



# IGME

114

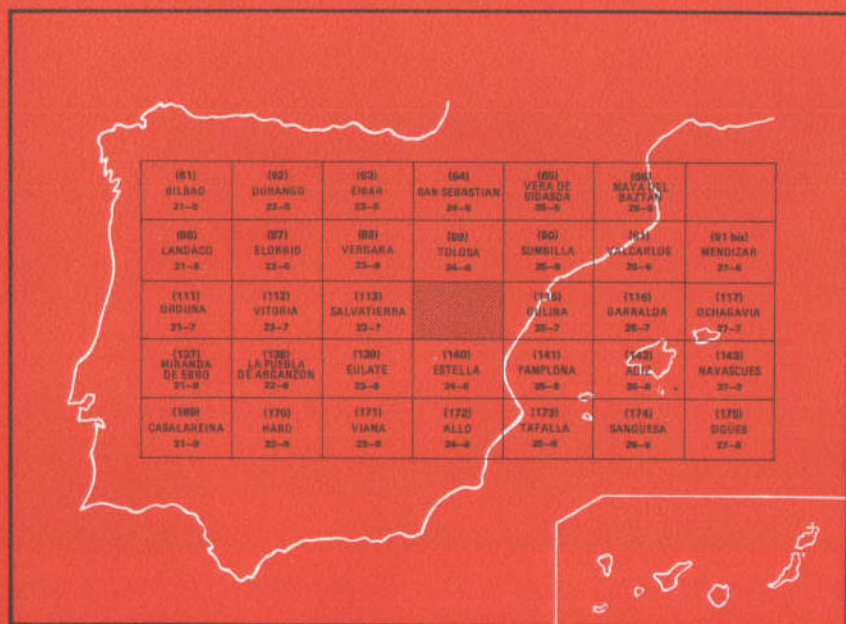
24-07

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# ALSASUA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**E. 1:50.000**

**ALSASUA**

**Segunda serie - Primera edición**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A. dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

*Cartografía, secciones estratigráficas, Memoria:* J.I. Ramírez (C.G.S.).

*Cartografía, Geomorfología, Memoria. Jefe de Equipo:* A. Olivé Davo (C.G.S.).

*Tectónica:* M. Alvaro (C.G.S.).

*Petrología y Sedimentología de Laboratorio:* M.J. Aguilar (C.G.S.).

*Micropaleontología:* J. Ramírez del Pozo (C.G.S.).

*Sedimentología del Cretácico Superior y Terciario:* A. Meléndez (Univ. de Zaragoza).

*Sedimentología de los complejos urgoniano y supraurgoniano:* V. Pujalte y J. García Mondéjar (Univ. de Bilbao).

*Geomorfología:* M. Gutiérrez Elorza (Univ. de Zaragoza).

*Cartografía previa y secciones estratigráficas:* L. Villalobos, L. León y A. Carbayo (Dip. Foral de Navarra).

*Dirección y Supervisión:* V. Gabaldón (IGME).

La presente Memoria ha sido redactada por J.I. Ramírez con la colaboración de A. Olivé, M.J. Aguilar, J. Ramírez del Pozo, A. Meléndez, V. Pujalte, J. García Mondéjar y M. Gutiérrez Elorza.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

Depósito Legal: M. 23.811 - 1987  
NIPO: 232 - 87 - 007 - 3

## **INTRODUCCION**

La hoja de Alsasua se encuentra situada en la parte occidental de la provincia de Navarra, perteneciendo su borde NW a la de Guipúzcoa.

La orografía es bastante abrupta, ocupando el tercio septentrional de la hoja la sierra de Aralar y el meridional las sierras de Urbasa, Andía, San Donato y Satrústegui, con cotas máximas de unos 1.400 m en Aralar y casi 1.500 m en San Donato. El tercio central está ocupado por el valle del Río Araquil, el cual forma un importante canal morfológico de dirección E-W con cotas cercanas a los 500 m.

Los recursos económicos de la zona están basados en la agricultura, la ganadería y la explotación forestal de los extensos bosques que ocupan gran parte de la hoja, existiendo también diversas industrias enclavadas principalmente alrededor de Alsasua.

Geológicamente está situada en la parte oriental de la cuenca, aflorando materiales que van desde el Triásico hasta el Eoceno medio, con algunos recubrimientos cuaternarios. Las directrices estructurales van de la dirección E-W a la WNW-ESE, esto es, acusan el influjo del dominio pirenaico muy próximo hacia el E. La evolución tectónica global de la zona debe enmarcar-

se dentro del contexto de la apertura del Golfo de Vizcaya en relación con las fases alpinas que estructuraron la cadena pirenaica. Otro rasgo tectónico importante es la existencia de diapirismo en los materiales plásticos del Keuper, estando representados en la hoja de forma parcial los diapiros de Lecumberri y Olo.

Morfológicamente es de destacar la existencia de un intensísimo modelado cárstico consecuencia del fuerte régimen pluviométrico tanto en la Sierra de Aralar como en las de Urbasa y Andía, con formas tan espectaculares como el Raso de Urbasa, semipoljé que tiene un diámetro máximo de unos 7 km.

Además de los métodos usuales en los estudios estratigráficos y tectónicos regionales y en el levantamiento de mapas geológicos, se ha realizado un análisis sedimentológico de campo y laboratorio tanto en series terrígenas como carbonatadas.

Se ha elaborado también un mapa geomorfológico de tipo morfográfico y a escala 1:50.000, del que se incluye en esta memoria una reducción a escala aproximada de 1:100.000.

## 1 ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Alsasua afloran materiales pertenecientes al Triásico, Jurásico, Cretácico, Paleógeno y Cuaternario.

El Triásico está representado por la facies Keuper, aflorante en los diapiros de Olo y Lecumberri. El Jurásico está restringido a la Sierra de Aralar, que constituye una unidad geológica de Jurásico y Cretácico inferior cabalgante hacia el N. El Cretácico inferior en facies Purbeck y Weald, así como el Aptiense-Albiense en facies urgonianas y supraurgoniana ocupan la mitad septentrional de la hoja, comprendiendo diversos términos litológicos entre los que destacan las calizas arrecifales, responsables de la morfología abrupta y maciza de la Sierra de Aralar. El Cretácico superior presenta dos facies muy diferentes. De un lado, sobre el complejo supraurgoniano se desarrolla una potente sedimentación de carácter margoso calcáreo que abarca del Cenomaniense al Maastrichtiense, dispuesta prácticamente de forma monocinal al pie de los escarpes de Urbasa y San Donato. En la esquina NE, sin embargo, el Cretácico superior está representado por sedimentos con carácter turbidítico denominados por LAMARE (1936) "Flysch meridional de Navarra", sin que se observen en esta hoja términos transicionales entre

ambas facies. El Paleoceno y Eoceno ocupan el tercio meridional de la hoja, constituyendo los escarpes de las Sierras de Urbasa, Andía y San Donato, estructuradas básicamente de forma sinclinal.

## 1.1 TRIASICO

El Trías de la zona se presenta bajo su facies germánica típica, aflorando exclusivamente sus términos superiores. No existen publicaciones específicas sobre el mismo, habiendo sido estudiado en el contexto de trabajos más generales como los de LAMARE (1936), SOLER y JOSE (1971) y PFLUG (1973), así como en las memorias de las hojas del plan MAGNA de Eulate, Gulina, Tolosa y Pamplona.

### 1.1.1 Arcillas yesíferas abigarradas (1), Ofitas (2). Facies Keuper

Afloran en los diapiros de Olló y Lecumberri, así como nivel de despeque incompetente en el cabalgamiento de la esquina NE de la hoja. Da lugar a amplios valles intensamente acoluvionados.

Litológicamente corresponde a arcillas abigarradas de colores rojos, verdosos y ocreos a las que se asocian yesos, sin que pueda descartarse la presencia en profundidad de sales, fundamentalmente cloruros, ausentes de la superficie por lixiviado. De hecho, en el diapiro de Maestu (hoja de Eulate) el sondeo Atauri-1 llegó a cortar unos 1.500 m, formados principalmente por sales. Es frecuente la presencia en el Keuper de minerales autigénicos como los cuarzos bipiramidados.

En el diapiro de Olló se emplazan en estos materiales masas de rocas volcánicas de tipo ofítico. El grado de alteración de las mismas así como la mecanización de los contactos con el encajante hacen difícil apreciar su disposición original.

No se ha podido realizar un estudio sedimentológico del Keuper. De manera tentativa podemos indicar que su deposición probablemente tuvo lugar en áreas litorales del tipo *sebkhah* bajo condiciones de aridez que permitieron la formación de evaporitas y sales.

El carácter azoico de esta formación no permite mayor precisión cronoestratigráfica, por lo que la atribuimos al Triásico superior.

## 1.2 JURASICO

Sobre el Jurásico de la región de Alsasua, existen numerosas publicaciones, entre las que destacan la tesis 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).

Se ha estudiado en la sección del Nacedero de Iribas, así como su parte superior en la de las Cuevas de Amutxete.

### 1.2.1 Dolomías, calizas dolomíticas y calizas (3). Rethiense-Sinemuriense

Aflora esta formación en una estrecha banda E-W adosada al cabalgamiento principal de Aralar, y por sus características litológicas da lugar a un resalte topográfico bajo la formación margosa que se le superpone.

Esta formada por un término inferior de dolomías cavernosas de tipo "carniolar" y/o brechas con cantos angulosos cementados por una matriz calcárea, de colores grisáceos o rosados. Los clastos tienen un tamaño medio entre 2-5 cm. La potencia del tramo no se puede calcular en esta hoja, ya que al estar afectado por el cabalgamiento de Aralar, se encuentra siempre tectonizado e incompleto. En áreas cercanas de la hoja de Tolosa puede cifrarse en unos 150 m.

Atribuimos el depósito de esta parte basal de la formación a ambientes restringidos muy someros bajo condiciones de hipersalinidad (*sebkhahs* costeras), donde las brechas son consecuencia del colapso provocado por la disolución de evaporitas interestratificadas con los carbonatos.

Por encima suelen existir dolomías, calizas dolomíticas y calizas estratificadas en bancos gruesos, con un espesor de 20-40 m. Suelen presentar laminaciones de algas (calizas "rubanees") y estarían depositadas en una llanura de mareas con salinidad normal.

La parte más superior de la unidad está formada por unos 40-50 m de calizas, en ocasiones algo dolomitizadas, grises, bien estratificadas. En el corte del Nacedero de Iribas estas calizas son ocasionalmente oolíticas y/o bioclásticas, con restos de Braquiópodos, Gasterópodos y Lamelibranquios. Es posible diferenciar dentro de este tramo tres grupos de facies.

**Asociación a .** Está constituida por *wackestones* bioclásticos de bases irregulares o erosivas y *mudstones-wackestones* con laminaciones y superficies ferruginosas. Los términos bioclásticos se interpretan como debidos a corrientes tractivas hacia medios submareales. Los términos laminados con *ripples* y algas corresponden a los medios intermareales. Las superficies de

encostramiento señalan interrupciones momentáneas en la sedimentación. Estas facies se ordenan en secuencias de somerización (*shallowing upward*) y corresponden a la evolución de amplias llanuras de marea carbonatadas.

**Asociación b.** Son *wackestones* bioclásticos y *packstones* oolíticos con estratificación cruzada planar. Los términos bioclásticos corresponden a corrientes tractivas, mientras que los *packstones* oolíticos formarían barras submareales (*shoals*). Corresponden a un medio submareal de alta energía con llegada de corrientes canalizadas y desarrollo de barras oolíticas.

**Asociación c.** Incluye facies canalizadas de *wackestones* bioclásticos y *wackestone-packstone* con bioturbación. Corresponde a la llegada de corrientes tractivas a áreas submareales más tranquilas con abundante actividad orgánica en el fondo.

Esta formación presenta características faunísticas muy pobres. Sólo a techo aparece algo de macrofauna, como la citada anteriormente. Por consideraciones de tipo regional atribuimos la base al Rethiense, mientras que el hallazgo en el perfil del Nacedero de Iribas (SOLER y JOSE, 1971) de un *Aretites* cf. *bucklandi* permite datar el techo de la formación como Sinemuriense inferior-medio, edad que coincide con la clásica de esta unidad regionalmente. La microfauna es, asimismo escasa y poco definitoria. En el corte citado se han reconocido: *Lingulina*, *Lenticulina* y Ostrácodos que corroboran la datación macropaleontológica. Atribuimos, pues, a esta unidad una edad Rethiense-Sinemuriense.

#### 1.2.2 Calizas margosas y margas (4). Sinemuriense superior-Aalenense

Esta unidad aflora en la misma zona que la anterior, así como en la escama de Oderiz. Dada su litología, da lugar a depresiones morfológicas sobre el terreno.

Está constituida en su mayor parte por margas, entre las que se intercalan niveles de margocalizas y calizas margosas más frecuentes hacia el techo de la formación hasta pasar gradualmente a la siguiente, de naturaleza carbonatada. Las margas son grises y azuladas, con abundante pirita diseminada y muy fosilíferas. Las calizas son grises, nodulosas, generalmente micritas arcillosas y biomicritas *mudstone* y *wackstone*. La potencia total de la formación alcanza los 110 m en Nacedero de Iribas.

El medio de sedimentación correspondería a una plataforma externa abierta de relativa profundidad y aguas tranquilas, donde la presencia de señales de cierta energía (bioclastos) podrían indicar una cierta disminución de la profundidad.

Esta formación posee un contenido abundante y diversificado de



Ammonites, Braquiópodos, Belemnites y Lamelibranquios. Entre la microfauna se han encontrado *Lenticulina*, *Vaginulina*, *Nodosaria*, *Nubecularia*, *Glomospira* y *Ostrácodos*. Regionalmente, en estos niveles se han clasificado *Arietites* sp. y *Oxinoticerias oxinotum* en la parte inferior así como *Grammoceras striatulum*, *Hildoceras bifrons* y Harpoceratidos en la superior. Estas faunas indican una edad que va desde el Sinemuriense superior hasta el Toarciense superior, sin que pueda descartarse la posibilidad de que el techo de la formación corresponda ya al Aalenense.

### 1.2.3 Calizas y calizas margosas (5). Aalenense-Bathonense

Afloran, al igual que el resto del Jurásico, adosadas al cabalgamiento frontal de Aralar y en la escama de Oderiz. Morfológicamente constituyen un tramo duro, y a menudo presentan en superficie diversas formas de modelado cárstico, como dolinas y lapiaces.

Se trata de una sucesión calcárea que presenta intercalaciones margosas, por lo que el límite inferior de la formación es transicional. En Iribas comienza la unidad con 45 m de calizas y calizas margosas *wackestone* y ocasionalmente *packstone* grises, bien estratificadas en bancos de 0,3-0,7 m, y entre las que se intercalan delgados niveles de margas grises. Presentan facies de pelmicritas, biopelmicritas y biomicritas. Le siguen unos 80 m de calizas grises oscuras, bien estratificadas en bancos de 0,3-0,5 m. Se trata de *wackestones* débilmente bioclásticos ricos en filamentos, y *packstones* con estratificación cruzadas planar y en surco que presentan intercalaciones de niveles lajosos de calizas algo margosas. Corresponden a facies de biomicritas y biopelmicritas con laminación paralela y ondulada, y biopelmicritas arcillo-limosas con laminación discontinua. La potencia de esta formación es de unos 120 m.

El ambiente de deposición se atribuye a una plataforma abierta poco profunda, generalmente de energía débil, pero con episodios de alta energía dentro de un sistema de barras y canales submareales, representados por los *packstones* con estratificación cruzada planar y en surco.

El contenido faunístico de la unidad es relativamente abundante. En la parte inferior aparece una fauna Aalenense, como *Graphicerias?* sp., *Leioceras opalinum* REIM y *Ludwigia mhinsonae*. Por encima, aparecen *Sonninia acantoides*, *S. sowerbyi* y *Parkinsonia parkinsoni*, señalando el techo del Bajociense, y *Wagnericeras wagneri* OPPEL, *Waldheimia* sp y *Perisphinctes backeriae* SOW del Bathoniense. La microfauna es menos representativa: Microfilamentos, *Lenticulina*, *Cornuspira*, *Nodosaria*, *Flabellina*, *Astaculus*, *Lithistidae*, *Eothrix alpina* (LOMB) y *Globochaete alpina* LOMB. Por tanto, atribuimos a la presente formación una edad Aalenense-Bathonense.

#### 1.2.4 Calizas, a veces bioclásticas y con nódulos de sílex, oolíticas al W. Dolomías (6). Calloviense-Kimmeridgiense

Esta unidad aflora en las mismas áreas de Aralar que el resto del Jurásico, además de en la zona de cabalgamientos que con dirección NW-SE limitan la Sierra por el E. Constituye cuevas y *hog-backs* dadas sus características litológicas de dureza.

La unidad presenta en la base unos 120 m de calizas oscuras, algo arenosas, *wackestone-mudstone*, en bancos de 0,5-1 m y con nódulos de sílex principalmente en la parte inferior, que dan paso hacia arriba a calizas francas algo siltosas, de color gris claro y con frecuente veteado de calcita. Por encima se sitúan unos 60-70 m de calizas de color beige de grano fino con algunos niveles más arenosos. Algunos bancos aparecen dolomitizados y con nódulos de sílex. Hacia el W de la sierra, este tramo superior aumenta su contenido detrítico, presentando niveles areniscosos, y las calizas se hacen oolíticas y bioclásticas. La potencia total de la formación se puede cifrar en unos 180-190 m.

Desde el punto de vista sedimentológico, en Nacedero de Iribas se reconocen facies de micritas y pelmicritas *mudstone*, *wackestone* con nódulos de sílex, *wackestones* con restos orgánicos como braquiópodos, crinoides y *packstones* con estratificación cruzada, organizándose en dos asociaciones de facies. La primera agrupa *mudstones* peletoidales y *wackestones* con nódulos de sílex y restos orgánicos, y corresponde a ambientes tranquilos submareales dentro de una plataforma interna. La segunda, con *wackestones* con fragmentos de fósiles y *packstones* con estratificación cruzada planar, corresponde al desarrollo de barras calcareníticas de alta energía sobre la primera asociación, asimismo dentro de una plataforma interna submareal.

La macrofauna que posee esta unidad es vanal: Belemnites, Crinoideos, bivalvos y espículas. Tampoco la microfauna precisa los límites de los pisos. Se han identificado: *Valvulínidos*, *Lithistidae*, *Lenticulina*, *Cornuspira* y *Eothrix alpina* LOMB. Atribuimos a la formación una edad de Calloviense-Oxfordiense, sin descartar que los últimos metros pueden pertenecer ya al Kimmeridgiense inferior.

#### 1.2.5 Calizas recristalizadas organógenas, oolíticas al W (7). Kimmeridgiense

Se encuentran confinadas al ámbito de Aralar y dan lugar a fuertes escarpes morfológicos que constituyen normalmente alineaciones de cumbreras en la sierra. Suelen estar intensamente carstificadas. Han recibido (SOLER y JOSE, 1971) el nombre de Malm oolítico-subrecifal.

En Iribas corresponden a un conjunto de unos 100 m de calizas en gruesos bancos, blancas y aspecto marmóreo por la recristalización, con gran abundancia de fósiles y bioclásticos. En ocasiones son oolíticas. En las Cuevas de Amutxete van disminuyendo el carácter arrecifal, aunque se mantienen microfacies biostrómicas de biopelmicritas recristalizadas con algas calcáreas, políperos, briozoos, etc. y carácter pseudoolítico. La terminación occidental de la sierra presenta facies muy diferentes, reemplazando a las calizas organógenas una potente serie de calcarenitas oolíticas, eventualmente dolomitizadas con estratificación cruzada a gran escala. El espesor a la formación varía entre un máximo de 140 m al W de la sierra hasta 0 m en Madoz.

Corresponden a *packstones* y *grainstones* oolíticos y bioclásticos con estratificación cruzada y un grado de recristalización elevado. Se reconocen al microscopio facies de biomicritas, intrabiomicritas con pseudoolitos e intrabioesparitas oolíticas, que eventualmente pueden llegar a estar dolomitizadas.

Se interpretan como facies de alta energía depositadas en áreas próximas a núcleos bioconstruidos, donde se producen el desarrollo de barras bioclásticas y oolíticas, en cuyas zonas de sombra el decrecimiento de la energía del medio permite la deposición de facies con mayor contenido en micrita, restos orgánicos sin fragmentar y bioturbación.

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*, *Spirophtalmidium*, *Trocholina cf. alpina*, algas solenoporáceas (*Cayeuxia*), *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCH, *Nautiloculina*, *Glomospira*, *Quinqueloculina* y *Bacinella*, que permiten datar el Kimmeridgiense.

### 1.3 TRANSITO JURASICO-CRETACICO

Bajo este epígrafe describiremos el conjunto de materiales que, con características peculiares, 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 Valangiense inferior, y otra facies Weald que comprende el Valangiense superior, Hauteriviense y Barremiense (RAMIREZ DEL POZO, 1971). SOLER y JOSE (1971) denomina a estos materiales como complejo Purbeck-Neocomiense. Recientemente, y para la región que cubre la hoja de TOLOSA, PUJAL-

TE (1982) da el nombre de Formación del Valle de Ata a la facies Purbeckiense y Formación del Puerto de Aralegui a la facies Weald.

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

Se ha estudiado en las columnas de Nacedero de Iribas y Cuevas de Amutxete.

### **1.3.1 Alternancia de calizas lumaquéllicas, oncolíticas y dolomías con arcillas, margas y areniscas. Al w, margas y calizas oncolíticas (8). Portlandiense-Valanginiense inferior**

Esta unidad está presente en la Sierra de Aralar, en una estrecha banda de dirección E-W, además de en la escama de Oderiz. Aflorara como blando relativo sobre el fuerte resalte de la unidad anterior, y se presenta muy cubierta por praderías.

En el corte de Iribas, por encima de las calizas del Kimmeridgiense se disponen unos 100 m de calizas fosilíferas alternando con niveles de margas oscuras. Las calizas son grisáceas, oscuras o azuladas, con abundante pirita y asfalto. Algunos bancos son verdaderas lumaquelas de sérpulas y ostreidos. Intercalados, también se encuentran bancos de calizas arenosas y dolomías. Las microfacies más características son dismicritas y biomicritas con Characeas, Sérpulas, Ostreidos y restos de Crinoides y Ostrácodos. En este paquete se realiza el tránsito Jurásico-Cretácico.

En Cuevas de Amutxete, a unos 5 km al W del anterior corte, la serie presenta algunas variaciones importantes. En primer lugar un ligero aumento de espesor, pues de los 100 m de Iribas pasa a unos 120 m en esta zona.

La base es 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 palustré.

Sobre ellos descansan 100 m de calizas, algo arcillosas, grises, con intraclastos y Sérpula, Glomospira, Favreína, Gasterópodos, Ostrácodos y tubos de Anélidos, que son equivalentes de los niveles asignados al Valanginiense en Iribas e interpretados como depósitos de un "lagoon" carbonatado.

Hacia el W de la hoja 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 lumaquéllicas, 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 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 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.

### 1.3.2 Areniscas, margas y arcillas (9). Valanginiense superior-Barremiense

Aflora en las mismas áreas que la anterior, y se presenta asimismo extremadamente cubierta al constituir un "blando" morfológico. Corresponde a la facies Weald.

Se asignan a esta unidad un conjunto de sedimentos lacustres que hacia arriba evolucionan a "lagoon" constituido por margas y arcillas arenosas, azuladas a rojizas alternando con calizas oncolíticas de tonos claros, que en algunos niveles son microconglomeráticas, y en otros presentan porosidad fenestral. Se completa con unos tramos de arcillas verdosas y negruzcas, hojosas, que pasan gradualmente a los niveles marinos del Aptiense, siendo problemático la localización de este paso. El espesor es de unos 70 m para el tramo calizo-arcilloso y de unos 30 para el arcilloso superior.

En la base se localizan Characeas y Ostrácodos de hábitat salobre-lacustre; hacia arriba se localiza algún Ostrácodo de hábitat marino al tiempo que se observan niveles de lumaquelas de Ostreidos Gasterópodos y Anélidos, o niveles más calcareníticos (intraclásticos o con pellets) con *Glomospira*, *Serpula*, Ostreidos y Crinoideos. Son depósitos de un medio marino, muy restringido y somero (lagoon).

En las arcillas superiores no se ha observado microfósiles, razón por la que resulta muy difícil marcar el límite con el Aptiense. En esos niveles menciona PALACIOS (1915) valvas de *Corbula* y *Lamelibranchios* referibles al género *Unio*.

En Cuevas de Amutxete se asignan a esta facies dos tramos litológicos:

— 50 m de calizas arcillosas, con intercalaciones de areniscas calcáreas, amarillentas y margas verdosas que contienen Characeas y Ostrácodos de facies lacustre.

— Alternancia de arcillas hojosas grises y azuladas con niveles de calizas arcillosas y areniscas. En la base hay lumaquelas de Moluscos y en la parte

superior las hay también con Ostreidos y Briozoos. En las arcillas se ha reconocido: *Majunguella nematis*, Serpúlidos y *Coptocampylodon lineolatus* ELLIOT. Este tramo, con un espesor de unos 80 m equivale a la parte superior de la facies Weald de Iribas y es de facies marina somera y restringida ("lagoon").

Atribuimos el depósito de esta unidad a ambientes transicionales de tipo lacustre-palustre, en los que las intercalaciones carbonatadas con Ostreidos representarían condiciones marinas muy someras, del tipo *lagoon* salobre.

## 1.4 CRETACICO

Incluimos en este capítulo las unidades cartográficas que van desde la parte superior del Cretácico inferior (Complejo Urganiano de RAT) hasta el Maastrichtiense. Los principales trabajos que se han ocupado de estas unidades son, además de los ya clásicos de LAMARE (1936) y RAT (1959), las tesis doctorales de RAMIREZ DEL POZO (1971), DUVERNOIS et al. (1972) y AGUILAR (1975), así como el estudio de RAT et al (1933), GARCIA MONDEJAR (1982), AMIOT (1982) y MATHEY (1982) subdividen y dan nombre formal a las distintas formaciones que ocupan este área en el intervalo cronológico señalado.

### 1.4.1 Arcillas detríticas con Deshayesites. Intercalaciones de calizas y arenas (10). Aptiense

Esta unidad aflora en la Sierra de Aralar, dando lugar a una zona deprimida por debajo del resalte de las calizas urgonianas. Ha sido denominado por RAT (1959) como "esquistos con parahoplites", y corresponde a la formación de Ernaga de GARCIA MONDEJAR (1982).

En Iribas está formado por unos 150 m de arcillas y margas limolíticas y arenosas, grises y azuladas, que se alteran dando colores amarillentos y rojizos. Presentan intercalaciones de delgados niveles de arenas, así como de calizas margosas y arenosas, generalmente muy fosilíferas, hasta formar en ocasiones verdaderas lumaquelas de Orbitolinas u Ostreidos. Las calizas se hacen más abundantes hacia el techo. Es frecuente la existencia de una pizarrosidad bien desarrollada. En Cuevas de Amutxete está formada por unos 100 m litológicamente similares.

Petrológicamente, las calizas se clasifican como biomicritas y biomicritas arenosas. Las arcillas, que cuantitativamente forman la mayor parte de la

unidad, son muy limolíticas, teniendo como terrígenos cuarzo (20%) y moscovita (15%) así como abundante materia orgánica (30%). La matriz es sericítica y constituye el 35% de la roca..

Sedimentológicamente representa la formación el tránsito entre las facies detríticas transicionales del Weald a las arrecifales del complejo urgoniano. Corresponde a un medio marino somero restringido del tipo de un *lagoon* interno con fuerte contaminación de detríticos.

El contenido paleontológico es variado. Ammonites como el *Parahoplites cf. deshayesi* que caracteriza la formación, erizos, ostreidos y lamelibranquios. Respecto a la microfauna, es característica la asociación de *Palorbitolina lenticularis* (BLUMEN) y *Chofatella decipiens* (SCHLUM), siendo abundantes foraminíferos como *Sabaudia minuta* (HOFKER) *Everticyclammina greigi* (HENSON) y *Tritaxia pyramidata* REUSS y ostrácodos como *Paracypris cf. jonesi* BONN., *Cytherella ovata* (ROEMER), *C. parallela* (CREUSS) y *Neocythere mertensi* OERTLI, que en conjunto dan a la formación una edad Aptiense (Bedouliense inferior).

#### 1.4.2 Caliza arrecifal masiva. Intercalaciones de calizas margosas y calcarenitas (11). Aptiense-Albiense.

Aflora ampliamente en el tercio N de la hoja, constituyendo el almacén de la Sierra de Aralar. Por sus características litológicas da lugar a fuertes resaltes sobre el terreno. En el área de Aralar ha recibido por GARCIA MONDEJAR (1982) los nombres de Fm. de Altzueta y Fm de Txindoky.

Por encima de la formación detrítica basal (u.10), en el Nacedero de Iribas se dispone un primer tramo calcáreo urgoniano formado por 120 m de calizas arrecifales de color gris claro, estratificadas en bancos gruesos y con intercalaciones de calcarenitas bioclásticas formadas por Foraminíferos y fragmentos de organismos constructores. Por encima viene un tramo de 60 m correspondientes a la unidad cartográfica 12, sobre los que se disponen otros 240 m, sin llegar al techo de la formación, de calizas recifales (*Floastone*, *Baffestone* y *Boundstone*), con requiñidos, corales y orbitolinas y de calizas bioclásticas packstones y grainstone. En Cuevas de Amutxete, la sucesión es similar. La primera barra urgoniana tiene unos 90 m, sobre los que se disponen 30 m correspondientes a la unidad 12, seguidos por 180 m visibles de calizas de rudistas con intercalaciones de calizas detríticas y areniscas calcáreas amarillentas con espesores de hasta 10-12 m. Más al W sólo conserva sus características urgonianas el paquete basal, pasando todo el conjunto superior a formaciones paraurgonianas detríticas o carbonatado-detríticas. En las cercanías de la zona de cambio de facies, sección de

Lizarrusti, el techo de la formación urgoniana está formado por 250 m de brechas calcáreas "clast-supported" con cemento calcáreo y cantos que van desde los 2-3 cm a los bloques de caliza arrecifal, alternando con margas grises y pardas y calizas bioclásticas.

Petrológicamente las calizas urgonianas revelan por lo general una textura microbréichica constituida fundamentalmente por más de un 50% de bioclastos de rudistas, corales, gasterópodos, etc. poco redondeados. El cemento es escaso y se presenta recristalizado. Microfacialmente corresponden a gran variedad de términos, entre los que las biomicritas, bioesparitas, intra-bioesparitas, biopelmicritas e intra biomicritas son los más frecuentes.

Atribuimos el depósito del tramo inferior de la unidad a ambientes marinos someros de tipo rampa o plataforma interna carbonatada, donde es posible la existencia de momentos de intermitente restricción de la energía del medio, creando zonas relativamente protegidas de la acción de corrientes y oleaje. El conjunto superior es atribuible a ambientes de plataforma interna mixta terrígeno-carbonatada en la zona de Cuevas de Amutxete, donde periódicamente han ocurrido contaminaciones de detríticos, mientras que en el Nacadero correspondería a parches de construcciones arrecifales de borde de plataforma interna, depositados en las inmediaciones del nivel de base del oleaje o por debajo de él. En la sección de Lizarrusti, el techo es atribuible a facies de brechas de talud carbonatado proximal de tipo escarpe en un margen constructivo.

Como restos orgánicos más frecuentes aparecen organismos constructores como moluscos, políperos, equinodermos, corales, algas calcáreas y sobre todo rudistas como la *Pseudotoucasia santanderensis* DOUV. La microfauna es muy abundante. Se han clasificado, entre otros: *Palorbitolina lenticularis* (BLUM.), *Orbitolinopsis simplex* (HENSON), *Simplorbitolina manasi* CIRY y RAT, *Orbitolina (Mesorbitolina) texana parva* DOUGLASS, *O. (M.) texana texana* (ROEMER), *Everticyclammina greigi* (HENSON), *Choffatella decipiens* (SCHLUM.) *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Cuneolina scarcelai* SARTONI y CRESCENTI, *Bacinella irregularis* (RADOICIC), *Cytherella parallela* (REUSS) y *C. ovata* (ROEMER) que datan la formación como Aptiense-Albiense.

#### 1.4.3 Arcillas calcáreas y margas con intercalaciones de calizas margosas y arenas (12). Aptiense-Albiense

Esta unidad aflora en toda la Sierra de Aralar a manera de lentejones intercalados dentro de la Formación anterior, pero fundamentalmente está representada en la esquina NW de la hoja, donde sustituye a una parte



importante de las calizas urgonianas. Por sus características litológicas forma un blando relativo que se traduce en depresiones morfológicas.

En Nacedero de Iribas se corta esta unidad, que está formada por unos 50 m de alternancia de margas gris-azuladas, arenosas y micáceas, con bancos de calizas margosas y calizas arenosas con crinoideos de aspecto brechoide, y en la parte superior con bancos calcáreos microbréichicos sin aporte terrígeno. Las calizas suelen ser pelmicritas y pelmicritas arenosas con la matriz muy recristalizada. Son frecuentes en esta unidad la presencia de abundantes nódulos ferruginosos y de intercalaciones delgadas de arenas amarillentas con *ripples*.

En Lizarrusti se corta también esta unidad, con un espesor de 350 m. Está formada por margas arcillosas grises, a veces calcáreas alternantes con niveles de margocalizas y calizas margosas nodulosas que constituyen un cambio lateral del arrecife urgoniano que se extiende más al E.

El ambiente de formación de la unidad es marino de plataforma o rampa carbonatada con una importante contaminación arcillosa, generalmente bajo el nivel de base de agitación de las aguas, aunque en ocasiones puede estar por encima, correspondiendo a una plataforma interna bajo influjo de mareas (Nacedero de Iribas).

La microfauna que contiene es abundante. Además de las especies citadas anteriormente en las unidades 10 y 11, existen otras como *Tritaxia pyramidata* REUSS, *Hedbergella cf. infracretacea* GLAESSNER, *Patellina subcretacea* CUSHM. y ALEX, etc. que permiten asignar a este tramo una edad Aptiense-Albiense.

#### 1.4.4 Calizas margosas con intercalaciones de margas calcáreas (13). Aptiense-Albiense

Afloran en la esquina NW de Alsasua, y constituyen un cambio lateral de los arrecifes urgonianos. Morfológicamente dan lugar a relieves sobre los materiales más blandos de la Formación anterior.

Litológicamente son calizas margosas o arcillosas, de colores gris-azulados en fresco y beige por alteración. Su aspecto es masivo, o están estratificadas en bancos gruesos. Pueden presentar intercalaciones de margas limosas y areniscas similares a las diferenciadas como unidad 12. Generalmente aparecen afectadas por una esquistosidad bien desarrollada.

Al microscopio suelen ser micritas arcillosas y biomicritas con cierta fracción detrítica limosa o arenosa formada por cuarzo y feldespato, en ocasiones con crecimientos autigénicos, y con sulfuros, moscovita y materia orgánica como accesorios. La matriz suele estar muy recristalizada.

El medio de deposición de la formación es marino de plataforma o rampa carbonatada con una elevada contaminación arcillosa, en condiciones de energía moderada, probablemente bajo el nivel de base del oleaje o en áreas protegidas.

El contenido paleontológico de la unidad es elevado, con orbitolínidos y foraminíferos ya citados anteriormente en las unidades 10, 11 y 12. La edad es, pues, Aptiense-Albiense.

#### 1.4.5 Areniscas y arcillas. Intercalaciones de calizas arrecifales (14). Albiense

Afloran en el cuadrante noroccidental de Alsasua, y dan lugar a relieves alomados. Corresponden al "complejo supraurgoniano" de RAT (1959).

Esta potente formación presenta en la sección de Lizarrusti un espesor de unos 1.900 m de alternancia de arcillas o arcillas margosas muy oscuras, micáceas, con areniscas amarillentas o claras, igualmente abundantes en moscovita. Las margas presentan restos carbonosos y esporádicamente contienen algunos niveles relativamente fosilíferos con equínidos, lamelibranquios, braquiópodos, etc. Una característica importante es la presencia de muy abundantes nódulos arcilloso-ferruginosos, a veces formando niveles relativamente extensos. Las areniscas se presentan, generalmente, formando gruesos bancos. Presenta estructuras sedimentarias como *flute-cast*, *load-marks*, *ripples* y bases erosivas.

Al microscopio, las areniscas se presentan como arcosas o subarcosas, con los granos angulosos y los feldespatos generalmente muy alterados y seritizados. Los porcentajes oscilan entre un 50-70% cuarzo, un 5-20% de feldespatos, un 2% de moscovita y en ciertos casos hasta un 20% de fragmentos de rocas carbonatadas y fósiles, correspondientes a una litarenita inmadura.

Además de las estructuras sedimentarias citadas anteriormente, los bancos de arenisca presenta con frecuencia secuencias de Bouma truncadas de tipo Ta-b, Ta-c y Tb-c fundamentalmente. La formación contiene asimismo frecuentes fenómenos de *slumps* e incluso pequeños olistones de caliza urgoniana incorporados, indicadores de fuertes pendientes sedimentarias, lo que unido al contenido paleontológico que presenta nos hace asimilar su ambiente de deposición a un medio marino profundo con sedimentación turbidítica. La mayor parte de la serie de Lizarrusti es atribuible a sedimentos de talud, pero también están representados sedimentos de lóbulo y canales turbidíticos.

El contenido micropaleontológico de la formación es relativamente

abundante. Se han clasificado *Haplopragmoides* cf. *concauus* (CHAPMAN), *Tritaxia pyramidata* (REUSS), *H.* cf. *globosus* LOZO, *Eogutulina anglica* CUSHMAN y OZAWA, *Trochammina* cf. *obliqua* TAPPAN, *Glomospira charoides* (JONES y PARKER), *Patellina subcretacea* CUSHMAN y ALEX, *Agardiellopsis cretacea* LEMOINE y *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* (ROEMER) entre otros, que permiten atribuir la unidad al Albiense.

#### 1.4.6 Margas grisáceas, margas micáceas con nódulos ferruginosos y escasas areniscas (15). Albiense

Afloran en una banda que recorre de W a E el centro de la hoja de Alsasua. Constituyen un blando que da lugar a la canal morfológica del río Araquil.

Esta formación constituye un cambio vertical y lateral hacia el E de la anterior, al perder esta casi por completo sus niveles areniscosos. El cambio lateral es relativamente brusco, y ocurre en las inmediaciones del meridiano de Lacunza. La transición vertical es gradual con la formación 14. Está formada por margas y arcillas oscuras, micáceas, que en la parte occidental pueden presentar aún esporádicos y delgados bancos de areniscas, así como nódulos arcillo-ferruginosos abundantes. Hacia el E y sin que pueda fijarse un límite preciso, varía algo la litología: las margas son grisáceas azuladas, finamente micáceas, con algunas intercalaciones de margas calcáreas con fractura concoidea. Tienen abundantes tubos de anélidos gruesos y alguna fauna poco representativa, como lamelibranquios. La potencia del tramo margo-arcilloso es muy variable, oscilando entre 200 y más de 1.000 m.

Los escasos niveles arenosos intercalados presentan características turbidíticas como granoselección positiva, laminaciones paralelas y *ripples*. Pueden tener marcas basales de tipo *flutes*. Atribuimos el depósito de estos materiales a áreas interlóbulos dentro de un aparato turbidítico.

Esta unidad contiene una abundante microfauna. Se han reconocido: *Eogutulina anglica* CUSHM y ALEX. *Patellina subcretacea* CUSHM y ALEX, *Tritaxia pyramidata* (REUSS), *Cytherella ovata* (ROEMER), *Trochammina obliqua* TAPPAN, *Glomospira charoides* (JONES y PARKER), *Ammobaculites parvispira* TENDAM, etc. que nos hacen asignar la unidad al Albiense, fundamentalmente medio-superior.

#### 1.4.7 Calizas arrecifales (16). Albiense superior

Afloran en la parte centro-occidental de la hoja de Alsasua. Morfológicamente forman un resalte sobre las formaciones arcillo-arenosas que la rodean.

Litológicamente esta unidad está formada por lentejones o masas informes de calizas arrecifales que parecen indicar una recurrencia a las condiciones urgonianas. Se presentan masivas, en ocasiones dolomitizadas y muy recristalizadas. Los organismos constructores son fundamentalmente corales, no habiéndose observado en esta hoja secciones de rudistas. La potencia oscila alrededor de los 50 m.

Corresponde esta unidad a parches arrecifales instaurados en el borde de la plataforma.

La fauna que contiene consiste en fragmentos de políperos, *Lithothammium*, *Lithophyllum*, etc. escasamente determinativa, por lo que le atribuimos una edad Albiense superior sin descartar la posibilidad de que incluya parte del Cenomaniense inferior.

#### 1.4.8 **Calcarenitas recristalizadas (17). Albiense superior-Cenomaniense inferior**

Afloran en la parte centro-occidental de la hoja, justo al N del pueblo de Alsasua. Constituyen cuevas morfológicas al ser relativamente duras.

Se trata de calcarenitas bien estratificadas, en bancos de unos 20 cm, a veces con algunas intercalaciones finas de margas verdosas con abundante glauconita y algunos restos de fósiles (equínidos). Algunos bancos presentan silicificaciones irregulares de forma arrosariada. Tienen una potencia variable, ya que hacia el E llegan a desaparecer; en su parte occidental alcanzan unos 50 m.

Al microscopio se presentan como biomicritas e intrabiomicritas con la matriz recristalizada. Las silicificaciones que eventualmente existen afectan tanto a la matriz como a los diferentes clastos, aunque no siempre de una manera total.

Esta formación constituye el biostromo de los parches arrecifales de la unidad anterior. Atribuimos su deposición a un medio de alta energía, en el seno de la plataforma.

Contienen una abundante microfauna: *Bacinella irregularis* RADOCIC, *Tritaxia* sp, *Orbitolina* (M.) *texana texana* (ROEMER), *Lenticulina*, *Lithothammium*, *Lythophyllum*, *Hedbergella washitensis* (CARSEY), *Eoguttulina anglica* CUSHM y OZAWA, *Rotalipora oppenninica* RENZ y abundantes restos de Equinodermos, Briozoos, Políperos, etc. que en conjunto definen al Albiense superior y Cenomaniense inferior.

#### 1.4.9 Alternancias de margas calcáreas y calizas margosas (18) Cenomaniense-Campaniense?

Esta unidad aflora exclusivamente en dos pequeños sinclinales al N de Alsua. En ambos casos se trata de zonas muy cubiertas y con escasos afloramientos.

Se trata de una serie de margas calcáreas alternantes con margocalizas, donde el replegamiento y tectonización de la serie, además de la calidad de afloramiento impiden la separación en unidades menores. En algunos puntos se ha observado que la superficie de contacto con la unidad anterior está llena de glauconita y con una microbrecha de escasos cm de espesor que debe corresponder a un hiato sedimentario local que afectaría al Cenomaniense y probablemente al Turoniense inferior.

El medio de deposición correspondería a una plataforma externa profunda, similar a las unidades equivalentes cronológicamente que posteriormente se describirán.

En alguna muestra se ha clasificado la siguiente asociación: *Praeglobotruncana* cf. *stephani*, (GANDOLFI), *Globoyruncana sigali* REICHEL, *G. lapparenti coronata* BOLLI y *G. fornicata* PLUMM., correspondiente al Turoniense superior-Coniaciense inferior. Otras muestras han permitido datar el Santoniense superior-Campaniense inferior. Atribuimos, pues, el conjunto de la unidad al Cenomaniense-Campaniense, aunque como ya se ha indicado localmente puede no existir el Cenomaniense.

#### 1.4.10 Alternancia de margas arcillosas y calizas margosas (19). Cenomaniense

Aflora ampliamente en el Valle de Araquil, constituyendo un blando morfológico dada la litología de la formación. Ha recibido por CIRY y MENDIZABAL (1949) el nombre de "Fysch de bolas".

Litológicamente se trata de una alternancia de margas grises laminadas y margocalizas nodulosas grises-beiges que frecuentemente dan lugar a una disyunción bolar. El espesor de la formación oscila sobre los 100 m.

Las calizas son, por lo general, biomicritas *wackestone* con abundante fauna planctónica.

Corresponden a un medio de depósito de plataforma externa profunda a cuenca, en facies distales.

El contenido paleontológico de la formación es abundante. Se han clasificado, entre otras, las siguientes especies: *Rotalipora reicheli* MORNOD, *R. turonica* BROTZEN, *R. cushmani* (MORROW), *Praeglobotruncana stephani*

(GANDOLFI) y *Ammobaculites parvispira* TEN-DAM que nos permiten datar la formación como Cenomaniense.

#### 1.4.11 Margocalizas y margas (20). Turoniense

Está representado en la parte basal de la Sierra de Urbasa, en su vertiente Norte. Da lugar a un leve resalte sobre la formación margosa anterior, pero también se presenta extraordinariamente cubierta.

Se trata de paquetes compactos de calizas margosas grises, nodulosas, con intercalaciones de margas grises y beige. Al microscopio son biomicritas *wackestone* con una fauna plactónica que llega al 95% de la microfauna. Esta unidad presenta un espesor aproximado de 50 m en Lizárraga.

El medio de deposición se trata de una plataforma externa muy profunda a cuenca. Estas son probablemente las facies más distales del Cretácico superior en este área.

Presentan abundantes especies de foraminíferos. El Olazagutia se han clasificado: *Globotruncana helvetica* BOLLI, *Praeglobotruncana stephani turbinata*, *G. sigali* REICHEL, *G. lapparenti coronata* BOLLI, y *Marsonella trochus* D'ORB que datan el paso del Turoniense inferior al Superior. En varias zonas de la hoja se han podido constatar un hiato estratigráfico que afecta al Turoniense inferior, así como una discontinuidad a techo de la formación que comprende parte del Turoniense superior-Coniaciense inferior. Atribuimos, pues, el conjunto de la formación al Turoniense, aunque como ya se ha dicho en la mayor parte de la hoja no está presente el Turoniense inferior.

#### 1.4.12 Margocalizas y margas (21). Coniaciense-Santonense inferior

Aflora en la mitad occidental de la ladera N de la sierra de Urbasa. Los afloramientos son parciales, con abundantes recubrimientos y en general de difícil observación.

Se trata de alternancias de margas calcáreas y calizas margosas nodulosas en la base, un tramo intermedio de margas muy laminadas y una parte superior de margas calcáreas con estratificación ondulada a nodulosa. La potencia del conjunto va desde unos 630 m en Olazagutia a 300 m en Lizárraga.

Las intercalaciones calcáreas son generalmente biomicritas *wackestones* en ocasiones finamente bioclásticas, sobre todo a techo de la unidad.

Se pueden interpretar como depósitos de plataforma externa distal de cierta profundidad e hidrodinamismo bajo que hacia el techo muestran los efectos progradantes de las partes más proximales.

En estos niveles se han clasificado *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, *G. lapparenti tricarinata* QUEREAU, *G. fornicata* PLUMM *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Marsonella trochus* D'ORB y *Allomorphina cf. allomorphinoides* (BROTZEN) que permiten atribuir a la formación una edad Coniaciense-Santoniense inferior.

#### 1.4.13 Margocalizas y margas (22)-Coniaciense-Santoniense superior

Aflora en la unidad E de la hoja, al pie de los escarpes de la Sierra de San Donato. Las condiciones de afloramiento que presenta son muy malas, con extensos recubrimientos.

Se trata de una unidad comprensiva de las formaciones 21 y 23 y por tanto sus características litológicas, petrológicas y de ambiente sedimentario son similares.

La edad de la formación, es por tanto, Coniaciense-Santoniense superior.

#### 1.4.14 Margocalizas en la base y margas (23). Santoniense superior

Este tramo aflora hacia occidente de la Falla de Lizárraga. Es observable parcialmente dadas las malas condiciones de afloramiento en las secciones de Lizárraga y Olazagutia.

Se trata en general de sucesiones margosas, a veces de alternancias rítmicas de margas y margocalizas bien estratificadas, que hacia el techo pierden parcialmente los niveles más carbonatados. Al igual que la unidad 21, se aprecia una disminución de potencia desde Olazagutia (unos 370 m) hasta Lizárraga (unos 160 m). Las calizas en general se clasifican como biomicritas *wackestone* arcillosas.

Las características sedimentarias de estos depósitos llevan a interpretarlos como depósitos distales de plataforma externa con un bajo hidrodinamismo.

En esta formación se han clasificado *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, *G. lapparenti tricarinata* QUEREAU, *G. fornicata* PLUMM, *G. concavata concavata* (BROTZ), *Tritaxia tricarinata* REUSS y *Gaudryina rugosa* D'ORB entre otras formas que en conjunto nos hacen atribuir a la unidad una edad Santoniense superior.

#### 1.4.15 Margas y margocalizas con predominio de las primeras (24). Campaniense

Está presente en la misma zona N de la Sierra de Urbasa, con malos afloramientos y grandes recubrimientos por sus características litológicas.

Está formada por una importante sucesión margosa y calcomargosa con abundante fauna plactónica, que hacia el techo muestra mayor contenido en fragmentos bioclásticos y foraminíferos bentónicos, así como una mayor proporción de arenas finas. El espesor de la formación va desde 200 m en Lizárraga hasta cerca de 400 m en Olazagutia.

Se interpreta como evolución dentro de la plataforma externa distal que hacia el techo muestra los efectos progradantes de partes más proximales dentro de una importante secuencia regresiva.

Dentro de la unidad se han clasificado, entre otros, *Globorotalites mu-chelinianu* D'ORB, *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, *G. elevata elevata* BROTZ, *G. ventricosa* (BROTZ), *G. fornicata* PLUMM y *Pseudovalvulineria clementiana* D'ORB que definen una edad Campaniense. Hay que indicar que existe en la parte occidental de la hoja un hiato que afecta al Campaniense superior, el cual puede no estar presente o estar muy reducido de espesor.

#### 1.4.16 Alternancia de calizas, margocalizas y margas arenosas (29). Maas-trichtiense Superior

Esta unidad está presente en la parte occidental de la Sierra de Urbasa. Da lugar a un resalte topográfico al constituir, un tramo más duro que las formaciones margosas inferiores. Se ha estudiado en la sección de Olazagutia.

Comienza con unos 50 m de calcarenitas beiges algo arenosas y con glauconita, estratificadas en bancos de 1,5 a 2 m, con superficies en ocasiones limonitizadas, sobre los que se disponen unos 80 m de margas arenosas grises con intercalaciones de calcarenitas bioclásticas y calizas margosas. Las calizas, en términos de FOLK, son intrabiomicritas y biomicritas arenosas recristalizadas.

Las calcarenitas de la base se tratan de *packstones-grainstones* bioclásticos con estratificación paralela y cruzada a gran escala con frecuentes superficies ferruginosas de lavado. Por encima se encuentran secuencias formadas por margas en la base y calcarenitas bioclásticas *packstones* a techo. Los tramos más potentes de margas incluyen niveles canalizados de *wackestone-packstone* bioclásticos y otros niveles calcáreos con abundantes pistas y bioturbación vertical.

Se interpreta el conjunto como depósitos de plataforma interna, con zonas de alta energía con acumulación bioclástica, zonas submareales protegidas sobre las que se extienden niveles bioclásticos y áreas de decantación con colonización del fondo, surcadas por canales. La unidad presenta una



evolución de secuencia de somerización de orden mayor, y corresponde a la etapa regresiva iniciada durante el Campaniense.

Se han clasificado *Lepidorbitoides socialis* (LEYM), *Omphalocyclus macroporus* (LAM.), *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *S. olaztiensis* R. GAONA, *Orbitoides media* (D'ARCH), *Globotruncana stuarti* DE LAPPAR, y *G. cf. contusa* CUSHMAN que datan el Maastrichtiense superior, poniendo en evidencia un hiato que afecta al Maastrichtiense inferior.

#### 1.4.17 Margocalizas y margas, a veces arenosas (30). Maastrichtiense

Esta unidad constituye un cambio lateral de facies de la anterior, y se extiende al W del meridiano del puerto de Lizárraga.

Se trata de un conjunto con unos 150 m de potencia de margas arcillosas grises muy lajeadas, con intercalaciones de calizas y margocalizas nodulosas, todas ellas bastante arenosas y ocasionalmente bioclásticas. Según FOLK, se clasifican como biomicritas arenosas y biomicritas arcillosas.

Esta unidad se interpreta como depósitos de plataforma interna generalmente bajo condiciones submareales, con áreas protegidas que permiten la decantación de los finos y llegadas esporádicas de flujos terrígenos de influencia continental. Constituye el máximo regresivo del ciclo superior del Cretácico.

Se han clasificado en los cortes de Arteta y Lizárraga una microfauna abundante, entre la que cabe destacar *Orbitoides media* (D'ARCH), *Siderolites olaztiensis* R. GAONA, *S. calcitrapoides* LAMARCK, *Lepidorbitoides* (LEYM), *Globotruncana stuarti* DE LAPP., *Abatomphalus mayorensis* D'ORB. que permiten asignar a la unidad una edad Maastrichtiense.

#### 1.4.18 Calizas margosas, margas (25). Cenomaniense-Santoniense inferior?

Afloran en la esquina NE de la hoja de Alsasua, en dos pequeños núcleos cabalgados por el Jurásico de la Sierra de Aralar. Se presentan intensamente recubiertos, por lo que ha sido imposible levantar ninguna sección en estos materiales. Corresponden al "Flysch subpirenaico" de LAMARE (1936) y equivalen a la Formación de Elgueta de MATHEY (1982).

La presente unidad tiene una naturaleza fundamentalmente margocalcárea. Por observaciones realizadas en la vecina hoja de Tolosa, está formada por una serie de margas arcillosas grises, eventualmente algo limosas, que alternan con niveles de calizas margosas calizas arcillosas y calizas arenosas, estas últimas más abundantes hacia el techo, donde existen también intercalaciones de areniscas.

Destaca la presencia (niveles 26 y 27) de niveles gruesos de calcarenitas formando horizontes continuos de bastante espesor.

Al microscopio, las calizas suelen ser micritas arcillosas, biomicritas, bioesparitas intrabiomicritas con ciertas proporciones de limo y arena.

La relativa abundancia de deslizamientos gravitacionales (*slumps*) en el seno de la unidad, así como la existencia en los términos arenosos de laminaciones paralelas y cruzadas correspondientes a secuencias de Bouma de tipo Tb-d, Tb-e y Tc-e nos hacen referir el ambiente de depósito de la unidad al talud-cuenca.

En la base de la formación se han encontrado una asociación de microfauna característica del Cenomaniense: *Rotalipora cushmani* (MORROW), *R. globotruncanoides* SIGAL, *Praeglobotruncana stephani*, (GANDOLFI), etc.

La datación como Santoniense superior del nivel calcarenítico existente por encima de esta unidad nos hace atribuir a la misma una edad Cenomaniense-Santoniense inferior.

#### 1.4.19 Calcarenitas en bancos gruesos (26). Campaniense

Afloran en la esquina NE de la hoja y corresponden a una intercalación utilizable como nivel guía dentro de la formación anterior.

Se trata de niveles calcareníticos estratificados en gruesos bancos con delgadas intercalaciones margosas. Las calcarenitas presentan estratificaciones paralelas y cruzadas, granoselección positiva, estratificación convoluta y abundantes marcas basales, todo ello índice de un mecanismo de sedimentación turbidítica. Las microfacies son de biomicritas con la matriz muy recristalizada y abundante microfauna: *Idalina antiqua* D'ORB, *Quinqueloculina*, *Cuneolina pavonia* D'ORB *Dicyclina schlumbergeri* MUM-CHALM, *Nummofallotia cretacea* (SCHLUM), etc., que nos hacen atribuir este nivel al Campaniense.

#### 1.4.20 Calcarenitas (27). Santoniense superior

Corresponde a otro nivel guía calcarenítico de características similares al anterior. Las características litológicas y microfacies son muy similares, aunque en general forman un horizonte más compacto que el anterior, sin apenas intercalaciones arcillosas.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, se distinguen por la presencia de *Lacazina elongata* MUN-CHAL., junto con una microfauna similar a la descrita en el nivel anterior: *Idalina antiqua* D'ORB *Quinqueloculina*, *Spiro-*

*cyclina choffati* MUN-CHAL., etc. que permite su datación como Santoniense Superior.

#### 1.4.21 Alternancia de margas y areniscas (28). Santoniense Superior. Maastrichtiense

Aflora, al igual que las unidades anteriores, en la esquina NE de la hoja. Gran parte de la misma aparece cabalgada por la Sierra de Aralar.

Se trata de una unidad de carácter turbidítico, formada por arcillas y margas grises con niveles de areniscas e incluso calizas arenosas intercaladas. La falta de afloramientos ha impedido cualquier estudio stratigráfico de detalle de estos materiales.

En estos niveles se ha encontrado la siguiente microfauna: *Globotruncana lapparenti lapparenti*, BOLLI, *G. fornicata* PLUMM., *G. ventricosa* (BROTZ), y *Gaudryina rugosa* D'ORB que permite datar el Santoniense superior-Campaniense. Atribuimos a la unidad cartográfica una edad Santoniense superior-Maastrichtiense? por consideraciones regionales así como por no descartar que puntualmente llegue a no estar recubierta por el cabalgamiento de Aralar la parte basal del Maastrichtiense.

### 1.5 Terciario

En este capítulo se incluyen las unidades cartográficas que del Paleoceno al Eoceno medio constituyen las Sierras de Urbasa, Andía y San Donato. Los principales trabajos que se refieren a estos materiales en esta zona son los de MANGIN (1955, 1958, 1959-60), LEON (1972) y LEON et al. (1971), además de las memorias de las hojas geológicas de Eulate, Salvatierra, Pamplona y Gulina.

#### 1.5.1 Calizas (31). Paleoceno inferior

Aflora este nivel inmediatamente al oeste de la falla de Lizárraga, acunándose en pocos kilómetros. Da lugar a un leve resalte sobre los términos margo-calcareos del Maastrichtiense.

Se trata de calizas y calcarenitas *packstone-wackestone* de grano fino, bien estratificadas. Los bancos más calcareníticos presentan estratificación cruzada a gran escala. Tiene la unidad un espesor máximo de unos 100 m y hacia el W desaparece por cambio lateral con la unidad 32.

Petrológicamente, los términos más abundantes corresponden a biopelmicritas, que eventualmente pueden estar algo dolomitizadas.

Se interpretan como depósitos de plataforma interna somera bajo condiciones de alto hidrodinamismo que permitieron la formación de acumulaciones lenticulares de bioclastos.

La microfauna obtenida en estos niveles se reduce a *Planorbulina antiqua*, MANGIN, Globigerínidos referibles a *Globigerinoides* cf. *daubjergensis*, Valvulínidos, *Lenticulina* y foraminíferos Rotaliformes no determinables. Esta asociación permite datar el Paleoceno inferior en general, aunque posiblemente la unidad cartográfica corresponda solamente al Daniense.

### 1.5.2 Dolomías y calizas dolomíticas (32). Paleoceno inferior

Afloran al W del puerto de Lizárraga, constituyendo las estribaciones septentrionales de la Sierra de Urbasa. Se han estudiado en los perfiles de Olazagutia y Arteta.

En la primera localidad está formada la unidad por unos 40 m en la base de calizas dolomíticas, *wackestone* beiges, de grano medio, con pequeñas porciones de glauconita y limonita. En la parte superior presentan abundantes nódulos silíceos de hasta 6 cm de diámetro. Por encima siguen unos 55 m de dolomías masivas gris-beige que constituyen un importante resalte topográfico, y a techo existen unos 20 m de dolomías bien estratificadas donde se pueden llegar a reconocer niveles con estratificación cruzada asociados a grandes formas lenticulares. En Arteta, los tramos equivalentes están formados por unos 60 m de dolomías cristalinas groseramente recristalizadas, masivas en la parte inferior y hacia techo mejor estratificadas.

Al microscopio en alguna muestra donde se ha podido observar la textura original, se observan biomicritas y biopelmicritas dolomitizadas y recristalizadas.

Las características sedimentarias originales de la roca están muy borradas por los procesos de dolomitización. Apenas se han observado algún nivel masivo de geometría lenticular con sombras de estratificación cruzada de gran escala asociada y niveles de acumulación bioclástica en la parte superior del tramo. Por asociación con los niveles equivalentes no dolomíticos del resto de la hoja (Unidad 33), atribuimos la presente unidad a una plataforma somera con instalación de depósitos de alto hidrodinamismo.

La microfauna preservada en estos niveles es escasa: *Lithothamnium*, *Quinqueloculina*, *Idalina*, *Glomospira*, *Valvulínidos*, *Planorbulina antiqua* MANGIN y *Globorotalia* gr. *compressa* (PLUMMER) que permiten asignarles una edad Paleoceno inferior, con posibilidad de que la parte basal corresponde al Daniense y el resto de la formación al Montiense.

### 1.5.3 Calizas, calizas arrecifales y calizas brechoides (33). Paleoceno inferior

Aflora esta unidad en toda la Sierra de Urbasa y Andía, salvo en el borde N de la Sierra de San Donato, donde llega a desaparecer. Constituye un cambio lateral y vertical de la formación anterior.

En Lizárraga, donde mejor está representada, presenta un tramo inferior con unos 65 m de espesor de calcarenitas bioclásticas finas a medias con estratificación nodulosa y paralela en la base y techo y cruzada a masiva en su parte media. La parte inferior presenta acuñamientos laterales y está parcialmente dolomitizada. Por encima vienen 35 m de calizas masivas, *wackestone-packstone* débilmente bioclásticas y con aparente estratificación cruzada que terminan en un nivel brechoide. La parte alta de la formación está formada por 125 m de calizas marmóreas bastante bioturbadas con abundante fauna de organismos constructores e incrustantes, generalmente en bancos y con algunos tramos masivos lenticulares. Existen niveles brechoides con fragmentos de organismos.

En Olazagutia, los niveles equivalentes al tramo superior de Lizárraga están formados por 80 m de calcarenitas bioclásticas con estratificación paralela y ondulada, que incluyen niveles de cantos negros dispersos. En Arteta el espesor ronda los 75 m de calcarenitas bioclásticas *packstone* con intercalaciones de calizas margosas nodulosas muy recrystalizadas. Añadiendo a estos espesores los correspondientes a la formación dolomítica 32, de la cual la presente unidad es cambio lateral se observa una fuerte disminución de potencia para el conjunto del Paleoceno inferior hacia el E y S (Arteta).

Petrológicamente, los tipos dominantes en las calizas son las biomicritas y biopelmicritas con abundantes restos de organismos constructores e incrustantes. La matriz suele estar muy recrystalizada.

Los dos tramos inferiores de esta unidad en Lizárraga presentan secuencias que comienzan con niveles ligeramente margosos, progresivamente más calcareníticos con estratificación cruzada y por último niveles masivos presentando a techo cuerpos lenticulares. El tramo superior presenta características arrecifales con presencia de organismos como políperos, corales, algas rojas, etc. Hacia el techo del tramo, aparecen señales de somerización tales como niveles brechoides que incluyen cantos negros y abundante bioturbación. La parte inferior se interpreta, pues, como depositada en una plataforma interna somera con progradación hacia más adentro del cinturón de facies de alta energía, mientras que la parte superior corresponde a una típica secuencia arrecifal también con tendencia a la somerización.

La microfauna presente en esta unidad es relativamente abundante. En el perfil de Lizárraga se ha identificado en la base de la unidad la siguiente

asociación: *Planorbulina antiqua*, MANGIN, *Rotalia trochidiformis* LAM., *Lenticulina* y *Discocyclusina seunes*, DOUV. mientras que en el techo se han clasificado *Quinqueloculina*, *Lithothammium*, *Terquemella* y *Clypeina cf. merienda* ELLIOT, que en conjunto permiten atribuir a la formación una edad de Paleoceno inferior, probablemente Montienense.

#### 1.5.4 Margocalizas y margas (34). Paleoceno medio-superior

Afloran en Urbasa, al Oeste de la falla de Lizárraga. Se han estudiado en la sección de Olazagutia.

Se trata de un conjunto con unos 70 m de potencia de calizas finas a veces margosas, *wackestones* de color beige, con finos fragmentos bioclásticos. Presentan estratificación ondulada y nodulosa, con laminación paralela discontinua. Hacia el E del perfil se extiende este nivel litológico, conservando su espesor pero aumentando su contenido en margas.

Al microscopio, las calizas se clasifican como biomicritas y biopelmicritas. Se interpretan como depósitos dentro de una plataforma interna protegida, bajo condiciones submareales.

Se han clasificado en esta formación *Globigerina cf. triloculinoides*, PLUMMER, *Globorotalia cf. angulata*, (WHITE) *Rotalia cf. trochidiformis*, LAM., *Lenticulina*, *Chilogumbellina* y *Marginulina* que definen una edad Paleoceno medio-superior, probablemente Thanetiense.

#### 1.5.5 Calizas (35). Paleoceno superior

Están presentes asimismo al Oeste de la falla de Lizárraga, en la sierra de Urbasa. Dan lugar a cuevas entre las formaciones más margosas de muro y techo.

Este nivel está formado por unos 70 m de calizas beige claras de grano medio, con niveles de acumulación de fragmentos bioclásticos a veces groseros. La estratificación por lo general es paralela.

Al microscopio se presentan como biomicritas y biopelmicritas con numerosos organismos incrustantes, como corales y algas rojas.

Corresponde su deposición a una plataforma interna somera con influencia recifal. Se identifica alguna secuencia de somerización con facies de alta energía (barras) y facies canalizadas dentro de ambientes submareales someros que pueden alcanzar estadios intermareales.

La microfauna encontrada en estos niveles es la siguiente: *Distiochoplax biserialis* DIETRICH, *Planorbulina antiqua* MANGIN, *Discocyclusina eunesi* DOUV., *Rotalia cf. trochidiformis* LAM., *Globigerina cf. triloculinoides*

PLUMMER, *Operculina pseudoheberti*, MANGIN, aparte de organismos incrustantes como algas calcáreas, briozoos, políperos, etc. El conjunto queda datado como Paleoceno superior probablemente Thanetiense.

#### 1.5.6 Margas arenosas y margocalizas (36). Paleoceno superior-Ilerdiense

Afloran en la misma área que el nivel anterior. Aparecen como una depresión topográfica entre dos resaltes calcáreos.

Está constituido este nivel por unos 40 m de margocalizas y margas arenosas con granos de cuarzo fino, mica y glauconita. Presenta pátina amarillenta.

Correspondería asimismo a depósitos de plataforma interna somera con ciertas influencias continentales mostradas por débiles flujos terrígenos en medios submareales a intermareales.

En este nivel se han identificado *Assilina* cf. *leymerie*, D'ARCH *Discocyclina* cf. *seunesi* DOUV., *Dentalina* y *Globigerinas* no determinables. Le atribuimos una edad Paleoceno superior, sin descartar que en parte está representando el Eoceno inferior (Ilerdiense).

#### 1.5.7 Calizas y margocalizas (37). Ilerdiense

Al E de Olazagutia y hasta la falla de Lizárraga, aun se superpone un tramo más que lateralmente llega a desaparecer.

Está formado por un espesor máximo de 40 m de calizas y margocalizas beige de grano fino a medio, con una pequeña proporción de arena y abundantes Nummulites. Están estratificadas en finos bancos.

Petrológicamente se tratan de biopelmicritas con glauconita.

Atribuimos su formación a medios submareales a intermareales de plataforma interna somera, que presentan una contaminación detrítica proveniente del continente.

La microfauna encontrada se refiere a Globigerínidos no determinables, *Globorotalia* (cortes referibles a *G.* cf. *velascoensis* CUSH. y *G.* cf. *aequa* (CUSH. y R.) *Vulvulina*, *Cibicides* y Polimorfinidos tipo *Globulina* que nos permiten asignar a la unidad cartográfica una edad Ilerdiense.

#### 1.5.8 Calizas y margocalizas alternantes con margas (38). Thanetiense-Ilerdiense

Constituye esta unidad un cambio lateral de las formaciones 34, 35, 36 y 37 y se extiende por las sierras de Andía, Satrústegui y San Donato, al E

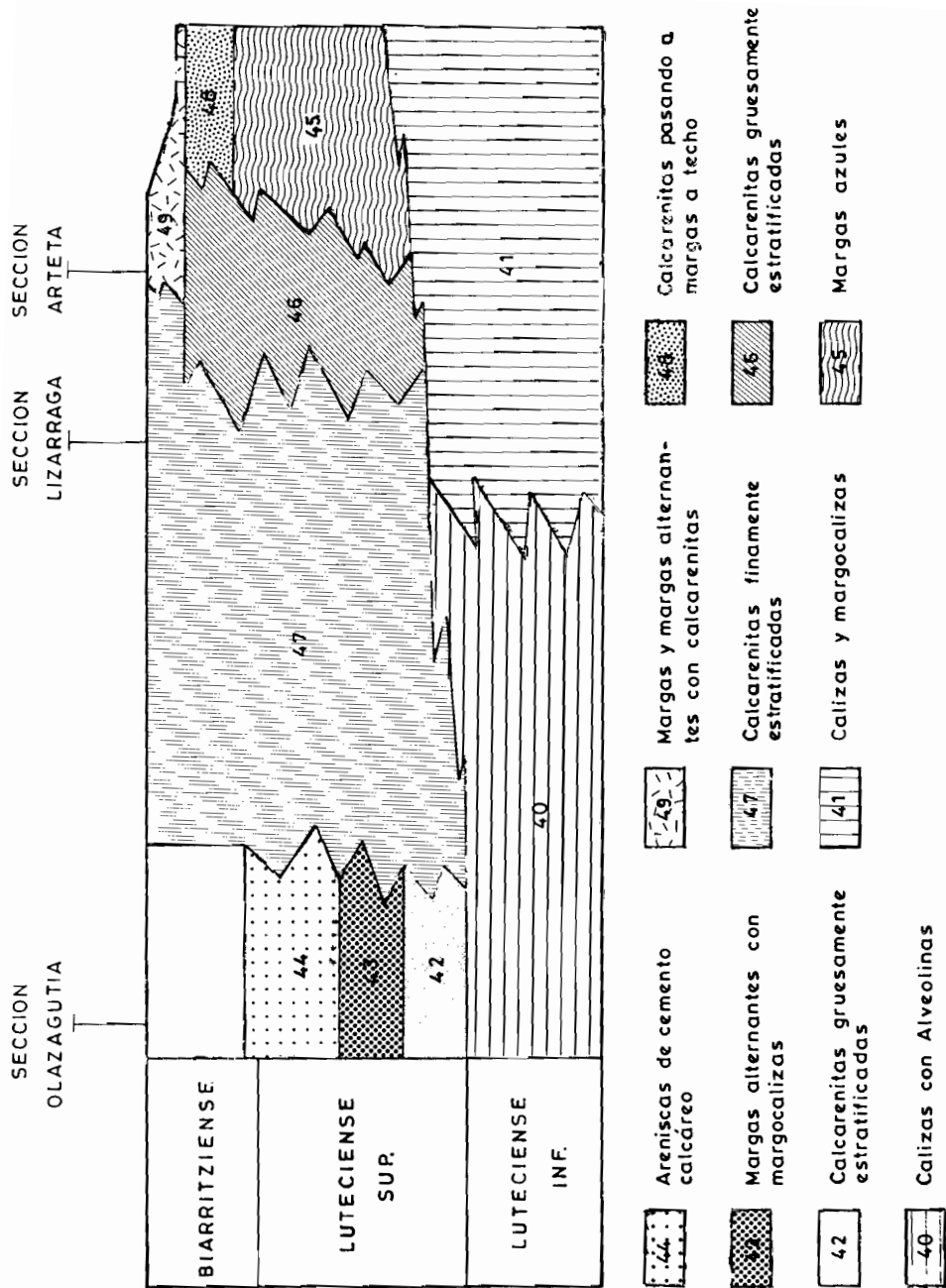


Fig. 1.— Variaciones de facies en el Eoceno Medio



de la falla de Lizárraga. Se ha estudiado en las series de Lizárraga y Arteta.

En la primera localidad está constituido por unos 15 m de calcarenitas bioclásticas y brechoides con niveles de cantos negros, sobre las que se disponen 30 m de calizas con abundantes restos de organismos constructores y calcarenitas bioclásticas con estratificación paralela e irregular. En Arteta la unidad está formada por 75 m de calcarenitas bioclásticas *wackestone-packstone* y calizas margosas, *wackestones* arcillosos, con estratificación paralela. En la ladera N de la Sierra de San Donato, la potencia aumenta considerablemente de O a E, superando la formación los 150 m de espesor. Este aumento es también perceptible entre Lizárraga y Arteta, y en él puede verse la influencia de las manifestaciones diapíricas de Olló y Anoz (en la vecina hoja de Gulina), representadas por las depresiones marginales del abombamiento diapírico.

Microfacialmente se trata de biomicritas y biopelmicritas mal clasificadas y con abundante fauna bentónica.

En Lizárraga se observan secuencias de orden métrico que comienzan con calcarenitas bioclásticas con estratificación cruzada planar, siguen niveles canalizados con brechas de cantos negros en la base, y por último un tramo bioturbado que termina en un nivel de encostramiento. El depósito corresponde a una plataforma interna somera, submareal, que eventualmente puede alcanzar estadios intermareales.

En esta unidad se ha clasificado la siguiente microfauna: *Discocyclina discus* RUT-KAUFMAN, *D. seunesi* DOUV., *Fallogella alavensis* MANGIN, *Globorotalia angulata* (WHITE), *G. trilocolinoides* PLUMM. *G. triangularis* WHITE, *G. compresa* (PLUMMER) y *Operculina heberti* que datan el Thanetiense. En Arteta, además, a techo de la formación se han encontrado *Assilina leymerie* (D'ARCH.) *Nummulites atacicus* LEYM., y *N. couisensis* del Ilerdiense. Por tanto, le asignamos una edad Thanetiense-Ilerdiense.

#### 1.5.9 Margas con intercalaciones de calizas margosas, más frecuentes hacia el techo (39). Cuisiense

Esta unidad aflora fundamentalmente en la Sierra de San Donato, así como en el borde del diapiro de Olló. Al W de la falla de Lizárraga no existe.

En el perfil de Lizárraga esta unidad está formada por unos 45 m de margas calcáreas laminadas y calizas bioclásticas *wackestones* nodulosas, con laminación paralela. Texturalmente corresponden a biopelmicritas. En la Sierra de San Donato existe un espectacular aumento de espesor, hasta alcanzar unos 350 m de materiales litológicamente similares a los de Lizárraga.

Se encuentran ordenados en secuencias de 3-4 m con margas con fauna

bentónica en la base, niveles margocalcáreos nodulosos y bioclásticos con foraminíferos bentónicos y niveles de calizas finas con laminación paralela o irregular a techo. Corresponden a procesos de somerización de relleno de *lagoon* en el contexto de una plataforma interna protegida.

En Lizárraga se ha clasificado la siguiente microfauna: *Globigerina cf. prolata* BOLLI *Globorotalia cf. aragonensis* NUTT., *Cibicides cf. lobatulus* (W y J), *Chilostomella ovoidea* y *Marginulina cf. fragaria* GUMBEL que datan el Cuisiense superior. En la Sierra de San Donato la unidad incluye el total del Cuisiense, al haberse anulado el hiato que en Lizárraga afecta al Cuisiense inferior. Esto, unido a que San Donato debió ser un surco especialmente subsidente durante el Cuisiense, explica la anómala variación de espesores de la formación.

#### 1.5.10 Calizas con Alveolinas (40). Luteciense inferior-base de Luteciense superior

Afloran en Urbasa, al Este de la falla de Lizárraga. En Olazagutia la presente unidad consta de unos 130 m de calcarenitas bioclásticas beiges wackestone y packstone con Alveolinas y abundante glauconita. En ocasiones presentan un aspecto masivo, y generalmente tienen la estratificación difusa.

En términos de FOLK se trata de intrabiomicritas, biomicritas y biopelmicritas fuertemente recristalizadas hasta constituir pseudoesparitas.

La sedimentación tiene lugar en áreas proximales poco profundas de una plataforma interna abierta, en medios submareales a intramareales.

Se han clasificado en Olazagutia las siguientes especies: *Eorupertia magna* LE CALVEZ, *Alveolina levantina* HOTT., *A. gigantea* CHECH-R A. *cf. stipes* HOTT., *A. cf. tenuis* HOTT., y *Orbitolites coplanatus* LAM, que definen una edad de Luteciense inferior.

Más al E el techo de la formación llega a ser Luteciense inferior por lo que atribuimos al conjunto de la unidad una edad Luteciense inferior-base de Luteciense inferior.

#### 1.5.11 Calizas masivas y margocalizas (41) Luteciense inferior-Luteciense superior

Esta formación constituye un cambio lateral de la anterior, y se extiende pues, hacia el E de la falla de Lizárraga.

En el perfil de Lizárraga está formada por un tramo inferior de 30 m de margas calcáreas hojosas y laminadas con niveles intercalados de calizas

wackestone de aspecto noduloso en finos bancos, seguidos por unos 50 m de calcarenitas muy bioclásticas (*packstone-grainstone*) con estratificación paralela que contienen abundante glauconita, sobre todo hacia la base. El techo es un nivel brechoide posiblemente de bioturbación. En Arteta, los niveles equivalentes están formados por unos 110 m de calizas y calizas margosas con estratificación paralela e irregular, con abundante glauconita y frecuentes tintes ferruginosos. Algún nivel contiene nódulos de sílex.

Las muestras recogidas se clasifican como biomicritas, biopelmicritas y bioesparitas con abundante glauconita.

Sedimentológicamente toda la unidad está compuesta de sucesiones granodecrecientes de *wackstones* peletoidales laminados y margas en la parte inferior y de calcarenitas bioclásticas también granodecrecientes y con glauconita en la parte superior, que termina por un nivel de interrupción con brechificación y bioturbación (perfil de Lizárraga). Se interpreta como depósitos de plataforma interna abierta donde las áreas proximales poco profundas estarían ocupadas por la formación anterior (40) mientras que las margas y calizas *wackestone* ocuparían áreas más distales marcando los impulsos transgresivos de esta unidad que a techo presenta la colonización de los fondos en partes más internas.

Se ha clasificado la siguiente microfauna: *Alveolina frumenti formis* SCHWAG., *A. stipes* HOTT., *A. cf. munieri* HOTT., *Discocyclusina sella* D'ARCH., *Nummulites cf. incrassatus* DE LA HARPE *N. millicaput* BOUBEE, *Asterodiscus stellaris* (BRUNN.) y *A. stella* entre otros, que permiten atribuir a la unidad una edad Luteciense inferior a Luteciense superior.

#### 1.5.12 Calcarenitas en bancos gruesos (42). Luteciense superior

Aflora exclusivamente en el ángulo Suroccidental de la hoja.

Está formada por unos 120 m de calcarenitas bioclásticas groseras, color beige claro, que presentan estratificación paralela y ondulada. Contienen glauconita y tintes limoníticos. Presentan microfacies de biomicritas arenosas con abundantes organismos incrustantes en algún caso y matriz recristalizada.

Corresponden a depósitos de plataforma interna carbonatada en condiciones de alta energía, es decir, *shoals* bioclásticos y áreas canalizadas.

Se han clasificado en el perfil de Olazagutia: *Eorupertia magna* LE GALVEZ, *Assilina cf. exponen* SOW., *Asterodiscus cf. stellatus* D'ARCH., *Discocyclusina discus* RUT.-KAUF. *D. nummulitica* GUMB., y *Nummulite cf. aturicus* JOLY y LEY del Luteciense superior.

#### 1.5.13 Margas, margocalizas arenosas y calizas (43). Luteciense superior

Aflora esta unidad también en la esquina suroccidental de la hoja, sección de Olazagutia. Da lugar a una zona deprimida muy recubierta dadas sus características litológicas.

Está constituida por unos 100 m de margas arenosas beigeas con pequeños niveles de margocalizas arenosas y con menos frecuencia calizas intercaladas.

En términos de Folk se trata de biomicritas arcillosas y arenosas con glauconita.

Su depósito se realiza en una plataforma interna en condiciones de bajo hidrodinamismo que permiten la existencia de áreas de decantación que presentan frecuentes flujos terrígenos de influencia continental. Esta unidad es progradante sobre los *shoals* bioclásticos de la unidad anterior.

Se ha observado en ella la siguiente microfauna: *Asterodiscus stella* GUMB., *Asterodiscus stellatus* D'ARCH., *Ammobaculites pyrenaicus* R. GAONA y COL., *Textularia speyeri* REUSS., y *Vulvulina nummulitica* GUMB., que determinan el Luteciense superior.

#### 1.5.14 Areniscas calcáreas (44). Luteciense superior-Biarritziense

Aflora asimismo en la esquina SW de la hoja de Alsasua.

Está constituida por una sucesión de 50 m visibles de *grainstones* arenosos con foraminíferos bentónicos y areniscas calcáreas de grano grueso.

Se interpreta como depósitos de plataforma interna con un área proximal de fuerte influencia continental.

La única fauna encontrada en estos niveles se reduce a fragmentos de *Discocyclinas* y Miliólidos, así que les atribuimos tentativamente una edad Luteciense superior-Biarritziense? teniendo en cuenta las dataciones de las unidades infra y suprayacentes.

#### 1.5.15 Margas azules (45). Luteciense superior-Biarritziense

Afloran en la esquina suroriental de la hoja, inmediatamente al N del diapiro de Ollo.

Corresponden a un nivel de unos 50 m de margas gris azuladas con pequeños niveles margocalcáreos intercalados.

Su sedimentación corresponde a depósitos distales de una plataforma interna somera en condiciones de baja energía.

Atribuimos, por consideraciones regionales, una edad Luteciense superior-Biarritziense a la presente unidad.

#### 1.5.16 Calcarenitas en bancos gruesos (46). Luteciense Superior-Biarritziense

Afloran en la esquina SE de la hoja y corresponden a un cambio lateral de las formaciones 45 y 47 (ver Figura 1).

Está constituida por unos 80 m de calcarenitas bioclásticas *packstone-grainstone* estratificadas en bancos gruesos. Al microscopio aparecen como biomicritas.

Se presentan ordenadas en secuencias con estratificación cruzado planar en la base, laminación paralela encima y por último ondulada. Corresponden a depósitos de plataforma interna bajo condiciones de alto hidrodinamismo.

Se han clasificado en esta unidad *Assilina cf spira*, DE ROISSY *Asterodiscus cf. stellatus* D'ARCH., *Alveolina cf prorrecta* HOTT., y *Nummulites cf aturicus* JOLY-LEYM. que nos permiten asignarla una edad Luteciense superior-Biarritziense.

#### 1.5.17 Calcarenitas algo margosas finamente estratificadas (47). Luteciense superior-Biarritziense

Afloran en la Sierra de Andía, coronando la serie Eocena. Son equivalente lateral de las unidades 42, 43, 44, 46 y 49 (Ver figura 1).

En la sección de Lizárraga constituyen la formación unos 200 m de calcarenitas gruesas, bioclásticas, *packstones a grainstones* esqueléticos con ocasionales ooides y con estratificación cruzada, paralela y ondulada. Los niveles menos calcareníticos son ligeramente margosos.

Al microscopio se presentan como biomicritas, bioesparitas y biopelmicitas con abundantes organismos incrustantes y esporádico contenido en glauconita.

Presentan ordenaciones secuenciales de orden métrico con *grainstones* con estratificación cruzada planar en la base, seguido por tramos más finos con estratificación ondulada y paralela que pueden terminar en superficies ferruginosas. Corresponde a *shoals* calcareníticos y bioclásticos y áreas canalizadas con señales de somerización de las barras representadas por los niveles de lavado, todo ello en el ámbito de una plataforma interna carbonatada.

El contenido paleontológico de la formación es elevado. Se han clasificado: *Asterodiscus stella* GUMB., *Nummulites incrassatus* DE LA HARPE, *Alveolina cf. prorrecta* HOTT., *Eorupertia magna* LE CALVEZ y *N. cf. aturicus* JOLY-LYEM del Luteciense superior. Por observaciones efectuadas en la hoja vecina de Estella, atribuímos el conjunto de la unidad al Luteciense superior-Biarritziense.

#### 1.5.18 **Calcarenitas de color oscuro. A techo, margas (48). Biarritziense**

Afloran en la esquina suroriental de la hoja, al Norte del diapiro de Oilo. La base de la unidad está formada por unos 15 m de calcarenitas bioclásticas de color gris-oscuro con juntas de estratificación margosa que constituyen un resalte sobre el terreno, sobre los que se disponen más de 30 m de margas gris-azuladas con pequeñas unidades calcomargosas intercaladas.

Constituyen un cambio lateral de la formación calcarenítica 46 hacia áreas más distales dentro de una plataforma interna somera, bajo condiciones hidrodinámicas de energía decreciente de muro a techo.

Por correlación con áreas próximas de la hoja de Gulina atribuimos a esta unidad una edad Biarritziense.

#### 1.5.19 **Margas y margas alternantes con calcarenitas (49). Biarritziense**

Afloran en el ángulo SE de la hoja.

Se han estudiado en el perfil de Arteta, donde existen 50 m visibles de margas grises bastante calcáreas con intercalaciones de calizas bioclásticas, *wakstones* arcillosos, más abundantes en la base. Las margas tienen laminación paralela discontinua y las calizas presentan estratificación nodulosa y laminación discontinua. Existen frecuentes superficies limonitizadas.

Se ordenan en sucesiones irregulares calizas-marga, y se interpretan como depósitos distales de la unidad 47, dentro de una plataforma interna carbonatada.

Se han clasificado: *Bolivinopsis mississippiensis* CUSHM., *Ellipsoglandulina multicostrata* GALL.-MOR., *Tritaxilina pupa* GUMB., *Textularia recta* CUSHM., y *Globigerina parva* BOLLI atribuibles al Biarritziense.

### 1.6 CUATERNARIO

#### 1.6.1 **Gravas, limos y arcillas (50). Terrazas altas. Pleistoceno**

Afloran a lo largo del cauce del río Araquil. Están formadas por gravas, generalmente de naturaleza calcárea, limos y arcillas.

#### 1.6.2 **Cantos, limos (51). Glacis. Pleistoceno**

Constituyen extensos recubrimientos en las laderas N de las Sierras de San Donato y Satrústregui.

Se trata de acumulaciones de cantos gruesos y gravas de naturaleza calcárea en una matriz limo-arenosa, y tienen una potencia que no supera los 5 m.

### **1.6.3 Gravas, limos y arcillas (52). Abanicos aluviales. Holoceno**

Se sitúan al S de Echarri-Aranaz. Se trata de depósitos relativamente extensos de gravas de naturaleza calcárea, más o menos redondeados, englobados en una matriz limo-arcillosa que con morfología de abanico se adosan a los fuertes escarpes de Urbasa.

### **1.6.4 Cantos, limos y arcillas (53). Conos de deyección. Holoceno**

A lo largo del curso del río Arquil se localizan unos depósitos de cantos, arcillas y limos con morfología de cono de deyección y que no alcanzan gran desarrollo.

### **1.6.5 Cantos calcáreos con matriz arcillosa (54). Coluviones. Holoceno**

En la ladera N de la Sierra de Urbasa, así como en el Diapirio de Olio se adosan estos depósitos formados por cantos calizos y dolomíticos angulosos englobados en una matriz arcillosa. En algunos casos esta matriz se cementa, dando lugar a auténticas brechas. El espesor que presentan es de hasta 4 m.

### **1.6.6 Limos y gravas (55). Aluvial y terrazas de inundación Holoceno**

Se incluyen en este apartado los sedimentos de origen aluvial acumulados en los ríos y arroyos existentes en la hoja. Están formados por gravas calcáreas, arenas y limos, teniendo escasa importancia salvo los correspondientes al río Araquil.

## **2 TECTONICA**

Desde el punto de vista estructural, dos unidades resaltan inmediatamente al observar la cartografía de la hoja de Alsasua: La mitad septentrional, constituida por terrenos del Jurásico y Cretácico inferior, que salvo en su terminación occidental no presenta pliegues importantes observándose

como una sucesión de escamas de vergencia N buzando monoclinamente al S. Corresponde a la Sierra de Aralar, y forma parte del anticlinorio vizcaíno.

La mitad S, por el contrario, está constituida por sedimentos pertenecientes al Cretácico superior y Terciario marino, suavemente estructurados en forma sinclinal y actualmente modelados como una extensa meseta por lo que regionalmente recibe el nombre de "zona de *plateaux*". Corresponde a las sierras de Urbasa, Andía, San Donato y Satrústegui.

Entre ambas unidades queda la depresión morfológica de la Barranca, constituida por los terrenos margosos y margocalizos del Cretácico superior y Albiense, y cuyo rasgo tectónico más acusado es un sistema de fallas normales de dirección E-W que funciona a manera de graben.

Regionalmente, la unidad de Aralar aparece como prolongación oriental, dentro del Arco Cantábrico, del Anticlinorio Vizcaíno el cual está caracterizado por cabalgar sobre el Sinclinatorio de Vizcaya con vergencias NE y N, según la posición local dentro del Arco.

La zona de los *plateaux* es la prolongación hacia el E del Surco Alavés y enlaza hacia el E por variaciones laterales de facies, con los potentes surcos sedimentarios con deposición de turbiditas del Pirineo Navarro.

En un sentido amplio, ambas unidades aparecen afectadas por la orogénia alpina, ya que, en general, existe una continuidad sedimentaria entre todos los términos desde el Jurásico inferior hasta el Luteciense-Barritzense. Movimientos tempranos como las fases neokimméricas y austricas, han afectado a esta zona con poca intensidad, traducida especialmente en pequeñas paraconformidades e hiatos sedimentarios de indudable importancia paleogeográfica pero sólo muy relativa en cuanto a la tectogénesis.

Tanto al N como al S del extremo oriental de la hoja aflora el Keuper en dos estructuras diapíricas, y asociado a un cabalgamiento en la esquina nororiental. Su importancia en la tectónica como nivel de despegue entre una unidad de zócalo (Paleozoico y Buntsandstein) y otra de cobertera (Mesozoico y Terciario) es grande, como puede deducirse, mejor que de los escasos afloramientos de la hoja, del contexto regional.

## 2.1 TECTONICA REGIONAL

La ausencia en la hoja de terrenos anteriores a la facies Keuper imposibilita en la misma el análisis de las deformaciones hercínicas. Por referencia a áreas próximas como son las hojas de Tolosa, Sumbilla y Gulina, podemos indicar que es la última Fase hercínica, distensiva, la que ha tenido efectos posteriores, controlando el juego de bloques durante los tiempos alpinos.



Corresponde a una etapa de fracturación con directrices principales E-W y edad posiblemente Estefaniense-Pérmico.

Tas una etapa de relativa estabilidad tectónica durante el Triásico y Jurásico, el primer impulso tectónico se sitúa en el tránsito Jurásico-Cretácico, y da lugar a movimientos de tipo epirogenético que ocasiona una elevación generalizada de la cuenca, posibilitando la sedimentación de las series terrígeno-regresivas del Purbeck-Weald. La preexistencia de fracturas hercínicas que compartimentan el zócalo favorece el movimiento diferencial de bloques que a su vez condiciona las diferencias sedimentarias en el Purbeck-Weald. Esta fase corresponde a la neokimmérica, y origina una paraconformidad a escala de la cuenca.

Una nueva pulsación tectónica de tipo epirogénico se produce en el Albiense, y tiene por consecuencia el rejuvenecimiento de los relieves emergidos y por tanto un aumento de los aportes terrígenos en la cuenca. Los límites de los macizos hercínicos adquieren una configuración similar a la actual. Esta fase corresponde a la Aústrica, y es muy posible que durante la misma comience de manera incipiente la actividad diapírica en la región.

El Cretácico superior corresponde a una etapa de distensión generalizada que trae consigo la extrusión de material volcánico en amplias áreas de la cuenca cantábrica, así como el proceso de apertura del Golfo de Vizcaya. Se detectan algunos movimientos que provocan pequeñas paraconformidades locales durante el Coniaciense superior-Santoniense inferior y en el Campaniense superior, ligados probablemente a deformaciones de las masas plásticas del Keuper.

Los esfuerzos de compresión de la orogenia alpina comienzan a partir del Campaniense, aunque su mayor intensidad tiene lugar en el Terciario, durante el Eoceno superior (fase pirenaica), Oligoceno (fase Sávica) y Mioceno (fase Staírica). La Cuenca cantábrica se estructura según orientaciones que van de la NW-SE (directriz cantábrica) a la E-W (directriz pirenaica) con vergencias fundamentalmente al NE y N respectivamente. En el área ocupada por la hoja de Alsasua, en la parte más meridional del Arco Vasco, la directriz fundamental es la E-W.

Hay que resaltar la importancia que han tenido los niveles plásticos del Keuper en la etapa tectogenética al desolidarizar el zócalo de la cobertera permitiendo el despegue de la misma.

## 2.2 DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

Desde el punto de vista estructural, la hoja de Alsasua puede dividirse en dos grandes áreas:

1. La unidad septentrional, formada por materiales del Jurásico y Cretácico inferior afectados por cabalgamientos de dirección E-W y vergencia N.
2. La mitad meridional, ocupada por sedimentos del Cretácico superior y Terciario, afectados por un plegamiento grave de dirección asimismo E-W y ligeramente fracturados.

Se han distinguido pues, las siguientes unidades tectónicas para el mejor estudio estructural de la hoja:

- 2.2.1. Unidad de Aralar.
- 2.2.2. Depresión de la Barranca.
- 2.2.3. Zona de los *plateaux*.
- 2.2.4. Diapiros de Olo y Lecumberri.
- 2.2.5. Area nororiental.

### 2.2.1 Unidad de Aralar

Bautizada por LAMARE (1936) como "Ecaille d'Aralar" constituye uno de los elementos tectónicos más característicos de los Pirineos Vascos. Sus dimensiones (con una longitud de unos 30 km y una anchura media de unos 10 km) hacen que escape del marco de esta hoja. Así, faltan parte de la terminación septentrional, correspondiente a la hoja de Tolosa, y de la terminación oriental, perteneciente a la hoja de Gulina.

Estratigráficamente se compone de terrenos jurásicos y urgonianos de naturaleza esencialmente carbonatada, lo que le confiere una morfología abrupta y maciza, con algunas depresiones interiores en los terrenos relativamente blandos del Purbeck-Weald. Tectónicamente se disponen en una dirección general E-W o WNW-ESE, cabalgando hacia el N, y con buzamientos hacia el Sur entre 20 y 80°.

Vista en conjunto, esta unidad se presenta como un anticlinal que, de W a E, evoluciona a anticlinal volcado, pliegue falla y finalmente por desaparición del flanco N, en cabalgamiento.

Particularmente interesante es la terminación W de la estructura, en forma de espectacular "caja de huevos" por interferencia de dos sistemas de plegues. Así, el anticlinal principal, de dirección aproximada WSW-ENE, con eje sumergiéndose al W se ve afectado por un sinclinal de dirección NNW-SSE, dando una estructura en forma de ensilladura, completado por un anticlinal paralelo que forma el domo de Ataún. Esta interferencia de pliegues, que pudiera resultar extraña en el contexto de la hoja, presenta otros ejemplos en la zona de Huici, en la hoja inmediata de Tolosa.

En todos estos casos es muy clara la influencia del Keuper como nivel de despegue, aunque aquí no es probable que esta estructura se deba a una

intumescencia halocinética profunda dada la fuerte componente de compresión en dirección WSE-ENE.

En el conjunto de la Unidad de Aralar el domo de Ataún representa el "arranque" de la actual disposición tectónica de escama cabalgante al N. Inmediatamente al E de la misma el pliegue evoluciona a un anticlinal invertido de vergencia N, e inmediatamente se produce el cabalgamiento del flanco S sobre el flanco N, el cual comienza a su vez a cabalgar (fuera ya de la hoja de Alsasua) sobre el Supraurgoniano.

Una importante falla transversal, el "cizallamiento de Azcárate" (LAMARE, 1936) hace desaparecer el flanco N, constituido por las calizas urgonianas, del cual hacia el E, sólo se conservan pequeños retazos adosados al cabalgamiento principal de la sierra.

Como accidentes menores de este borde N de Aralar debemos señalar una serie de fallas transversales a la estructura, de relativamente poco salto en relación con su longitud y ocasionalmente con una fuerte componente de desgarre que presenta direcciones aproximadas NE-SW.

Otro elemento tectónico importante de esa unidad es el cabalgamiento de Oderiz, que hace aparecer de nuevo el Jurásico. Se presenta relativamente paralelo al principal, con lo que en este sector Aralar adquiere la estructura de dos escamas paralelas. Las capas se presentan buzando monoclinalmente al S y solamente en las proximidades de la falla se producen buzamientos al N, realmente insólitos en toda la serie. Un accidente satélite hace repetir parte de la serie en la zona occidental de la estructura. Existen asimismo fracturas de dirección NE-SW con cierto componente de desgarre.

La terminación oriental de la Sierra, de la que la hoja de Alsasua sólo comprende una parte, presenta una zona de falla de dirección NNW-SSE que corta un bisel a las dos escamas anteriormente descritas. El frente de cabalgamiento principal a partir de esta falla sufre un brusco cambio de dirección, pasando de E-W a NW-SE. Este accidente transversal es posible que se relacione con la existencia de una zona de debilidad en conexión con una falla de zócalo importante, como lo insinúa la alineación diapírica de Lecumberri-Ollo y Anoz ya en la hoja de Gulina.

En el borde S de la Unidad de Aralar se presentan bien diferenciadas sus dos mitades: la oriental, con mayor desarrollo de los tramos urgonianos (que llegan hasta el Albiense medio) y la occidental en que sobre series urgonianas más reducidas se dispone el conjunto arcillo-arenoso supraurgoniano. En la mitad oriental existen dos sistemas conjugados de fracturas de escaso salto, según direcciones medias N25W y N20E.

En el sector occidental no son apreciables estos sistemas de fallas, dado el carácter de los materiales y las malas condiciones de observación.

### 2.2.2 Depresión de La Barranca

Denominamos de este modo la zona que queda comprendida entre la Sierra de Aralar al N y la zona de *plateaux* al Sur. En ella predominan los materiales del supraurgoniano y el Cretácico Superior margo-calcáreo.

La uniformidad litológica por un lado y el abundante recubrimiento por glaciares y terrazas fluviales por otro, dificulta extraordinariamente la cartografía, y por consiguiente, el establecimiento de los rasgos tectónicos.

La Sierra de Aralar queda limitada por una falla normal de gran longitud y dirección E-W, que pone en contacto el supraurgoniano con términos del Cretácico superior cada vez más altos conforme nos acercamos al borde E de la hoja en que el salto es máximo. Hacia el W es imposible seguir la falla, ya que transcurre dentro del supraurgoniano y no hay criterios morfológicos que permitan detectarla. Paralela a ella se dispone la falla de Satrústegui, también de gran longitud, probablemente antitética de la anterior, por lo que esta zona tendría la estructura aproximada de una Fosa tectónica, cuyo bloque hundido está ocupado por el Cretácico Superior en disposición sinclinal con el eje sumergiéndose al E.

En la zona occidental los cambios de facies del Supraurgoniano hacen que el contraste litológico permita mejores observaciones estructurales.

Unos 3 km al N de Alsasua, las calcarenitas del Albiense superior-Cenomaniense inferior dibujan un sinclinal de dirección NSW-ENE, cuyo eje se levanta al E. Esta estructura es cortada por el W por una falla de dirección NW-SE, que hace desaparecer el flanco Sur, de forma que el sinclinal da paso a una corrida de calcarenitas con buzamiento al S. Al Sur de las mismas, y en contacto también por fractura, se conserva otro sinclinal con núcleo de Cretácico Superior y levantamiento del eje hacia el E, al Sur de la cual se presenta otra estructura, correspondiente probablemente a un anticlinorio con cierta complejidad que no se ha podido representar dadas las pésimas condiciones de afloramiento.

### 2.2.3 Zona de los plateaux

Al Sur de la falla de Satrústegui se disponen dos ejes sinclinal-anticlinal bastante apretados, acompañados de dos fracturas más o menos paralelas a la dirección de aquellos, lo cual contrasta con la relativa sencillez estructural del resto de la zona.

La sierra de San Donato forma un sinclinal muy abierto cuyo eje tiene una dirección W-E, levantándose hacia el W. En el límite oriental de la hoja se sitúa inmediatamente al N del diapiro de Olló, y al S del de Anoz, ya en la hoja de Gulina. Probablemente existía el sinclinal durante la emersión de

ambos diapiros en el Eoceno medio, y como consecuencia se comprimieron considerablemente sus flancos además de que su eje experimentó un levantamiento.

Al S de la Sierra de San Donato se encuentra el anticlinal de Ergoyena, paralelo al sinclinal anterior y también muy abierto. Ambos son bellos ejemplos de relieve invertido, al fracturarse la charnela anticlinal por esfuerzos de tensión durante el plegamiento, lo cual permitió la erosión posterior. Se observa una alineación del eje con el diapiro de OIlo, con el que probablemente está genéticamente relacionado.

El anticlinal de Ergoyena está fracturado por una falla con fuerte componente vertical y dirección aproximada NW-SE.

Al W de la misma, el anticlinal se prolonga mediante una serie de estructuras apretadas que en conjunto dibujan un anticlinorio, cuyo eje está ligeramente desplazado al N.

Aproximadamente en el límite geográfico de las Sierras de Urbasa y Andía existe un accidente tectónico llamado por MANGIN (1958) falla de Zumbel, y que nosotros vamos a denominar falla de Lizárraga. Tiene una dirección sensiblemente N-S, y un salto de unos 200 m. La disposición de los estratos sugiere una doble interpretación, y así puede admitirse que se trate de una falla de tijera, o bien un desgarre de tipo dextral, o tal vez haya funcionado de ambas formas. Los cambios de facies y espesores que en las proximidades de la falla afectan a los niveles Paleocenos y Eocenos hacen pensar que ésta es reflejo de un accidente de zócalo de singular importancia paleogeográfica.

La sierra de Urbasa constituye un amplio sinclinal cuyo eje, a partir de la falla de Lizárraga, tiene una dirección NE-SW en principio y tras hacer una inflexión pasa a quedar W-E. Hacia el W de la falla, en la sierra de Andía, sigue una dirección N100E y tras experimentar una inflexión queda también W-E. La estructura es muy abierta.

Por geofísica se ha detectado un anticlinal en profundidad en la Sierra de Urbasa, cuyo eje, paralelo al sinclinal, está situado más al N. Su génesis estaría relacionada en los cambios de facies del Campaniense, que disminuye su potencia de N a S de la sierra, provocando un comportamiento diferencial de los materiales ante los esfuerzos.

#### 2.2.4 Diapiros de OIlo y Lecumberri

El primero de ellos tiene una forma casi circular, con un ligero alargamiento en dirección NO-SE, la misma del anticlinal de Ergoyena. Su borde S presenta el desarrollo de varias fallas radiales. Se constata que ya en el

Paleoceno el diapiro estuvo actuando llegando a perforar en el Luteciense (KIND, 1967).

El diapiro de Lecumberri en su mayor parte está situado en la vecina hoja de Tolosa. Se aparta del esquema clásico de diapiro perforante de forma más o menos circular, para aparecer, más bien, como una extrusión diapírica relacionada con una etapa de fuerte tectonización, de tal manera que aparece deformado y adaptado, grosso modo, a los pliegues y cabalgamientos de esta zona. Aunque probablemente los fenómenos halocinéticos se hayan manifestado con anterioridad, como ocurre en muchas estructuras diapíricas de la región, la fase de extrusión es posterior a los niveles más modernos de la serie flyschoides local, y está relacionada, por tanto, con los movimientos alpinos.

### 2.2.5 Area nororiental

Esta zona comprende los terrenos cabalgados por la unidad de Aralar, formados por el Supraurgoniano y el Cretácico superior en facies flysch. Esta zona se encuentra dividida en dos por el diapiro de Lecumberri.

La zona oriental aparece limitada, pues, por tres importantes accidentes: un cabalgamiento de vergencia SW, el mencionado diapiro de Lecumberri y el cabalgamiento de Aralar. El primero de los mismos ha sido denominado por VOLTZ (1964) como "cabalgamiento de Erreca". Los tramos pizarrosos del Albiense cabalgan al Cretácico Superior según una dirección NW-SE, es decir, sensiblemente paralela a la dirección, en esta zona, del cabalgamiento de Aralar. En algunos puntos del cabalgamiento se produce la salida del Keuper, que ha actuado como nivel de despegue. La estructura del Cretácico superior consiste en un sinclinal volcado de vergencia NE, con su flanco SW invertido.

La zona al W del diapiro de Lecumberri también presenta una estructura sinclinal en rasgos generales con dos pliegues sinclinales y uno anticlinal intermedio vergentes asimismo al NE. Los ejes se adaptan de nuevo a las direcciones generales de la unidad de Aralar, o sea, de E-W a WNW-ESE.

## 3 GEOMORFOLOGIA

El relieve de la hoja de Alsasua se caracteriza por su elevado contraste con fuertes desniveles entre las aplanadas y elevadas sierras de Urbasa –

Andía y Aralar y el profundo valle del río Araquil que recorre la hoja en dirección E-W y separa ambas alineaciones orográficas.

Esta disposición del relieve obedece fundamentalmente a una interferencia entre los procesos erosivos fluviales y al dispositivo estructural de los materiales de la región.

El fuerte ataque a que han sido sometidos los mismos configura un modelado típicamente jurásico en tránsito a un relieve invertido en el que se reconocen claramente un conjunto de *combes* y *sinclinales colgados*. Destaca por su espectacularidad el sinclinal colgado de la Sierra de San Donato. Junto con estas grandes morfologías se desarrollan numerosas *cuestas* y *hog-backs* y en menor proporción algunas *barras*. Quizás sean los frentes de cuesta de considerables dimensiones, tales como las de la S<sup>a</sup> de Urbasa y Satrústegui, los que llaman más poderosamente la atención.

Cuando alternan capas de diferente resistencia a la erosión producen en algunos lugares una morfología en *chevrons*.

En el extremo SE del mapa existe un emplazamiento diapírico en la zona de Olo, cuyos materiales, más deleznable, han sido evacuados y se dibuja en esta zona un amplio anfiteatro de paredes muy escarpadas constituidas por las formaciones de contacto del diapiro.

La característica geomorfológica más sobresaliente de esta zona viene dada por el desarrollo de una intensa karstificación que, en muchos casos, deja totalmente acribillado el terreno de depresiones cerradas. Estos procesos de disolución se producen sobre formaciones carbonatadas del Jurásico, Cretácico inferior y Terciario.

Se diferencian dos áreas kársticas. La primera, situada al Norte, constituye el macizo de Aralar, de edad Jurásico y Cretácico inferior y la segunda, al Sur se desarrolla sobre los materiales terciarios que forman parte de las Sierras de Urbasa y Andía, habiendo sido estudiada la primera por BIELZA (1969).

En ambas áreas aparecen numerosas depresiones cerradas. En ocasiones, las *dolinas* se presentan aisladas, pero, por lo general, aparecen agrupadas constituyendo *áreas de intensa dolinización*. Normalmente muestran alargamientos o bien se disponen alineadas según líneas de fracturación; otras veces la orientación es paralela a los planos de estratificación y creemos que obedece a paquetes calizos más aptos para la karstificación que otros.

Desde el punto de vista morfológico se reconocen los tres tipos de dolinas de la clasificación de CVIJIC, es decir, dolinas en cubeta, en embudo y en ventana. Por lo general, las dimensiones de las dolinas son de orden decamétrico. Otras veces, al producirse la coalescencia de dolinas se generan *uvalas* de dimensiones variables, alcanzando alguna de ellas tamaños próxi-

# ALSASUA

114

24-07

## MAPA GEOMORFOLOGICO



### LEYENDA

#### MODELADO KARSTICO

- Areas con intensa dolinización
- Dolinas, uvalas
- Depresiones cerradas
- Polje
- Sumideros

#### MODELADO ESTRUCTURAL

- Barras y hog-backs
- Cuestas
- Chevrons
- Líneas de capa dura

#### MODELADO DEPOSICIONAL

- Terrazas bajas y/o llanura de inundación
- Terrazas
- Abanicos
- Abanicos antiguos
- Glacis-cono

#### MODELADO DE LAS VERTIENTES

- Coluviones
- Deslizamientos gravitacionales

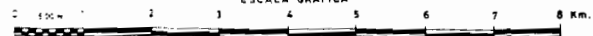
#### RED FLUVIAL

- Red fluvial principal
- Gargantas y hoces
- Colados de divergencia fluvial

#### MODELADO ANTROPICO

- Núcleos urbanos

ESCALA GRAFICA





mos a los 2 km; suelen ser de forma alargada y su eje mayor es paralelo a fracturas o a la estratificación.

Ligado a los procesos de disolución aparecen lapiares cubiertos, del tipo estructural y oqueroso, en los que se observan rellenos en los intersticios de terra rosa.

En la zona suroccidental se localiza una parte del extremo septentrional de una gran depresión cerrada con características típicas de *polje*. Se trata del polje del Raso de Urbasa; en él se diferencian un fondo aplanado con una leve inclinación hacia el Norte, donde se localizan dos *sumideros* que colectan la escasa red existente en su fondo. Sus dimensiones mayores son de 3,5 km en dirección NE y 4 km en sentido E-O. Las vertientes del polje son escarpadas y al Sur, en la vecina hoja de Estella, se reconocen dos superficies de aplanamiento por disolución que nos hablan de la existencia de distintas etapas en su evolución, que deben de obedecer a cambios climáticos en los que alternan etapas de sequedad con otras más húmedas.

Más al E aparecen dos grandes *depresiones cerradas*, orientadas en dirección surmeridiana con claros condicionamientos tectónicos dado que por el borde occidental de ambas depresiones discurren importantes fallas. La depresión mayor (Zumbel) presenta una dimensión máxima de 4 km y una anchura próxima al km.

Aunque presenta las características de polje, su fondo es muy irregular y carece de la planitud tan manifiesta de esas formas. Así, en su borde Norte se reconoce un área de intensa dolinización que pasa, al Sur, mediante un leve escarpe a dos grandes uvalas, para desarrollarse finalmente en su extremo centro-meridional una zona con algunas dolinas esporádicas. Bielza lo califica como polje e indica que existe en el mismo una profunda sima que ocasionalmente funciona como una *estavelle* inundando temporalmente el polje. La otra depresión, más oriental, tiene un tamaño menor y su eje mayor está próximo a los 2 km y su anchura es de unos 700 m. Presenta un fondo salpicado de dolinas y uvalas y no aplanado. Por otra parte, en su extremo NW se observa una captura incipiente de la red fluvial por lo que podría calificarse como depresión semicerrada.

Toda esta intensa karstificación obedece sin duda a un conjunto de características favorables a la misma, tales como planitud del relieve (condicionamiento estructural), litologías favorables, precipitaciones elevadas y consecuentemente abundante vegetación. Todos estos factores favorecen los procesos de disolución de las calizas que se manifiesta, fundamentalmente, por las numerosas formas exokársticas reseñadas y también por el desarrollo de un complejo endokarst. Toda la percolación del agua en los macizos discurre por la red de conductos, túneles y galerías y finalmente aparecen en

la superficie mediante numerosas surgencias, que son muy ostensibles al pie de las Sierras Urbasa-Andía.

En el centro de la hoja y separando los macizos de Aralar y Urbasa-Andía discurre el río Araquil por un amplio valle instalado sobre los materiales más blandos del Cretácico superior. Este río, de moderado caudal, elabora una *llanura de inundación* cuya anchura se aproxima en algunas zonas al km y se reconocen también al menos dos niveles de terrazas encajadas.

En este mismo valle y sobre todo en su margen izquierda se reconocen un conjunto de conos o *abanicos* aluviales que se han instalado en distintas etapas. En la zona de Torrano-Arbizu se reconoce un nivel elevado de varios km de desarrollo de ligera pendiente y que está profundamente disectado por la red. Los materiales dominantes son finos y su superficie presenta una morfología de glacis. A este nivel lo hemos denominado como *glacis-cono*.

Otro conjunto muy significativo se desarrolla al pie de las cuestras de Urbasa-Andía-Satrústegui. Se trata de depósitos procedentes de estas sierras, con morfología de abanico, de pendiente considerable y que quedan colgadas con respecto a la llanura de inundación del río Araquil y, a su vez, erosionadas por la red fluvial. Finalmente se reconocen un conjunto de abanicos o conos subactuales que fosilizan en muchos casos la llanura de inundación.

Adosados a los importantes escarpes de las sierras se localizan de forma bastante generalizada una serie de depósitos gravitacionales que generan canchales que tapizan los vertientes del área. Se han cartografiado como *coluviones* en los puntos que se han considerado como más significativos. En el extremo occidental de la Sierra de San Donato y en su vertiente Sur se localiza un extenso *deslizamiento gravitacional*.

La red fluvial presenta un nulo desarrollo en los macizos kársticos excepto en los fondos de los poljes donde discurre una cierta distancia y desaparece en los *ponors*. En el resto del área no sometida a los procesos de karstificación la red secundaria se presenta fuertemente encajada, generando en algunos casos profundas *gargantas*.

#### 4 HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se dará una visión generalizada de la evolución sedimentaria y tectónica del sector abarcado por la hoja de Alsasua, teniendo en cuenta los datos alcanzados mediante el estudio de la misma así como los referentes a áreas cercanas, obtenidos de la bibliografía regional.

Tras la etapa tectogenética hercínica, una etapa distensiva tardihercínica tiene singular importancia en la posterior evolución paleogeográfica de la región, al marcar zonas de fractura de directrices fundamentalmente E-W que posteriormente han rejugado durante los tiempos alpinos. El final de esta fase trae consigo la emersión del macizo hercínico y el posterior desmantelamiento erosivo del mismo, permitiendo la sedimentación de potentes series clásticas durante el Pérmico superior y Trías inferior, principalmente en las áreas deprimidas del zócalo. El Muschelkalk presenta facies de plataforma marina somera bajo influjo de mareas, y abre paso a la facies Keuper, depositada en medios transicionales restringidos del tipo *sebkh* litoral. En el Keuper se emplazan importantes masas de rocas volcánicas básicas de tipo ofítico.

Durante el Jurásico, la sedimentación tuvo lugar dentro de una extensa plataforma carbonatada. La unidad inferior (Rethiense-Sinemuriense inferior) corresponde a una secuencia transgresiva en el ámbito de dicha plataforma, iniciándose la sedimentación en medios restringidos con alta concentración salina y periódicas invasiones de aguas de salinidad normal, que darían lugar a depósitos alternantes de carbonatos y evaporitas que posteriormente formarían por disolución de las evaporitas brechas carbonatadas de colapso. A techo de esta unidad se establece ya un régimen marino somero francamente abierto, con desarrollo de ambientes intermareales y submareales con *shoals* oolíticos y bioclásticos.

El máximo transgresivo del Jurásico se alcanza con los depósitos margosos del Lías superior, depositados en una plataforma externa relativamente profunda.

A techo de esta formación se inicia una secuencia regresiva con disminución de la batimetría y señales de mayor proximidad dentro de la plataforma. Durante el Dogger la sedimentación corresponde a una plataforma interna bajo condiciones de libre circulación de las aguas en la cual es posible identificar áreas de baja energía, zonas en que existen corrientes tractivas de fondo y áreas de alta energía con desarrollo de un sistema de barras y canales.

A finales del Dogger debió producirse un rejuvenecimiento de los relieves emergidos que tuvo por consecuencia el progresivo aumento de aportes terrígenos durante el Malm. En el límite Calloviense-Oxfordiense, VILLA-LOBOS y RAMIREZ (1971) señalan la existencia de una posible paraconformidad, al igual que sucede en otras áreas de la Península. La sedimentación sufrió un cambio, encontrándose a partir de este momento facies más clásticas.

El ciclo Jurásico culmina con el desarrollo durante el Kimmeridgiense

de un complejo oolítico-recifal. En la hoja, las facies de carácter recifal aparecen constreñidas a la zona próxima al Nacedero de Iribas y los afloramientos de Irumuga, en la escama de Oderiz, mientras que más al W se desarrollan facies bioclásticas y oolíticas de alta energía.

En resumen, la sedimentación del Jurásico tiene lugar, según se ha descrito, en una extensa plataforma carbonatada. La subsidencia de la misma está controlada (SOLER y JOSE, 1972) por diversos accidentes paleotectónicos que condicionan áreas con subsidencias diferenciales, estructurándose en una serie de cubetas y altos fondos de alineación WNW-ESE y que serían reflejo de accidentes de zócalo. La sierra de Aralar corresponde a una de estas cubetas.

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 Echarrí, en las proximidades del borde N de la hoja de Alsasua.

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.

El Aptiense marca el inicio de una importante transgresión. Comienza con la instauración de condiciones marinas someras con importantes aportes detríticos, que al disminuir permiten la instalación de los arrecifes urgonianos y su cortejo de facies asociadas.

Uno de los rasgos paleogeográficos más destacados en esta zona durante el Cretácico inferior es la fuerte diferenciación en la sedimentación durante el Albiense. Así, mientras en la zona occidental se inicia una sedimentación terrígena de tipo deltaico con aportes provenientes del SW, (tramo supraurgoniano de arenas y arcillas), en la zona oriental prosiguen las facies urgonianas a lo largo de gran parte del Albiense. Esta zona de mayor desarrollo arrecifal debe estar relacionada con fenómenos locales de subsidencia a los que quizás no sean ajenos movimientos halocinéticos del Keuper subyacente.

Esta diferenciación de la cuenca permanece durante todo el Albiense.

Al E de la hoja de Alsasua permanecen condiciones de sedimentación poco detrítica, que hacia el N de Aralar presenta características euxínicas, mientras que por encima del supraurgoniano más detrítico del W existe un nuevo episodio arrecifal con calcarenitas oolíticas en la zona de Alsasua.

Durante el trascurso del Albiense ocurre una segunda pulsación tectónica, correspondiente a la fase austrica, que tiene como consecuencia la ya citada reorganización y diferenciación paleogeográfica mediante un mecanismo de movimientos epirogenéticos diferenciales del zócalo dentro de una tectónica de bloques. Los límites de los macizos paleozoicos adquieren una configuración parecida a la que presentan en la actualidad.

En el Cretácico superior la cuenca está diversificada. Al N del cabalgamiento de Aralar se establece un surco subsidente con potentes depósitos de tipo "flysch" en los que se intercalan niveles calcareníticos, reflejo de condiciones más someras dentro de la historia de la sedimentación turbidítica que corresponden a momentos de mayor uniformidad de la cuenca.

Al S de Aralar, por el contrario, existe una potencia sedimentación de facies margosas de plataforma distal. El inicio a comienzos del Cenomaniense del levantamiento del anticlinal vizcaíno da lugar al desplazamiento del eje de la cuenca hacia el S, localizándose hacia la mitad del Cretácico superior en el meridiano de Vitoria, lo cual origina un surco muy subsidente donde se llegan a depositar de 1.500 a 2.000 m de serie durante el Cretácico superior.

La máxima batimetría se alcanza durante el Turoniense. En el Coniaciense superior o Santoniense inferior existe un hiato sedimentario en algunos puntos de la cuenca que marca el inicio de una regresión. A partir del Santoniense superior ésta se siente de forma clara en los borde de la cuenca, y ya en el Campaniense superior afecta a las zonas centrales. En el Maastrichtiense continúa la regresión. En la hoja de Alsasua existen en esta época dos litofacies distintas: al W se depositan calizas y calizas arenosas, mientras que hacia el E lo hacen calizas y margas, de donde se deduce que, localmente al menos, existiría un borde de cuenca al W durante el Maastrichtiense.

En el Paleoceno inferior continúa la regresión y el ámbito de depósito es más somero, de tipo arrecifal. La actual estructura sinclinal de San Donato funcionó como un pequeño surco local durante esta época. Con el comienzo del Montienense se empieza a vislumbrar un mar más generalizado, con abertura hacia el N. En la sierra de Andía se depositan calizas arrecifales, mientras que más al N lo hacen margas y calizas de plataforma relativamente profunda. Asimismo se producen al comienzo de este período pulsaciones tectónicas que condicionan la sedimentación de brechas intraformacionales.

Durante el Thanetiense las facies son más profundas que en el resto del Paleoceno, de donde se deduce que en esta época se inicia una transgresión con algunas oscilaciones regresivas.

En el Herdiense comienza una nueva regresión con retirada del mar hacia el N y sólo hay sedimentos de esta edad al N del paralelo del puerto de Lizárraga. El Cuisiense constituye un nuevo evento transgresivo. El mar cuisense se ve afectado casi con seguridad, por movimientos correspondientes a la fase prepirenaica que impiden la sedimentación en la parte occidental de la hoja, y permiten una subsidencia importante en la oriental.

Durante el Luteciense inferior la zona se enmarca dentro de una transgresión general que al W de la hoja comienza con calcarenitas gruesas y en la parte E pasa a facies más profundas, lo que de nuevo insinúa la presencia de un borde de cuenca hacia el W. Dado que aún más al E las facies son de nuevo menos profundas, en realidad se trataría de una pequeña subcuenca con la zona más subsidente situada hacia la Sierra de San Donato. En el Luteciense superior y Biarritziense existe una mayor movilidad de la cuenca, probablemente debida a un basculamiento que levantó la zona occidental de la hoja, donde se depositan materiales gruesos, casi microconglomerados, en un medio agitado (glauconita) con fuertes corrientes. Hacia el E los depósitos son más profundos y tranquilos, lo que nos indica un dispositivo paleogeográfico similar al del Luteciense inferior.

De acuerdo con los datos estratigráficos de esta hoja, los movimientos orogénicos principales han tenido lugar con posterioridad al Biarritziense. Por consideraciones regionales podemos situar las fases de más intenso plegamiento en el Eoceno superior (Fase Pirenaica), Oligoceno (Fase Saávida) y Mioceno (fase Staírica). La fase de distensión posterior origina diversas fallas normales con hundimiento de la actual zona central entre las sierras de Aralar y las de Andía y Satrústegui.

## 5 GEOLOGIA ECONOMICA

### 5.1 MINERIA Y CANTERAS

En la hoja de Alsasua no existe ninguna explotación minera, y tampoco son abundantes las labores a cielo abierto. La más importante de ellas, en las proximidades de Alsasua, explota las calizas arrecifales y calcarenitas del Albiense superior-Cenomaniense inferior para la fabricación de cementos, mezcladas con las margas del Cretácico superior. Existen también algunas

canteras de menor entidad, la mayor parte de ellas abandonadas o de funcionamiento episódico, que se benefician de los niveles calcáreos, ya sean urgonianos, Paleocenos y Eocenos, para aprovechamiento como áridos. Por último, al N de Bacaicoa existe una cantera de arcillas aprovechadas en tejería.

## 5.2 HIDROGEOLOGIA

Dada la abundante pluviosidad de la zona, varios son los niveles susceptibles de aprovechamiento hidrogeológico en la hoja de Alsasua.

El principal puede ser la caliza urgoniana, que a una buena permeabilidad por fisuración y carstificación une una gran superficie de recarga.

También las calizas del Eoceno medio, que constituyen el núcleo del Sinclinal de Urbasa-Andría, presentan características favorables como acuífero con permeabilidad por fracturación y carstificación, teniendo como impermeable en la base los niveles más margosos cuienses.

Menor interés presentan otros niveles calcáreos, como son las calizas del Dogger-Malm, selladas por las margas del Lías superior en la base y los tramos arcillosos del Purbeck-Weald a techo, o los tramos más calcáreos del Paleoceno, cuyo muro impermeable son las margas del Cretácico superior, sin que puedan descartarse como objetivos favorables con cierto interés local.

De forma todavía más marginal, y en cualquier caso para la obtención de pequeños caudales, pueden resultar localmente interesantes los niveles más arenosos del supraurgoniano y los limos y gravas de las terrazas del Río Araquil, con buena permeabilidad por porosidad.

## 6 BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J. (1971).— “Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica”. *Est. Geol.* V 27, pp. 325-334.
- AGUILAR, M.J. (1975).— Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica”. *Est. Geol.* V. 31, pp. 1-213.
- ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1946).— “Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo Navarro. VI-Algunos datos paleontológicos de la región subpirenaica navarra”. *Not. y Com. IGME.* N° 16, pp. 75-87.

- AMIOT, M. (1982).— "El Cretácico superior de la región Navarro-Cántabra" en *"El Cretácico de España"*. Univ. Comp. Madrid, pp. 88-111.
- BARROSO, M.J. (1944).— "Briozoos del Maastrichtiense de Olazagutia (Navarra)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. XII, pp. 287.
- BATALLER, J.R. (1945).— "Bibliografía del Cretácico de España". *Est. Geol.* núm. 1, pp. 7-10.
- BIELZA, V. (1969).— "El modelado kárstico de Urbasa". *Tomo Homenaje al Dr. Canellas*. Facultad de Filosofía y Letras. Univ. Zaragoza. pp. 101-119.
- BOILLOT, G. (1980).— "De la subduction à la collision: l'exemple des Pyrénées". *Bull. B.R.G.M.* Secc. 1 núm. 2, pp. 93-101.
- CARBALLO, A.; LEON, L. y VILLALOBOS, L. (1977).— "Memoria explicativa de la hoja núm. 115 (Gulina). MAGNA". *IGME*, Madrid, pp. 1-61.
- CARRERAS, F.J. (1973).— "Informe geológico de la unidad hidrogeológica de Urbasa-Montes de Vitoria". C.G.S. (Inédito).
- CARRERAS, F.J.; OLMO, P.; PORTERO, J.M. y RAMIREZ, J. (1976).— "Memoria explicativa de la hoja núm. 113 (Salvatierra). MAGNA". *IGME*, Madrid, pp. 1-33.
- CARRERAS, F.J.; RAMIREZ, J. y AGUILAR, M.J. (1977).— "Memoria explicativa de la hoja núm. 139 (Eulate). MAGNA". *IGME*, Madrid, pp. 1-36.
- CHOKROUNE, P.; LE PICHON, X.; SEGURET, M. y SIBUET, J.C. (1973).— "Bay of Biscay and Pyrenees". *Earth. Plant. Sc. Letters*. Vol. 18, pp. 109-118.
- CHOKROUNE, P. y SEGURET, M. (1973).— "Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity". In *Gravity and Tectonics*. Ed. John Wiley, pp. 141-156.
- CIRY, R. (1951).— "L'Evolution paleogeographique de l'Espagne septentrionale au Crétacé inferieur". *Inst. Geol. Min. España. Libro Jubilar*. T. 2, pp. 17-51.
- CIRY, R. (1951).— "Observations sur le Cretace de la Navarre espagnole du Nord-Ouest de Pampelune". *C.R. Ac. Sc. París*. T. 233, pp. 72-74.
- CIRY, R. (1967).— "Evolution, paleogeographie et structure de la region Basco-cantabrique". *C.R. Somm. Sec. Soc. Geol. France*. T. 9, pp. 390-442.
- CIRY, R. y MENDIZABAL, J. (1949).— "Contribution a l'etude du Cenomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre occidentale". *Ann. Hébert et Haug*. T. 7, pp. 61-79 (Libre jubilar Charles Jacob).



- COLOM, G. (1945).— “Estudio preliminar de las microfaunas de foraminíferos de las margas Eocenas y Oligocenas de Navarra”. *Est. Geol.* Núm. 2, pp. 33-84.
- 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 sédimentaire et l’architecture dans les paysages”. *Munibe* T. 29, fas. 3-4, pp. 167-194.
- FEUILLEE, P. (1962).— “Le Cretacée moyen en Navarre espagnole”. *Mem. Cong. Int. Est. Pirenaicos*. P. 12, Pau.
- FEUILLEE, P. (1963).— “La base de Flysch Sud-Pyrénéen (Navarre Espagnole)”. *C.R. Acad. Sc. T.* 256, pp. 2640-2642.
- FEUILLEE, P. (1965).— “Contribution a la connaissance des Cretáce moyen du Nord et l’Ouest de la Navarre espagnole”. *Actes 4<sup>o</sup> 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 sédimentaire”. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. V. 9. Núm. 4, pp. 277-311.
- FEUILLE, P. et RAP, P. (1962).— “Les Foraminifères du flysch a boules (Cenomanien superieur) entre Espinosa et Alsasua (Espagne)”. *Comp. R. Somm. Soc. Geol. France*. pp. 172-173.
- FEUILLE, P. y RAT, P. (1971).— “Structures et Paleogeographies pyreneo-cantabriques”. In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Inst. Franc. Petrol. Vol. 2, pp. 1-48.
- FLOQUET, M. 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.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982).— “Unidades litoestratigráficas del Arco Vasco. Aptiense-Albiense”. In “*El Cretácico de España*”. Univ. Comp. Madrid, pp. 77-84.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1948).— “Huellas del glaciario cuaternario en la Sierra de Aralar (Guipúzcoa y Navarra). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. XLVI, núm. 3-4, pp. 257-262.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1950).— “Esquema Geológico del País Vasco en los límites de Guipúzcoa con Navarra”. (Seguido de un ensayo de síntesis de la obra de P. Lamare. “Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d’Espagne”). *Munibe*, Vol. 3, pp. 121-131.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1971).— “Mapa geo-

- lógico de España Escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja núm. 12 (Bilbao). *I.G.M.E.*, 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 Ibérica y Baleares". *I.G.M.E.* pp. 1-113.
- KARREMBERG, H. (1946).— "La evolución postvariscica de la cordillera cántabro-astúrica". *Publ. extr. sobre Geol. de España*. T. III, pp. 105-224. (Trad. J. Gómez de Llarena).
- KIND, H.D. (1967).— "Diapire und Alttertiar in südöstlichen Baskenland (Nordspanien)". *Besch. Geol. Jb.* V. 66. Hannover.
- KOOP. (1965).— "Límite de la nieve perpetua y clima de la época glacial Wurniense en la Sierra de Aralar". *Munibe*, pp. 3.
- KRAUSSE, H.F. (1971).— "The tectonical evolution of the Western Pyrenées". *Pirineos*. Núm. 111, pp. 69-96.
- LAMARE, P. (1928).— "Sur la stratigraphie du Cretacé des Pyrénées navarraises". *Bul. Soc. Geol. France*. 4ª Serie, XXVIII, pp. 93-111.
- LAMARE, P. (1931).— "Les éléments structuraux des Pyrénées Basques d'Espagne. Essai de synthese tectonique". *B.S.G.F.* 5ª Ser. T.1. pp. 95-130.
- LAMARE, P. (1936).— "Recherches geologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne". *Mem. Soc. Geol. France*. T. XII, núm. 27, pp. 1-465.
- LAMARE, P. (1950).— "La structure geologique des pyrénées basques". *Rev. Inst. Est. Pirenaicos. Inst. Jaime Almela C.S.I.C.*, núm. 18, pp. 1-44.
- LEON, L. (1972).— "Síntesis paleogeográfica y estratigráfica del Paleoceno del Norte de Navarra. Paso al Eoceno". *Bol. Geol. y Min.* T. 83, pp. 234-241.
- LEON, L.; PUIG DE FABREGAS, C. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— "Variaciones sedimentarias durante el Eoceno medio en la Sierra de Andía (Navarra)". *Acta Geol. Hispánica*. Año VI, núm. 2.
- LOTZE, F. (1946).— "Elementos estructurales dirigidos al NE que intervienen en la constitución de los Pirineos occidentales". *Publ. extr. sobre Geol. de España*. T. III, pp. 310-313.
- LLOPIS LLADO, N. (1945).— "Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo". *Miscelanea Almela* T. VII, pp. 159-186.
- MANGIN, J. Ph. (1955).— "L'Eocene inferieur des provinces de Burgos, d'Alvar et de la Navarre Occidentale". *Comp. Rend. Sc. Acad. Sc. París*. T. 241, pp. 73-75.

- MANGIN, J. Ph. (1958).— “Nota preliminar sobre la estratigrafía del Nummulítico en la región del Pirineo occidental (vertiente española)”. *Not. y Com. IGME*, núm. 52, pp. 117-124.
- MANGIN, J. Ph. (1959-60).— “Le Nummulitique Sud-pyreneen a l'Ouest de l'Aragon”. *Pirineos*, núms. 51-58, C.S.I.C., 631 pp. Zaragoza.
- MANGIN, J. Ph. y RAT, P. (1962).— L'évolution post-hercynienne entre Asturies et Aragón (Espagne)”. *Mem. Soc. Geol. France*. T. 1, pp. 333-349.
- MATHEY, B. (1962).— “El Cretácico superior del Srco. Vasco”. in “*El Cretácico de España*”. Univ. Comp. Madrid. pp. 111-135.
- MATTAUER, M. et SEURET, M. (1971).— “Les relations entre la Chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne”. In *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, vol. 4, pp. 1-24. París.
- 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.
- 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.* París, XVIII, pp. 1005-1008.
- PFLUG, R. (1973).— “El diapiro de Estella”. *Munibe*, T. 25, pp. 171-202.
- PLAZIAT, J. Cl. (1970).— “Le limite crétacé-tertiaire en Alava meridionale (Pays Basque espagnol): le Regnacien n'y pas l'équivalent continental du Danien”. *C. R. Somm. Soc. Geol. France*. 3. pp. 77-78.
- 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.
- 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. I. G. M. E.*, t. 78, pp. 1-357.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— “Algunas observaciones sobre el Jurásico de Alava, Burgos y Santander”. *Cuad. Geol. Ibérica*. Núm. 2, pp. 491-508.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1973).— “Síntesis geológica de la provincia de Alava”. *Institución Sancho el Sabio*, Vitoria, pp. 1-66.

- RAMIREZ MERINO, J.I.; OLIVE, A.; VILLALOBOS, L. y SOLE, J. (1983).— "Memoria explicativa de la hoja núm. 89 (Tolosa). MAGNA". *IGME*. Inédito.
- RAT, P. (1959).— "L'extension vers l'Ouest du cretacé supérieur a Facies Basque". *Collogne sur le Cretacé supérieur en France, Dijon*. pp. 523-533.
- RAT, P. (1959).— "Les pays Basco-cantabriques". *Thesis. Fac. Sc. Univ. Dijon*. T. 18, pp. 1-525.
- RAT, P. (1963).— "Problemes du Crétacée Inférieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne". *Sonderd. Geol. Rundschau* núm. 53, pp. 205-220.
- RAT, P. et al. (1983).— "Vue sur le Cretace Basco-cantabrique et Nord-Iberique". *Mem. Geol. Univ. Dijon*. pp. 1-191.
- REY, R.; RICART, J. y SANCHEZ PAUS, J. (1964).— "Informe geológico sobre la región de Salvatierra-Alsasua". *Ciepsa* (Inédito).
- RIOS, J.M. (1948).— "Diapirismo". *Bol. I.G.M.E.* T. 60, pp. 155-238.
- RIOS, J.M. (1954).— "Bosquejo geológico de parte del País Vasco-Cantábrico (De Laredo a Durango, Vitoria y la Barranca)". *Pirineos*. núm. 31, pp. 7-32.
- RIOS, J.M. (1956).— "El sistema Cretáceo en los Pirineos de España". *Mem. I.G.M.E.* T. 57, pp. 1-128.
- RUIZ DE GAONA, M. (1948).— "Los Orbitoides de las sierras de Urbasa y Andía". *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.* 44, pp. 87-126.
- RUIZ DE GAONA, M. (1952).— "Algunos datos geológico-paleontológicos sobre el Valle de La Barranca (Navarra)". *Actes 1<sup>er</sup> 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 Cretace inférieur en Espagne du Nord (Chaines cantabrique et Iberique)". *Mem. Geol. Univ. Dijon*. pp. 1-1128.
- SOLER y JOSE, R. (1971).— "Estudio geológico de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental)". *Bol. 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.
- VALLE, J. del y PUIG DE FABREGAS, C. (1978).— "Memoria explicativa de la hoja núm. 141 (Pamplona). MAGNA". *I.G.M.E.*, Madrid. pp. 1-23.
- VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— "Estratigrafía del Jurásico del NO de Navarra". *Cuad. Geol. Ibérica*, Vol. 2, pp. 541-558.

- VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— Contribución al estudio del Cretácico superior de facies Flysch de Navarra". *Pirineos* 111, pp. 5-20.
- VOLTZ, H. (1964).— "Zur Geologie der Pyrenaiden im Nordwestlichen Navarra (Spanien)". *Munster Diss.* (Inédito).



INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - MADRID-28003