



**EVE**

Mapa Geológico  
del País Vasco

*Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa*



**62-IV DURANGO**

E: 1/25.000







**Mapa Geológico  
del País Vasco**

***Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa***

**62-IV DURANGO**

E:1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

Impreso en: **Gráficas Indauchu, S.A.**

Polígono "El Campillo" - Gallarta (Vizcaya)

Tel.: (94) 636 36 76

Depósito Legal: BI-523-94

I.S.B.N.: 84-88302-57-6

La presente hoja del MAPA GEOLOGICO DEL PAIS VASCO, a escala 1:25.000, ha sido realizada por el siguiente equipo de trabajo:

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

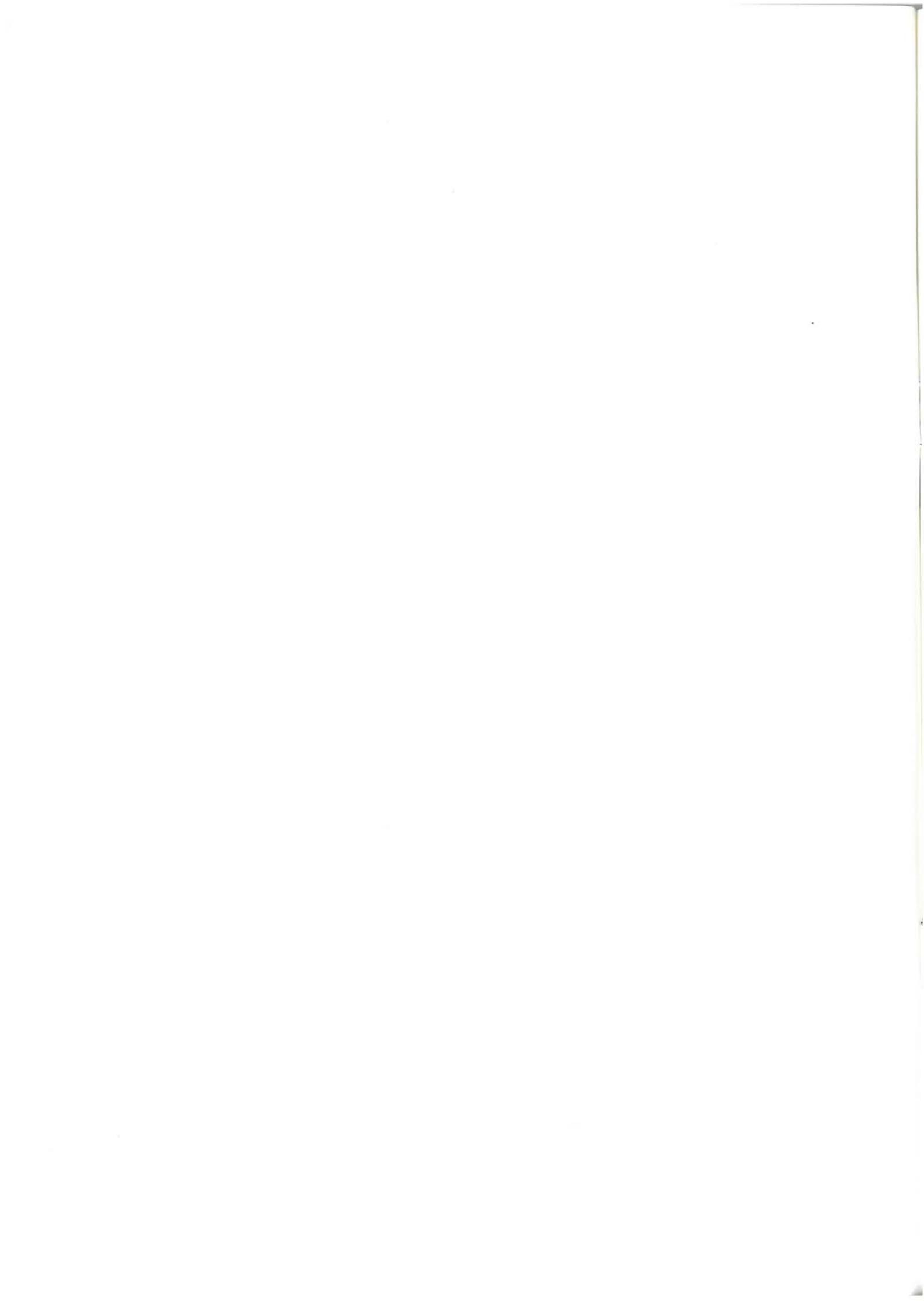
A. Garrote Ruiz  
J. García Portero

C. G. S.

J. Fernández Carrasco  
A. Cerezo Arasti  
F. Tijero Sanz  
M. Zapata Sola

Han participado como colaboradores: J. García Mondéjar y V. Pujalte Navarro (UNIVERSIDAD DEL PAIS VASCO), asesorando en los capítulos de Estratigrafía y Sedimentología.

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1985.



# INDICE

	<u>Pág.</u>
<b>1. INTRODUCCION</b> .....	9
<b>2. ESTRATIGRAFIA</b> .....	11
2.1. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO.....	11
2.1.1. Albiense superior - Cenomaniense inferior (1 a 3).....	13
2.1.2. Cretácico superior (Cenomaniense inferior - Maastrichtiense inferior) (4 a 8).....	14
2.1.3. Maastrichtiense (9 a 14).....	16
2.1.4. Formación calcárea del Maastrichtiense - Daniense (15, 16).....	18
2.2. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE GUERNICA.....	18
2.2.1. Cretácico superior (Campaniense - Maastrichtiense) (17 a 19).....	19
2.2.2. Formación calcárea del Maastrichtiense - Daniense (20 a 23).....	20
2.2.3. Montienso superior - Thanetiense (24 a 26).....	21
2.2.4. Eoceno (27 a 41).....	22
2.3. CUATERNARIO.....	28
2.3.1. Terrazas altas (42).....	28
2.3.2. Terrazas bajas (43).....	28
<b>3. SEDIMENTOLOGIA</b> .....	29
<b>4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL</b> .....	37
4.1. DEFORMACIONES.....	37
4.2. FRACTURACION.....	38
4.3. ESQUISTOSIDAD.....	38
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	41



## 1. INTRODUCCION

El cuadrante de Durango a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 62 (Durango) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La totalidad del área representada en este cuadrante pertenece al territorio histórico de Bizkaia, e incluye como principales núcleos de población Durango, Berriz y Zaldibar. Las cotas topográficas más significativas corresponden a los montes Oiz (1.020 metros) y Sengoikegaña (814 metros).

Hidrográficamente la zona pertenece a la cuenca norte y los principales cauces fluviales presentes en la hoja son el río Ibaizabal y sus afluentes (río Orobio, río Garay y arroyo Oca, entre otros) que drenan la ladera sur del monte Oiz, y el río Artibay, cuya cabecera se localiza en la vertiente norte del mismo.

Geológicamente la hoja se encuadra en las estribaciones occidentales de los Pirineos,

dentro de la Cuenca Vasco - Cantábrica. Exceptuando los materiales cuaternarios, el resto de las rocas que afloran en el cuadrante tienen edades comprendidas entre el Albiense superior - Cenomaniense inferior y el Eoceno. Desde el punto de vista estructural la hoja incluye en su parte central el núcleo de la importante estructura cartográfica denominada Sinclinorio Vizcaíno (o sinclinal de Punta Galea-Oiz).

Respecto a estudios geológicos previos en el área, las primeras referencias corresponden a los trabajos de carácter general, destacando la Tesis Doctoral de P. RAT (1.959), que constituye una referencia obligada en la bibliografía geológica de la Cuenca. En 1973, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) publica la hoja n.º 62 del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA), en donde queda incluido el presente cuadrante.



## 2. ESTRATIGRAFIA

Los materiales aflorantes en la hoja de Durango pertenecen a la Unidad de Oiz. Sin embargo, en base a criterios sedimentológicos y estructurales, se ha considerado conveniente diferenciar dos sectores dentro de ella. Estos sectores se han denominado Sector de Durango y Sector de Guernica respectivamente y su límite viene definido por un importante accidente estructural de dirección N 100° E, que se conoce como falla de Durango (figura 2.1).

Este accidente tiene una representación cartográfica muy nítida en el presente cuadrante. Aquí pone en contacto materiales del Cretácico superior con otros de edad Eoceno; además, marca diferencias importantes en cuanto a litología y facies en los materiales de edad Cretácico superior equivalentes que se sitúan a un lado y otro de esta falla.

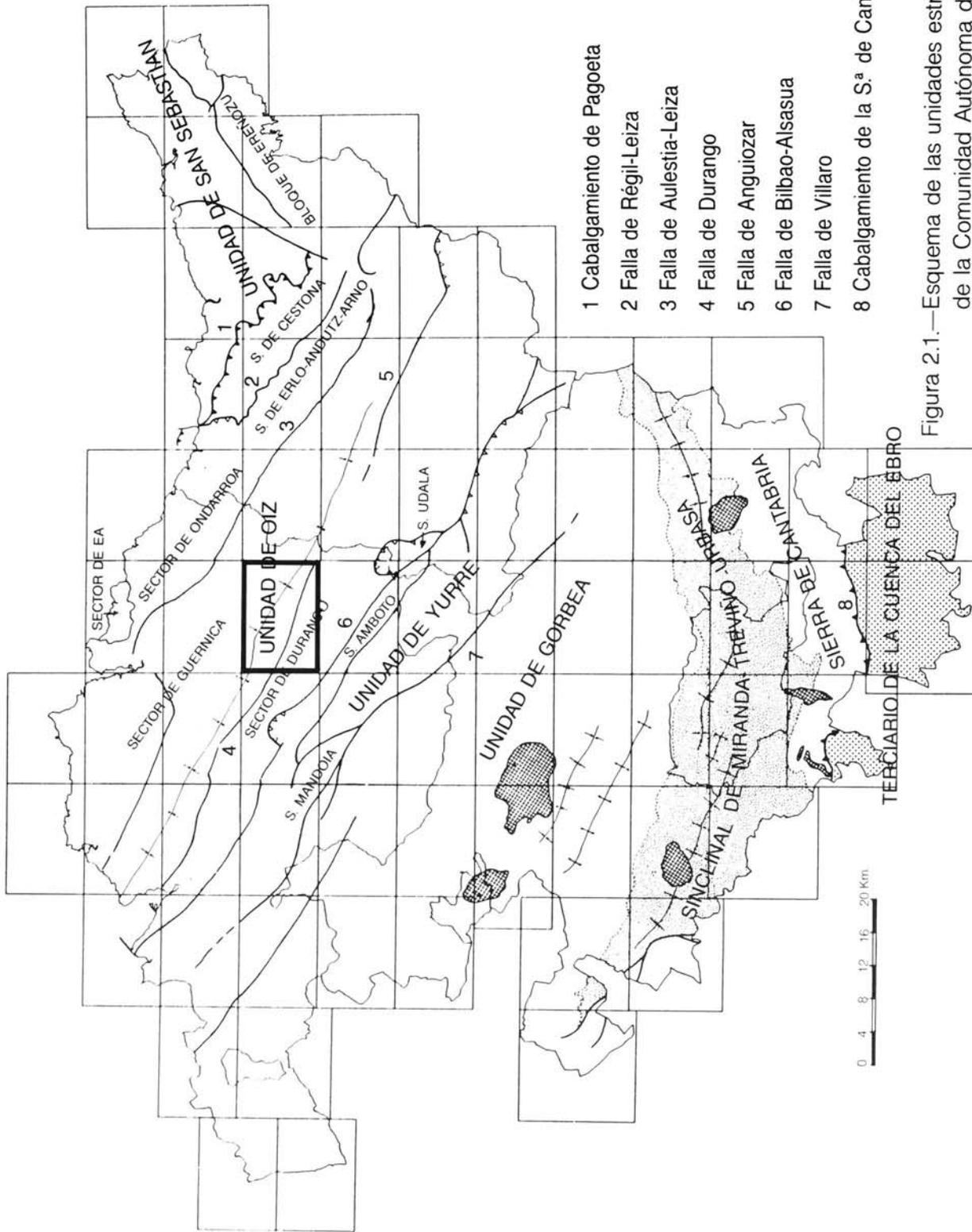
Hacia el noroeste, la falla de Durango puede continuarse claramente a través de los cuadrantes vecinos. Sin embargo, hacia el este y el sureste, la falla se amortigua, y su traza cartográfica se pierde, desapareciendo además las diferencias litológicas y faciologías mencionadas en los materiales de edad Cretácico superior. En consecuencia, la división de la Unidad de Oiz en los sectores de Durango y Guernica resulta operativamente útil y fácil de realizar en el presente cuadrante, y en otros situados hacia el oeste, pero resulta superflua

y de incierta materialización en los cuadrantes situados hacia el este.

Al igual que en otras hojas, el criterio general utilizado al recurrir a la división de una unidad en diversos sectores, es atribuir a cada uno de ellos series estratigráficas que en edad son más o menos equivalentes, pero cuya correlación directa resulta problemática, al ser sus características litológicas y/o de asociación de facies distintas, y estar separadas por accidentes estructurales importantes o distancias considerables. Este es el caso de los materiales de edad Cretácico superior que afloran en el presente cuadrante, puesto que las facies que muestran al norte y al sur de la falla de Durango son distintas. Probablemente debiera ocurrir lo mismo con los materiales del Terciario, aunque por lo que se ha podido comprobar éstos presentan facies similares, en contacto normal sobre los materiales del Cretácico superior, en ambos sectores.

### 2.1. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO

Tal y como puede verse en la figura 2.1, se sitúa al sur de la falla de Durango, ocupando aproximadamente el tercio sur de la hoja. En él han sido diferenciados los materiales que se describen a continuación y que abarcan una edad Albiense superior Maastrichtiense.



- 1 Cabalgamiento de Pagoeta
- 2 Falla de Régil-Leiza
- 3 Falla de Aulestia-Leiza
- 4 Falla de Durango
- 5 Falla de Anguiozar
- 6 Falla de Bilbao-Alsasua
- 7 Falla de Villaró
- 8 Cabalgamiento de la S.<sup>a</sup> de Cantabria.

Figura 2.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

2.1.1. **Albiense superior -  
Cenomaniense inferior.**  
**Complejo Supraurgoniano** (1, 2 y 3)

En el extremo suroeste de la hoja de Durango aflora la parte alta de lo que clásicamente se ha llamado "Complejo Supraurgoniano" (RAT, 1959).

Está formado por lutitas negras arenosas, normalmente carbonatadas, y areniscas. En ambas litologías es frecuente la presencia de moscovita, a veces en un porcentaje bastante elevado. Así mismo son característicos los nódulos ferruginosos, bien aislados, o bien formando pequeños niveles discontinuos; también es característica la existencia de pequeñas fracturillas y discontinuidades rellenas por óxidos de hierro, procedentes probablemente de la alteración supergénica de cristales de piritita diseminados en las lutitas.

Los niveles lutíticos alterados adquieren una coloración amarillenta, perdiendo su carácter carbonatado, en tanto que las areniscas, de color pardo o blanquecino, se tornan amarillentas.

En la serie aflorante dentro de este cuadrante, la parte basal está constituida predominantemente por **lutitas arenoso-calcáreas negras y areniscas** (1), estando las areniscas limitadas a pequeños niveles intercalados en las primeras, o bien a escasos paquetes de hasta 2 metros de potencia.

En algunos afloramientos, como por ejemplo en la carretera de Orozqueta, por encima del tramo anterior, se localiza un **tramo flyschoide** (2) donde alternan lutitas negras y areniscas en paquetes centimétricos. Las areniscas presentan normalmente laminaciones paralelas.

En la parte superior de la serie comienza una sucesión de **areniscas (grauvacas feldespáticas)** (3), en bancos de 0,5 a 2 metros de

potencia, con pequeñas intercalaciones lutíticas, tal y como se observa en la zona de las canteras de la ermita de Santa Apolonia. Son frecuentes los acuñamientos de estas areniscas, debido a que forman en muchos casos masas lenticulares dentro de las lutitas.

El contenido micropaleontológico más significativo es: *Eoguttulina anglica* CUSH. y OZAWA, *Gaudryina quadrans* CUSH., que datan el Albiense - Cenomaniense.

AGUILAR (1975) describe este mismo tramo señalando la presencia de algún lentejón de caliza negra compacta, además de las litologías señaladas anteriormente. Este autor divide el Supraurgoniano del corte de Durango, de muro a techo, en cuatro ciclos; destacando las características estratigráficas y petrográficas de cada uno de ellos. Considera asimismo que la sedimentación de estos materiales tuvo lugar en áreas de plataforma marina de relativa profundidad (60 - 80 metros).

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas son generalmente subarcosas y grauvacas feldespáticas con moscovita (generalmente en porcentaje inferior al 5%), a veces con óxidos de hierro, carbonatos y caolinita. Por su parte, los tramos lutíticos están constituidos por minerales del grupo de las arcillas, cuarzo, carbonatos, probablemente feldespatos y una proporción variable de detríticos de tamaño arena de cuarzo, moscovita, caliza y feldespatos.

El contacto de techo del tramo detrítico de Orozqueta con las formaciones superiores no es observable dentro del presente cuadrante puesto que, en la mayor parte de su trazado, se encuentra bajo los sedimentos cuaternarios del río Ibaizabal. En las proximidades de la ermita de Santa Cruz, límite oeste de la hoja, dicho contacto es mecánico, al igual que en otros puntos fuera del cuadrante donde se ha podido observar, por lo que la potencia real del tramo no puede estimarse, habiéndose calculado

únicamente la potencia mínima aflorante, que puede cifrarse en 1.200 metros.

### 2.1.2. **Cretácico superior (Cenomaniense inferior - Maastrichtiense inferior)** (4 a 8)

El tramo margocalizo, constituido por **margas, lutitas calcáreas, calizas y calizas arenosas** (4) junto con las **volcanitas básicas** (5) intercaladas en él, se disponen según una estrecha franja, de dirección aproximada N 120° E, que se sitúa inmediatamente al norte de Durango, entre el Complejo Supraurgoniano y el flysch detrítico (6).

Este tramo está formado por margas y lutitas calcáreas en bancos centi - decimétricos con algunas intercalaciones de calizas grises de hasta 70 centímetros de potencia. Hacia la base aparecen intercalaciones de calizas arenosas en paquetes centimétricos, donde ocasionalmente se observan estructuras de tipo "hummocky". Estas estructuras se forman habitualmente en ambientes poco profundos, inmediatamente por debajo del nivel de oleaje. Sin embargo, en este caso, todo parece indicar que se encuentran asociadas a ambientes de bastante más profundidad (probablemente turbiditas, en base a criterios regionales).

El contenido micropaleontológico evidencia una fuerte resedimentación, apareciendo como fauna más significativa: *Rotalipora cushmani* MORROW (Cenomaniense superior), *Globotruncana imbricata* MORNOD (Turonien - Coniaciense), *Globotruncata gr. lapparenti* BOLLI, y *Globotruncana angusticarinata* GAND. (Senoniense). Esta última es la edad más probable de este conjunto.

En este tramo aparecen intercaladas rocas volcánicas y volcanosedimentarias, formadas por tobas con cantos gruesos (centimétricos) de origen volcánico y sedimentario, tobas finas y coladas de escasa potencia, de grano fino a vítreo (5).

El contacto de muro no es observable en el ámbito del cuadrante; por el contrario, la traza cartográfica del contacto de techo puede seguirse durante varios kilómetros. En función de los datos cartográficos puede estimarse una potencia mínima de 400 metros para este término.

Con el nombre de "flysch detrítico" se ha definido una serie turbidítica situada a techo de las margas y lutitas calcáreas (4). Está constituida por una **alternancia de areniscas y/o areniscas calcáreas con lutitas calcáreas o margas** (6). Los estratos presentan potencias variables, desde unos pocos milímetros hasta de un metro. Esporádicamente se intercalan niveles de margocalizas y calizas que corresponden a depósitos hemipelagíticos.

Frecuentemente presentan estructuras sedimentarias, como marcas de erosión, granoclasificación, laminación paralela, laminación cruzada, laminación convoluta, etc.

A lo largo de la extensión de afloramiento que el flysch detrítico presenta en este cuadrante se observa una notable variación en su composición litológica. Así, en los cortes situados hacia su extremo sureste, la litología predominante es a base de areniscas calcáreas y calizas arenosas, mientras que hacia el noroeste las litologías son muy areniscosas, tal y como se observa en los cortes de la carretera de Goiuria y de Urien.

Por otra parte debe mencionarse que en ocasiones este flysch intercala niveles litológicamente similares a los del "flysch detrítico - calcáreo" (7) que aflora a techo; como quiera que alguno de estos niveles tienen una cierta potencia, se ha considerado conveniente diferenciarlos en cartografía.

En los estudios micropaleontológicos se han reconocido: *Globotruncana cf. elevata* BROTZ., *Gt. aff. conica* WHITE, *Gt. aff. havanensis* VOOR, *Gt. cf. ventricosa* WHITE, *Gt. fornicata* PLUMM., *Gt. lapparenti* BOLLI. Esta asociación determina una edad Campaniense.

Desde el punto de vista petrográfico las areniscas se clasifican como grauvacas feldespáticas y subarcosas con moscovita y biotita (en proporciones menores al 5%), frecuentemente con cemento calcáreo en proporción variable. Como accesorios aparecen turmalina, glauconita y opacos. Por su parte los niveles hemipelagíticos se clasifican como biomicritas limolíticas.

El flysch detrítico muestra contactos concordantes en su muro y techo, habiéndosele calculado una potencia máxima de 1.000 metros. Hacia el sureste dicha potencia debe disminuir, puesto que el término se acuña paulatinamente hasta desaparecer; no obstante, la geometría resultante puede quedar cartográficamente exagerada por la presencia de la falla que en la zona de Elorriaga Atzekoa no permite observar el muro de este término.

El "flysch detrítico - calcáreo" es una alternancia rítmica de **calizas arenosas o limolíticas y margas o lutitas calcáreas** (7), en bancos centi - decimétricos, de color gris en afloramiento fresco. Presenta también niveles de calizas micríticas, normalmente centimétricos.

Este término se organiza en series turbidíticas que comienzan por un banco de calizas arenosas de granulometría fina a muy fina, generalmente con estructuras tales como laminaciones paralelas, laminación convoluta, gradaciones, laminaciones cruzadas, ondas de arena, estructuras "dish", marcas de erosión, etc.; y pasa gradualmente a limolitas y argilitas calcáreas laminadas. En algunas secuencias puede aparecer un banco de calizas micríticas perteneciente al episodio hemipelagítico. Normalmente cada secuencia tiene una potencia de 15 a 30 centímetros.

Se trata por tanto de secuencias  $T_{c-d}$  en las que a veces aparecen los términos "b" y "e" de las secuencias de Bouma.

En las proximidades de Berriz, esta formación sufre un ligero cambio lateral de facies,

pasando hacia el sureste a un flysch más arenoso formado por **areniscas calcáreas y lutitas calcáreas** en bancos centidécimétricos (8).

El contenido micropaleontológico de las muestras estudiadas revela la existencia de dos asociaciones:

La primera está constituida por: *Globo truncana* cf. *calcarata* CUSHMAN, *Gt. lapparenti lapparenti* BOLLI, *Gt. fornicata* PLUMM., *Gt. elevata stuartiformis* DALBIEZ, *Gt. lapparenti bulloides* VOGLER, *Gt. arca* CUSH. que datan el Campaniense superior.

La segunda, la integran *Globo truncana contusa* CUSH., *Rugoglobigerina* cf. *rugosa* PLUMM., *Gt. arca* CUSH., *Gt. conica* WHITE, *Gt. elevata stuartiformis* DALB., *Praeglobo truncana citae* BOLLI, *Heterohelix* cf. *semicostata* CUSH., que caracteriza el Maastrichtiense inferior-medio.

Petrográficamente la mayoría de las muestras tomadas son bio (micritas-esparitas) limolíticas. La granulometría de las muestras, lógicamente varía dependiendo del término tomado, desde arena fina o a lo sumo media, para los términos basales de cada secuencia turbidítica, hasta detríticos inferiores a 20 micras en el caso de los términos hemipelagíticos, pasando por limos y arcillas.

La proporción de detríticos es igualmente variable y, en el caso de los bioclastos, difícil de precisar, ya que se encuentran recristalizados y se confunden fácilmente con el cemento esparítico. El cuarzo varía entre el 5% y el 45%, siendo la media del 25%, la moscovita oscila alrededor del 5%, aunque generalmente está ausente en los términos hemipelagíticos; los feldspatos pueden alcanzar el 15%, siendo su contenido medio el 5%. El resto de la roca corresponde a bioclastos y cemento esparítico-micrítico (el porcentaje varía entre 35% y 85%, siendo la media de un 65%) y accesorios

(opacos, materia carbonosa, turmalina, glaucónita, circón, etc.).

El contacto de muro del flysch detrítico-calcareo es gradual, y tanto éste como el flysch detrítico (6) que se sitúa a su muro son turbiditas cuya diferencia litológica radica, bien en un cambio de la naturaleza de los aportes, o bien, en un cambio del medio de sedimentación.

El flysch detrítico-calcareo presenta en ocasiones algunos niveles de volcanitas (5), formados por coladas basálticas y rocas piroclásticas.

La potencia máxima del flysch detrítico-calcareo, observada en el cuadrante de Durango, es de aproximadamente 500 metros.

### 2.1.3. Maastrichtiense (9 a 14)

Se describen en este apartado los materiales cartografiados entre el flysch detrítico-calcareo, a muro, y la formación calcárea del Maastrichtiense-Daniense a techo. Incluye una serie de litologías que cartográficamente quedan englobadas en las "margas de Garay" (9), y conviene señalar que los afloramientos de estos materiales quedan restringidos al Sector de Durango, no conociéndose facies similares en el Sector de Guernica.

Las "margas de Garay", constituidas por **margas y margocalizas** (9), forman un conjunto calcáreo bastante heterogéneo cuya potencia total no es observable, ya que hacia techo se encuentra generalmente interrumpido por la falla de Durango, y en la única zona donde se observa su techo, en contacto gradual con la formación calcárea del Maastrichtiense-Daniense, no llega a aflorar el muro.

En afloramiento pueden presentarse como margas y margocalizas estratificadas, o bien en forma de margas masivas grises de

aspecto astilloso. En las inmediaciones de Garay intercala una serie de niveles con contenido bituminoso, aunque el tamaño de sus afloramientos y el recubrimiento existente no permite diferenciarlos en cartografía.

Los estudios micropaleontológicos han permitido diferenciar, en las margas de Garay tres asociaciones de microfósiles que indican edades diferentes, las cuales se describen a continuación:

- 1.—*Globo truncana* cf. *elevata* (BROTZ.), *Gt. cf. arca* (CUSH.), *Gt. cf. lapparenti bulloides* VOGLER, *Gt. angusticarinata* GAND., *Gt. fornicata* PLUMM., y *Bolivina incrassata* REUSS, *Cibicidoides voltziana* (D'ORB.), *Tritaxia tricarinata* REUSS, *Marssonella trochus* D'ORB., *Globorotalites* sp., esta asociación es característica del Campaniense.
- 2.—*Globo truncana* (*Abathomphalus*) *mayaroensis* BOLLI, *Gt. gagnebini* TILIEV, *Gt. stuartiformis* DALB., *Gt. stuarti* (DE LAPP.), *Gt. falsostuarti* SIGAL, *Gt. elevata* (BROTZEN), *Gt. contusa* (CUSH.), *Gt. conica* WHITE, *Racemigumbelina fructicosa* (EGGER), *Pseudotextularia elegans* (RENZ.), asociación típica del Maastrichtiense superior.
- 3.—*Globorotalia* cf. *pseudomenardii* BOLLI, *Gr. gr. pusilla* BOLLI, *Gr. cf. aequa* CUSHM. y RENZ., *Gr. gr. angulata* BOLLI, *Globigerina mackannai* WHITE. Esta asociación que define la zona P4 de BLOW, 1969 (*Gr. pseudomenardii*) o Thanetiense inferior, junto con la asociación clasificada en levigado: *Globorotalia* cf. *subbotinae* MOROZ, *Gr. aff. pseudotopilensis* (SUBB.), entre otras, definen el Thanetiense superior (base de la zona P6 de BLOW, 1969) techo de la

zona de *Gr. velascoensis* (STAINFORTH, 1975).

Dentro de las margas de Garay, se ha diferenciado en la cartografía, con el nombre de **facies olistostrómicas** (10), una serie de afloramientos constituidos por lutitas negras pizarrosas con algunas intercalaciones finas de areniscas de grano fino, que presentan una serie de características ciertamente peculiares.

Los principales afloramientos de estas facies olistostrómicas se sitúan en una franja que va desde el sur de Azola hasta la iglesia de Berriz; otros asomos más pequeños se localizan al norte de Besoita, en Arteta y en Bidebarrieta.

Estas facies olistostrómicas son un término significativo en la zona, puesto que, en cuanto a litología y facies se refiere, son muy similares a los materiales del Complejo Supraurgoniano; su contenido faunístico es asimismo característico de dicho complejo. Evidentemente, la diferencia en edad y posición estratigráfica de las margas de Garay y del Complejo Supraurgoniano es ciertamente notable; por esta razón se ha interpretado que la presencia de estos materiales dentro de las margas de Garay es consecuencia de deslizamientos sin-sedimentarios, que incorporaron grandes bloques de rocas supraurgonianas a la cuenca donde se depositaban las margas de Garay. Este mecanismo no debe resultar difícil de admitir, especialmente si se tiene en cuenta la singular posición geológica en la que tiene lugar la sedimentación de todos estos materiales, en la proximidad de importantes fallas sinsedimentarias, tal y como se describe en el epígrafe de sedimentología.

El contenido micropaleontológico obtenido en estas facies olistostrómicas responde a la siguiente asociación, *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *P. delrioensis* (PLUMMER), *Hedbergella washitensis* (CARSEY), *H. planispira* (TAPPAN), *H. amabilis* LOEBLICH y TAPPAN, *Ticinella roberti* GANDOLFI, *Ticinella* sp., *Haplophragmoides platus* LOEBLICH, *Marsso-*

*nella trochus* D'ORB., *Trochammina obliqua* TAPPAN, *Bairdia* sp., *Dentalina* sp., *Arenobulimina macfadyeni* CUSH., *Ammobaculites parvispira* TEN DAM, *Coptocampylodon lineolatus* ELLIOT, *Glomospira charoides* JONES y PARKER, *G. gordialis* JONES y PARKER, *Ammodiscus* sp., *Haplophragmoides globosus* LOZO, *Trochammina globigeriniformis*, *Pullenia?* sp., *Saccammina* sp.

El afloramiento más continuo de estas facies se localiza entre Azola y Berriz, la potencia máxima deducida para dicho afloramiento es de 150 metros.

Además de las facies anteriormente descritas, se han diferenciado, también dentro de las margas de Garay, algunas **alternancias de calizas arenosas y margas** (11). Sus principales afloramientos se localizan en las proximidades del barrio de Sarriá y en la ladera sur del monte San Lorenzo. Son facies flyschoides formadas por calizas arenosas o calizas limolíticas y margas, que parecen representar llegadas turbidíticas, más o menos esporádicas, que acaban intercalándose en el conjunto margoso de forma que se pasa lateralmente de unas a otras de forma gradual.

En las proximidades de los caseríos Aranguren y Aguirrescona, en el extremo sureste de la hoja, se ha cartografiado un afloramiento de **brechas volcánicas** (12) formadas por cantos de basaltos con tamaño de grano fino, calizas, margas, cantos mixtos basalto-caliza; todos ellos englobados en una matriz volcanosedimentaria. Petrográficamente los fragmentos volcánicos se clasifican como basaltos espiliticos y se encuentran normalmente muy alterados, aunque puede reconocerse plagioclasa como mineral principal y calcita, clorita, opacos y epidota como minerales secundarios. En estos fragmentos volcánicos pueden reconocerse también frecuentes vacuolas rellenas de calcita.

Asimismo, intercaladas en las margas de Garay se encuentran varios tramos de

volcanitas (5), formados por niveles piroclásticos y coladas volcánicas, ambos de naturaleza basáltica. Son similares a los que se han cartografiado englobados en las margas y lutitas calcáreas (4) y en el flysch detrítico-calcáreo (7) por lo que se ha mantenido el mismo número en la leyenda para todos ellos.

En Bidebarrieta y Orobio se han cartografiado, dentro de las margas de Garay, unos niveles de **margas rosas** (13) muy similares a los que se reconocen en la formación calcárea del Maastrichtiense-Daniense. Son margas estratificadas en bancos centi-decimétricos, de aspecto muy parecido a las margas de Garay, aunque con coloración rosa distintiva. Por otra parte, en las proximidades de Larizgoitia se ha diferenciado un nivel de **brechas poligénicas** (14); son margas brechoides con cantos de calizas micríticas y pizarras carbonosas.

Estos dos últimos términos mencionados son muy similares a sus homónimos incluidos y descritos dentro de la formación calcárea del Maastrichtiense-Daniense. En cualquier caso, no existe una certeza absoluta en esta correlación y en consecuencia se ha optado por asignar números diferentes a cada uno de los términos diferenciados, haciendo constar las similitudes litológicas que exhiben. No obstante, conviene señalar que si dicha correlación fuese correcta, las "margas de Garay" presentarían un considerable aumento de potencia de noroeste a sureste, pasando de un máximo de 600 metros, en el extremo oeste de la hoja, a unos 2.000 metros en el sureste.

#### 2.1.4. **Formación calcárea del Maastrichtiense-Daniense** (15 y 16)

Dentro del sector de Durango estos materiales afloran exclusivamente en el límite occidental de la hoja, alrededores de Orobigane. Se han diferenciado niveles de margas y margocalizas (15) y margas rosas (16). La extensión de sus afloramientos es muy reducida

puesto que quedan limitados hacia el norte por la falla de Durango.

En el extremo sureste del cuadrante, en las proximidades del alto de Arcastey, afloran materiales de la formación calcárea del Maastrichtiense-Daniense en contacto con las margas de Garay. Sin embargo, esos niveles se han incluido dentro del sector de Guernica puesto que en esa zona, donde la falla de Durango se amortigua, el límite entre sectores se ha hecho coincidir con el techo de las margas de Garay.

Las **margas y margocalizas** (15) afloran en una estrecha banda cuyos afloramientos pueden seguirse por el vecino cuadrante de Galdakao (62-III). Son margas y margocalizas de color gris estratificadas en bancos centi-decimétricos; en ocasiones presentan zonas más carbonatadas en las que es posible diferenciar niveles micríticos. Cuando estas margas y margocalizas adquieren tonos rosados, se han diferenciado en cartografía como **margas rosas** (16).

Los estudios paleontológicos realizados sobre muestras de esta formación dan como resultado: *Stomiosphaera minutissima* WAWR, *Globigerina cf. daubjergensis* BRONN., heterohelícidos, *Globorotalia sp.*, que indican una edad Daniense-Montiense.

## 2.2. **UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE GUERNICA.**

El Sector de Guernica se sitúa al norte de la falla de Durango, puesto que este accidente marca su límite con el Sector de Durango. Solamente en el extremo sureste del cuadrante, en donde la traza cartográfica de la falla de Durango no es tan nítida, se ha optado por un límite de sectores más arbitrario, haciéndose coincidir con el techo estratigráfico de las margas de Garay.

Dentro del Sector de Guernica se han diferenciado los siguientes términos:

### 2.2.1. **Cretácico superior** **(Campaniense-Maastrichtiense)** (17 a 19)

La **formación margosa del Cretácico superior** (17) se sitúa en el extremo noreste de la hoja de Durango, presentando una extensión muy reducida dentro de la misma, por lo que sus afloramientos han tenido que ser observados en gran parte fuera de ella.

Esta formación se encuentra en cambio lateral del "flysch calcáreo" (18) y pasa gradualmente hacia techo al "flysch detrítico-calcáreo" (19).

Se trata de un conjunto muy monótono constituido por margas con tonalidades grises, estratificadas en bancos potentes, donde a veces pueden observarse intercalaciones de niveles terrígenos. Aunque en esta hoja no afloran materiales volcánicos intercalados en esta formación margosa, en el vecino cuadrante de Eibar (63-III), la formación margosa del Cretácico superior alberga una potente sucesión de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias. Asimismo, en la hoja de Eibar, la potencia deducida para la formación margosa del Cretácico superior, aunque muy variable de unos puntos a otros, sobrepasa los 2.000 metros.

El **flysch calcáreo** (18) aflora exclusivamente en el flanco norte del Sinclínorio Vizcaíno. En la zona estudiada, el flysch calcáreo está formado por una alternancia de margocalizas y calizas micríticas en bancos de 10 a 20 cm. Tanto hacia techo como lateralmente pasa de forma gradual al flysch detrítico-calcáreo. En la parte más baja de la serie y hacia el sureste sufre también un cambio lateral de facies, pasando a la formación margosa del Cretácico superior (17).

En este cuadrante no se han observado estructuras que evidencien procesos turbidíticos

en los materiales del flysch calcáreo. No obstante, debe admitirse que se trata de turbiditas calcáreas, puesto que muestran cambios laterales a facies que son claramente turbidíticas.

El flysch calcáreo pertenece al conjunto que MATHEY (1983) denominó "sistema de Flysch Calcáreos" y más concretamente "Flysch del Sinclínorio de Vizcaya". Lo define en general como una alternancia de calcarenitas o calcilimolitas, beiges a grises, en bancos de espesor generalmente centimétrico a decimétrico y margas grises de espesor a menudo decimétrico y a veces métrico. Aparecen también lechos de caliza, de un espesor que raramente supera los 10 centímetros. Según este autor los niveles calcareníticos y calcilimolíticos presentan secuencias de Bouma, tratándose por tanto de series turbidíticas.

Los estudios petrográficos de las muestras tomadas en estos materiales revelan que se trata de biomicritas, con un pequeño porcentaje en granos de cuarzo de pequeño tamaño, que en general no supera el 5% del total de la roca. El porcentaje de bioclastos oscila alrededor del 30%, siendo principalmente fragmentos de radiolarios calizos, espículas, globigerínidos, calciesferas, etc. El resto de la roca corresponde a matriz micrítica.

Las observaciones de afloramientos y los estudios petrográficos realizados sobre materiales de este flysch calcáreo demuestran que, al menos en el ámbito del presente cuadrante, tiene una naturaleza más calcárea y menos detrítica que los "flysch calcáreos" descritos por MATHEY (op. c.f.).

La potencia mínima observable dentro del cuadrante de Durango es de 700 metros, no obstante, aquí no llega a aflorar el muro. En la hoja de Gernika-Lumo (62-II) la potencia observable para este flysch sobrepasa los 1.000 metros.

El **flysch detrítico calcáreo** (19) del Cretácico superior constituye una potente serie

monoclinal de unos 850 metros de potencia, buzando unos 40 a 45 grados al sur.

Está formado por una alternancia rítmica de calizas arenosas o limolíticas y lutitas calcáreas o margas, en bancos centi-decimétricos (entre 5 y 20 centímetros generalmente; ocasionalmente pueden llegar a más de 50 centímetros), de color gris en afloramiento fresco. Presenta también niveles de calizas micríticas, normalmente centimétricos.

En afloramientos meteorizados el aspecto general de los materiales es el de una alternancia de areniscas de color marrón y lutitas, consecuencia de la pérdida en carbonato de los niveles calizos.

Son series turbidíticas que comienzan por un banco de calizas arenosas de granulometría fina a muy fina, generalmente con estructuras tales como laminaciones paralelas, laminación convoluta, gradaciones, laminaciones cruzadas, ondas de arena, estructuras "dish", marcas de erosión, etc., que pasa gradualmente a limolitas y argilitas calcáreas laminadas. En algunas secuencias puede aparecer un banco de calizas micríticas pertenecientes al episodio hemipelagítico. Normalmente cada secuencia tiene una potencia de 15 a 30 centímetros.

Se trata por tanto de secuencias  $T_{c-d}$  en las que a veces aparecen los términos "b" y "e" de las secuencias de Bouma.

Frecuentemente aparecen en estas facies bioturbaciones horizontales, "burrows", etc. También pueden observarse ocasionalmente, en la superficie de algunas capas, *chondrites*.

Hacia techo, la serie se va haciendo más calcárea y pasa gradualmente a la "formación calcárea del Maastrichtiense-Daniense".

Los levigados realizados en esta facies han revelado escasos restos fósiles mal conservados

y generalmente resedimentados: *Trochammina obliqua* TAPPAN, *Bathysiphon* sp., *Globotruncana* aff. *forficata* PLUMM., ¿*Globotruncana* cf. *imbricata*? MORNOD, *Globotruncana* aff. *sigali* REICHEL, *Anomalina ornata*, *Heterohelix globulosa* EHRENB. y *Globotruncana bulloides* VOGLER.

La edad más probable es Campaniense.

Desde el punto de vista petrográfico la mayoría de las muestras son bio (micritas/esparitas) limolíticas. La granulometría de las muestras varía dependiendo del término muestreado desde arena fina o a lo sumo media, para los términos basales de cada secuencia turbidítica, hasta detriticos inferiores a 20 micras en el caso de los términos hemipelagíticos, pasando por limos y arcillas.

La proporción de detriticos es igualmente variable y en el caso de los bioclastos, difícil de precisar, ya que se encuentran recristalizados y se confunden fácilmente con el cemento esparítico. El cuarzo varía entre el 5% y el 45%, siendo la media del 25%, la moscovita oscila alrededor del 5%, aunque generalmente está ausente en los términos hemipelagíticos; los feldespatos pueden alcanzar el 15%, estando la media en un 5%. El resto de la roca corresponde a bioclastos y cemento esparítico-micrítico (el porcentaje varía entre el 35% y 85%, siendo la media de un 65%) y accesorios (opacos, materia carbonosa, turmalina, circón, etc.).

También es frecuente la presencia de "pellets", aunque no de una forma generalizada, así como óxidos de hierro formando parte del cemento.

Los bioclastos identificables corresponden a foraminíferos, equinodermos, lamelibranquios, moluscos, etc.

### 2.2.2. Formación calcárea del Maastrichtiense-Daniense (20 a 23)

El flysch detritico calcáreo pasa a techo gradualmente a una formación calcárea

constituida por margas y margocalizas (20), calizas (21) y margas rosas (22).

Dentro del Sector de Guernica, los afloramientos de la formación calcárea del Maastrichtiense-Daniense constituyen una estrecha franja que se extiende desde Urruchua, en el extremo noroeste del cuadrante, hasta el alto de Arcastey y Zaldivar, en el ángulo sureste de la hoja.

En las zonas de Urruchua, Balcón de Vizcaya y alto de Zulugain se orientan en dirección NO-SE, formando parte del flanco norte del Sinclinal Vizcaíno (o sinclinal de Punta Galea-Oiz); mientras que en el borde este y sureste, afloran en una serie de pliegues menores asociados al cierre perisinclinal de dicha estructura.

Las **margas y margocalizas** (20) ocupan la mayor extensión de afloramiento dentro de la formación carbonatada del Maastrichtiense-Daniense. Son margas y margocalizas finamente estratificadas que normalmente presentan tonalidades grises y suelen intercalar niveles de calizas micríticas. En ocasiones las margas y margocalizas adquieren coloración rosácea, en estos casos se han diferenciado en cartografía como **margas rosas** (22). De igual forma cuando los niveles de calizas micríticas intercalados en las margas adquieren potencia y longitud suficiente, se han diferenciado en cartografía como **calizas micríticas con intercalaciones de margas** (21); se presentan en bancos decimétricos bien estratificados, normalmente con tonalidades grises pero que esporádicamente pueden adquirir coloraciones rosáceas; su potencia media es de unos 30 metros aunque lateralmente pueden pasar a margas y margocalizas.

En las proximidades del puerto de Areitio, se ha cartografiado un afloramiento de **brechas poligénicas** (23); son margas brechoideas con cantos de calizas, margas, calizas arenosas, areniscas y pizarras.

El contenido micropaleontológico más significativo es: *Globorotalia trinitatensis* BOLLI, *Globorotalia sp.* (Daniense-Montiense).

El contacto de la formación calcárea del Maastrichtiense-Daniense con el flysch detrítico-calcáreo (31) del Terciario supone un salto en edad desde el Paleoceno inferior hasta el Eoceno inferior. Es además significativo que en el flysch terciario se produzca una mezcla de fauna correspondiente al Paleoceno y al Eoceno, con fósiles ferruginizados, lo cual implica que dicho flysch se formó en gran parte por el desmantelamiento de sedimentos paleocenos poco o nada consolidados. Esta es la razón por la que dicho contacto se ha representado con el signo de paraconformidad. Solamente en la zona del Alto de Arcastey, en el extremo sureste de la hoja, el contacto entre la formación margosa del Maastrichtiense-Daniense y el flysch terciario (31) se ha representado como normal, puesto que en esta zona el paso de unos materiales a otros es continuo, y el contenido micropaleontológico de las muestras estudiadas corrobora esta apreciación ya que implica un intervalo de edad que cubre desde el final del Cretácico superior hasta el Thanetiense. Sobre las condiciones particulares que caracterizaron la sedimentación durante el tránsito Cretácico a Terciario se incidirá nuevamente en el capítulo de sedimentología.

### 2.2.3. Montiense superior-Thanetiense (24, 25 y 26)

El término litológico definido como **areniscas de grano grueso, areniscas calcáreas y margocalizas** (24) se sitúa, con un contacto discordante erosivo, sobre el flysch detrítico calcáreo del Cretácico superior (19). Se encuentra asociado a las calizas y calizas brechoideas de Muniusguren y a los microconglomerados y areniscas de Gonzugaray, localizándose todas estas facies al norte de los caseríos Astario, Muniusguren y Cortaguren.

En el corte al sur del caserío Astario, constituye un paquete de unos 25 metros de potencia, que de muro a techo está formado por los siguientes niveles:

- 3 metros de areniscas de grano medio a grueso.
- 3 metros de calizas arenosas.
- 3 metros de margocalizas.
- 2 metros de areniscas calcáreas.
- 13 metros de areniscas de grano grueso con niveles de areniscas calcáreas.

El conjunto calcáreo compuesto por las **brechas calcáreas y calizas de Muniusguren** (25) se sitúa con un contacto discordante erosivo sobre el flysch detrítico-calcáreo del Cretácico superior.

Constituye un afloramiento discontinuo de una potencia máxima de unos 125 metros, donde alternan paquetes irregulares de brechas calcáreas, calizas recristalizadas y calizas arenosas, con contactos difusos y a veces irregulares. Representa un conjunto heterogéneo, cuya característica común es la presencia generalizada de abundantes calizas detríticas, en general calcirruditas de tamaño de grano variable.

El contenido micropaleontológico de esta facies está integrado por: *Globorotalia ehrembergi*, *Globigerina cf. triloculinoides*, *Lithothamnium sp.*, solenoporaceas, dasyclada-ceas, corales, ostrácodos, miliólidos, rotálidos, *Smoutina sp.*, *Arenobulimina sp.*, *Eggerellina sp.*, *Anomalina sp.*, *Ammobaculites sp.* Esta asociación data el Montense superior.

Los estudios petrográficos revelan que la composición de los diferentes fragmentos, que integran la roca, son de naturaleza variada.

Así, se han encontrado cantos subangulosos a subredondeados de: micritas con globigerínidos, micritas con miliólidos y foraminíferos, micritas con corolarios y algas rodófitas, micritas con algas solenoporáceas, biogravels micríticos, calizas micríticas arenosas, areniscas calcáreas de grano medio, etc.; no presentando apenas matriz micrítica.

Los llamados **microconglomerados y areniscas de Gonzugaray** (26) constituyen una formación, situada al norte del caserío Cortaguren, de composición siliciclástica y carácter discordante.

Representa un resalte topográfico de más de 3 kilómetros de longitud, que se acuña lateralmente. La potencia máxima no se observa debido a una pequeña falla, pero al menos es de unos 150 metros.

Este término está constituido por microconglomerados y areniscas de grano grueso con dudosa estratificación cruzada. Existe una relación directa entre potencia de la formación y tamaño de grano, de tal forma que cuanto mayor es la primera, más fracción microconglomerática presenta la roca.

El contacto inferior es discordante erosivo, situándose tanto sobre el flysch cretácico superior, como sobre las brechas calcáreas de Muniusguren, o sobre las margocalizas del Maastrichtense-Daniense.

Petrográficamente son ortocuarzitas con un 90% de granos de cuarzo (frecuentemente policristalino) y un 10% de matriz arcillosa teñida por óxidos de hierro. También pueden verse algunos feldespatos alterados.

#### 2.2.4. **Eoceno** (términos del 27 al 41)

Se describen conjuntamente un grupo de litologías ya que todas ellas se encuentran estrechamente relacionadas con el flysch detrítico-

calcáreo terciario (31), que ocupa una gran extensión de afloramiento dentro de la hoja de Durango.

Los materiales situados a muro de esta formación no son iguales en todas las zonas. Así, en el extremo oriental de la hoja, el flysch detrítico-calcáreo descansa directamente sobre la formación margosa del Maastrichtiense-Daniense. Sin embargo, en los alrededores de Urruchua, Balcón de Vizcaya y Guereña aflora, entre ambas formaciones, una serie con reducida extensión cartográfica en el presente cuadrante, pero cuyos afloramientos pueden seguirse en hojas vecinas, especialmente hacia el noroeste.

Las **lutitas** (27) afloran al sur del Balcón de Vizcaya y al norte de Guereña; son niveles lutíticos, poco o nada carbonatados que originan depresiones topográficas dentro de los resaltes producidos por las litologías circundantes. Las **margas y margocalizas flyschoides** (28) se presentan como una alternancia de margocalizas tableadas con margas en bancos de 5 a 20 centímetros de potencia; lateralmente y hacia techo pasan al flysch detrítico-carbonatado terciario (31) propiamente dicho. Los estudios petrográficos realizados en estas margas y margocalizas indican que se trata de biomicritas, con un porcentaje de bioclastos en torno al 15%, principalmente globigerínidos, espículas y algún bioclasto silíceo; 80% de matriz micrítica algo arcillosa, y menos del 5% de cuarzo. En el extremo noroeste de la hoja, y en cambio lateral de facies del flysch detrítico carbonatado, pero con carácter más calcáreo, se ha diferenciado un término compuesto por la **alternancia de calizas arenosas, calizas micríticas y margas** (29).

Por otra parte, también se han diferenciado en cartografía una serie de niveles de **margocalizas** blancas (30) intercaladas en el flysch detrítico-carbonatado (31). Estos afloramientos de margocalizas se sitúan geográficamente al norte del caserío Cortaguren y presentan potencia y continuidad lateral muy reducida.

El **flysch detrítico carbonatado** (31) presenta una superficie de afloramiento muy extensa dentro del cuadrante y está constituido por una **alternancia de calizas arenosas o limolíticas y lutitas calcáreas o margas**. Con objeto de describir sus principales características, se ha tomado como referencia la columna tipo levantada en la ladera norte del monte Oiz, pendiente abajo de la ermita de San Cristóbal, donde se han diferenciado, de muro a techo, los siguientes tramos:

- 1.— 400 metros de estratos, entre 0,5 y 5 centímetros, de facies D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> y raramente D<sub>3</sub>, con gran abundancia de hemipelagita. En la parte alta se intercalan dos lóbulos o franja de lóbulo. Aparte de estos lóbulos que se organizan en sendos ciclos negativos, la serie es acíclica. En conjunto estos materiales se han interpretado como depositados en un medio de llanura abisal.
- 2.— 200 metros de estratos entre 5 y 30 centímetros, llegando incluso, pero raramente, a 60 centímetros. Las facies más frecuentes son D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> y con menos frecuencia D<sub>3</sub>. Se organizan en ciclos negativos de escala decimétrica y métrica. El conjunto se ha interpretado como una sucesión de franjas de lóbulo.
- 3.— 100 metros de estratos (entre 3 y 4 centímetros; de forma esporádica pueden alcanzar los 80 centímetros) en donde abunda la hemipelagita, que puede suponer el 30% del total. Se ha interpretado como sedimentos de llanura submarina.

En toda la columna tipo son muy abundantes las estructuras sedimentarias como laminaciones paralelas, laminación convoluta, gradaciones, ondas de arena, estructuras "dish", laminaciones cruzadas, marcas de erosión, etc.

El contenido micropaleontológico de este flysch implica fuertes resedimentaciones de materiales paleocenos. Por esta razón la asociación más significativa se encuentra en la base del mismo, dentro de las alternancias de margocalizas y margas de la zona de Larrustegui (28). En estos estudios se observa: *Globorotalia aequa* CUSH. y RENZ., *Gr. subbotinae* MOROZ, *Gr. aff. wilcoxensis* CUSH. y PONTON, *Gr. marginodentata* SUBB., *Gr. gr. formosa* BOLLI, *Globigerina primitiva* (FINLAY), *G. linaperta* FINLAY, y escasos bentónicos: *Ammodiscus* sp., *Bathysiphon* sp., *Pterigocythereis* sp., *Cytherella* sp.

En conjunto esta asociación indica una edad Ypresiense inferior (Ilerdiense sup.?).

Las consideraciones petrográficas que deben hacerse para el Flysch detrítico-carbonatado terciario (31), son prácticamente iguales a las ya apuntadas para el flysch detrítico-calcáreo del Cretácico superior (19), por lo cual nos remitimos al mismo.

Se ha dado el nombre de **areniscas y microconglomerados del Oiz** (32), a la formación responsable del resalte topográfico de este monte.

Se trata de un conjunto litológico formado por areniscas de grano medio a grueso y microconglomerados con finas intercalaciones de niveles lutíticos y/o areniscas finas. Frecuentemente presentan niveles intercalados de **calizas arenosas de grano medio a grueso** (34), a menudo brechoides, con cantos blandos de caliza, cantos de pizarras, cuarcitas, etc.

En los niveles microconglomeráticos se pueden observar en algunas ocasiones cantos de hasta dos centímetros, de cuarcitas y areniscas dentro de la matriz. Son además frecuentes los niveles de granulometría diferente, en bandas de 2 a 4 centímetros, que dan lugar a una laminación paralela. Normalmente se

producen cambios laterales de microconglomerados a areniscas.

La posición estratigráfica de estas facies es variable. Así por ejemplo, en el flanco sur del sinclinal se intercalan dentro del flysch arenoso (35) representando por tanto un cambio lateral del flysch detrítico-carbonatado del flanco norte (31). Hacia techo, se uniformizan las facies, pudiendo seguirse de una forma más o menos continua desde el flanco norte hasta el flanco sur.

Las areniscas del flanco sur, intercaladas entre el flysch arenoso, son al igual que éste, series turbidíticas, muy arenosas, donde la fracción lutítica es escasa y en ocasiones no existe. Presentan laminaciones paralelas, laminaciones cruzadas, gradaciones, etc.

En el corte de la pista que sube al monte Oiz por la ladera norte puede observarse que, por encima del flysch detrítico-calcáreo (31), las areniscas del Oiz son en su mayoría facies turbidíticas de tipo D<sub>2</sub>. A veces presentan fenómenos de erosión y relleno, amalgamaciones, abundantes escapes de agua y, localmente, facies tractivas de tipo B<sub>2</sub>.

Todos los estudios micropaleontológicos realizados indican una resedimentación de fósiles del Albiense - Cenomaniense y del Paleoceno.

Petrográficamente las areniscas y microconglomerados del Oiz (32) son mayoritariamente ortocuarzitas, aunque a veces llegan a ser subarcosas. El porcentaje de cuarzo varía entre el 75 y el 95%, siendo la media del 86%. Los feldespatos pueden alcanzar el 10%. La moscovita y a veces la biotita están presentes en pequeñas proporciones. La matriz, arcillosa, varía entre el 5 y el 10%. En algunas ocasiones los óxidos de hierro pueden llegar al 10%.

La granulometría más frecuente es de arena media a gruesa, con granos subangulosos a subredondeados.

En algunas láminas estudiadas, se observan granos de cuarzo milimétricos, muy redondeados, de origen ígneo-metamórfico (texturas granuladas o en mortero). Este hecho podría indicar que parte de los aportes proceden de un área fuente paleozoica.

Por su parte, las calizas arenosas de grano medio a grueso (34) contienen proporciones variables de bioclastos, cuarzo, feldespatos e intraclastos, dentro de una matriz micrítico-esparítica.

La potencia de las areniscas y microconglomerados del Oiz es difícil de precisar puesto que no se trata de un nivel tabular y continuo, sino que sufre frecuentes cambios de facies, pasando a otros tipos de litologías, generalmente más lutíticas; no obstante puede apuntarse que la máxima potencia calculada para estos materiales alcanza los 500 metros.

La formación denominada **margas, margas con olistolitos, calizas y margas arenosas (margas con olistolitos)** (33) aflora exclusivamente en el flanco sur de la estructura sinclinal a lo largo de una banda de unos tres kilómetros de longitud que se sitúa al norte del núcleo urbano de Orobio.

Litológicamente se trata de un conjunto bastante heterogéneo. Así por ejemplo, hacia el extremo oriental de su afloramiento, en la zona de Artaza-Arialdi, está constituida por margas y margocalizas organizadas en bancos centimétricos o bien de aspecto masivo, que se disponen verticalmente o con buzamientos elevados hacia el noreste, en Arialdi presentan además tonalidades rosáceas. En la carretera de subida al barrio de Artaza, poco después de pasar la ermita de San Marcos, aflora un paquete potente de lutitas calcáreas. En el corte del río Orobio es posible diferenciar que en los

afloramientos situados más al norte la litología dominante es de margas con olistolitos calizos decimétricos, mientras que en los afloramientos meridionales se distinguen margocalizas tableadas, a veces arenosas, buzando suavemente al sur y afectadas por una esquistosidad subvertical. Hacia el noroeste, en los alrededores de Chanchagorri, afloran margocalizas y brechas margosas que incluyen cantos de calizas y microconglomerados calizos, buzando hacia el norte.

La potencia real de las margas con olistolitos (33) no es conocida puesto que el contacto septentrional (techo) se encuentra siempre mecanizado; sin embargo, la potencia máxima observada ronda los 350 metros.

Los estudios micropaleontológicos realizados revelan asociaciones faunísticas que abarcan desde el Maastrichtiense hasta el Ypresiense superior, lo cual hace suponer la existencia de importantes procesos de resedimentación.

A la vista de las características descritas, es claro que esta formación alberga materiales resedimentados por procesos de "slump" o similares, lo cual puede justificar, al menos parcialmente, la aparentemente anómala disposición de buzamientos hacia el sur que presenta esta formación, dentro de una serie mayoritariamente buzante al norte. Por otra parte, es conveniente destacar la intensa fracturación y la presencia de esquistosidad que muestran las margas con olistolitos. Todos estos aspectos pueden estar relacionados con la peculiar posición geológica que ocupa esta formación, situada entre la falla de Durango y la falla de la ermita de San Marcos, la primera de las cuales presenta en esa zona un salto importante.

El flysch arenoso aparece en el flanco suroeste del sinclinorio, como cambio lateral del flysch detrítico carbonatado terciario (31). Está formado por una **alternancia de lutitas o lutitas calcáreas y areniscas de grano medio a**

**grueso y areniscas finas** (35) organizadas en bancos decimétricos. La principal diferencia con el flysch detrítico calcáreo, además de la litología, es la mayor potencia de los bancos, que en bastantes casos puede llegar a 1 metro.

Localmente puede existir un predominio neto de los niveles lutíticos, sin que ello suponga una variación importante en el carácter general de la serie.

Donde los afloramientos permiten una buena observación se aprecia que se trata de una serie turbidítica, que comienza normalmente con un banco de arenisca de granulometría media, a veces gruesa, con laminaciones paralelas, laminaciones cruzadas, laminación convoluta, gradaciones, etc.; y pasa a bancos limolíticos y argilitas laminadas.

Los microfósiles encontrados en este último flysch son bentónicos alóctonos resedimentados, de edades tan diferentes como Albiense superior-Cenomaniense y Paleoceno.

La potencia total de este tramo no se conoce, ya que hacia el sur se encuentra cortado por la falla de Durango. No obstante, al menos es de unos 1.500 metros, incluyendo en esta cifra el espesor de otros términos que se encuentran intercalados en estos materiales.

El término denominado **lutitas, areniscas, margas y calizas arenosas flyschoides** (36) constituye una alternancia flyschoides de lutitas o lutitas calcáreas y areniscas de grano fino, en bancos de entre 5 y 20 centímetros, donde frecuentemente se intercalan niveles continuos de areniscas de grano medio a grueso, margas y calizas arenosas (34). Las estructuras más características son las laminaciones paralelas y laminaciones cruzadas.

Como puede observarse, se trata de un conjunto bastante heterogéneo, donde se agrupan litologías que no pueden ser separadas cartográficamente y que tampoco pueden incluirse

en ninguno de los términos cartográficos definidos anteriormente.

En este punto es conveniente reseñar que materiales de edad terciaria que afloran en esta hoja componen una sucesión de secuencias turbidíticas, con facies y características litológicas diferentes y con frecuentes cambios, tanto laterales como a techo y muro. Por esta razón, los términos cartográficos diferenciados no presentan, en muchos casos, límites claros o excesivamente netos sino, más bien, intentan agrupar de una forma objetiva, aquellos conjuntos con unas características litológicas y presumiblemente sedimentológicas similares. Esto hace que en algunos casos sea difícil establecer los contactos, sobre todo en unidades con litologías poco características, como ocurre con este término.

Los estudios micropaleontológicos realizados ponen de manifiesto que los microfósiles contenidos son prácticamente en su totalidad resedimentados, pues indican edades Albiense-Cenomaniense y Paleoceno.

La potencia de esta formación es variable, aunque puede estimarse un máximo de 500 metros. Además hay que tener en cuenta que lateralmente pasa a las areniscas y microconglomerados del Oiz (32).

A continuación se describirá un conjunto de litologías claramente diferentes, pero aparentemente relacionadas. Sus afloramientos se sitúan siguiendo una franja de dirección este-oeste al norte de Garay y al norte de la falla de Durango, directamente en contacto con la misma.

Las **margas y paraconglomerados de matriz margosa** (37) están formados por margas de aspecto astilloso y paraconglomerados de matriz margosa, con cantos de caliza micrítica desde centimétricos a decimétricos.

En algunos afloramientos, situados en las proximidades de Oka, han podido verse

algunos cantos decimétricos de calizas urgonianas organógenas que implican, o bien áreas fuente con calizas urgonianas, o bien, áreas fuente con cantos de calizas urgonianas. El origen de estos paraconglomerados no está muy claro, pero podría tratarse de depósitos producidos por fenómenos de "debris-flow".

Las **calizas-micríticas** (38) son de color gris y grano muy fino; afloran al norte de Garay y constituyen un pequeño promontorio que, aunque las condiciones de afloramiento no permiten comprobarlo, podría tratarse de un gran olistolito.

Las **calizas micríticas brechoides** (39) y las **calizas micríticas arenosas** (40) aparecen como cambio lateral de las facies descritas anteriormente y como cambio lateral de facies entre sí.

Las primeras presentan un color jaspeado debido a la diferencia entre la coloración de los cantos y la matriz, ya que en algunos casos los cantos son grises y la matriz rosada, y en otros ocurre al contrario. El tamaño de los cantos varía entre centimétricos a decimétricos. Frecuentemente la matriz es algo más margosa que los cantos. Estas calizas afloran generalmente estratificadas en bancos decimétricos a métricos.

Las calizas micríticas arenosas (40), aparecen finamente bandeadas, con bandas que oscilan entre varios milímetros y 1 ó 2 centímetros. Son debidas a aportes arenosos y a veces presentan brechas calcáreas a pequeña escala, que recuerdan a las calizas arenosas y brechoides con cantos poligénicos (41). Generalmente aparecen estratificadas en bancos decimétricos a métricos.

La potencia real de estas facies no es posible estimarla debido a que se encuentran cortadas por la falla de Durango. No obstante, la potencia máxima observada es de unos 300 metros. El contacto de muro es concordante, y

las margas y paraconglomerados descansan sobre las lutitas, areniscas, margas y calizas arenosas flyschoides (36).

Además, es importante señalar que las margas y paraconglomerados (37) afloran exclusivamente en una estrecha franja jalonando la traza cartográfica de la falla de Durango. Esta relación no debe ser casual y, muy probablemente, ambos aspectos se encuentren estrechamente relacionados. En otras palabras, este hecho viene a corroborar la hipótesis según la cual la falla de Durango pudiera existir como un accidente sinsedimentario más o menos importante durante la deposición de los materiales que actualmente afloran a uno y otro lado de su traza cartográfica. Otros datos que podrían reforzar la hipótesis de una prolongada actividad sinsedimentaria de la falla de Durango a lo largo del tiempo son, la ya comentada diferencia existente entre las facies del Cretácico superior a ambos lados de esta falla y la presencia de margas con olistolitos (33), cuyos afloramientos se restringen también a las proximidades de la traza cartográfica de este accidente.

Por último, el término **calizas arenosas, calizas brechoides con cantos - poligénicos y margas** (41) aflora en el núcleo de una estructura sinclinal cuyo cierre periclinal puede seguirse perfectamente en cartografía. Presentan frecuentes inflexiones, repliegues y pequeñas fallas; observándose también una esquistosidad de plano axial, que es más evidente en los niveles margosos y, cuya orientación característica es N 130° E, buzando 85° hacia el noreste.

La serie comienza con calizas arenosas, margocalizas arenosas y margas, todas ellas tableadas, en bancos de 5 a 20 centímetros. Hacia techo van pasando a calizas arenosas de grano más grueso, en bancos más potentes (0,5 metros aproximadamente). Son frecuentes los paquetes de calizas brechoides con cantos de cuarcita, pizarras negras, margas, cantos

blandos de calizas micríticas y nummulites, en una matriz calizo-arenosa grosera. El tamaño de los cantos puede llegar a 3 milímetros para los de cuarcita, y a 2 - 3 milímetros para el resto.

En algunos afloramientos, concretamente los situados al norte de la ermita de Santa Catalina, se observa alternancia de brechas calcáreas y niveles calizos algo arenosos y micríticos.

La asociación micropaleontológica más destacable está compuesta por: *Globorotalia aff. caucasica*, *Gr. soldadoensis*, *Gr. lineperta*, *Globorotalia quetra*, *Gr. aragonensis*, *Gr. gr. formosa*, *Clavulinoides aspera* CUSHMAN, *Cytherella sp.*, *Astacolus sp.*, *Lenticulina sp.*, *Anomalina sp.*, que permite datar el término como Ypresiense superior.

Petrográficamente la mayoría de las muestras estudiadas corresponden a biomicritas arenosas o limolíticas.

La potencia de la formación es de unos 200 metros aproximadamente.

## 2.3. CUATERNARIO

### 2.3.1. Terrazas altas (42)

Las **terrazas altas** corresponden a depósitos cuaternarios antiguos de origen aluvial; están formados por bloques y cantos redondeados de arenisca, en una matriz de grava, arena y arcilla. Actualmente se encuentran "colgados" en las colinas que dominan el valle del río Ibaizabal.

### 2.3.2. Terrazas bajas (43)

Son **depósitos aluviales** modernos, formados por bloques y cantos redondeados de naturaleza variada, en una matriz de grava, arena y arcilla, en lo que fueron antiguos cauces de río, y por lutitas y arenas en las zonas correspondientes a llanuras de inundación.

### 3. SEDIMENTOLOGIA

El objetivo fundamental de este capítulo consiste en exponer de forma resumida la historia, evolución y características de los medios sedimentarios en los cuales se depositaron los materiales más ampliamente representados en la hoja, integrando todos estos datos en el contexto paleogeográfico regional.

Los materiales más antiguos que afloran en la hoja corresponden al Complejo Supraurgoniano, aunque las principales observaciones sobre estos materiales hay que realizarlas en cuadrantes vecinos, especialmente en el de Elorrio (87-II). Es claro que después del depósito de los últimos materiales urgonianos, tanto en facies carbonatadas, en las amplias plataformas del Duranguesado, como de terrígenos adyacentes, se produce una importante ruptura sedimentaria causada por una fase de actividad tectónica (fase Austrica) que rejuveneció los relieves del área fuente provocando un masivo aporte de terrígenos a la cuenca. Esta contaminación terrígena inhibió de forma brusca la sedimentación de carbonatos, que sólo se volvería a manifestar de forma aislada en pequeños umbrales a salvo de los aportes terrígenos.

Asímismo, durante la sedimentación de estos materiales supraurgonianos, la configuración paleogeográfica de la cuenca cambió de forma sustancial, localizándose en el tiempo, de forma simultánea, una serie de dominios paleogeográficos y sedimentarios, sistemas

deposicionales, cuyo control corresponde tanto a la morfología previa dejada por las construcciones arrecifales (OLIVE *et al.*, 1984), como a la acción de fallas de zócalo. En esta nueva configuración paleogeográfica, que se establece durante el Albiense superior-Cenomaniense inferior, los dominios sedimentarios supraurgonianos se disponen a modo de cinturones de facies aproximadamente paralelos a las direcciones actuales, aunque con algunas excepciones. Estos son, de suroeste a noreste: fluvial (arenas de Utrillas), deltaico y marino somero (formación Valmaseda y equivalentes), talud marino (formación Durango) y marino profundo (Flysch Negro o formación Deva). Los tres primeros sistemas son intergradacionales, mientras que las relaciones con el último no están del todo definidas (figura 3.1).

Los materiales del Complejo Supraurgoniano representados en este cuadrante corresponden en su totalidad a la formación Durango, que se depositó en una zona de talud deposicional no destructivo, a favor del cual se producían numerosos fenómenos de inestabilidad (deslizamientos en masa, flujos de barro, "slumps", etc.). Los canales turbidíticos debían ser relativamente frecuentes, sobre todo hacia la parte inferior de la serie. La falla de Bilbao, cuya traza cartográfica discurre al sur del cuadrante, constituía la separación entre este dominio supraurgoniano y otro meridional de aguas más



someras (ver hoja de Elorrio, 87-II). Las paleocorrientes medidas en los materiales supraurgonianos indican la procedencia de los aportes desde el suroeste.

El Cenomaniense inferior y medio supone una nueva etapa de inestabilidad en la cuenca, en la que se acentúan los surcos sedimentarios preformados y en la que se re-sedimenta gran cantidad de material. De hecho, los materiales del techo del Supraurgoniano, justo por debajo de los primeros depósitos margosos, constituyen un nivel guía a escala regional en el que dominan los depósitos caóticos generados por procesos gravitacionales (EVE, 1987).

Aunque durante el Albiense superior ya aparecen algunas manifestaciones volcánicas (especialmente en el cuadrante de Elorrio, 87-II), es a partir del Cenomaniense superior y hasta el Santoniense cuando, ligadas a una etapa de expansión oceánica y adelgazamiento de corteza, se abren grandes fracturas en el fondo marino que permiten la salida a la cuenca de grandes cantidades de material volcánico (volcanismo submarino), acompañado de una serie de intrusiones. Estas series volcánicas están especialmente bien desarrolladas en el vecino cuadrante de Eibar (63-III).

Durante esta etapa de expansión oceánica, que separa la placa Ibérica de la placa Europea, la configuración paleogeográfica consistía esencialmente en una plataforma meridional que pasaba hacia el norte a una plataforma distal, a un talud y al surco del flysch (dispositivo esquematizado en la figura 3.2). Esta etapa supone la creación de una serie de fosas en las que se acumula gran cantidad de material turbidítico. El relleno de estas fosas (subparalelas a las directrices actuales), tenía una procedencia dominante del Pirineo, como lo demuestra el patrón de paleocorrientes; no obstante, algunos aportes esporádicos pudieron proceder de plataformas meridionales. En este sector las asociaciones de facies encontradas corresponden

siempre a turbiditas distales. El tipo de depósito en estas fosas vino condicionado por la posición relativa del nivel del mar en cada momento, posición que fue esencialmente alta, interrumpida por un período de baja relativa durante el Coniaciense (?) (períodos de "highstand", "lowstand", según MUTTI, 1985, REMACHA y ZAMORANO, com. pers.). A lo largo de su evolución las áreas de aporte han debido ser sustancialmente las mismas, áreas fuente-plataformas "pirenaicas" y un sistema de plataforma-talud meridional.

En el área ocupada por la presente hoja, se observa que la historia sedimentaria ocurrida en este sector durante el intervalo Cenomaniense-Maastrichtiense presenta una serie de peculiaridades interesantes que se deducen perfectamente de la cartografía y del esquema de la figura 3.2. Las condiciones de sedimentación de estos materiales vienen condicionadas, a partir del Cenomaniense, por tres grandes fallas del zócalo que limitan y controlan las diferentes facies. Estos tres grandes accidentes, subparalelos a las directrices actuales, son:

- 1.—La falla de Bilbao, que discurre al suroeste del área de estudio, es un "viejo" accidente que marca el límite entre dos bloques basculados y que ya era activo durante el Albiense, y quizás antes. Posteriormente condiciona la existencia de una zona de talud activo causante del deslizamiento de grandes masas de material terrígeno del Supraurgoniano, que constituye el sustrato relativo. Las denominadas facies olistostrómicas (10) en la cartografía, tienen su origen en estos fenómenos que, acompañados de material volcánico, están igualmente presentes en el vecino cuadrante de Elorrio (87-II).
- 2.—La falla de Durango es el accidente cuyo antiguo trazado debe corresponder

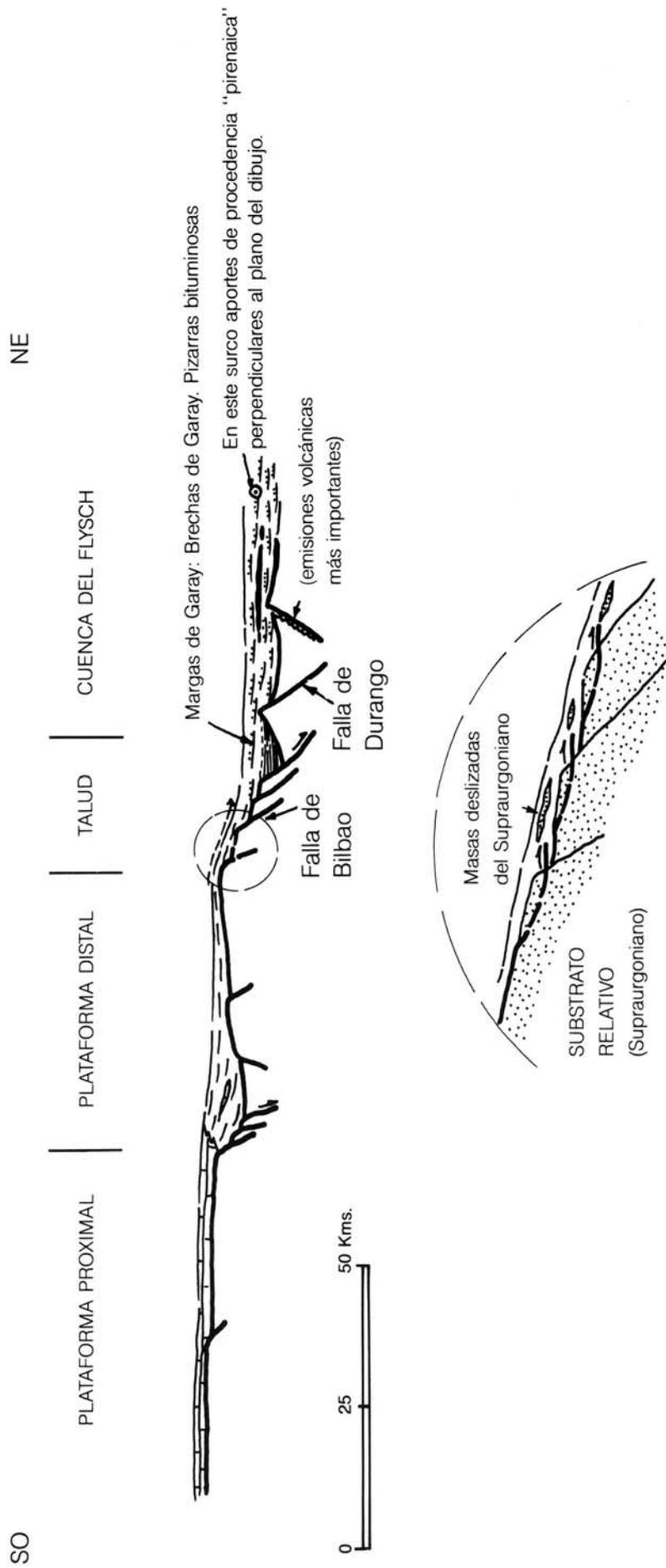


Figura 3.2.—Disposición de las áreas de plataforma proximal - distal, según ideas de RAT *et al.* 1982.

con la falla inversa que marca el límite de sectores en este cuadrante. Esto es factible si se considera que durante la fase compresiva Alpina, la superficie de esta falla (esquemática en la figura 3.2), ha debido "plegarse" hacia el noreste, pudiendo jugar como falla inversa. En el espacio comprendido entre este accidente y el de Bilbao, se creó una subcuenca donde se dan las condiciones propicias para el depósito de las margas de Garay y de los niveles de pizarras bituminosas. Este tipo de subcuencas ha sido descrito en numerosos puntos del globo por JENKINS (1980), quien afirma que este intervalo de edad supuso una época en la que las aguas de los océanos estuvieron empobrecidas en oxígeno de un modo generalizado. La distribución de potencias exhibida por las margas de Garay en la cartografía marca de un modo aproximado la geometría y dimensiones de esta subcuenca. Por otro lado, la falla de Durango debió crear un cierto escarpe activo, hecho corroborado por la presencia de algunas brechas hacia la parte alta de la serie. Al noreste de este accidente permanece la sedimentación típica de la cuenca turbidítica.

- 3.—Hacia el norte, fuera de la presente hoja, la cuenca turbidítica quedaría limitada por otra fractura relacionada con un accidente profundo, de orientación NO-SE, y que probablemente permitió la salida de grandes cantidades de materiales volcánicos que se intercalan con los materiales sedimentarios del Cretácico superior y se encuentran bien representados en la hoja de Eibar (63-III).

Durante el tránsito Cretácico-Terciario van a prevalecer aún las condiciones de nivel del mar alto. El análisis de las facies y morfologías,

que exhiben los cuerpos sedimentarios que constituyen este tránsito, revela una serie de aspectos de gran interés, sobre todo al integrar datos con un carácter regional (EVE, 1985, 1986, 1987). Estos materiales se agrupan en dos tipos generales de facies, uno calizo-margoso (capas rojas), ampliamente representado y otro tipo de facies que se ha denominado brechoide. El primer grupo de facies corresponde a materiales depositados en la parte distal de una plataforma carbonatada y/o un ambiente pelágico libre de influencia detrítica (esto no implica una profundidad determinada).

Las relaciones laterales y verticales entre estos términos (capas rojas y brechoide) y los infra y suprayacentes llevan a concluir que la facies brechoide (brechas y conglomerados del Daniense) se depositó en zonas de surcos, excavados en el fondo marino, por donde se canalizaban abundantes flujos de derrubios, en los que eran frecuentes los fenómenos gravitatorios ("slumps" y olistolitos) (figuras 3.3). La procedencia exacta del material es difícil de precisar, siendo necesario hablar de la erosión de áreas de plataforma e incluso emergidas, situadas muy probablemente al norte y al noreste; lo que sí queda claro a través de las relaciones que se observan en el campo es la orientación general NNE-SSO de estos surcos que, además, erosionan parte de las secuencias inferiores. Lo interesante de estas morfologías del fondo marino es que quedan preservadas en el tiempo, de manera que, durante el resto del Paleoceno y el Eoceno, los abanicos submarinos que vieran material terrígeno a la cuenca, tienen tendencia a canalizarse por estas morfologías del fondo, por lo que es frecuente encontrar una superposición de las facies más groseras de estos abanicos y brechas (figura 3.3).

Con un fuerte descenso del nivel del mar (paso de condiciones de "highstand" a "lowstand" según MUTTI, 1985) se inicia el depósito de los materiales turbidíticos del Terciario (del Paleoceno al Eoceno inferior), depositados en una cuenca turbidítica relativamente estrecha

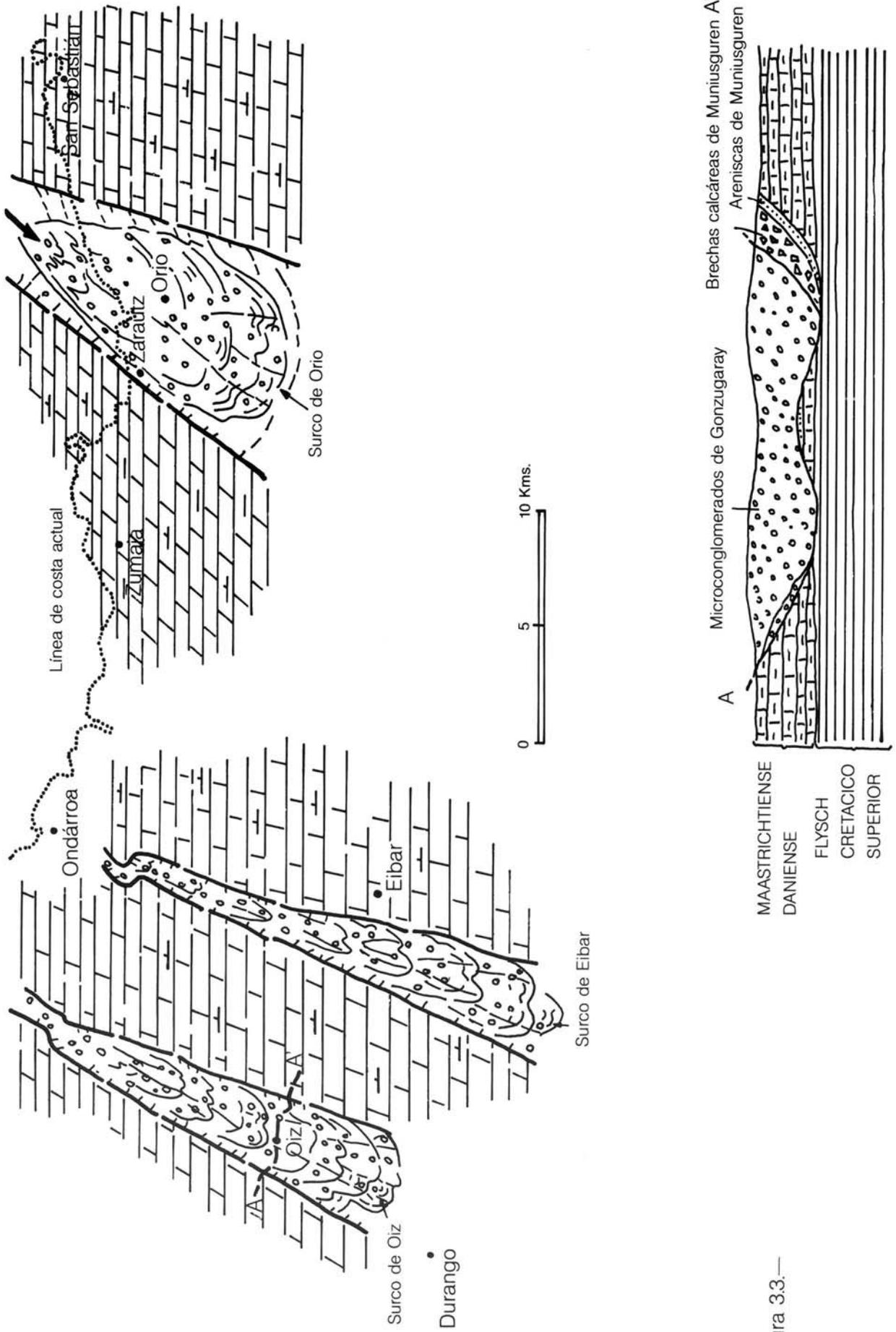


Figura 3.3.—

y mayoritariamente en forma de grandes sistemas de conos (abanicos o lóbulos) submarinos, con una procedencia dominante del este y del noreste. En este sector se observan subambientes que van desde lóbulo proximal-medio a facies de llanura abisal. Estos abanicos se agrupan en sistemas superpuestos en los que pudo variar sustancialmente el área fuente a lo largo del tiempo. Esta superposición estratigráfica de abanicos de diferente procedencia sugiere que la cuenca turbidítica eocena debía ser bastante estrecha (unas pocas decenas de kilómetros). Una serie de hechos parecen confirmar esto, ya que con un mismo patrón de paleocorrientes (procedentes del este y del noreste), es frecuente encontrar facies más proximales en este sector de la cuenca que en los materiales equivalentes de la cadena costera (ver cuadrante de Zumaia), teóricamente en una posición más proximal. Esto lleva a pensar, que parte del material turbidítico tiene una procedencia del margen meridional (numerosos datos petrográficos apuntan además a que gran parte de las areniscas proceden del reciclado de los materiales arenosos de edad Cenomaniense inferior). Parece claro, en consecuencia,

que las paleocorrientes procedentes del sur y del norte sufren una incurvación al llegar a la cuenca, y adquieren una orientación generalizada subparalela a ésta, hecho muy frecuente en este tipo de depósitos.

Los materiales más modernos que afloran en este cuadrante son de edad Eoceno medio y presentan un escaso registro lateral; sin embargo, sus características son muy interesantes. La gran abundancia de material brechoide (fundamentalmente flujos de derrubios con cantos de diversa procedencia, incluso calizas en facies urgoniana) en esta posición concreta, es decir, junto a la falla de Durango, induce a pensar que este accidente estructural era activo durante la sedimentación de los materiales terciarios, funcionando como un escarpe activo que generó una cuña sedimentaria cuyas dimensiones exactas se desconocen. En este sentido, es claro que la actividad intermitente de ésta, y otras importantes fallas, han definido los principales rasgos geológicos de esta parte de la cuenca, condicionando su evolución geológica.



## 4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los materiales aflorantes en la hoja de Durango se encuentran estructurados según una serie de pliegues y fallas de dirección aproximada N 110° - 130° E. Cartográficamente la estructura más llamativa es el sinclinal o sinclinorio vizcaíno, en cuyo núcleo afloran los materiales terciarios y ocupa la parte central del cuadrante; el flanco sur y especialmente el flanco norte, tienen una representación más reducida en la hoja.

### 4.1. DEFORMACIONES

El flanco norte del sinclinorio se presenta en el cuadrante de Durango como un potente monoclinial buzante al suroeste, en donde los materiales aflorantes no están afectados por fracturas importantes y solamente se observan algunos pliegues menores.

El núcleo del sinclinorio está formado por una sucesión de anticlinales y sinclinales a veces afectados por fallas. Son pliegues concéntricos de gran radio, prácticamente sin vergencia, con algunos pliegues de arrastre, sobre todo en los niveles lutíticos intercalados entre bancos más competentes (pliegues decimétricos). A veces pueden observarse charnelas, más o menos amplias, formadas por un conjunto de suaves pliegues afectados por pequeñas fracturas.

En el extremo sureste de la hoja, el cierre periclinal se resuelve por medio de un conjunto

de anticlinales y sinclinales bastante apretados y frecuentemente afectados por fracturas. En las alternancias flyschoides de edad terciaria que afloran en la zona de Osma, Mallabia, Goitana y Trabakua, se desarrollan pliegues menores con morfología angular.

Al sur de la falla de Durango, los materiales del Cretácico superior, que constituyen parte del flanco sur del sinclinorio, se encuentran formando un monoclinial buzante al norte, afectado por numerosas fracturas y repliegues. Estos últimos no son fácilmente observables en el campo debido al recubrimiento existente y la mala calidad de los afloramientos; sin embargo, quedan delatados por los frecuentes cambios de dirección y buzamiento que muestra la estratificación. Cuando estos pliegues se observan, puede comprobarse que se trata de pliegues concéntricos, isopacos y sin vergencias claras. En consecuencia, es evidente que los materiales aflorantes en este flanco presentan un grado de deformación bastante superior al observado en el flanco norte.

En la pista de acceso al monte Oiz, se han observado algunos pliegues subangulares sinesquistosos de dirección N 170° E, que se encuentran asociados a alguna de las fracturas cartografiadas en esa zona, y que probablemente tienen una cierta componente de desgarre.

## 4.2. FRACTURACION

Sin lugar a dudas el accidente estructural más importante cartografiado en este cuadrante es la falla de Durango que, tal y como anteriormente se ha mencionado, es un accidente antiguo con actividad durante gran parte del ciclo alpino.

Se trata de una falla de dirección aproximada N 100° E, cuya traza cartográfica puede seguirse muy nítidamente a lo largo de varios cuadrantes (figura 4.1). En el extremo sureste de esta hoja la falla se amortigua y, aunque hacia el sureste, en los cuadrantes de Elorrio (87-II) y Bergara (88-I), todavía puede seguirse alguna fractura que pudiera ser la continuidad de la falla de Durango, su salto es ya mucho menor. Tiene un trazado muy rectilíneo que evidencia un buzamiento en superficie casi vertical, aunque probablemente en profundidad pase a ser más tendida y buzante al sur: En definitiva, su último movimiento importante parece haber sido el de una falla inversa de vergencia norte, presumiblemente con una componente de desgarre sinistral.

Además de la falla de Durango se han cartografiado otros accidentes con una orientación similar y de cierta importancia. Este es el caso de la fractura que pone en contacto los materiales del Complejo Supraurgoniano (1) con las margas y lutitas calcáreas cenomanienses (4). Esta falla se ha detectado en el extremo oeste del cuadrante, y debe continuar por debajo de los materiales cuaternarios del río Ibaizabal; asimismo, hacia el noroeste se continúa por el cuadrante de Galdakao (62-III).

Otra falla de dirección NO-SE atraviesa los materiales eocenos que afloran en el núcleo del sinclinal, tiene una continuidad lateral importante, y en su proximidad se desarrollan otras fracturas y pliegues menores asociados, produciéndose una encurvación de la estratificación y ejes de pliegues debido al arrastre de la falla.

Asimismo se han cartografiado una serie de fracturas, de orientación NNE-SSO, que afectan casi exclusivamente a los materiales de edad Cretácico superior del sector de Durango. Aunque ninguna de estas fallas presenta saltos demasiado importantes, hay gran número de ellas y sus movimientos desplazan los contactos de los diferentes términos produciendo arrastres y orientaciones anómalas de los planos de estratificación. Se trata de una familia de fracturas que, probablemente, son estructuras secundarias asociadas al funcionamiento de las grandes fallas de dirección NO-SE; concretamente, éstas que aquí se describen quedan restringidas entre la falla de Durango y la falla situada por debajo de los materiales cuaternarios del río Ibaizabal.

## 4.3. ESQUISTOSIDAD

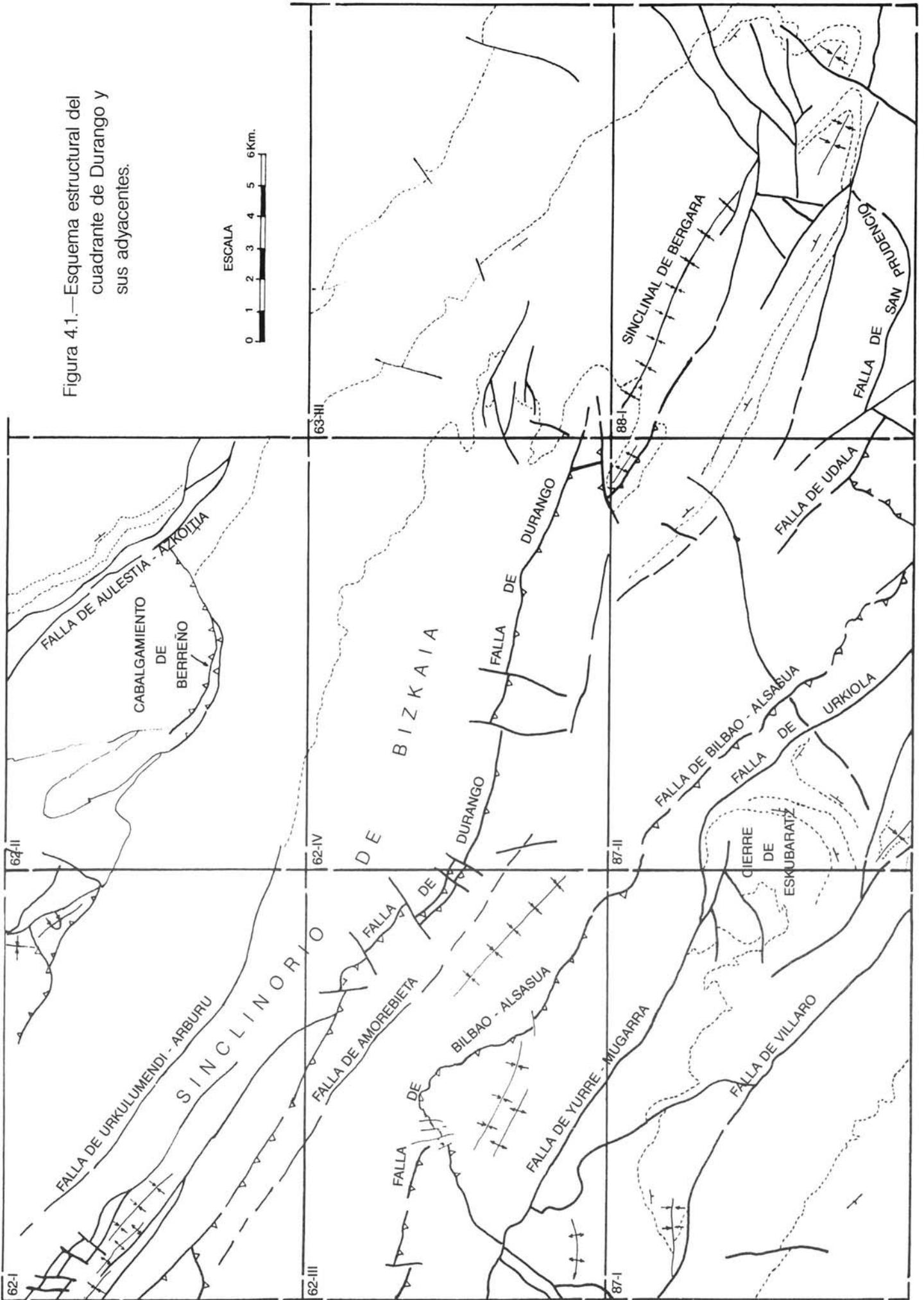
Son escasos los afloramientos con esquistosidad que se han detectado en la hoja de Durango.

En algunos puntos puede observarse una esquistosidad de plano axial, en las charnelas de los pliegues, que afecta a los materiales margosos de los términos cartográficos (33) y (41). También puede verse este tipo de esquistosidad en algunas intercalaciones finas de lutitas entre bancos gruesos más competentes.

Asimismo, se han observado algunos pliegues sinesquistosos, desarrollados en las proximidades de una fractura que corta los materiales terciarios aflorantes en el núcleo del sinclinal de Oiz.

No obstante, en ninguno de los casos mencionados la esquistosidad adquiere un desarrollo importante.

Figura 4.1.—Esquema estructural del cuadrante de Durango y sus adyacentes.





## BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, M.T. (1975).—“Sedimentología y Paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica”. Dep. de Pub. del Instituto “Lucas Mallada”. Vol. XXXI, n.º 1 - 2, Madrid, 213 pp.
- CUEVAS, J.; EGUILUZ, L.; RAMON-LLUCH, R. y TUBIA, J.M. (1982).—“Sobre la existencia de una deformación tectónica compleja en el flanco N del sinclinal de Oiz - Punta Galea (Vizcaya): nota preliminar”. Lurralde. Investigación y Espacio, 1982, pp. 47 - 61.
- DURAND-DELGA, M. (1982).—“Evolution recente des idées sur la structure Alpine de Pyrénées”. Inédito.
- EVE (1985).—“Estudio geológico-minero del área comprendida en las hojas a E/1:50.000 de Eibar, Lequeitio, y el cuadrante sur-oriental de la de Durango”. Inédito.
- EVE (1986).—“Estudio geológico-minero del área comprendida en las hojas a E/1:50.000 de Elorrio (cuadrantes NE y SE) y Landaco (cuadrantes NO y SO)”. Inédito.
- EVE (1987).—“Estudio geológico-minero del área comprendida en las hojas a E/1:50.000 de San Sebastián (cuadrantes NO y SO) y Vergara (cuadrantes NO y SO)”. Inédito.
- IGME (1973).—“Mapa geológico de España E/1:50.000 (MAGNA). Hoja n.º 62 (Durango).
- IGME (1975).—“Mapa geológico de España E/1:50.000 (MAGNA). Hoja n.º 63 (Eibar).
- IGME (1983).—“Investigación de pizarras bituminosas en el sector de Berriz-Garay en la provincia de Vizcaya”. Memoria anexos y mapas.
- INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE, GD. (1983).—“Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique”. Mémoires géologiques de l'Université de Dijon. Vol. 9, 191 pp.
- JENKINS, H.C. (1980).—“Cretaceous anoxic events: from continents to oceans”. J. geol. Soc. London. V. 137, pp. 171-188. Irlanda.
- MARTINEZ TORRES, L.M.; EGUILUZ, L.; RAMON LLUNCH, R.; LLANOS ACEBO, M. (1984).—“Geometría del pirineo occidental y Arco Vasco”. I Congreso Español de Geología. Tomo III, pp. 207 - 217.
- MATHEY, B. (1983).—“Le système du flysch gréseux”. En: *Mémoires Géologiques de*

*l'Université de Dijon*, Tomo 9, "Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique", pp. 97 - 106.

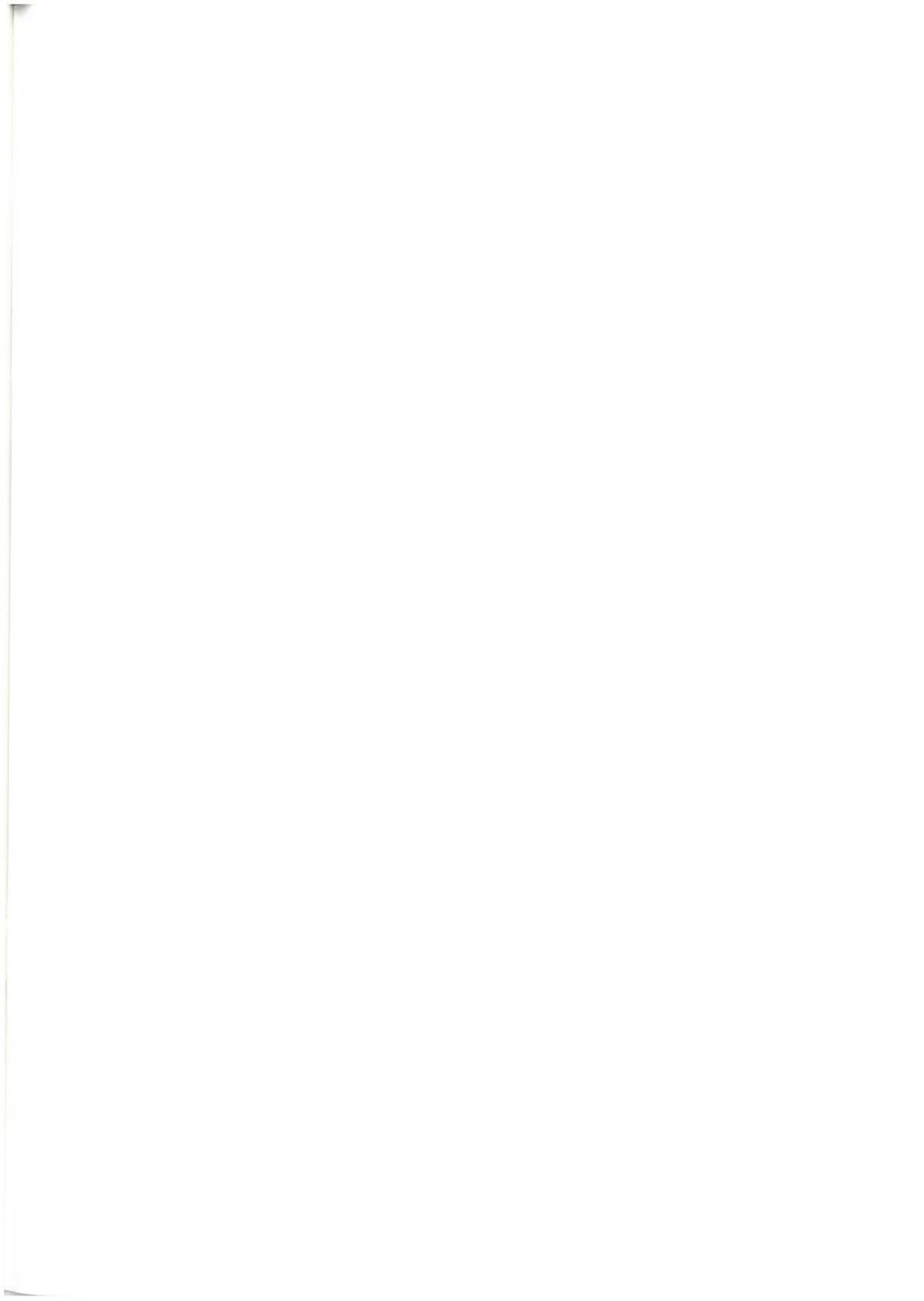
MUTTI, E. (1985).—“Turbidite facies and sea level variations on the Eocene Medio group. South Central Pyrenees, Spain”. 5th European regional meeting of Sedimentology.

OLIVE, A.; AGUILAR TOMAS, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; RAMIREZ MERINO, J.I. (1984).—“Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraur-

goniana en el sector oriental de la Cuenca Cantábrica”. I Congreso Español de Geología, Tomo I, pp. 53 - 65.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)”. CIEPSA. Madrid 2 tomos.

RAT, P. (1959).—Tesis Doctoral.—“Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques”. *Publications de l'Université de Dijon*. T. XVIII, pp. 525, 69 figs. 9 pls., 1 carte au 1/200.000.







**EUSKO JAURLARITZA**

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



**GOBIERNO VASCO**

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA