



Gobierno de Navarra

Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 114-I

LAKUNTZA

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. INTRODUCCION.....	5
2. ESTRATIGRAFIA	7
2.1. MESOZOICO	7
2.1.1. JURÁSICO	7
2.1.1.1. Calizas bioclasticas en bancos potentes con margas intercaladas (115). Aaleniese-Bathoniese	8
2.1.1.2. Margas, margocalizas y calizas con silex (116). Calloviense-Kimmeridgiense	9
2.1.1.3. Calizas arenosas y oolíticas y areniscas. Calizas organogenas hacia el este (125). Kimmeridgiense.....	11
2.1.2. TRANSITO JURASICO-CRETACICO	12
2.1.2.1. Margas, margas arenosas y areniscas en la base. Calizas con serpulas a techo (128). Portlandiese-Barremiese.....	13
2.1.3. CRETACICO. FACIES DE IMPLANTACION URGONIANA	16
2.1.3.1. Arcillas, areniscas calcareas, margas arenosas y niveles discontinuos de caliza (130). Barremiese-Aptiese	16
2.1.4. CRETÁCICO. URGONIANO.....	17
2.1.4.1. Calizas micriticas con rudistas y corales. Calcarenitas bioclasticas (131). Margas, limolitas y areniscas calcareas (132). Margocalizas y margas (134). Calizas arrecifales con corales y rudistas (133). Margas y margocalizas arenosas. Niveles ricos en orbitolinidos y corales (139). Brechas y megabrechas calcareas (141).....	17
2.1.4.2. Series terrigenas del Albiense superior. Lutitas, limolitas y areniscas (140). Areniscas y lutitas (142)	24
2.1.4.3. Calizas someras del Albiense superior-Cenomaniense inferior (unidad albeniz). Calcarenitas bioclasticas (146)	28
2.1.5. CRETACICO SUPERIOR.....	29
2.1.5.1. Margas y margas limolíticas (152)	29
2.2. CUATERNARIO	32
2.2.1. PLEISTOCENO-Holoceno.....	32
2.2.1.1. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis (519). Pleistoceno.....	32
2.2.1.2. Arcillas de decalcificación. Fondos de dolina (523). Pleistoceno-holoceno.....	33
2.2.1.3. Fangos con cantos dispersos. Depósitos con influencia periglacial (522). Pleistoceno- holoceno. 33	
2.2.2. HOLOCENO.....	33
2.2.2.1. Gravas, arenas y arcillas. Aluvial y terraza baja del río arakil (525), meandros abandonados (530), fondos de valle (527) y conos de deyección (536). Holoceno.....	33

2.2.2.2. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual (534), coluviones (543), canchales (548) y depósitos aluvial-coluvial (537). Holoceno.....	34
--	----

3. TECTONICA..... 35

3.1. LA CUENCA VASCO-CANTABRICA. CONTEXTO ESTRUCTURAL	35
---	----

3.2. UNIDADES ESTRUCTURALES	40
-----------------------------------	----

3.2.1. TERMINACIÓN ORIENTAL DEL CABALGAMIENTO DE AITZGORRI.....	40
---	----

3.2.2. UNIDAD DE ARALAR.	42
-------------------------------	----

3.2.3. LABIOS DE LA FALLA DE ALSASUA-IRURTZUN	44
---	----

3.2.3.1. Sinclinales de Urbasa y Andía.....	44
---	----

3.2.3.2. Anticlinal de Ergoiena	44
---------------------------------------	----

3.2.3.3. Sinclinal de San Donato-Satrustegi	44
---	----

3.2.3.4. Diapiro de OIlo	45
--------------------------------	----

4. GEOMORFOLOGIA..... 47

5. HISTORIA GEOLOGICA..... 49

6. GEOLOGIA ECONOMICA 55

6.1. RECURSOS MINERALES.....	56
------------------------------	----

6.2. CALIZA.....	57
------------------	----

6.3. HIDROGEOLOGIA	58
--------------------------	----

6.3.1. INTRODUCCION	58
---------------------------	----

6.3.2. UNIDAD HIDROGEOLOGICA DE ARALAR.....	59
---	----

7. BIBLIOGRAFIA..... 2

1. INTRODUCCION

La hoja de Lakuntza (114-I) a escala 1:25.000 forma parte del cuadrante de Alsasua a escala 1:50.000 (114, 24-07) del mapa topográfico nacional.

Aproximadamente la mitad del área queda englobada dentro de la provincia de Gipuzkoa en la hoja denominada ATAUN. Es por ello que la parte correspondiente a Navarra, la mitad SE del cuadrante, presenta la continuación de las morfologías principales que se distinguen en Gipuzkoa. Así pues, dentro del área de estudio quedan incluidas básicamente las estribaciones suroccidentales del Macizo de Aralar, con cotas entre 1299 (Putterri) y 900 m (cresterío del Oeste de Lizarrusti), así como la parte central del mismo en el NE de la hoja, con cotas entre 1200 y 1400 m. El Sur del área de estudio está ocupado por relieves más suaves, como en las cercanías del paraje de Aitziber-Sarabe (cotas entre 600-800 m) y en el SE por una pequeña porción del corredor morfológico de dirección E-W denominado Valle de Burunda-Arakil. Es aquí donde se sitúa la localidad más importante de la zona: Lakuntza; el resto de la población se encuentra en algunos caseríos dispersos y en el barrio de Lizarragabengoa.

La corriente fluvial más importante es el río Burunda y su tributario el Lizarrusti, proveniente del alto del mismo nombre, en el límite con Gipuzkoa.

Geológicamente, la hoja de Lakuntza se sitúa en la parte oriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, al Sur de la estructura anticlinal de la Sierra de Aralar. Las directrices estructurales son aquí de tendencia general E-W, suponiendo el cambio frente a las direcciones NW-SE que caracterizan la zona central de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Es por ello, por lo que podemos incluir el área de estudio en una zona de transición hacia el dominio estructural pirenaico.

La evolución tectónica global de la zona se enmarca dentro de la apertura del Golfo de Bizkaia, acontecimiento de influencia sinsedimentaria que marcó la creación de las cadenas pirenaica y vasco-cantábrica.

La serie estratigráfica aflorante en el área comprende desde materiales del Dogger al Cenomaniense. Las series se encuentran muy cubiertas por vegetación, al haber un gran

desarrollo de suelos; los materiales cuaternarios se reducen básicamente a depósitos aluviales de origen fluvial.

Los trabajos previos en la zona se suceden lentamente desde los clásicos de CIRY y MENDIZABAL (1949), RUIZ DE GAONA (1952), LAMARE (1952) y sobre todo RAT (1959), que con su magnífico trabajo sobre la Cuenca Vasco-Cantábrica marcó un hito a partir del cual se sucedieron las investigaciones geológicas de manera consecutiva. Así pues, nos encontramos con trabajos muy importantes para esta zona como los de FLOQUET y RAT (1975), GARCIA-MONDEJAR (1983) y PASCAL (1984) y los planes de investigación cartográfica para la Diputación Foral de Navarra (1969) y para el Instituto Geológico y Minero (1987).

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

Los materiales de esta hoja se engloban todos en el mismo dominio estructural de la Sierra de Aralar. Su edad queda comprendida desde el Jurásico (Dogger) hasta el Albiense, distribuidos en franjas de orientación sensiblemente E-O.

Las series del Aptiense-Albiense adquieren en esta hoja un gran desarrollo, sobre todo el Albiense Superior, que ocupa gran parte de la zona de estudio.

Estructuralmente se presentan como una serie monoclinal buzando al Sur, correspondiente al flanco sur del Anticlinal de Aralar, algo plegada en su parte suroccidental (zona de Aitziber).

Se pueden distinguir los siguientes grupos litológicos:

2.1. MESOZOICO

2.1.1. JURÁSICO

Los materiales del Jurásico de la provincia de Navarra afloran formando una serie de alineaciones o bandas que, de un modo general, siguen una dirección Este-Oeste, a favor de fracturas y frentes de cabalgamiento. En la hoja de Lakuntza, constituyen en parte los relieves de la Sierra de Aralar.

Sobre el Jurásico de la región, existen numerosas publicaciones entre las que destacan la tesis de LAMARE (1936), RAMIREZ DEL POZO (1971) y DUVERNOIS et al (1972), así como los trabajos de VILLALOBOS y RAMIREZ (1971) y SOLER y JOSE (1971) y la hoja MAGNA de Gulina (CARBALLO et al, 1977). FLOQUET et al (1977) y BULARD et al (1981) analizan la amplitud litoestratigráfica de las sucesivas discontinuidades. GARMENDIA y ROBLES (1991) identifican para Navarra y Gipuzkoa a las macrosecuencias para el Lias y el Dogger y establecen las unidades para el Jurásico superior marino.

Para la descripción de estas unidades jurásicas nos apoyaremos en las tres columnas estratigráficas clásicas de la zona: Nacederu de Iribas, Baraibar y Cuevas de Amutxete situadas en la vecina hoja de Uharte-Arakil (114-II). También, nos apoyamos en el estudio

pormenorizado realizado por Guillermo Meléndez, Marcos Aurell, Blanca Fontana, M^a Rosario Gallego y Beatriz Bárdenas del Departamento de Geología de la Univesidad de Zaragoza, sobre la "Reconstrucción Evolutiva de los Ecosistemas Jurásicos de la Cordillera Vasco-Cantábrica oriental (Prov. de Navarra)", adaptando sus conclusiones a las dimensiones de este trabajo.

En general, puede considerarse que el Jurásico marino en la zona estudiada presenta una notable homogeneidad de facies, si bien las potencias de las diferentes unidades muestran variaciones locales significativas.

Regionalmente el límite inferior de la serie jurásica corresponde al contacto entre las arcillas yesíferas del Keuper y el tramo dolomítico inferior del Lías, que incluye a las dolomías de la Fm. Imón y a las Carniolas. El límite superior corresponde a una importante discordancia erosiva entre los materiales del Jurásico marino y los sedimentos continentales de transición de las Facies Purbeck-Weald.

En la hoja de Lakuntza los primeros materiales del Jurásico que afloran pertenecen al Dogger, siguiendo en serie continua el resto de los sedimentos marinos del Malm. En la cartografía se han diferenciado tres grupos litológicos:

2.1.1.1. Calizas bioclasticas en bancos potentes con margas intercaladas (115). Aaleniense-Bathoniese

Aflora en la esquina noreste de la hoja, continuando en la de Uharte-Arakil (114-II), junto al resto de las unidades jurásicas adosadas al cabalgamiento de Aralar. Morfológicamente constituyen un tramo competente, que ocasiona relieves fuertes sobre el tramo margoso subyacente. Esta unidad se encuentra muy karstificada, presentando en superficie diversas formas de modelado cárstico.

Esta unidad cartográfica está constituida por cuatro tramos (MELENDEZ et al 1993) comprendidos en una edad Aaleniense, Bajociense, Bathoniense. En la base, es una alternancia de calizas, calizas margosas y margas, con filamentos (wackestone bioclastico), bien estratificadas en capas de 30 a 70 cm., fosilíferas, con frecuentes braquiópodos, bivalvos, belemnites, crinoides y ammonites. Progresivamente hacia el techo la serie pasa a calizas compactas con espongiarios, que no llegan a constituir biohermos y que pasan a

bancos decimétricos de caliza con abundantes filamentos muy bioturbadas y localmente oolíticas. Por encima se sitúa un tramo de alternancia de calizas y margas muy calcáreas, con predominio de bivalvos y filamentos, así como bioturbación de tipo zoophycus. Regionalmente la serie finaliza con un nivel de removilización con oolitos ferruginosos y abundantes restos de ammonites retrabajados, y que marcan el límite Bathoniense-Calloviense.

Es característica la presencia de zoophycos en el conjunto carbonatado.

La potencia del tramo es de unos 170 m.

El ambiente sedimentario de esta unidad corresponde a una plataforma somera, en condiciones submareales, a relativamente profunda y abierta, de energía baja a moderada. Las notables variaciones de espesor dentro de la cuenca, sugiere la existencia en el fondo de una serie de altos y surcos. En las zonas de mayor batimetría se desarrollarían bioconstrucciones aisladas de esponjas. En los dominios someros se produciría la sedimentación producto de la desintegración de las esponjas. Posteriormente se produciría la profundización de la cuenca, retornando a condiciones submareales relativamente profundas. Las facies más someras corresponden a las facies bioclásticas con restos de esponjas que ROBLES et al (1989) interpretan como depósitos asociados a tormentas.

En el corte de Iribas (Hoja de Uharte-Arakil), G. MELENDEZ, M. AURELL, B. FONTANA, R. GALLEGU y R. BADENAS han caracterizado por medio de ammonideos las Biozonas *Laeviuscula*, *Sauzei* y *Humphresianum*, del Bajociense inferior y las *Subfurcatum* y *Parkinsoni* del Bajociense superior. Asimismo, en el mismo corte identifican las biozonas *Zigzag* (Bathoniense inferior) y *Retrocostatum* (Bathoniense superior).

La microfauna es menos representativa: Microfilamentos, *Lenticulina*, *Cornuspira*, *Nodosaria*, *Glabellina*, *Astacolus*, *Lithistidae*, *Eothrix alpina* (LOMB) y *Globochaete alpina* LOMB. Por todo ello, atribuimos a la presente formación una edad Aalenense-Bathoniense.

2.1.1.2. Margas, margocalizas y calizas con silex (116). Calloviense-Kimmeridgiense

Esta unidad aflora como la anterior en la esquina noreste de la hoja, zona de Mugarritxique dispuesta sobre una superficie irregular ferruginosa.

Está constituida por una sucesión de calizas micriticas y limosas, con intercalaciones de calizas bioclásticas grises con nódulos de silex, distribuidas en bancos tabulares de 0,5 a 1 m de espesor, ligeramente bioturbadas. Hacia el oeste y hacia el techo de la serie, aumenta su contenido detrítico, con la presencia de algunos niveles areniscosos intercalados, mientras que los niveles de calizas presentan texturas oolíticas y bioclásticas. Hacia el oeste esta serie sufre un acuñamiento, a la vez que predominan facies de mayor tamaño de grano.

La potencia total de la formación en la zona de estudio oscila entre 175 y 190 m.

El ambiente de depósito corresponde a una plataforma mixta terrígeno-carbonatada donde se pudieron generar ciclos de somerización relativa.

El contenido faunístico es escaso, en zonas próximas se han identificado: Valvulínidos, Lithistidae, Lenticulina, Cornuspira y Eothrix alpina LOMB. Atribuimos a la formación una edad de Calloviense-Oxfordiense, siendo probable que los últimos metros puedan pertenecer ya al Kimmeridgiense inferior.

En cuanto a la macrofauna existente en esta unidad, para G. Meléndez, M. Aurell, B. Fontana, R. Gallego y B. Bádenas, los escasos datos de ammonites parecen confirmar la laguna generalizada del Oxfordiense inferior (y probablemente del Calloviense terminal) ya evidenciada en otros puntos de la Provincia Submediterránea. La sedimentación parece haber recomenzado, al igual que en otros puntos (Cordillera Ibérica) en la Biozona Transversarium (Oxfordiense Medio) (MELENDEZ, 1989), como vendría indicado por el registro de escasos ejemplares de *Otosphinctes* característicos de esta biozona en Baraibar. En el sector Central de la Sierra de Aralar el límite Calloviense-Oxfordiense, se localiza en una superficie ferruginosa y encostrada en la base de un nivel de caliza arenosa de 15 cm de espesor con bivalvos y ammonites silicificados. Estos ammonites han sido descritos como *Perisphinctidos* del Oxfordiense Medio (BULARD et al, 1979) *Dichotomosphinctes antecedens* SALFELD, de la parte superior de la Biozona Plicatilis. El ejemplar figurado por los autores no obstante, se ajusta mejor a un representante de *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *wartae* BUKOSWSKI, de la parte superior de la Biozona Transversarium, Subzona Rotoides, o a un *Dichotomoceras* primitivo, de la Biozona Bifurcatus, Subzona Stenocycloides. De acuerdo con esto la amplitud bioestratigráfica de la laguna asociada al límite Calloviense-Oxfordiense en este sector sería similar a la registrada en áreas más meridionales (Cordillera Ibérica: Meléndez, loc. cit.).

Las faunas del Calloviense y Oxfordiense en el área estudiada presentan una afinidad biogeográfica submediterránea (dominio de los Macrocephalitidae, Reineckeidae, Hecticoceratinae, Peltoceratinae, Perisphinctidae) al igual, también, que en la Cordillera Ibérica.

2.1.1.3. Calizas arenosas y oolíticas y areniscas. Calizas organogenas hacia el este (125). Kimmeridgiense

Esta unidad, junto con las anteriormente descritas, aflora en la esquina noreste de la hoja, formando parte de la Sierra de Aralar dando lugar a fuertes escarpes morfológicos que constituyen alineaciones de cumbres en la sierra. Suelen estar intensamente carstificadas. SOLER, J. et al, (1971) le dan el nombre de Malm oolítico-subrecifal.

Está constituida por una gran variedad de facies. Así, mientras en esta zona está formada por calizas oolíticas y localmente areniscas y microconglomerados, con estratificaciones cruzadas a gran escala, más al oeste, en la zona de Iribas corresponden a un conjunto de unos 140 m. de calizas, desde peloidales y microoolíticas a bioclasticas arrecifales en bancos gruesos de 0,5 a 1,5 m de potencia. Localmente aparecen niveles dolomíticos, en ocasiones con nódulos de sílex. Existe una gradación de facies entre unos términos litológicos y otros. El techo de este tramo está afectado por la discordancia kimmérica, marcando una discontinuidad a escala de afloramiento, sobre la que se disponen los materiales terrigenos de la unidad suprayacente.

Al microscopio se reconocen facies de biomicritas, intrabiomicritas con pseudoolitos e intrabiosparitas oolíticas.

Los materiales presentes en esta unidad se depositaron en los dominios internos y medios de una rampa carbonatada.

Las facies de floatstone a rudstone de corales, señalan la existencia de bioconstrucciones de estos organismos, probablemente en la zona media de la rampa (por encima del nivel de base de las tormentas). Estos edificios serían destruidos por la acción de las tormentas, de forma que los bioclastos serían transportados hacia zonas más externas. En estos edificios, las algas juegan un papel muy importante puesto que contribuyen al mantenimiento de la estructura, aglutinando los fragmentos de los corales. Este hecho permite que en ocasiones se preserve la morfología de la bioconstrucción.

Las facies peloidales y microoncolíticas se depositarían en áreas de menor energía, es decir en las zonas de sombra que existen en torno a las bioconstrucciones.

Las facies oolíticas que se encuentran a techo de la unidad se depositaron en medios agitados, como muestra la presencia de ooides con envueltas bien desarrolladas y la alta homometría de la facies. Estas características junto con el desarrollo de barras de acreción lateral permite interpretar estas facies como depósitos de cordón litoral situados en la zona interna de la rampa. En los afloramientos situados más al oeste, estas facies coexisten con facies arenosas y microconglomeráticas, formando las secuencias anteriormente descritas. La presencia de estos niveles y del conjunto arenoso y microconglomerático masivo del techo de la serie, corresponden a la entrada de material siliciclástico en la rampa. Así, se puede interpretar que las secuencias con términos arenosos a la base y términos oolíticos a techo corresponden a la interdigitación de las facies de cordón litoral con las facies arenosas. Estas facies arenosas serían retrabajadas en esta zona de la rampa, formando barras. El conjunto de facies arenosas-margosas con estratificación flasher y microconglomeráticas con estratificación cruzada en surco, que se organizan en secuencias grano y estratocrecientes, corresponderían a la progradación de un frente deltaico sobre los dominios internos de la rampa.

Presenta la unidad un elevado contenido faunístico: radiolas de Equínidos, Crinoideos, Briozoos, Braquiópodos, Codiáceas y Corales, entre los que se han determinado *Calamophylliopsis fabellum* y *Stylosmilia michelini*. La microfauna también es diversa: *Pfenderina*, *Spirohtalmidium*, *Trocholina* cf. *alpina*, algas solenoporáceas (*Cayeuxia*), *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCH, *Nautiloculina*, *Glomospira*, *Quinqueloculina* y *Bacinella*, que permiten datar el Kimmeridgiense.

Según DUVERNOIS, C. et al (1972) la presencia de los siguientes foraminíferos: *Alveosepta jaccardi* MAYNC, *Conicospirillina basiliensis* MOHLER y *Pianella pygmea* GUEMBEL, y por correlación de macrosecuencias deposicionales (PUJALTE, 1989) permite datar, asimismo, al Kimmeridgiense.

2.1.2. TRANSITO JURASICO-CRETACICO

En este apartado se incluye el conjunto de materiales que abarcan desde el Malm calcáreo, francamente marino, hasta la base del Complejo Urgoniano, de edad Aptiense. Han recibido,

desde el punto de vista facial, el nombre de "wealdico", a su vez subdividido entre una facies Purbeck, que incluye el Portlandiense, Berriasiense y Valanginiense inferior, y otra facies Weald que comprende el Valanginiense superior, Hauteriviense y Barremiense (RAMIREZ DEL POZO, 1971). SOLER y JOSE (1971) denomina a estos materiales como complejo Purbeck-Neocomiense.

Estos depósitos se han estudiado en la columna de Cuevas de Amutxete, en la vecina hoja de Uharte-Arakil.

Los trabajos más interesantes sobre el tránsito Jurásico-Cretácico en este sector son los de LAMARE, P. (1936), RAMIREZ DEL POZO, J. (1971), SOLER, J. y JOSE (1971) y DUVERNOIS, C. et al (1972).

2.1.2.1. Margas, margas arenosas y areniscas en la base. Calizas con serpulas a techo (128). Portlandiense-Barremiense

Esta unidad está presente en la Sierra de Aralar, en una banda de dirección este-oeste. Aflora como blando relativo, sobre el fuerte resalte de la unidad anterior.

Constituye un episodio sedimentario con clara tendencia regresiva, entre la sedimentación marina del techo del Jurásico y la implantación de la plataforma marina urgoniana.

En Cuevas de Amutxete, la mitad inferior de la unidad está formada en la base por un tramo de 15 m de areniscas amarillentas, ferruginosas y de calizas microcristalinas, algo arcillosas, con porosidad fenestral y con oogonios y restos de Characeas, Ostrácodos y Moluscos. También hay niveles que son auténticas lumaquelas de moluscos. Son niveles de facies lacustre o palustre.

Sobre ellos descansan 100 m de calizas, algo arcillosas, grises, en bancos de hasta 1 m de potencia con intraclastos y Sérpulas, Glomospira, Fabreina, Gasterópodos, Ostrácodos y tubos de Anélidos, que son equivalentes de los niveles asignados al Valanginiense en la zona de Iribas e interpretados como depósitos de un "lagoon" carbonatados.

En conjunto esta unidad en la zona de Aralar presenta una variación significativa de facies y potencias. Así hacia el oeste se acentúa el aumento de contenido detrítico y espesor de esta

formación, hasta alcanzar unos 500 m. Es de destacar en este sector, la presencia en la base de la serie, de un potente tramo de unos 300 m., de alternancia de margas y arcillas oscuras detríticas con calizas pisolíticas y lumaquéticas con disminución de los carbonatos respecto al corte de Iribas.

Por las características litológicas, sedimentológicas y faunísticas de la unidad atribuimos su génesis a ambientes continentales salobres de tipo palustre que evolucionan paulatinamente en el sentido de un aumento de la salinidad hasta alcanzar, durante el Valanginiense inferior condiciones menos restringidas que podrían corresponder a esporádicas inundaciones de áreas litorales, de un medio de tipo lagoon, generalmente con subambientes de baja energía. La relativa abundancia de estructuras como laminaciones de ripples y de secuencias con términos en los que los componentes de las calizas (intraclastos, bioclastos) se presentan granoclasificados indican aumentos en la energía del medio probablemente causados por la existencia de corrientes tractivas.

En la Fig. 1 se han representado la evolución lateral de las litofacies existentes en esta unidad.

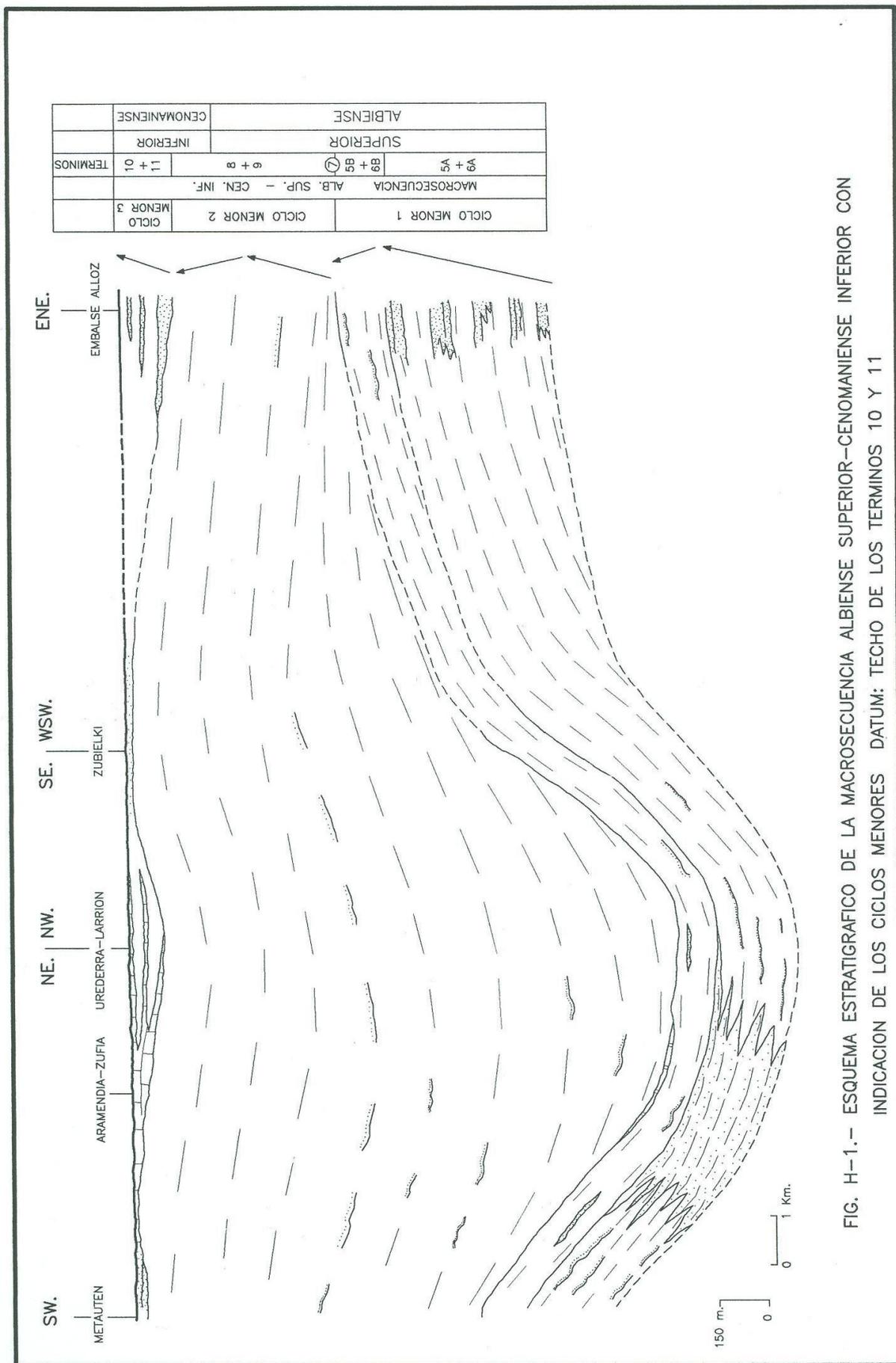


FIG. H-1.- ESQUEMA ESTRATIGRAFICO DE LA MACROSECUENCIA ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR CON INDICACION DE LOS CICLOS MENORES DATUM: TECHO DE LOS TERMINOS 10 Y 11

2.1.3. CRETACICO. FACIES DE IMPLANTACION URGONIANA

2.1.3.1. Arcillas, areniscas calcareas, margas arenosas y niveles discontinuos de caliza (130). Barremiense-Aptiense

Se incluye bajo esta denominación una serie de materiales que preceden a la instalación de calizas en facies arrecifales y/o pararrecifales, y que se sitúan por encima de las calizas negruzcas ricas en serpúlidos. No obstante, litologías asimilables al intervalo Neocomiense pueden desarrollarse en este grupo litológico pre-urgoniano, observandose en otros puntos (zona de Madotz, hoja de Uharte Arakil 114-II) un tránsito gradual rápido entre ambos.

La base está compuesta por areniscas de grano fino a medio, micáceas y con tonos ocres y rojizos; alternan con lutitas y margas nodulosas, definiendo lentes que se acuñan lateralmente. Hacia techo adquieren carácter más marino, presentando equínidos y bivalvos y abundante bioturbación. Más hacia techo aparecen calizas con ostreidos en bancos decimétricos, frecuentemente relacionadas con el techo de las areniscas. La parte superior de la serie se hace de carácter más fino, siendo dominantes las limolitas bioturbadas con equínidos y ammonites.

El espesor aproximado de la serie alcanza los 600 m en la zona de Errenaga; hacia Gipuzkoa aumenta de potencia, siendo de menor espesor hacia el Este. Con poca representación en la hoja de Lakuntza; sus mejores afloramientos se localizan en las proximidades del refugio de Igaratza.

Su posición estratigráfica y la presencia hacia techo de la serie de ammonites del género *Deshayesites* sp. (en materiales correlativos fuera del ámbito de la hoja) nos deja precisar la edad de este intervalo como Neocomiense alto-Aptiense inferior.

Las margas nodulosas suelen presentar rasgos de suelos hidromórficos, indicativos de ambientes dulceacuícolas y salobres. La tendencia general presenta una evolución hacia facies netamente marinas dentro de un sistema de plataforma somera dominada por aportes siliciclásticos. Las calizas se desarrollarían, al principio, en ambientes marinos restringidos, tal como indican las asociaciones de gasterópodos y ostreidos; posteriormente, hacia techo de la serie presentan faunas de carácter más abierto, como equínidos, así como ammonites en las limolitas.

2.1.4. CRETÁCICO. URGONIANO

2.1.4.1. Calizas micriticas con rudistas y corales. Calcarenitas bioclasticas (131). Margas, limolitas y areniscas calcareas (132). Margocalizas y margas (134). Calizas arrecifales con corales y rudistas (133). Margas y margocalizas arenosas. Niveles ricos en orbitolinidos y corales (139). Brechas y megabrechas calcareas (141).

Bajo este nombre se incluyen una serie de litologías cuyo componente más característico lo constituyen las calizas micríticas de plataforma con rudistas y corales (RAT, 1959; GARCIA-MONDEJAR, 1979); engloba diversos ambientes sedimentarios, desde sistemas deltaicos a cuencas intraplataforma, que se desarrollaron en una edad comprendida entre el Aptiense Inferior y Albiense Superior.

Una pérdida, progresiva y generalizada, de material terrígeno en el área trae como consecuencia el desarrollo de secuencias de descontaminación en terrígenos y ganancia en carbonato cálcico, que culmina en el Aptiense inferior (parte alta) con la implantación de un sistema de rampa carbonatada, compuesta básicamente por facies micríticas ricas en rudistas y corales, en bancos de orden métrico o de tendencia masiva a monticular (131). Afloran en la parte nororiental del cuadrante al sur del refugio de Igaratza.

Presentan una potencia aproximada de 200 m. Hacia el E de la zona, disminuyen paulatinamente de potencia, presentando apenas 30 m en Madoz (hoja 114-II).

A techo de estas calizas se sucede un nuevo episodio terrígeno compuesto básicamente por margas y limolitas calcáreas (132) con algunas calizas margosas hacia techo; como fauna se han reconocido ostreidos, orbitolinas y ammonites, estos últimos en áreas situadas más al W de la zona de estudio. Hacia el Este, sin embargo va ganando en carbonato cálcico pasando a margas y calizas margosas. Su potencia no sobrepasa 200 m y sus afloramientos, al igual que el término anterior, se localizan al NE del área de estudio; también presenta una gran reducción de potencia hacia el E. La edad atribuida es Aptiense Superior (DUBERNOIS et al 1972).

Suprayacentemente se desarrollan facies de calizas margosas y margas (134), con ganancia de estas últimas hacia el Oeste. En realidad, se trata de calcarenitas de grano fino a medio, en

ocasiones algo margosas, en capas de 10-20 cm., alternantes con finos niveles de margas que se hacen más dominantes hacia el W. Contienen abundante fauna de foraminíferos bentónicos, espículas de esponja y fragmentos de equínidos. Hacia el Este, esta facies ofrece una evolución lateral a calcarenitas de grano grueso y calizas micríticas de plataforma ricas en corales y rudistas (133). Esta evolución también se presenta en la vertical en todo el área de estudio, llegándose a configurar un tránsito desde un sistema de rampa carbonatada (básicamente calcarenítica) a un sistema de plataforma carbonatada con margen arrecifal, en el cual se desarrollaron también construcciones monticulares micríticas con corales y rudistas. Este margen arrecifal se localiza geográficamente en el alto de Lizarrusti. El primer tramo de rampa llega a alcanzar unos 700 m, perdiendo potencia hacia el Este. El segundo tramo micrítico presenta al menos 500 m. en el margen de plataforma. El tránsito lateral de este margen a facies margosas de cuenca relativa (comparativamente más profunda) se sitúa en Gipuzkoa, fuera del área de estudio. A techo de este mismo margen se disponen, de manera generalizada en el área, facies margosas (139); esta litología es un término litológico compresivo (con bruscos cambios de potencia), que se presenta también como equivalente lateral de las calizas micríticas así como entre tramos calizos posteriores. Su naturaleza ofrece variaciones según su posición en la plataforma, presentando entre las margas dominantes pequeños niveles calizos con corales y tramos fosilíferos en posiciones más internas (hacia el Este del área). Estos tramos ricos en fósiles presentan sobre todo, orbitolínidos, braquiópodos palecípodos y gasterópodos. La sedimentación de carbonatos de plataforma en el ámbito de la hoja termina con la instauración de 2 episodios de calizas separados por un importante tramo de facies de resedimentación (141) compuesto por parabrechas, ortobrechas y calcarenitas; este episodio implica un talud destructivo de cierta pendiente así como la erosión de parte de la plataforma carbonatada infrayacente. Otros niveles menores de brechas se suceden asimismo entre la serie terrígena suprayacente.

Las últimas calizas de plataforma, citadas anteriormente, no sobrepasan 400 y 100 m respectivamente; la última de las mismas y sus margas infrayacentes presentan tránsito a lutitas y limolitas, lo que testifica el comienzo de la influencia terrígena que sucede a posteriori. La caliza infrayacente a las brechas, básicamente calcarenítica, presenta dolomitización parcial.

La potencia total para el episodio urgoniano oscila entre los 2500 m en la zona de margen (zona de Lizarrusti) y unos 1800-2000 m en zonas más proximales hacia el Este, en facies de plataforma.

Los mejores afloramientos se localizan en las zonas del alto de Lizarrusti, Errenaga (al NE del cuadrante) y Norte de Lakuntza.

El contenido en carbonato cálcico es una constante en las series urgonianas, variando el porcentaje de manera inversamente proporcional a la cantidad de arcilla. Por ello, las series margosas aflorantes en este cuadrante se pueden aproximar a un porcentaje medio en torno al 50% de CaCO₃; las calizas se enmarcarían entre un 70 y 90%, variando desde calcarenitas a calizas micríticas coralinas.

Las muestras arcillosas analizadas han dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Caliza margosa negra, compacta y masiva. Incluye terrígenos dispersos y restos de bioclastos. Localmente tonos ocre de oxihidróxidos de hierro.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 36%

Cuarzo 13%

Feldespato <5%+

Calcita 49%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

+ Los Feldespatos son casi exclusivamente plagioclasas.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 70%

Esmectita -

Vermiculita 18%

Clorita -

Caolinita 12%

Interestrat.id.

Indice de Biscaye-

Indice de Kubler 4.7

Vermiculita de carga variable y muy baja cristalinidad

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (13%) / Feldespato (<5%) / Calcita (49%)

Illita (25%) - Vermiculita (6,5%) - Caolinita (4,5%)

DESCRIPCION:

Caliza margosa negra a grisácea con cierta laminación irregular. Presenta bioclastos rotos y fracción detrítica fina dispersa. En planos rellenos calcíticos.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 24%

Cuarzo 18%

Feldespatos <<5%+

Calcita 57%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otro -

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 72%

Esmectita -

Vermiculita 11%

Clorita -

Caolinita 17%

Interestrat. -

Indice de Biscaye-

Indice de Kubler4.1

Vermiculita de carga variable y muy baja cristalinidad

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (18%) / Feldespato (<<5%) / Calcita (57%)

Illita (17%) - Vermiculita (3%) - Caolinita (4%)

DESCRIPCION:

Limolita arenosa algo margosa de color gris a negro de compacidad moderada y laminación-fisilidad (shale).

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos60%

Cuarzo18%

Feldespato5%+

Calcita17%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 66%

Esmectita -

Vermiculita -

Clorita 3

Caolinita 28%

Interestrat. 3%

Indice de Biscaye-

Indice de Kubler 2.7

Interestratificado irregular, posible clorita degradada

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (18%) / Feldespato (5%) / Calcita (17%)

Illita (39,5%) - Clorita (1,8%) - Caolinita (16,8%) Interestratificado (1,8%)

2.1.4.2. Series terrígenas del Albiense superior. Lutitas, limolitas y areniscas (140). Areniscas y lutitas (142)

Bajo esta denominación se incluyen litologías básicamente terrígenas, tales como limolitas, lutitas y areniscas, y algunas pasadas discretas de material carbonatado resedimentado en facies de parabrechas y slumps. Tradicionalmente, este conjunto se venía llamando Complejo Supraurgoniano, nombre introducido por Rat, P. en 1959 y que incluía series terrígenas suprayacentes a las calizas con rudistas, aunque ya apuntaba él mismo la existencia de materiales de esta naturaleza en equivalencia lateral a dichas calizas. Por tanto, sería más correcto hablar de sistemas terrígenos del Albiense Superior, puesto que en esta zona son suprayacentes, equivalentes laterales e infrayacentes de sistemas carbonatados someros.

La serie tipo para este intervalo se situaría en el corte de Lizarrusti, hoy en día bastante cubierto, pero aflorante en parte en el río del mismo nombre.

En el cuadrante de Lakuntza, la base de este episodio terrígeno se localiza sobre la megabrecha caliza más importante, la cual supone una importante retrogradación de las calizas con rudistas; esta base es observable en la cantera abandonada en la carretera de Lizarrusti. Este tramo terrígeno comienza con la instauración de limolitas (140), calcáreas en ocasiones y capas de areniscas silíceas de espesor centimétrico, las cuales son en parte equivalentes laterales de las últimas margas y calizas de plataforma en la parte centro de este cuadrante.

La serie va ganando en contenido arenoso llegándose a definir intervalos de areniscas y limolitas (142) que configuran en ocasiones marcados relieves topográficos. Estos crestones constan de areniscas de grano medio y fino organizadas a veces en secuencias grano y estratodecrecientes, frecuentemente masivas y/o con estratificación cruzada, alternantes con limolitas arenosas y areniscas en capas centimétricas con laminación paralela, ripples linguoides y ocasionales capitas con estratificación cruzada tipo "hummocky".

Las limolitas dominantes en esta serie son también la base de secuencias negativas grano y estratocrecientes, que evolucionan a areniscas con estratificación cruzada, algunas capitas con estratificación tipo "hummocky" y ripples de oscilación y de corriente, todo ello más frecuente al Oeste del corte de Lizarrusti, en Alsasua y en zonas de Gipuzkoa. Por el contrario, las limolitas del corte de Lizarrusti presentan en ocasiones capitas de areniscas finas con

estructuras de tipo turbidítico, tales como secuencias de Bouma incompletas y marcas de muro con flutes y grooves. Estas características nos hacen dividir este episodio terrígeno en dos áreas paleogeográficas bien definidas: la situación hacia el W del área presenta rasgos que llevan a interpretarla como un sistema de plataforma somera con influencia posiblemente deltaica; esta zona pasaría lateralmente hacia el Este (hacia Lizarrusti-Lakuntza) a un área en la que las corrientes de plataforma podrían confinarse en lugares quizás comparativamente algo más profundos dentro de la misma plataforma y donde los fujos dominantes llegan a ser de tipo turbidítico pero sin por ello variar la influencia somera (fig. 2). La zona más somera con influencia deltaica correspondería a la denominada Formación Valmaseda (GARCIA-MONDEJAR, 1982) y la zona con influencia turbidítica entraría en la Unidad Etxarri-Aranatz (LOPEZ-HORGUE et al, 1996). La mitad inferior de esta última unidad presenta, desde su base, equivalencia lateral a carbonatos de plataforma somera, relación estratigráfica muy evidente en el cuadrante contiguo (114-II, Uharte Arakil) en las zonas de Aitzondo y Madalenaitz; en este cuadrante es evidente en las estribaciones de Aralar, al Norte de Lakuntza. Esta relación explicaría la aparición esporádica de parabrechas calizas (141) con origen en zonas de talud carbonatado con cierta pendiente, entre la serie terrígena, confirmando asimismo el carácter relativamente profundo de la Unidad Etxarri-Aranatz, desarrollada entre carbonatos de plataforma somera y los terrígenos de la Formación Valmaseda. Las series terrígenas evolucionan hacia techo a una paulatina disminución del contenido arenoso, llegándose a desarrollar lutitas y limolitas, calcareas en ocasiones, las cuales llegan a "fossilizar" las plataformas carbonatadas al Este del cuadrante. No obstante, todavía se desarrollaron niveles de parabrechas calizas cuyo origen en sistemas carbonatados someros debemos buscarlo en plataformas distales, hoy en día no aflorantes, o en dispositivos carbonatados someros que pudieran aprovechar relieves estructurales para su desarrollo, los cuales se encontrarían actualmente exhumados (p.ej. zona del Domo de Ataun, en Gipuzkoa).

Su datación se ha realizado en base a faunas de ammonites recogidas en equivalentes laterales en áreas contiguas (WIEDMANN, 1979), considerándose como Albiense Superior, zona inflatum.

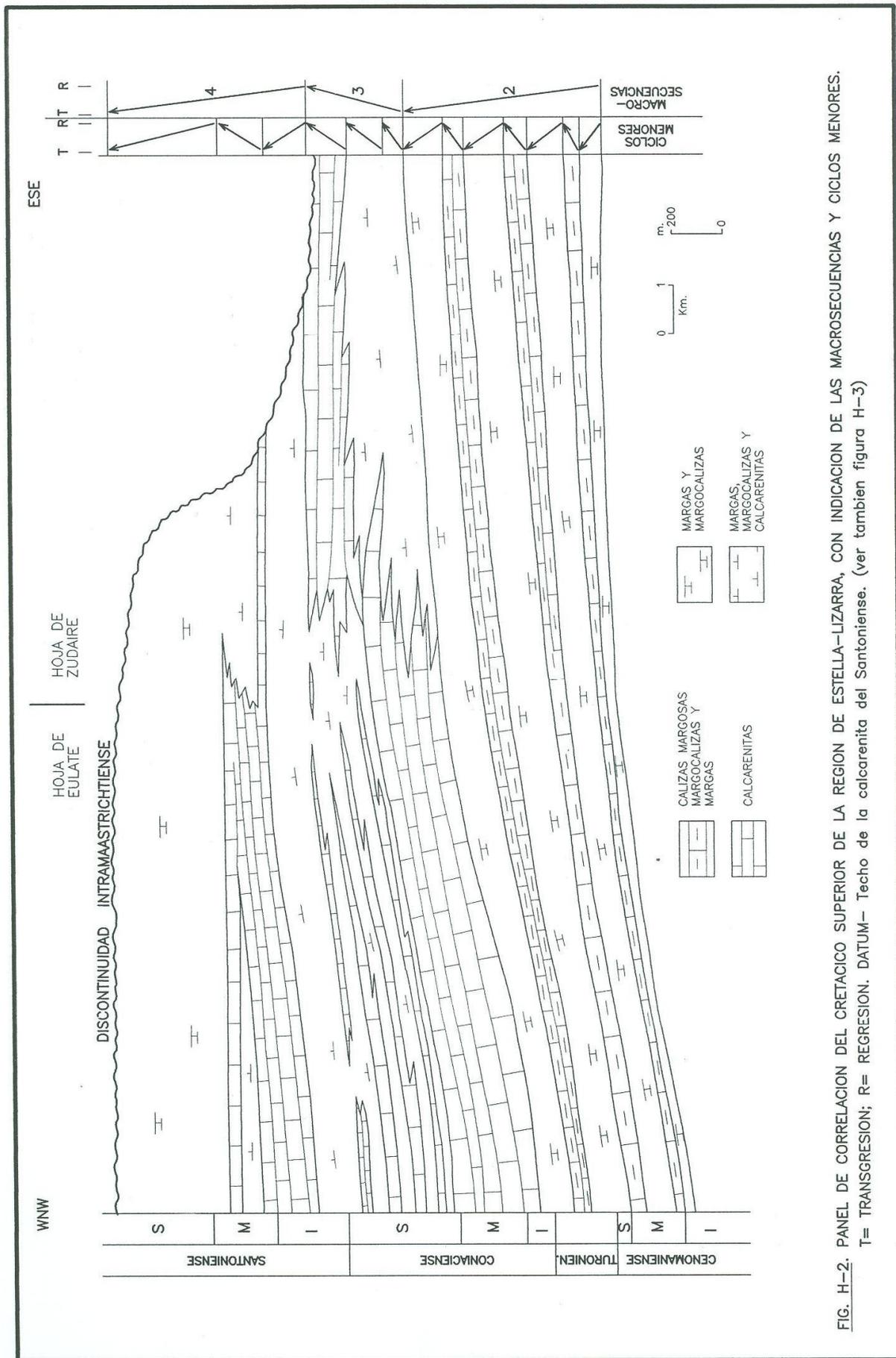


FIG. H-2. PANEL DE CORRELACION DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA REGION DE ESTELLA-LIZARRA, CON INDICACION DE LAS MACROSECUENCIAS Y CICLOS MENORES. T= TRANSGRESION; R= REGRESION. DATUM= Techo de la calcarenita del Santoniense. (ver tambien figura H-3)

Una muestra analizada de la unidad (140) ha dado el siguiente resultado:

DESCRIPCION:

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

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 66%

Cuarzo 14%

Feldespato <5%+

Calcita 18%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 65%

Esmectita -

Vermiculita -

Clorita 10%

Caolinita 25%

Interestrat. -

Indice de Biscaye-

Indice de Kubler 4.1

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

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

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

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

2.1.4.3. Calizas someras del Albiense superior-Cenomaniense inferior (unidad albeniz). Calcarenitas bioclasticas (146)

Posteriormente al episodio terrígeno anterior se desarrolló un sistema carbonatado somero que aprovechó relieves positivos estructurales para su desarrollo, confinándose por ello a la zona de Asparrena (Alava) y Alsasua. Estos materiales han sido ampliamente descritos por diversos autores (CIRY y MENDIZABAL, 1949; RUIZ DE GAONA, 1952; FEUILLEE, 1971; GARCIA-MONDEJAR, 1982; REITNER, 1986; GOMEZ-ALDAY et al, 1994), llegándose a denominar Formación Eguino a este conjunto litológico aflorante entre Alava y Navarra, no habiendo establecido, no obstante, una estratigrafía precisa. La primera estratigrafía de detalle es llevada a cabo por LOPEZ-HORGUE et al en (1996) definiendo la nueva Unidad Albeniz.

Este episodio carbonatado consta de dos tramos principales; en la hoja de Lakuntza sólo aflora uno de ellos, compuesto por calcarenitas (146) de grano grueso a fino, en ocasiones margosas y con tránsito a margas y limolitas calcáreas hacia el W (152). Están compuestas básicamente por fragmentos de crinoides, equínidos, orbitolinas y pelecípodos. En áreas contiguas, en Orobe (hoja 113-II, Zegama), presentan areniscas con estructuras de origen somero, y su cambio lateral a margas y limolitas calcareas se da al Norte de Iturmendi, en hoja de Alsasua (114-III). Alcanzan 150 m de potencia.

Su techo presenta una superficie de condensación sedimentaria con desarrollo de "hard-ground", indicativo posiblemente de un hiato importante. Se interpretan como depositadas en una plataforma somera por encima del nivel de base del oleaje, desarrolladas a favor del alto paleogeográfico anteriormente citado (ver figura 3).

Presentan buenos afloramientos en el Sinclinal de Aitziber (Sarabe) donde dibujan perfectamente la estructura del mismo.

Su edad se ha podido definir por la datación del infrayacente, así como por faunas de ammonites en equivalentes laterales de áreas contiguas, pudiéndose definir como Albiense superior, zona inflatum-Cenomaniense inferior.

2.1.5. CRETACICO SUPERIOR.

2.1.5.1. Margas y margas limolíticas (152)

En el cuadrante de Lakuntza, aflora únicamente en los núcleos de los sinclinales localizados en la zona SW, en los parajes de Sarabe (Aitziber) e Irumendigibel, lugares donde originan topografías suaves.

Se trata de limolitas calcáreas que pasan hacia techo a margas y margocalizas, en cuya base presentan una microbrecha en contacto con la unidad calcarenítica infrayacente; el origen de esta microbrecha podría estar en removilizaciones "in situ" de las calcarenitas. Este tramo es en parte equivalente lateral de los parches arrecifales de la Unidad Albeniz, aflorantes en los cuadrantes de Zegama, Olazti y Alsasua y suponen asimismo el suprayacente de ellos.

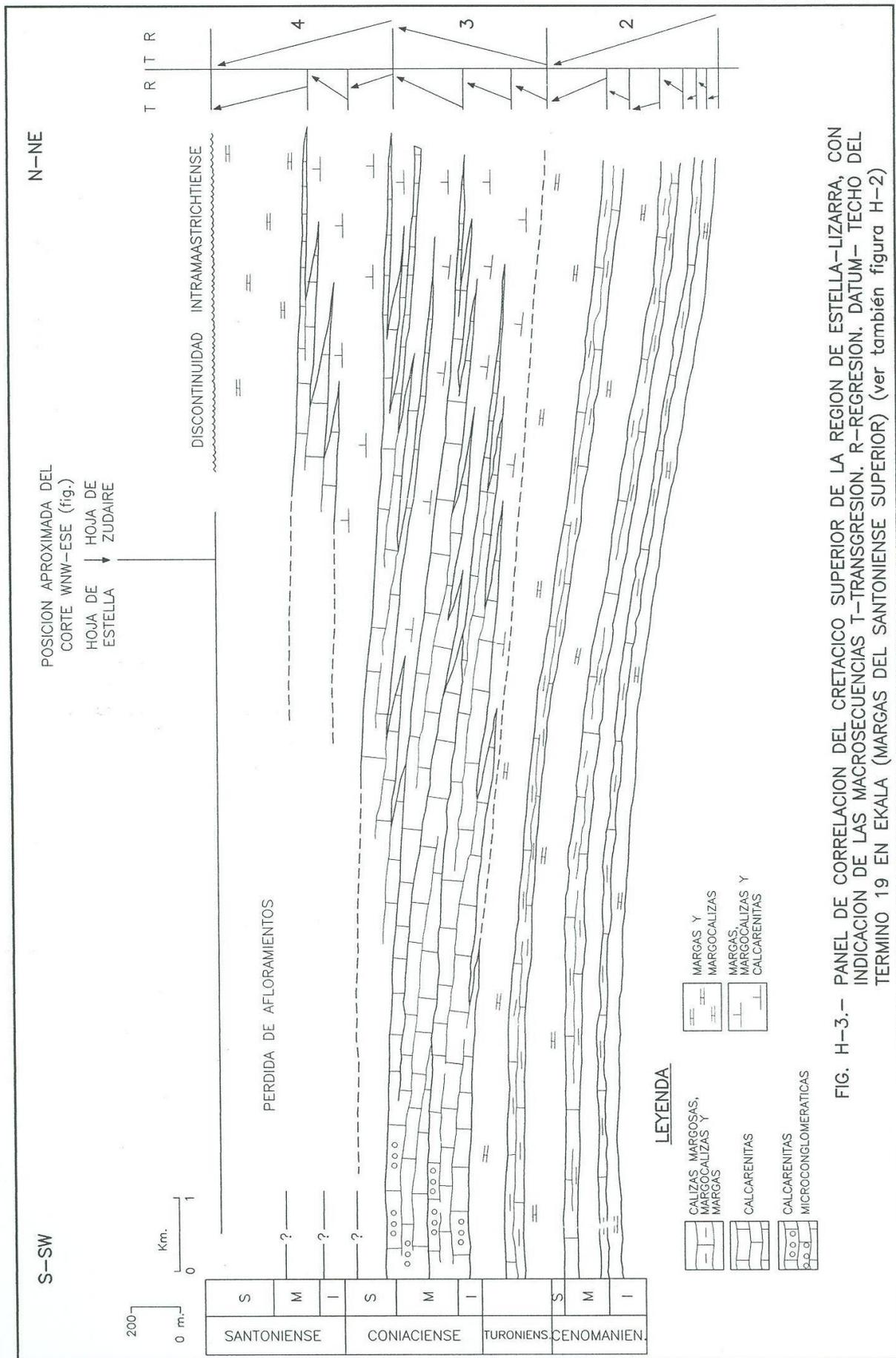


FIG. H-3.- PANEL DE CORRELACION DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA REGION DE ESTELLA-LIZARRA, CON INDICACION DE LAS MACROSECUENCIAS T-TRANSGRESION, R-REGRESION, DATUM- TECHO DEL TERMINO 19 EN EKALA (MARGAS DEL SANTONIENSE SUPERIOR) (ver también figura H-2)

Son indicativas de un medio de plataforma externa. Su datación en base a correlación y posición estratigráfica es Cenomaniense Inferior-Superior. No sobrepasan 100 m de espesor.

La parte superior de este término ha sido denominada por CIRY y MENDIZABAL (1949) bajo el nombre de "Flysch de bolas", muy extendido en la literatura geológica.

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%)

2.2. CUATERNARIO

2.2.1. PLEISTOCENO-HOLOCENO

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

En la hoja de Lakuntza, solamente se ha reconocido un retazo de depósito relacionado con morfología de glacis, en la esquina suroriental.

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.

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

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

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

2.2.1.3. Fangos con cantos dispersos. Depósitos con influencia periglacial (522). Pleistoceno-holoceno.

En la zona nororiental de la hoja, en zonas elevadas de la Sierra de Aralar, se ha reconocido la presencia de un conjunto de fangos arcillosos y limosos, con algún canto disperso, asociados a zonas de relieve suave, que pudieran tener una influencia periglacial en su génesis.

Su espesor pudiera superar los 2 m., y se les ha asignado una edad Pleistoceno-Holoceno.

2.2.2. HOLOCENO

2.2.2.1. Gravas, arenas y arcillas. Aluvial y terraza baja del río arakil (525), meandros abandonados (530), fondos de valle (527) y conos de deyección (536). Holoceno.

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

Se ha diferenciado el aluvial y terraza baja del 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 algunos puntos, se han diferenciado morfologías de meandro abandonado (530), cuyo depósito se encuentra constituido por gravas basales, y limos y arcillas en su parte superior.

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.

Por último, los conos de deyección (536), están formados por cantos en matriz limoarcillosa, pudiendo alcanzar una potencia de 2-3 m. en sus zonas frontales.

2.2.2.2. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual (534), coluviones (543), canchales (548) y depósitos aluvial-coluvial (537). Holoceno.

En la margen derecha del río Arakil, en el entorno de Lakuntza, 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) y canchal (548). Ambos están formados por cantos en matriz limoarcillosa, que en el caso de los canchales es prácticamente inexistente. El espesor de estas formaciones puede alcanzar los 2-3 m. en sus partes más bajas. Su edad es Holoceno.

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

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. 4) se depositaron principalmente materiales de edad mesozoica, mayoritariamente del Cretácico (Figura 5). La potencias 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).

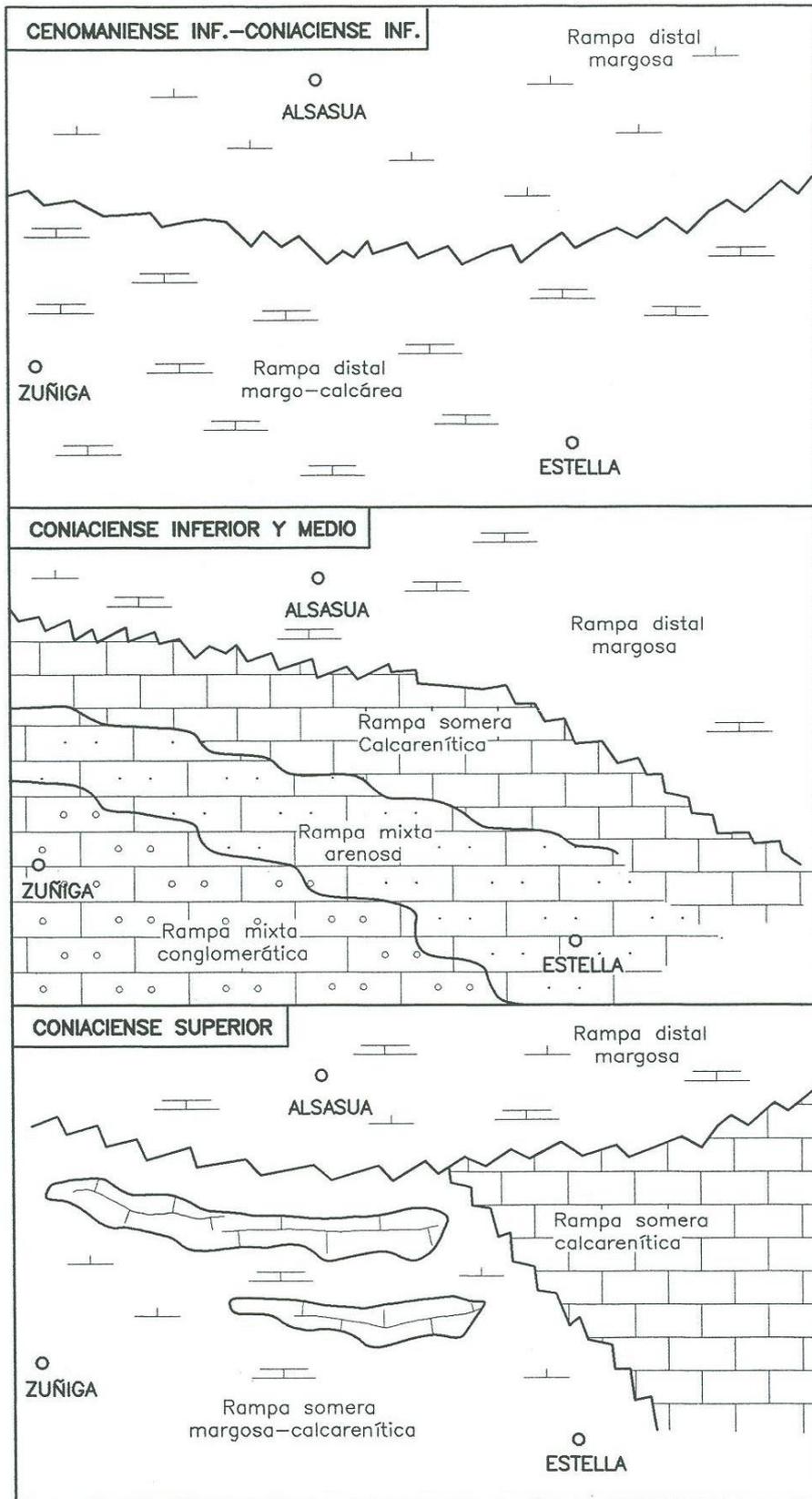


FIG. H-5. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL CENOMANIENSE INFERIOR AL CONIACIENSE SUPERIOR.

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

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

Las fallas que han controlado la sedimentación en el Aptiense-Albiense se agrupan en tres familias principales, aproximadamente coincidentes con las subdivisiones de dominios estructurales propuesta por FEUILLÉE Y RAT en 1971 (zonas 2, 3 y 4 en fig. 5). La zona de Irurtzun-Alsasua, objeto de este estudio, queda incluida en los dominios Navarro-Cantabro y Arco Vasco (nº 4 en fig. 5), 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 depositos flysch con intercalaciones de lavas basálticas en la parte nor-oriental. A finales del Santoniense cesa el vulcanismo y finaliza la creación de corteza oceanica. 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.

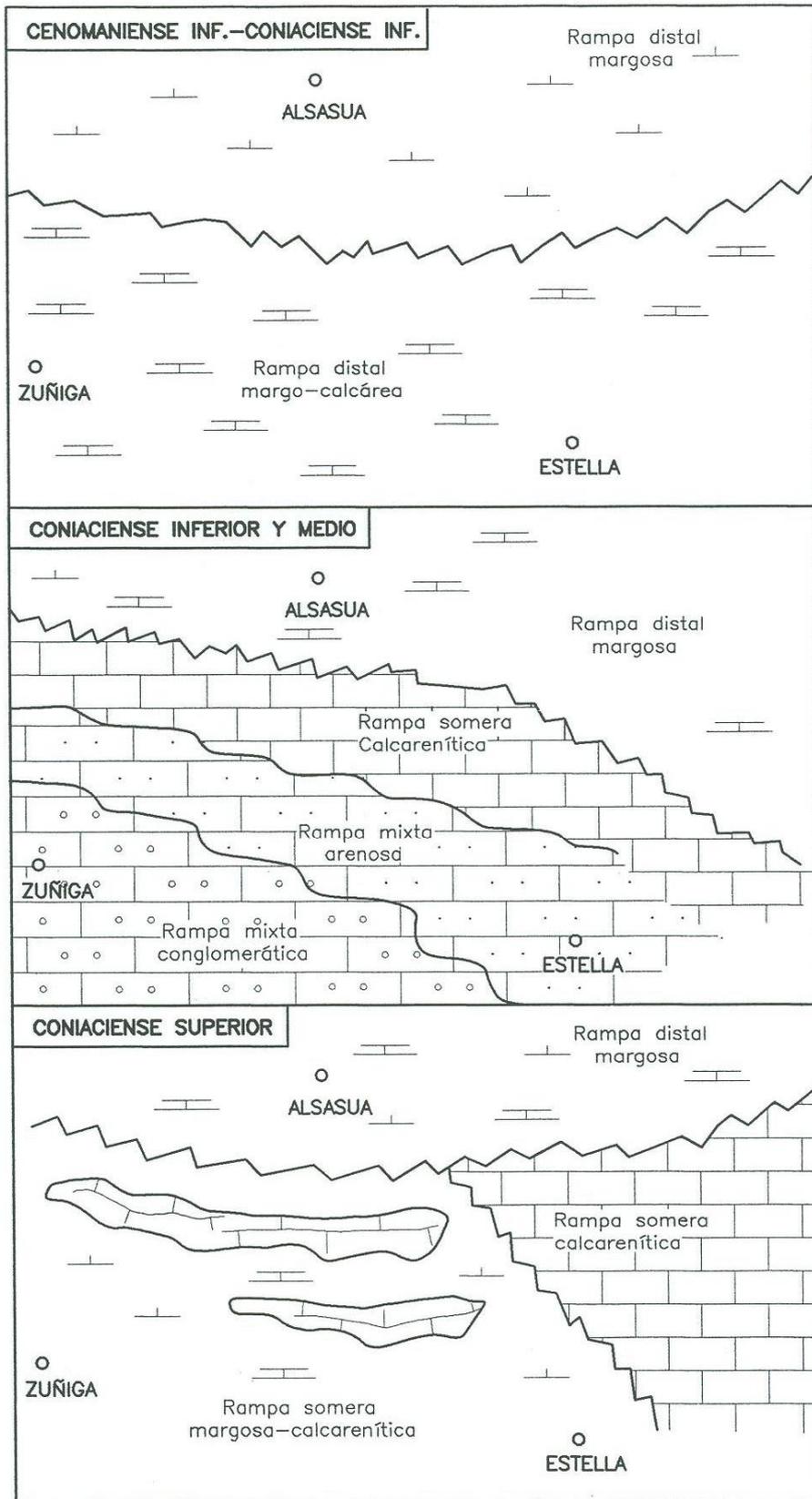


FIG. H-5. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL CENOMANIENSE INFERIOR AL CONIACIENSE SUPERIOR.

3.2. UNIDADES ESTRUCTURALES

La zona de estudio, como hemos comentado anteriormente, se sitúa en los extremos orientales de los Dominios Navarro-Cantábro y Arco Vasco (FEUILLÉE Y RAT, 1971), ya en tránsito a la zona sudpirenaica, ofreciendo por ello un cambio en las directrices estructurales mayores. Es aquí, concretamente en la zona de Alsasua, donde se produce la transferencia estructural más importante. Nos referimos a la transferencia entre el pliegue anticlinal cabalgante de Aitzgorri, de dirección NW-SE y vergencia norte, y la falla inversa de Irurtzun-Alsasua, de dirección E-W y vergencia sur. Además de estas dos estructuras principales, en la parte nor-oriental de la zona de estudio (cuadrante de Uharte Arakil, 114-II) se localiza parte del cabalgamiento de Aralar (dirección E-W aprox. y vergencia norte) y concretamente su límite SE; asimismo también se localiza en esta parte la estructura anticlinal fallada vergente al norte, de Madoz-S. Miguel, íntimamente relacionada al accidente anterior (cabalgamiento de Oderitz; IGME, 1987) (Ver figura 6).

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 7) y el relevo mediante fallas de dirección NW-SE entre Otzaurte (Guipuzkoa) y Orobe (Navarra) (ver fig. 6). 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.

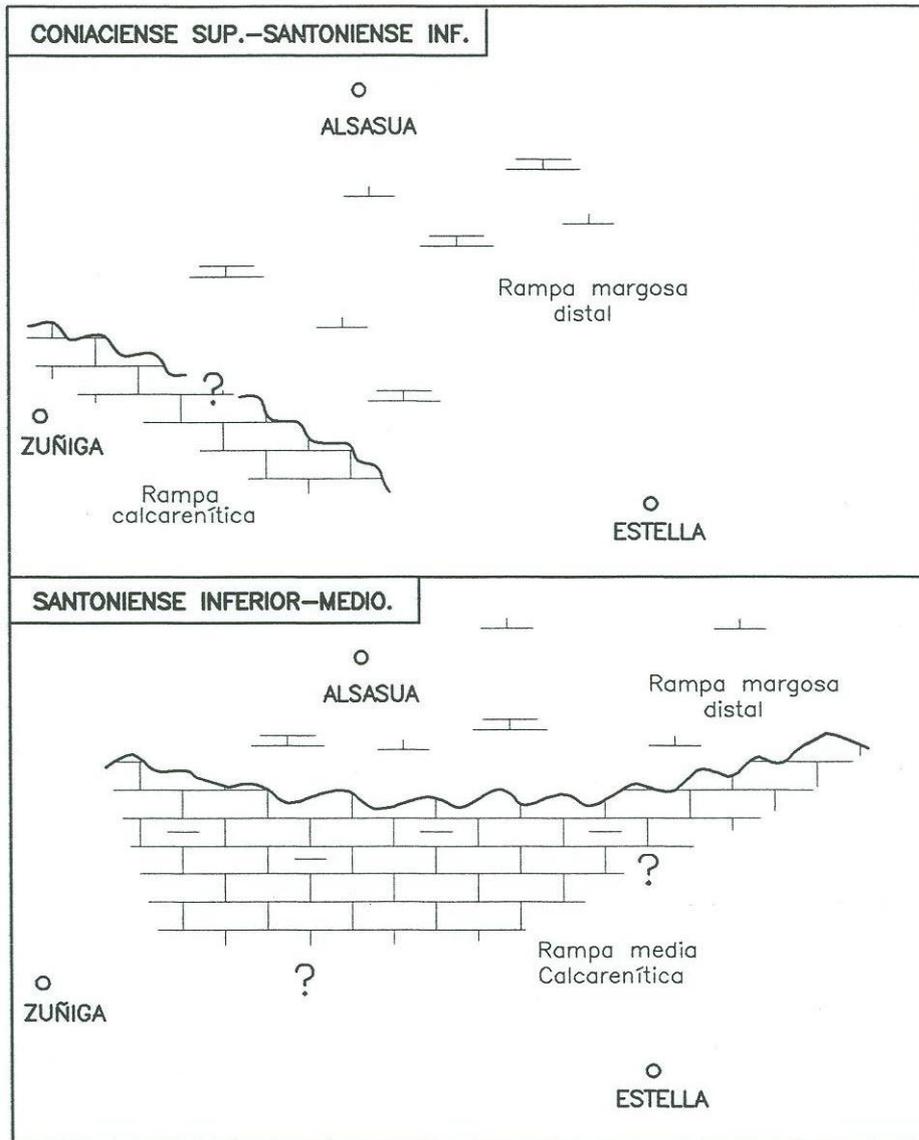


FIG. H-6. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL CONIACIENSE SUPERIOR AL SANTONIENSE MEDIO.

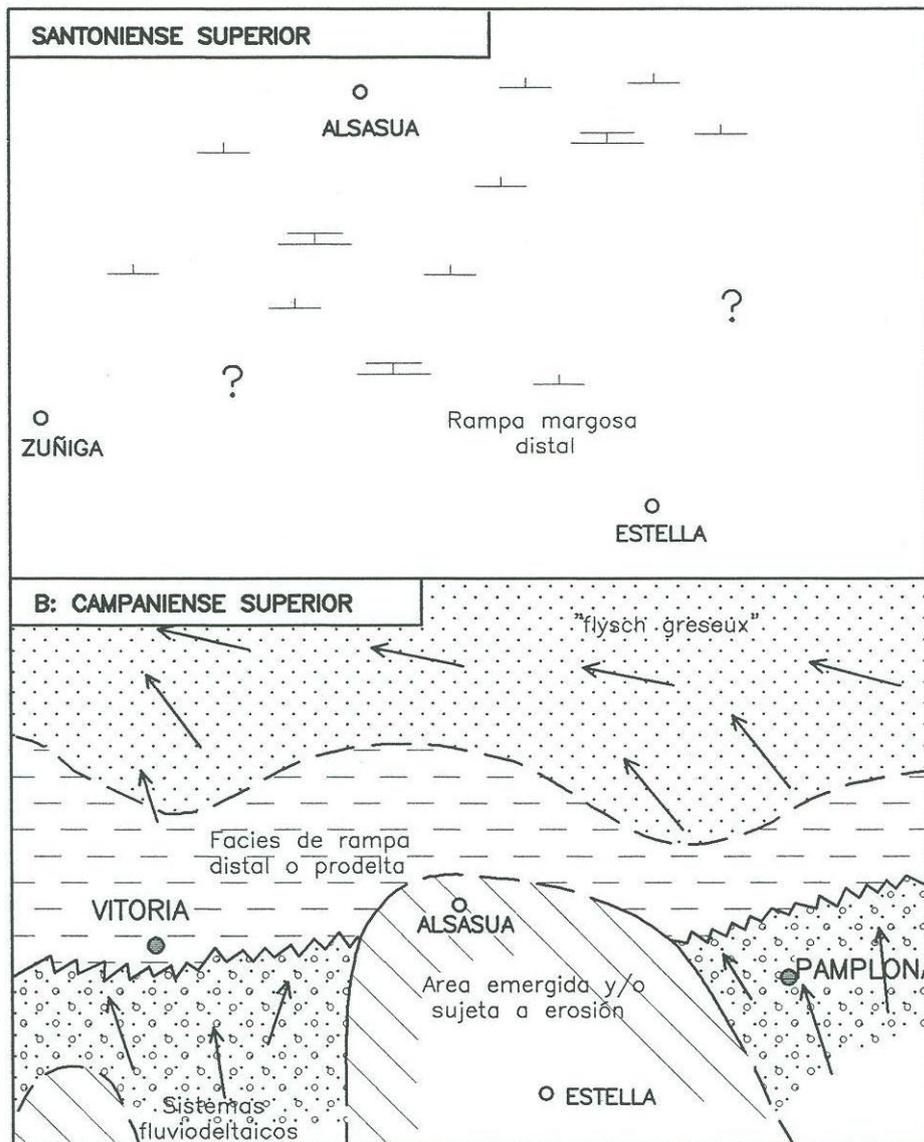


FIG. H-7. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL SANTONIENSE SUPERIOR AL CAMPANIENSE SUPERIOR.

3.2.2. UNIDAD DE ARALAR.

Fue bautizada como "Ecaille d'Aralar" por LAMARE en 1936. No aparece totalmente representada en este estudio, pues abarca parte de Gipuzkoa y zonas de Navarra no incluidas aquí. Está delimitada septentrionalmente por el cabalgamiento del mismo nombre, vergente al

Norte y meridionalmente por el accidente de vergencia sur Irurtzun-Alasua. Este último accidente forma parte de una serie de escamas en relevo que actúa desde Gulina (fuera del área de estudio) pasando por Irurtzun y los valles de Arakil-Burunda (LOPEZ HORGUE et al 1996). Asimismo, esta estructura lleva asociados a ambos lados de la misma, una serie de pliegues oblicuos a la misma con ángulos entre 10° y 30° (en echeleon folds; Harding y Lowe, 1979); estos se suelen desarrollar en áreas de transferencia de esfuerzos entre accidentes principales, lo que nos induce a pensar en un modelo transpresivo dextral que deformó la zona en la etapa alpina. Entre las hojas de Zegama (113-III), Alsasua (114-III) y Lakuntza (114-I) se distinguen este tipo de pliegues, en el labio norte de la falla, con flancos apretados y planos axiales tendentes a la verticalidad (anticlinales y sinclinales al Norte de Alsasua-Bakaiku).

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

3.2.3. LABIOS DE LA FALLA DE ALSASUA-IRURTZUN

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

3.2.3.1. Sinclinales de Urbasa y Andía

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

3.2.3.2. Anticlinal de Ergoiena

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

3.2.3.3. Sinclinal de San Donato-Satrustegi

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

Ya en el extremo oriental de la hoja de Villanueva-Hiriberri al S de la falla de Alsasua-Irurtzun, aparece un pliegue anticlinal bastante apretado y de eje parcialmente verticalizado (anticlinal de 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.

3.2.3.4. Diapiro de Olo

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

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

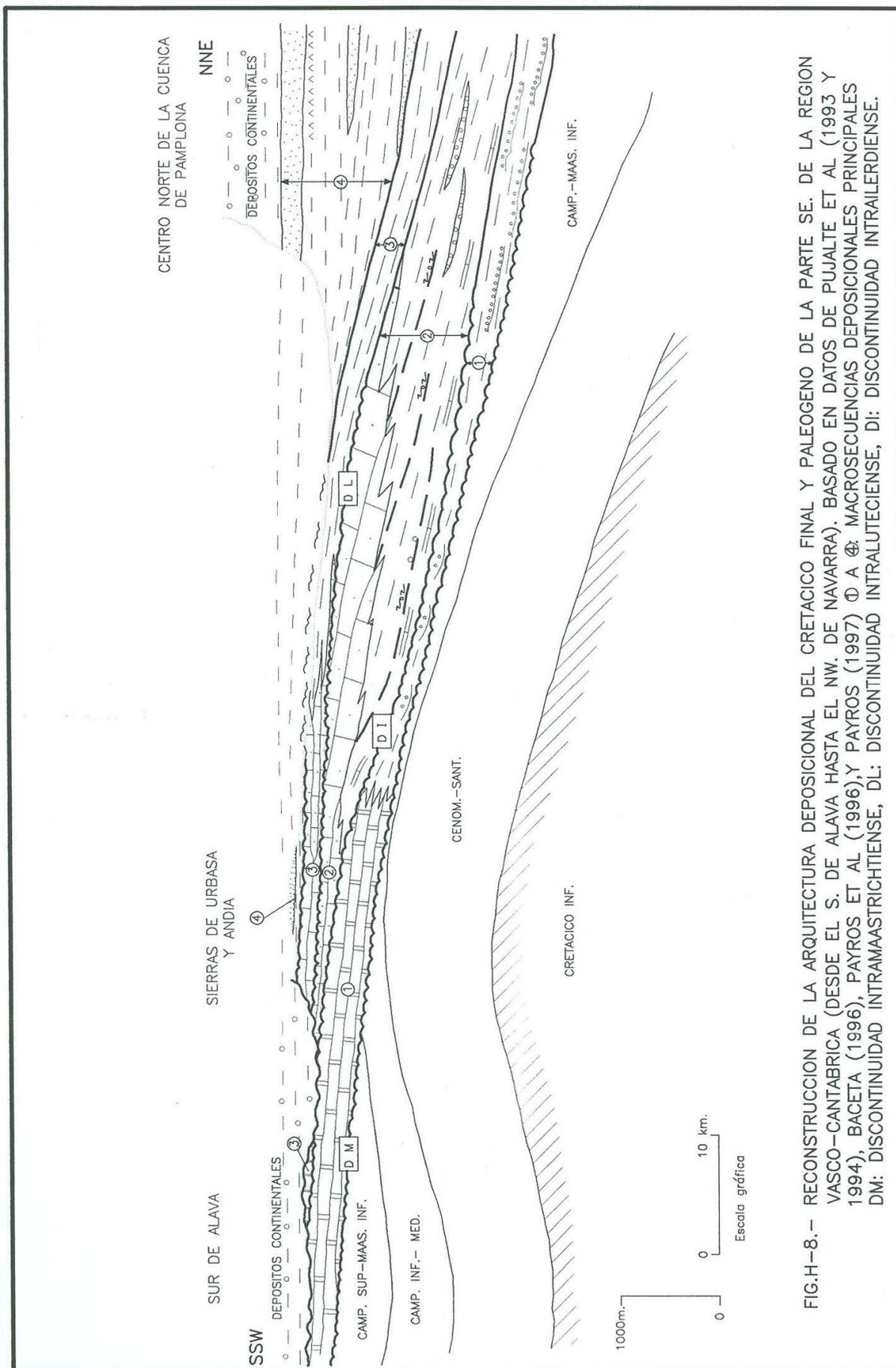


FIG.H-8.- RECONSTRUCCION DE LA ARQUITECTURA DEPOSITACIONAL DEL CRETACICO FINAL Y PALEOGENO DE LA PARTE SE. DE LA REGION VASCO-CANTABRICA (DESDE EL S. DE ALAVA HASTA EL NW. DE NAVARRA). BASADO EN DATOS DE PUJALTE ET AL (1993 Y 1994), BACETA (1996), PAYROS ET AL (1996), Y PAYROS (1997) Φ A Φ ; MACROSECUENCIAS DEPOSITACIONALES PRINCIPALES DM: DISCONTINUIDAD INTRAMAASSTRICHTIENSE, DI: DISCONTINUIDAD INTRALUTECIENSE, DL: DISCONTINUIDAD INTRALUTECIENSE.

4. GEOMORFOLOGIA

En la parte del territorio navarro en la que se ubica la hoja de Lakuntza, 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 Lakuntza incluye, en sus dos tercios septentrionales buena parte de la unidad de Aralar, mientras que el tercio meridional corresponde al valle del Arakil.

Se diferencian, por tanto, dos ámbitos geomorfológicos claramente diferenciables: por una parte, la Sierra de Aralar 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 Lakuntza, sea el gran desarrollo de las morfologías de disolución, relacionadas con génesis kárstica, observables en el ámbito de la Sierra de Aralar.

La constitución litológica, predominantemente carbonatada, de la misma, 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, poljes), que le confieren un aspecto característico. En el Mapa Geomorfológico que se acompaña en el estudio, puede apreciarse una cartografía detallada de todas estas morfologías.

Por el contrario, en el tercio meridional de la hoja de Uharte son, como se ha indicado, las morfologías deposicionales de génesis fluvial y poligénica.

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

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

La vertiente de enlace entre Aralar y el valle del Arakil, está dominada por procesos de ladera, con algunos depósitos de coluvión; es también observable en esta zona una morfología de cono de deyección.

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

Al iniciarse el Dogger la tendencia a la somerización continúa, en un ambiente de plataforma abierta, con la sedimentación de margas y calizas muy bioclásticas y bioturbadas (frecuentemente zoophycus) en un medio relativamente profundo, de baja energía. En esta etapa la plataforma está estructurada en una serie de altos y surcos, como puede deducirse por la acusada variación lateral de potencias (aunque con facies similares), presentando los mayores espesores en la banda de Leitza.

La somerización culmina con el depósito de una sucesión de calizas compactas con espongiarios, filamentos y agregados ferruginosos-tuberoides, que en conjunto caracterizan una plataforma somera de energía moderadamente alta. Esta facies de esponjas se habría depositado en una plataforma relativamente somera, por encima del nivel de base de oleaje, o al menos por encima de dicho nivel en condiciones de tempestad, con un nivel marino relativamente estable. Estas condiciones debieron favorecer la expansión de las facies y su retrabajamiento más o menos importante.

Posteriormente se inicia un hundimiento generalizado de la plataforma con unas condiciones de relativa profundidad y baja energía. Darán lugar al depósito de facies homogéneas con potencias similares en todo el área de estudio mientras que en el área occidental de la cuenca Vasco-Cantábrica coexistieron, durante el Bathoniense, plataformas carbonatadas someras con otras más profundas de facies margosas y en ocasiones euxínicas.

En los sectores meridional y oriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica el Malm está caracterizado por la persistencia de las condiciones marinas durante el Oxfordiense y el Kimmeridgiense.

Durante el Oxfordiense se acentúan las condiciones restringidas del medio, ya iniciadas probablemente en el Calloviense, aunque se mantiene un pequeño sector más abierto en el Oeste de la actual Sierra de Aralar.

En el Kimmeridgiense se instalan unas condiciones más abiertas y de mayor energía con la instalación de parches arrecifales, hasta que desde el Oeste progresa un frente deltaico, con el que finaliza la sedimentación marina del Jurásico en Navarra.

Durante el tránsito Jurásico-Cretácico se sitúan diversos movimientos de tipo epirogénico englobados dentro de las fases neokimméricas que traen como consecuencia el acentuamiento del dispositivo de surcos y umbrales heredado del Jurásico, hasta el punto que localmente los segundos llegaron a emerger y erosionarse, como ocurre en Echarri, en las proximidades del borde N de la hoja de Altsasua.

El complejo Purbeck-Weald constituye también un ciclo transgresivo-regresivo que comienza bajo condiciones marino-salobres con influencia de las áreas continentales durante el Portlandiense-Berriasiense. La presencia de abundante materia orgánica indica también un marcado carácter reductor. Durante el Valanginiense inferior se alcanza el máximo transgresivo con el desarrollo de facies carbonatadas en medios de lagoon. Del Valanginiense superior al Barremiense transcurre el episodio regresivo con el depósito de las series detríticas de ambiente salobre con fuerte influjo continental del Weald. En el área de Aralar, la potencia del Weald crece hacia el W, como corresponde a su posición dentro del anticlinal de Vizcaya.

Posteriormente a la sedimentación de las facies Purbeck-Weald, se produce un cambio brusco en las condiciones, marcado por una discontinuidad importante a nivel de Cuenca Vasco-Cantábrica, ya citada por diversos autores (PUJALTE, 1989, p. ej.). Ello conlleva una regresión generalizada que tiene como consecuencia el avance de los sistemas terrígenos de transición de tipo fluvio-deltaico, dando comienzo de esta manera a las denominadas "facies de implantación urgoniana", episodio terrígeno, básicamente, previo a las primeras calizas con rudistas y corales. Se define así un ciclo (nº 1 en fig. 9) que marca una secuencia positiva con ganancia hacia techo de facies cada vez más finas (margas, lutitas), con influencia paulatinamente más marina, indicativo de una transgresión generalizada. Esta transgresión culmina con la aparición en el Aptiense Inferior de calizas ricas en rudistas y corales. A techo de esta barra de caliza "urgoniana", la primera de carácter generalizado en toda la Cuenca, se localiza una ruptura importante a nivel regional (GARCIA-MONDEJAR, 1979; FERNANDEZ-MENDIOLA, 1986), generada a techo del Aptiense Inferior. Esta ruptura marca la base de otro ciclo mayor (nº 2 en fig. 9), que comienza con una regresión generalizada que favorece la aparición de sistemas deltaicos, con una nueva llegada areniscosa a la cuenca, en el Aptiense Superior, aunque de menor intensidad que la del ciclo anterior.

Posteriormente, una transgresión posibilita la génesis de nuevo de calizas con rudistas y corales. Esta vez se instaura un sistema de rampa carbonatada en el que las calizas pasan lateralmente hacia cuenca relativa, a calcarenitas y margas. El carácter progradante de esta

rampa marca el posterior inicio de una regresión que culminará con la creación de una nueva ruptura posiblemente causada por una bajada relativa del nivel del mar. Este evento tiene ya lugar dentro del Albiense Inferior (correlación con otros lugares de la Cuenca). De esta manera entramos en el siguiente ciclo, del Albiense Inferior (nº 3 en fig. 9), en el que se produce un marcado cambio en la subsidencia, lo que posibilita la creación de un sistema carbonatado de rampa que evoluciona en la vertical a un sistema de plataforma con resalte (creación de margen arrecifal y cuenca intraplataforma). Este cambio en la subsidencia de la zona pudo estar condicionado por la actuación de posibles fallas sinsedimentarias, cuya actuación constante marcaría la invariabilidad en la posición del margen agradacional, unido a un ascenso paulatino del nivel del mar en un marco transgresivo.

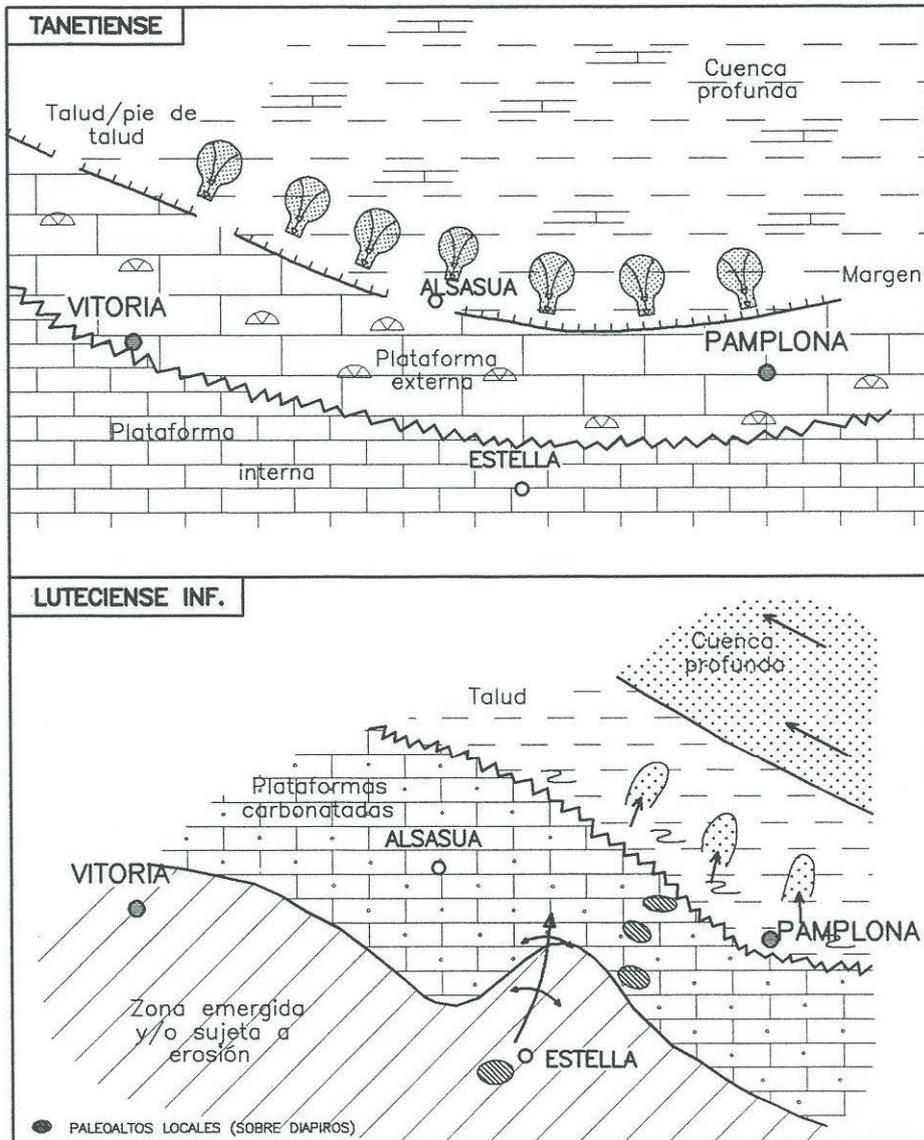


FIG. H-9. DISPOSITIVOS PALEOGEOGRAFICOS GENERALES DURANTE EL TANETIENSE (Macrosecuencia Paleocena) Y LUTECIENSE INF. (Macrosecuencia Eoceno-1). EXPLICACION EN EL TEXTO.

El último ciclo del Albiense Inferior (nº 4 en fig. 9) comienza con una base neta sobre las calizas del ciclo anterior, posible ruptura originada por una bajada relativa del nivel del mar,

con marcada regresión y cambios de facies hacia cuenca relativa (estos momentos son los idóneos para génesis de rasgos kársticos por exposición subaérea). Una transgresión posterior permite la recuperación de los sistemas carbonatados. Esta vez se origina una rampa progradante y agradacional en tránsito a margas de cuenca relativa y con desarrollo de facies margosas de plataforma interna. En este caso no se produce una evolución a plataforma con margen propiamente dicho, indicativo probablemente de una ralentización o cese de la actuación de las estructuras sinsedimentarias. Así entonces, tenemos como principal factor condicionante la subida relativa del nivel del mar y la propia dinámica de construcción carbonatada.

Una importante ruptura a nivel regional marca el fin de esta secuencia y el inicio de la siguiente (nº 5 en fig. 9), evento que ha podido ser datado como el límite Albiense Inferior-Albiense Superior en la zona de Gorbea, Bizkaia (GOMEZ PEREZ, 1994). No disponemos de dataciones precisas en las calizas de Aralar, pero la correlación de ciclos mayores con otras partes de la Cuenca Vasco-Cantabrica nos hace pensar en que la base de esta última secuencia de Aralar sea el límite anteriormente mencionado. Este límite implica un hiato de aproximadamente 3,5 millones de años, detectado en plataforma con desarrollo de paleokarst (GOMEZ PEREZ, 1994), y en cuenca por el desarrollo de grandes episodios de megabrechas, como las de la cantera de la carretera de Lizarrusti; éstas se acuñan hacia plataforma, correspondiendo al depósito del momento regresivo. Asimismo, esta regresión trae consigo la llegada de sedimentos terrígenos areniscosos y lutíticos de manera importante, suponiendo un importante retroceso de los sistemas carbonatados hacia posiciones más internas de la plataforma. Esto está unido a la posible reactivación de estructuras previas que condicionan la creación de un surco paleogeográfico terrígeno (pasillo de Lakuntza-Lizarrusti; ver fig. 10). El carácter positivo de este último ciclo es asimismo indicador de un retroceso en los aportes terrígenos, condicionado por el consiguiente ascenso relativo del nivel del mar; ascenso que, por otra parte, pudo ser rápido, debido al confinamiento de los carbonatos con márgenes fuertemente agradacionales; el desarrollo de subcuencas en posiciones internas de la plataforma pudo estar además marcado por la actuación de estructuras sinsedimentarias (áreas de Aitzondo y Madalenaitz). Un dato a favor de la edad del último ciclo es la presencia de ammonites del Albiense Superior, parte media, en equivalentes laterales de Madalenaitz (WIEDMANN, 1979).

Este ciclo (nº 5) presenta hacia techo el inicio de una transgresión muy fuerte que comienza hacia el Cenomaniense Inferior, evento que se manifiesta con una pérdida paulatina del

contenido terrígeno tamaño arena y limo, pasándose a limolitas calcáreas y margas, ya en el Cenomaniense Medio a Superior. Sólo en altos paleogeográficos en la zona de Alsasua se depositó el último episodio carbonatado somero, con desarrollo de parches arrecifales aislados (Orobe, Aldoirar, ver. fig. 10), zonas donde la transgresión pudo compensarse debido posiblemente a la actuación de estructuras sinsedimentarias (fuera de la influencia del surco de Lakuntza-Lizarrusti) de tipo local.

Otro efecto importante que se puede deducir del gráfico de la figura 9 es la gran variación de potencias de E a W; variación paulatina que nos está indicando una subsidencia a nivel de cuenca, que coge gran expresión conforme nos alejamos del área de influencia continental, situada para este momento en la zona del macizo de Bortziri (Cinco Villas), al Este del área de estudio, fuera de la hoja de Alsasua a escala 1:50.000 (114).

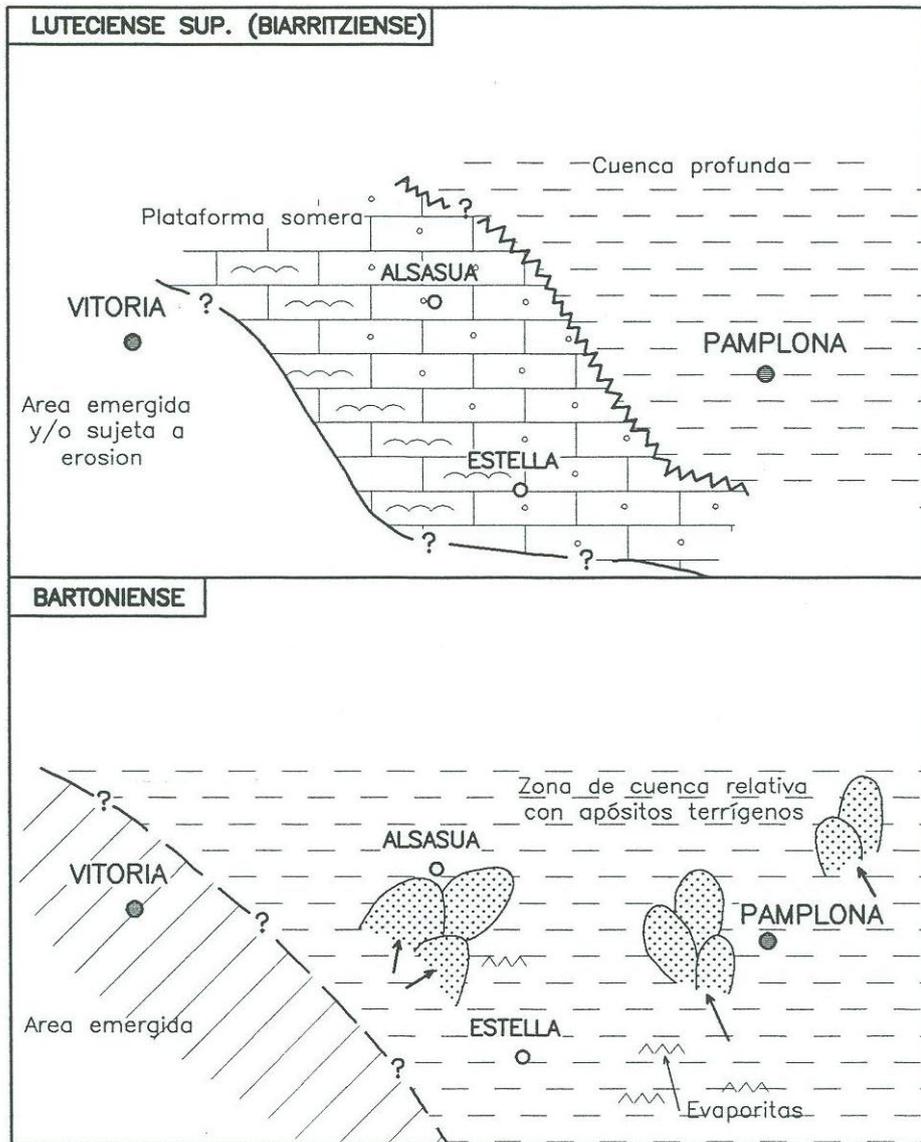


FIG. H-10. DISPOSITIVOS PALEOGEOGRAFICOS GENERALES DURANTE EL LUTECIENSE SUP.(Macrosecuencia Eoceno-2) Y BARTONIENSE (Macrosecuencia Eoceno-3). EXPLICACION EN EL TEXTO.

6.

ECONOMICA

GEOLOGIA

6.1. RECURSOS MINERALES

En la hoja de Lakuntza la actividad minera es nula. Las únicas explotaciones corresponden a materiales arcillosos y calizos del Cretácico.

5.1.1. ARCILLAS

Se han explotado, 1 km al norte de Lakuntza, las arcillas del Albeinse. Esta unidad está constituida por una serie eminentemente margosa con niveles centimétricos intercalados de limolitas calcáreas y areniscas silíceas.

El análisis de una muestra de estos materiales, recogida en una zona próxima, ha dado el siguiente resultado:

DESCRIPCION:

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

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 66%

Cuarzo 14%

Feldespatos <5%+

Calcita 18%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita65%
Esmectita -
Vermiculita -

Clorita10%*
Caolinita25%*
Interestrat. -
Indice de Biscaye-
Indice de Kubler4.1

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

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

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

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

Nº	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
75	Uskain	114-I	Abandonada	579.350	4753.700

6.2. CALIZA

En el alto de Lizarrus se han explotado las calizas arrecifales del Cretácico inferior (Aptiense), constituidas por calizas micríticas ricas en corales y rudistas, de aspecto masivo.

Nº	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y

283	Km. 45 Alto Lizarrus	114-I	Abandona da	575.2 50	4755.7 00
-----	----------------------	-------	----------------	-------------	--------------

6.3. HIDROGEOLOGIA

6.3.1. INTRODUCCION

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

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

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

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

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

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

Todos los materiales presentes en el cuadrante 114-I LAKUNTZA pueden englobarse dentro de la unidad Hidrogeológica de Aralar.

6.3.2. UNIDAD HIDROGEOLOGICA DE ARALAR

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

SITUACION GEOGRAFICA

territorio foral de dirección E-W. Esta unidad es la más septentrional de las unidades kársticas del Oeste de Navarra, y sus materiales se encuentran presentes en las hojas 1:50.000 de Tolosa, Alsasua y Ansoain.

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.

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 Purbek

-Calizas Urgonianas del Aptiense-Albiense

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

PRINCIPALES ACUIFEROS 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 α_1 en el que se produce la descarga de las cuevas y conductos kársticos, así como de las grandes y medianas fisuras conectadas entre si, y el α_2 que refleja el lento drenaje del agua que se encuentra almacenada en las pequeñas fisuras, mal conectadas con los sistemas principales de drenaje y empapando los depósitos limosos y arenosos que rellenan los conductos y cavidades, así como aguas localmente colgadas que se movilizan con dificultad.

A fin de tener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico y de su capacidad de regulación, durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizaron en este acuífero dos sondeos de reconocimiento (R-1 y R-2) y dos de preexplotación (P-3 y P-4).

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

CUADRO Nº 1.- CARACTERISTICAS DE LOS SONDEOS DE RECONOCIMIENTO

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

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA A ESCALA 1:25.000.

114-I. Lakuntza

	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	608,59 7	93	44,40	0- 93600	0 - 93450	16	0 - 6	ACIDIFICADO (X-80)
IRIBAS P4 24074034	Calizas Jurásico Med-Sup	620,17 9 568	160 116 139	55,96 Surgente 3,5	0 - 100600 160400	0 - 100450 100 - 160	10 44 54	0 - 13,75 0 - 8 0 - 6	
LIZARRUS- TI P2	Calizas Cretacico	474,31 7			0 - 116400	0 - 116400		16 - 19	ACIDIFICADO (V-81)

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA A ESCALA 1:25.000.

114-I. Lakuntza

24072031	Inf.				116550	0	-			
IRAÑETA P3	Margocalizas y				0	-	138400			
24074035	calizas				139550					
	Cretácico									
	Inf.									
	Calizas									

ACUIFERO DE LATASA:

Presenta una superficie de cuenca de 18 km².

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

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

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

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

ACUIFERO DE IRAÑETA:

Tiene una superficie de cuenca de 23 km²

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

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

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

Con el fin de tener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico y de su capacidad de regulación, durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizaron en este acuífero 3 sondeos de reconocimiento (Irañeta R-1, R-2 y Huarte Arakil R-1) y uno de preexplotación (Irañeta P-3).

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

ACUIFERO DE LIZARRUSTI:

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

Se trata de un acuífero libre en el Norte, que pasa a confinado hacia el Sur. Esta 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 Aiarrieta, Inza, Zaldivia, etc. y que en conjunto tienen una superficie aproximada de 50 km².

PARAMETROS HIDRAULICOS

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

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

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

La porosidad eficaz se ha intentado calcular, donde ha sido posible, a partir de los caudales drenados y de las oscilaciones piezométricas, teniendo en cuenta las curvas de agotamiento y

las curvas de evolución de los niveles en los piezómetros. En los otros casos se ha evaluado a partir de datos subjetivos.

Los resultados se pueden observar en el siguiente cuadro:

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

CALIDAD QUIMICA DE LAS AGUAS

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

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

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

RECURSOS Y RESERVAS

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

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

ACUIFERO DE IRIBAS:

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

Las reservas estimadas son de unos 50 Hm³.

ACUIFERO DE LATASA:

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

Las reservas estimadas son de 4,5 Hm³.

ACUIFERO DE IRAÑETA:

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

Las reservas así calculadas son de 9 Hm³

5.2.3. CUADRANTE 114-I. LAKUNTZA

INTRODUCCION

El mapa escala 1:25.000 de Lakuntza ocupa el cuadrante superior occidental de la hoja a escala 1:50.000 de Alsasua.

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

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

ACUIFEROS PRINCIPALES

Dentro del cuadrante destaca el conocido como acuífero de Lizarrusti. Aunque generalmente siempre ha sido incluido en el conjunto de acuíferos menores, durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizaron diversos estudios e infraestructuras.

Se trata de un acuífero libre en el sector Norte, que pasa a confinarlo hacia el Sur.

Los materiales acuíferos los constituyen una barra Urgoniana (Aptiense-Albiense) cuya principal característica son sus cambios laterales hacia facies más margosas al Oeste.

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

Como ya se ha indicado, durante el Proyecto Hidrogeológico de Navarra (1975-1983) se realizó 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 el Cuadro 3.

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

0-80 m: Margocalizas gris azuladas, compactas, con frecuentes recristalizaciones de calcita. APTIENSES.

80-95 m: Calizas margosas, compactas, con algun nivelillo de calcita. APTIENSE.

95-128 m: Calizas bioclásticas, arrecifales, con recristalizaciones de calcita. APTIENSE.

128-145 m: Margas gris azuladas con nivelillos de calcita APTIENSE.

145-217 m: Calizas margosas con veteado de calcita. APTIENSE.

217 -230 m: Margas y margocalizas compactas, con algunos niveles de calcita. APTIENSE

230-251,70m: Calizas margosas compactas con recristalizaciones de calcita. APTIENSE.

No se han realizado ensayos de permeabilidad para el cálculo de los parámetros hidráulicos más significativos, debido a que en el momento de su construcción estos pozos eran surgentes.

CUADRO Nº 3.- SONDEOS A. LIZARRUSTI

NOMBRE	ACUIFERO	COTA m	PROFUNDI- DAD m	NIVEL DE AGUA	PERFORA- CION tramo ϕ mm	ENTUBA- CION tramo ϕ mm	FILTROS	OBSERVA- CIONES
LIZARRUSTI R-1	Cretáceo Inf. Calizas y margocalizas	565	251,7	surgente				
LIZARRUSTI P-2	Cretáceo Inf. Margocalizas y calizas	568	116	surgente	0-116550	0-116400	44	

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. N° 16, 75-87.

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

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

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

CARBALLO, A.; LEON, L. y VILLALOBOS, L. (1977).- "Memoria explicativa de la hoja núm. 115 (Gulina). MAGNA". IGME, Madrid, pp. 1-61.

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

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.

DEREGNAUCOURT, D. & BOILLOT, G. (1982).- Nouvelle carte structurale du Golfe de Gascogne. Comptes Rendus Academie des Sciences de Paris. Série II, v. 294, p. 219-222.

- DIPUTACION FORAL DE NAVARRA (1975-82).- "Proyecto Hidrogeológico de Navarra". (Fases 1 y 2).
- DIPUTACION FORAL DE NAVARRA (1983).- "Las aguas subterráneas en Navarra".
- DIPUTACION FORAL DE NAVARRA (1983).- "Estudio de viabilidad de regulación del Manantial de Arteta".
- DUVERNOIS, C.; FLOQUET, M. y HUMBEL, B. (1972).- "La Sierra d'Aralar, Pyrenees Basques Espagnoles. Stratigraphie-structure". Thesis Inst. Sc. de la Terre Univ. Dijon, pp. 1-292.
- DUVERNOIS, C.; FLOQUET, M. et HUMBEL, B. (1977).- "La Sierra d'Aralar. Le support sedimentaire et l'architecture les paysages". Munibe T-29, fas. 3-4 pp. 167-194.
- EVE (1992).- Mapa Geológico del Pais Vasco escala 1:25.000. Hoja 114-I ATAUN.
- FERNANDEZ-MENDIOLA, P. A. (1986).- El Complejo Urgoniano en el sector oriental del Anticlinorio de Bilbao. Tesis Doctoral, Univ. Pais Vasco. Kobie, XVI, p. 7-184.
- FEUILLEE, P. (1963).- "La base de Flysch Sud-Pyrénéen (Navarre Espagnole)". C. R. Acad. Sc. T. 256, pp. 2640-2642.
- FEUILLEE, P. (1965).- "Contribution a la connaissance des Cretáce moyen du Nord et l'Ouest de la Navarre espagnole". Actes 4º Congrès Int. Et Pyren. Pau, pp. 48-59.
- FEUILLEE, P. (1971).- "Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cenomanien pyreneo-cantabriques: problemes d'environnement sedimentaire". Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. V. 9. Núm. 4, pp. 277-311.
- FEUILLE, P. y RAT, P. (1971).- "Structures et Paleogeographies pyreneo-cantabriques". In Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Inst. Franc. Petrol, Vol. 2, pp. 1-48.
- FLOQUET, M. et RAT, P. (1975).- "Un exemple d'interrelation entre socle, paleogeographie et structure dans l'Arc Pyrénéen Basque: La Sierra d'Aralar". Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. Vol. 17. pp. 497-512.
- FONTANA, B., GALLEGO, R., JURADO, M. J. y MELENDEZ, G. (1992).- "El Jurásico de la Cordillera Vasco-Cantábrica meridional y oriental (Provincias de Alava y Navarra): Correlación de datos de superficie y de diagrfías de sondeos". VIII Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios Tomo 2, pp. 88-97. Salamanca 1992.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1979 a). -"El Complejo Urgoniano del Sur de Santander". Tesis Doctoral, Universidad del Pais Vasco, 673 pp.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982).- "Unidades litoestratigráficas del Arco Vasco. Aptiense-Albiense". In "El Cretácico de España". Univ. Comp. Madrid, pp. 77-84.

GARCIA MONDEJAR, J. (1982). -"El cretácico 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 reationship to Aptian-Albian opening of Bay of Biscay". En: Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.). Extensional Tectonics and Strafigraphy of the North Atlantic Margins. AAPG Memoir 46, p. 395-409.

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

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

GOMEZ-ALDAY, J.J. y FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P.A. (1994).- Las calizas de Motho (Albiense Superior, Alsasua, Navarra): análisis de facies. Kobie, XXII 5-12.

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

GOMEZ PÉREZ, I. (1994).- El modelo plataforma carbonatada-cuenca de Gorbea. (Aptiense superior-Albiense, Bizkaia). Tesis doctoral. Universidad del País Vasco, inédita 443 pp.

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

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

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

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

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

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 geologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne". Mem. Soc. Geol. France. T XII, núm. 27, pp. 1-465.

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

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

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

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 Chaine des Pyrénées et le Golfe de Gascogne". In Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, vol. 4, pp. 1-24. Paris.

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

MONTARDERT, L. et WINNOCK, E. (1971).- "L'Histoire structurale du Golfe de Gascogne". In Histoire structurale du golfe de Gascogne". Vol. 16, pp. 1-18.

MONTADERT, L., WINNOCK, E., DETTIEL, J.R., GRAN, G. (1974).- Continental margins of Galicia Portugal and 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 GUENOC, P. (1979).- "Rifting and subsidence of the northern, continental margin of the Bay of Biscay". En: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 48. D.C., U.S. Government Printing Office, p. 1025-1059.

PALACIOS, P. (1915).- "La formación wealdense en el Pirineo Navarro". Bol. Inst. Geol. Min. España, T-36, pp. 9-15.

PASCAL, A. (1976).- "Variations sequentialles rapides de sedimentation sur la bordure des platesformes urgoniennes dans le Nord de l'Espagne". Bull. Soc. Geol. Fr. Paris, XVIII, pp. 1005-1008.

PASCAL, A. (1984). -"Les systemes biosédimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge Nord-Ibérique" Tesis Doctoral. Mémoires géologiques de l'Université de Dijon 10, 56l pp.

PUJALTE, V. (1977).- "El Complejo Purbeck-Weald de Santander: Estratigrafía y Sedimentación". Tesis, Univ. de Bilbao, 202 pp.

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

PUJALTE, V. (1982).- "Unidades litoestratigráficas del Arco Vasco del tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense". In "Cretácico de España". Univ. Comp. Madrid, pp- 59-61.

PUJALTE, V. (1988).- "Las sucesiones del Malm-Neocomiense de la región Vasco-Cantábrica: Ensayo de correlación basado en secuencias deposicionales". III Col. Estrat. y Paleogeogr. Jurásico de España, vol. resúmenes, pp. 81-82. Logroño.

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

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

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

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

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

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

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

RAT, P. (1963).- "Problemes du Crétacée Inférieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne". Sonderd. Geol. Rundschau núm. 53, pp. 205-220.

RAT, P. et al. (1983).- "Vue sur le Cretace Basco-cantabrique et Nord-Iberique". Mem. Geol. Univ. Dijon. pp. 1-191.

RAT, P. (1988). "The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European plates some facts but still many problems". Rev. Soc. Geol. España 1 (3-4) p. 327-348.

RAT, P., AMIOT, M.; FEUILLÉE, P.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A. & SALOMON, J. (1983).- "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et nord-Ibérique. Une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires. Mém. Géol. Univ. Dijon, v. 9, 191 pp.

REITNER, J.(1986).- A Comparative Study of the Diagenesis in Diapir-Influenced Reef Atolls and a Fault Block Reef Platform in the Late Albian of the Vasco-Cantabrian Basin (Northern Spain). En: LH. Schroeder & B.H. Purser (eds) Reef Diagenesis. Springer-Verlag, 186-209.

REY, R.; RICART, J. y SANCHEZ PAUS, J. (1964).- "Informe geológico sobre la región de Salvatierra-Alsasua". Ciepsa (inédito).

RUIZ DE GAONA, M. (1952).- "Algunos datos geológico-paleontológicos sobre el Valle de La Barranta (Navarra)". Actes I^{er} Congre. Int Est. Pyren. pp. 5-14.

SAAVEDRA, J.L. (1964).- "Microfacies del Secundario y del Terciario de la zona pirenaica española". Mem. I.G.M.E. T. 65.

SALOMON, J. (1982).- "Les formations continentales du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur en Espagne du Nord (Chaînes Cantabrique et Iberique)". Mem. Geol. Univ. Dijon. pp. 1-1128.

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

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

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

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

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

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

WIEDMANN, J. (1979).- Itineraire geologique a travers de Cretace Moyen des Chaines Vascogotiques et Celtiberique (Espagne du nord). En: Mid Cretaceous events, Iberian Ilield Conference 77. Cuadernos de Geologia Iberica, 5, p. 127-214.

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

