations sur le Cretace de la Navarre espagnole du Nord Ouest de Pampelune". C. R. Ac. Sc. 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.
- CIRY, R. y MENDIZABAL, J. (1949). "Contribution a l'etude du Cenomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre occidentale" (Ann). Hébert et Haug. T. 7, pp. 61 79 (Libre jubilar Charles Jacob).
- COLOM, G. (1945). "Estudio preliminar de las microfaunas de los foraminiferos de las margas Eocenas y Oligocenas de Navarra". Est. Geol. Núm. 2, pp. 33 84.
- DEREGNAUCOURT, D. & BOILLOT, G. (1982). Nouvelle carte structurale du Golfe de Gascogne. Comptes Rendus Academie des Sciences de Paris. Série II, v. 294, p. 219 222.
- DIPUTACION FORAL DE NAVARRA (1975-82).- "Proyecto Hidrogeológico de Navarra". (Fases 1 y 2).
- DIPUTACION FORAL DE NAVARRA (1983).- "Las aguas subterráneas en Navarra".
- DIPUTACION FORAL DE NAVARRA (1983).- "Estudio de viabilidad de regulación del Manantial de Arteta".
- EVE (1992).- Mapa Geológico del Pais Vasco escala 1:25.000. Hoja 113-II ZEGAMA.
- EVE (1992).- Mapa Geológico del Pais Vasco escala 1:25.000. Hoja 113-IV ASPARRENA.
- FEUILLEE, P. (1962).- "Le Cretacée moyen en Navarre espagnole". Mem. Cong. Int. eSt. Pirenaicos. p. 12, Pau.

FEUILLEE, P. (1963). "La base de Flysch Sud Pyrénéen (Navarre Espagnole)". C. R. Acad. Sc. T. 256, pp. 2640 2642.

FEUILLEE, P. (1965). "Contribution a la connaissance des 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. et RAP, P. (1962). "Les Foraminiferes du flysch a boules (Cenomanien superieur) entre Espinosa et Alsasua (Espagne)", Comp.R. Somm. Soc. Geol. France. pp. 172 173.

FEUILLE, P. y RAT, P. (1971). "Structures et Paleogeographies pyreneo cantabriques". In Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Inst. Franc. Petrol, Vol. 2, pp. 1 48.

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

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

GARCÍA MONDÉJAR, J. (1979 a). "El Complejo Urgoniano del Sur de Santander". Tesis Doctoral, Universidad del Pais Vasco, 673 pp.

GARCIA MONDEJAR, J. (1982). "Unidades litoestratigráficas del Arco Vasco. Aptiense Albiense". In "El Cretácico de España". Univ. Comp. Madrid, pp. 77 84.

GARCIA MONDEJAR, J. (1982).- Aptiense y Albiense. En: A. Garcia (ed). El Cretácico de España, pp. 63-84.

GARCIA MONDEJAR, J. (1982). "El cretacico inferior de la cuenca vasco cantábrica. En: El Cretácico de España. Universidad Complutense, Madrid, p 63 84.

GARCÍA MONDÉJAR, J. (1989). "Strike slip subsidence of the Basque Cantabrian basin of norther Spain and its realtionship to Aptian Albian opening of Bay of Biscay". En: Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.). Extensional Tectonics and Strafigraphy of the North Atlantic Margins. AAPG Memoir 46, p. 395 409.

GARCÍA MONDÉJAR, J.; PUJALTE, V. Y ROBLES, S. (1986). "Características sedimentológicas, secuenciales y tectoestratigráficas del Triásico de Cantabria". Cuad. Geol. Ibérica 10, p. 151 172.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1950). "Esquema Geológico del País Vasco en los límites de Guipúzcoa con Navarra". (Seguido de un ensayo de síntesis de la obra de P. Lamare. "Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne"). Munibe, Vol. 3, pp. 121-131.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1971). Mapa geológico de España, Escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja núm. 12 (Bilbao). IGME, Madrid, pp. 1-27.

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

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

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

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 Pyrénées navarraises". Bull. Soc. Geol. France, 4^a Serie, XXVIII, pp. 93-111.

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

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

LAMARE, P. (1952).- "La structure géologique des pyrénées basques". Rev. Inst. Est. Pirenaicos. Inst. Jaime Almela C.S.I.C., núm. 18, pp. 1-44.

LEON, L. (1972).- "Síntesis paleogeográfica y estratigráfica del Paleoceno del Norte de Navarra. Paso al Eoceno". Bol. Geol. y Min. T. 83, pp. 234-241.

LOPEZ-HORGUE, M.A., LERTXUNDI MANTEROLA, D. y BACETA CABALLERO, J.I. (1996).- Evolución sedimentaria del episodio mixto carbonatado-terígeno del Albiense superior-Cenomaniense Inferior de Altsasua (Nafarroa) y Asparrena (Araba): La Unidad Albeniz. En: Libro homenaje a Máximo Ruiz de Gaona, Príncipe de Viana, Cuadernos de Ciencias., Gobierno de Navarra, Iruñea-Pamplona, (Nos., 14, 15, 16).

LOTZE, F. (1946).- "Elementos estructurales dirigidos al NE que intervienen en la constitucion de los Pirineos occidentales". Publ. extr. sobre Geol. de España, T. III. pp. 310-313.

- LOTZE, F. (1960). "Zur gliederung der oberkreide in der Baskischen depression (Nordspanien)". Neues Jahrbuch Geologische Palaontologische Monatsh 3, p. 132-144.
- LLOPIS LLADO, N. (1945).- "Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo". Miscelanea Almela, T. VII, pp. 159-186.
- MANGIN, J., P (1955).- "L'Eocene inferieur des provinces de Burgos, d'Alvar et de la Navarre Occidentale". Comp. Rend. Sc. Acad. Sc. Paris, T. 241, pp. 73-75.
- MANGIN, J. P (1958).- "Nota preliminar sobre la estratigrafía del Nummulítico en la región del Pirineo occidental (vertiente española)". Not. y Com. IGME, núm., 52, pp. 117-124
- MANGIN, J. P (1959-60).- "Le Nummulitique Sud-pyreneen a l'Ouest de l'Aragón". Pirineos. nums. 51-58, C.S.I.C., 631 pp. Zaragoza.
- MANGIN, J. P. y RAT, P. (1962).- "L'evolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne)". Mem. Soc. Geol. France, T. 1, pp. 333-349.
- MARTINEZ TORRES, L.M. (1984).- "Introducción a la Cuenca Vasca". I Campamento de Geología, Transversal a la Cuenca Vasca (Guía de Campo). Dip. Foral de Alava. Dept. cultura. Servicio de Museos.
- MARTINEZ TORRES, L.M. (1991).- El Manto de los Mármoles, Geología Estructural y Evolución Geodinámica. Editorial de la Universidad del Pais Vasco. 294. pp.
- MATHEY, B. (1982).- "El Cretacico superior del Surco Vasco". in El Cretácico de España. Univ. Comp. Madrid, pp. 111-135.
- MATHEY, B. (1986).- "Les flysch Crétacé supérieur des Pyrenees basques. Age, anatomie, origine du materiel, milieu de dépôt et relation avec l'averture du Golfe de Gascogne". Tesis doctoral. Mem. Géol.. Univ. du Dijon. vol. 12, 399 p.
- MATTAUER, M. et SEGURET, M. (1971).- "Les relations entre la Chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne". In Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, vol. 4, pp. 1-24. Paris.
- MONTARDERT, L. et WINNOCK, E. (1971).- "L'Histoire structurale du Golfe de Gascogne". In Histoire structurale du golfe de Gascogne". Vol. 16, pp. 1-18.
- MONTADERT, L., WINNOCK, E., DETTIEL, J.R., GRAN, G. (1974).- Continental margins of Galicia Portugal and Say of Biscay. En: Burk y Drake (eds), Geology of Continental Margins. Springer Verlag, Berlin, p. 323-342.

MONTADERT, L; ROBERTS, D. G.; DE CHARPAL, O. y GUENNOC, P. (1979). "Rifting and subsidence of the northern, continental margin of the Bay of Biscay". En: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 48. D.C., U.S. Government Printing Office, p. 1025 1059.

PAYROS, A., PUJALTE, V., BACETA, J.I., ORUE-ETXEBARRIA, X. Y SERRA-KIEL, J. (1966).- "Las calizas eocenas del Oeste de Navarra: revisión redefinición y nueva interpretación de sus unidades estratigráficas". Libro Homenaje a M. Ruiz de Gaona. F. Príncipe de Viana.

PLAZIAT, J. CL. (1970).- "Le limite crétacé-tertiaire en Alava meridionale (Pays Basque espagnol): Le Regnacen n'y pas l'equivalent continental du Danien". C.R. Somm. Soc. Geol. France, 3, pp. 77-78.

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

PUJALTE, V. (1981). "Sedimentary succession and palaeoenvironments within a fault controlled basin: the "Wealden of the Santander area, northern Spain". Sed. Geol. 28, 293 325.

PUJALTE, V. y MONGE, C. (1985). "A tide dominated delta systems in a rapidly subsiding basin: the middle Albian Lower Cenomanian Valmaseda Formation of the Basque Cantabrian region, northern Spain". Abstracts of the 6th European Regional Meeting of Sedimentology (Lleida, Spain), p. 381 384.

PUJALTE, V., ROBLES, S., ROBADOR A., BACETA, J.I. y ORUE-ETXEBARRIA, X. (1993).- "Schelf to basin Palaeocene paleogeography and depositional sequences, Western Pyrenees, North Spain". In "Sequence Stratigraphy and Facies Association". (Eds. Posamentier et al). Spec. Publs. Int. Ass. Sediment, 18, 369-395.

PUJALTE, V., BACETA, J.I., PAYROS, A., ORUE-ETXEBARRIA, X. Y SERRA-KIEL, J. (1994).- "Latest cretaceous-middle eocene sequence stratigraphy and biostratigraphy of the SW and W Pyrenees (Pamplona and Basque Basins, Spain)". Field-trip guidebook, GEP and IGCP 286 Field Seminar Septiembre 1994, 119.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1969).- "Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de la facies Purbeckiense y Wealdiense del Norte de España". Ed. Cepsa, pp. 1-68.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- "Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". Mem. IGME, T. 78, pp. 1-357.

RAT, P. (1959). "L'extension vers l'Ouest du crétacé supérieur a Facies Basque". Colloque sur le Crétacé supérieur en France, Dijon. pp.523 533.

RAT, P. (1959). "Les pays Basco cantabriques". Thesis. Fac. Sc. Univ. Dijon. T. 18, pp. 1 525.

- RAT, P. (1963). "Problemes du Crétacée Inférieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne". Sonderd. Geol. Rundschau núm. 53, pp. 205-220.
- RAT, P. et al. (1983). "Vue sur le Crétacé 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 Alasua". Ciepsa (inédito).
- RUIZ DE GAONA, M. (1943). Nota sobre crustáceos decápodos de la cantera del Monte Orobe, (Alasua). Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, XLI, 425-433.
- RUIZ DE GAONA, M. (1948). "Los Orbitoides de las sierras de Urbasa y Andía". Sol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. 44, pp. 87-126.
- RUIZ DE GAONA, M. (1952). "Algunos datos geológicos paleontológicos sobre el Valle de La Barranta (Navarra)". Actes Ier Congr. Int. Est. Pyren. pp. 5-14.
- SAAVEDRA, J.L. (1964). "Microfacies del Secundario y del Terciario de la zona pirenaica española". Mem. I.G.M.E. T. 65.
- VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). Contribución al estudio del Cretácico superior de facies Flysch de Navarra". Pirineos 111, pp. 5-20.
- VOLTZ, H. (1964). "Zur Geologie der Pyrenäiden im Nordwestlichen Navarra (Spanien)". Münster Diss.
- VOORT, H. B. (1963). "Zum Flysch problem in den Westpyrenäen". Geol. Runds. 53, 220-233.
- WIEDMANN, J. (1979). Itinéraire géologique à travers de Crétacé Moyen des Chaînes Vascogotiques et Celtibérique (Espagne du nord). En: Mid Cretaceous events, Iberian Field Conference 77. Cuadernos de Geología Iberica, 5, p. 127-214.
- ZIEGLER, P.A. (1982). "Geological Atlas of Western and Central Europe". Elsevier, 2 vol. 130 pp.