



**EVE**

Mapa Geológico  
del País Vasco

*Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa*



**62-III GALDAKAO**

E: 1/25.000







**Mapa Geológico  
del País Vasco**

***Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa***

**62-III GALDAKAO**

E:1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

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

Polígono "El Campillo" - Gallarta (Vizcaya)

Telf.: (94) 636 36 76

Depósito Legal: BI-1168-92

I.S.B.N.: 84-88302-50-9

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

I N G E M I S A

- A. Arriola Garrido
- E. Eguiguren Altuna
- I. García Pascual
- R. Garrote Ruiz

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>
1. <b>INTRODUCCION</b> .....	9
2. <b>ESTRATIGRAFIA</b> .....	11
2.1. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE GUERNICA.....	11
2.2. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO.....	13
2.2.1. Complejo Urganiano.....	13
2.2.2. Formación Durango.....	13
2.2.3. Cretácico superior.....	14
2.2.4. Terciario.....	15
2.3. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE YURRE.....	16
2.3.1. Complejo Purbeck - Weald.....	16
2.3.2. Complejo Urganiano.....	16
2.4. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE AMBOTO.....	17
2.5. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE MANDOIA.....	20
2.5.1. Complejo Urganiano.....	20
2.6. CUATERNARIO.....	21
3. <b>SEDIMENTOLOGIA</b> .....	23
3.1. CICLO PURBECK - WEALD (Barremiense).....	23
3.2. CICLO URGONIANO (Aptiense - Albiense inferior / medio).....	25
3.3. CICLO ALBO - CENOMANIENSE (Supraurgoniano).....	27
3.4. CICLO CRETACICO SUPERIOR (Cenomaniense superior - Maastrichtiense).....	29
3.5. CICLO PALEOCENO - EOCENO (Montiense? - Cuisiense?).....	31
4. <b>GEOLOGIA ESTRUCTURAL</b> .....	35
5. <b>PETROLOGIA IGNEA</b> .....	41
5.1. COLADAS ANDESITICAS.....	41
5.2. COMPLEJO VOLCANICO DEL CRETACICO SUPERIOR.....	41
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	43



## 1. INTRODUCCION

El cuadrante de Galdakao se sitúa en el Territorio Histórico de Bizkaia. Presenta dos morfologías separadas por el valle del río Ibaizabal: al norte colinas y lomas suaves, y al sur la zona montañosa que culmina en los macizos kársticos de la sierra de Aramotz.

Los ríos principales son; el citado Ibaizabal, además del Arratia y Amorebieta, a los cuales afluyen numerosos arroyos como Lekutzazo, Aretxabalgaina, Garatondo, Leginetxe, etc.

Las poblaciones más importantes están situadas en los ensanchamientos de los valles, a cotas entre 50 y 80 metros: Galdakao, Amorebieta/Zornotza, Lemoa, Usansolo, Bedia,

Euba, etc. Dominándolas se alcanzan sierras con altitudes tales como Urtemondo (789 metros) y Urteakoaitz (627 metros) en Aramotz; Mandoia (640 metros), Apario (404 metros), Upo (383 metros), Aitzpunta (368 metros), Arrizoriaga (329 metros), entre multitud de otras pequeñas elevaciones.

Geológicamente se encuadra entre las unidades de Oiz y Yurre, siendo su rasgo estructural más notable los cabalgamientos con vergencia norte del Cretácico superior, y del Cretácico inferior sobre el Cretácico medio superior, así como los pliegues desgarrados de la zona occidental, donde son frecuentes las formas sigmoidales.



## 2. ESTRATIGRAFIA

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos, se han diferenciado, en un área más extensa que el propio cuadrante, varias unidades, separadas entre sí por accidentes estructurales de importancia regional. En ocasiones, dentro de las unidades ha sido preciso individualizar sectores que, aunque en algunas áreas pudieran considerarse subunidades diferentes, como en este caso, pasan en otros lateralmente a formar parte de una sola unidad, debido a la progresiva amortiguación del accidente que los separa. Esta separación de unidades y sectores permite una mayor diferenciación de términos litológicos, lo que da lugar a una cartografía más detallada. Asimismo, evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieron un funcionamiento individual más o menos diferenciado durante la sedimentación.

Los materiales cartografiados se encuadran en dos grandes unidades (figura 2.1.): la de Oiz que ocupa la mitad noreste (con dos sectores individualizados separados por la falla de Durango: Guernica al norte y Durango al sur), y la de Yurre al suroeste, con sus tres sectores Yurre, Amboto (ambos fragmentados en dos subsectores cada uno), y Mandoia. Estas unidades se encuentran separadas por la falla de Bilbao, que discurre diagonalmente por el cuadrante, de noroeste a sureste.

A continuación se describen los cinco sectores mencionados, de norte a sur y de este a oeste.

### 2.1. UNIDAD DE OIZ. SECTOR GUERNICA

Este sector ocupa el ángulo noreste del cuadrante. Comprende materiales cretácicos y terciarios, de edad Campaniense y Eoceno inferior.

El Cretácico superior está representado por **areniscas calcáreas, lutitas y margas** (1), limitadas por importantes contactos mecánicos.

Se trata de una serie flyschoides de edad Campaniense donde alternan irregularmente las tres litologías constituyentes. La sucesión se encuentra plegada; su potencia mínima en el cuadrante rebasaría los 500 metros.

Los materiales del Eoceno inferior afloran con cierta calidad dentro del cuadrante en la vertiente sur del alto de Autzagane. La parte basal de la serie se encuentra replegada, mientras que los 2/3 superiores forman un monoclinial cuya potencia puede alcanzar los 1.500 metros.

El término más bajo es una **alternancia de areniscas calcáreas, calcarenitas, margas, lutitas y calizas** (2), constituida por nive-

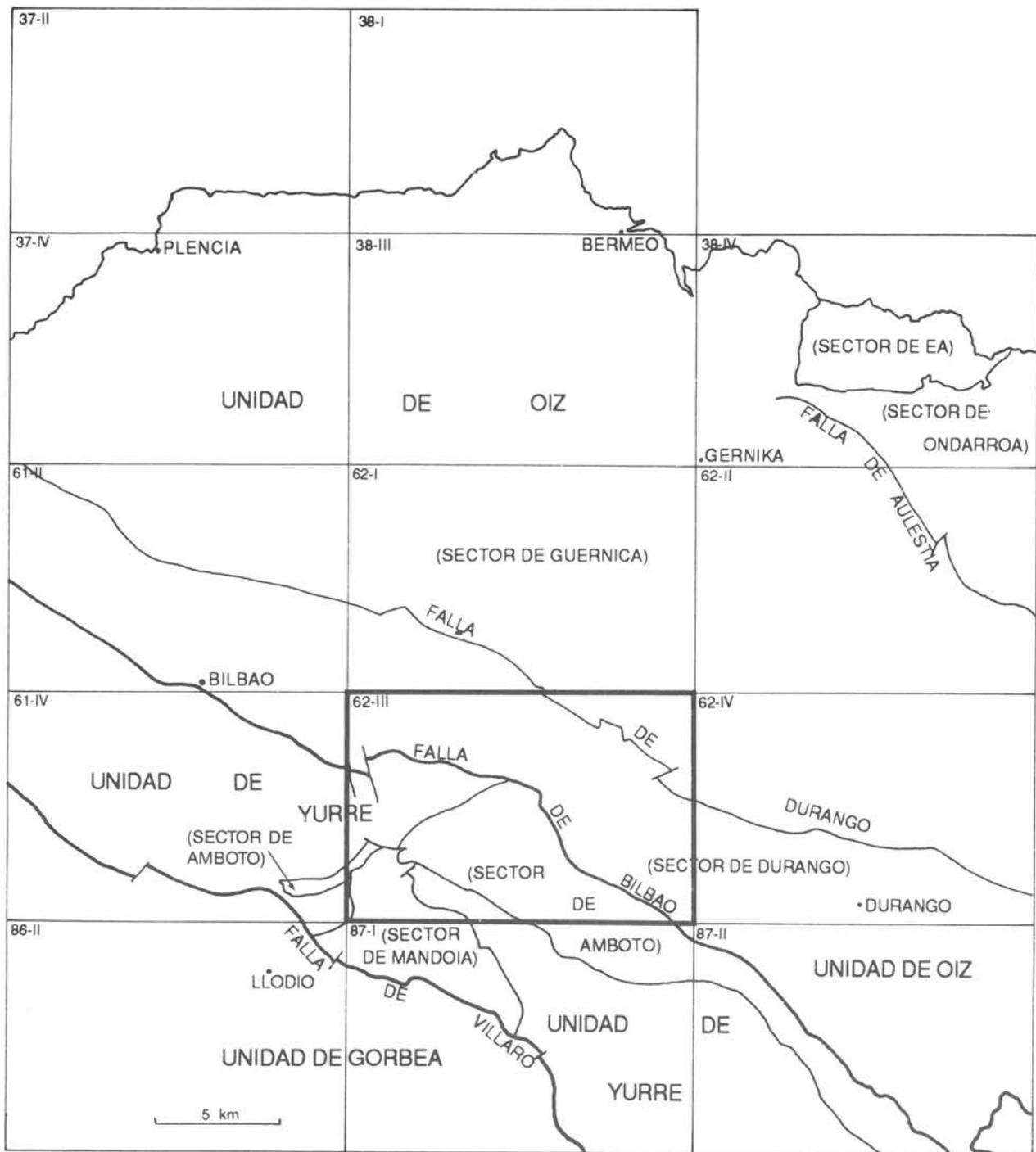


Figura 2.1.—Distribución de unidades y sectores tectosedimentarios.  
En el recuadro, cuadrante de Galdakao.

les decimétricos - centimétricos de areniscas y calcarenitas con margas más o menos arenosas, o lutitas de características flyschoides, que incluye localmente en algunos tramos niveles centi - decimétricos de caliza micrítica, además de numerosos "slumps" y niveles brechoides. A la heterogeneidad que presenta este término, se añade una variabilidad litológica lateral importante.

En el contacto entre los términos (2) y (4), aparece una pequeña intercalación decamétrica, de escasa extensión lateral, de **areniscas calcáreas, margas y lutitas** (3), alternancia localmente "slumpizada" que marca el tránsito vertical hacia materiales progresivamente más silíceos dentro del flysch eoceno. Está formada por estratos decimétricos de caliza micrítica alternando con margas y calizas arenosas. Se siguen manteniendo los caracteres turbidíticos.

La serie continúa con un potente y monótono conjunto definido como alternancia de **areniscas, lutitas y microconglomerados** (4). Está constituida por areniscas de grano grueso localmente microconglomeráticas, en bancos decimétricos - métricos, que muestran un aspecto masivo sin estructuración interna (aunque ocasionalmente se aprecia granoselección y laminación paralela) y que intercalan ocasionales niveles lutíticos. Contienen numerosos cantos blandos y muestran estructuras de deformación hidrolástica. Esta sucesión está fuertemente meteorizada presentando un típico color amarillento. Los cuerpos microconglomeráticos cartografiados, con potencias de hasta 20 metros (han sido exagerados en cartografía) aparecen en la mitad sureste de la banda de afloramientos, habiéndose diferenciado como **microconglomerado silíceo** (5).

Finalmente el término más alto de la serie está constituido por una **brecha carbonatada poligénica** (6), de potencia decamétrica y extensión limitada, compuesta por paquetes de flysch carbonatado y niveles de brechas poli-

génicas, posiblemente olistostrómicas. La presencia de nummulites indica una edad al menos Eoceno medio. Aflora en la subida al alto de Autzagane, en el contacto mecánico entre la serie eocena y las rocas volcánicas cenomanienses.

## 2.2. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DURANGO

El sector forma una banda diagonal orientada noroeste - sureste, paralela a las fallas limitantes, y que ocupa la parte centro - noreste del cuadrante. Los materiales que lo componen son de edades comprendidas entre el Albiense y el Paleoceno, y se encuadran en el Complejo Urganiano, formación Durango y en la base del Cretácico superior carbonatado, con algunas intercalaciones de rocas volcánicas, así como en una escama paleocena limitada por contactos mecánicos.

### 2.2.1. Complejo Urganiano

La serie del sector comienza con afloramientos fuertemente tectonizados y esquistosados de las "margas de Bilbao", definidas como **margas y margocalizas (calcarenitas y parabrechas calcáreas)** (7). Este término consiste fundamentalmente en margas grises - azuladas a veces con nódulos calizos irregulares o piritosos, estratificadas en bancos decimétricos. Con frecuencia la esquistosidad y la fracturación obliteran la estratificación, que queda de manifiesto tan sólo por niveles de calizas nodulosas, areniscas o calcarenitas turbidíticas con "ripples", o bien parabrechas calcáreas en matriz margosa. Cuando son cartografiados, se han diferenciado los niveles de **calizas nodulosas y margas** (8).

En el área de Enekuri (cuadrante de Bilbao) puede estimarse la potencia mínima (salvados los contactos mecánicos de muro y techo) en unos 650 - 700 metros.

### 2.2.2. Formación Durango

Fue definida por MATHEY (1982). Es una parte del Complejo Albocenomaniense o Com-

plejo Supraurgoniano de RAT (1959), equivalente en edad a la formación Valmaseda (GARCIA MONDEJAR, 1982), a la formación Deva del mismo autor, o al "Deva flysch" de VOORT (1964).

Está formada por una sucesión esencialmente detrítica, de lutitas y areniscas que se combinan definiendo, según su abundancia relativa dentro de la serie, términos con características propias.

La potencia de la serie albocenomanien- se es difícil de estimar ya que está replegada, no aflora techo ni muro, y presenta contactos mecánicos con los materiales infra y suprayacentes. No obstante, se puede aproximar un espesor no inferior a los 1.100 metros en el presente cuadrante.

Los elementos diferenciados dentro de esta sucesión son los siguientes.

— **Areniscas y lutitas (9).**—Es el término más frecuente dentro de la formación. Se define así porque muestra un porcentaje similar de niveles de lutitas y areniscas, que se disponen en bancos alternantes.

— **Areniscas (10).**—Se denomina así al término compuesto esencialmente de areniscas y algunos niveles de lutitas. Los estratos areniscosos, con frecuencia anastomosados, presentan potencias decimétricas e incluso métricas, mientras que los lutíticos son milimétricos - decimétricos. En la base de los bancos es frecuente observar cantos microconglomeráticos decrecientes en tamaño hacia el techo del estrato.

Las areniscas están compuestas por granos de cuarzo de tamaño fino a medio, con algo de feldespato; mica blanca relativamente abundante y materia orgánica (tallos y restos vegetales parcialmente transformados en carbón). Los granos son redondeados a subredondeados, y están unidos por cemento silíceo y ocasionalmente carbonatado. En muestra no

alterada presenta coloraciones grises y blancas. La oxidación de las menas dispersas tiñe la roca a tonalidades rojizas y amarillentas. Localmente muestran estructuras turbidíticas con granoselección, laminación paralela y "ripples" a techo.

— **Argilitas y limolitas (11).**—Conforman este elemento aquellos tramos en los que existe un claro predominio de los materiales lutíticos sobre los areniscosos.

Las lutitas constituyentes se presentan en bancos de potencia variable (centi-decimétrica). Son muy micáceas y en corte fresco ofrecen coloraciones oscuras, debido generalmente a la abundancia de materia orgánica que puede hallarse dispersa en la roca, o formar finos niveles. Gran parte de ella se encuentra en avanzado estado de transformación, apreciándose a simple vista las zonas carbonosas (generalmente en forma de vitrinita). Igualmente hay que destacar la abundancia de sulfuros dispersos o concentrados en pequeños nódulos, que al meteorizarse, y debido a los procesos de oxidación, confieren a la roca tonalidades rojizas muy peculiares. Los niveles limolíticos, más frecuentes que los argilíticos, presentan tonalidades más claras, entre grises y pardo - amarillentas.

Las lutitas se presentan en niveles que alternan o incluyen estratos, generalmente poco potentes, de areniscas y algunos horizontes ferruginosos o de septarias.

### 2.2.3. Cretácico superior

Está formado por un conjunto de rocas sedimentarias de carácter carbonatado o detrítico - carbonatado en el que se intercalan algunos cuerpos de rocas volcánicas y volcanoclasticas de carácter básico.

En el área de Zornotza puede reconocerse un tramo margoso, plegado y localmente muy fallado (entre Zornotza y Etxano), cuya

potencia puede estimarse superior a 1.000 metros. El término se define como **margas y margocalizas** (12), de color gris, con fractura concoide y aspecto masivo. Localmente se observa mica blanca diseminada. Presentan niveles interestratificados de areniscas, lutitas, margocalizas e incluso micrita, así como algunos niveles de brechas intraformacionales. No se descarta que los cuerpos detríticos alboce-nomanienses (9) introducidos tectónicamente en la serie pudieran haber sido en origen grandes olistones deslizados sinsedimentariamente durante el depósito de las margas y margocalizas.

Las rocas volcánicas incluidas se presentan como **coladas de rocas microgranudas** (13). Presentan textura microgranuda, con mayor proporción de leucocratos que de melancratos y disyunción en bolos. Forman niveles decamétricos con contactos difusos y de considerable continuidad lateral, como los situados entre Boroa y Etxano.

Localmente, algún nivel volcánico pasa en lateral a **rocas volcanoclásticas** (14) de granulometría media - fina. Se pueden distinguir dos tipos: cineritas y tobas. Las cineritas se disponen según finos niveles interestratificados en las margas (12). Las tobas presentan tonalidades verde claro muy características. Están muy meteorizadas, lo que las hace deleznable. Se encuentran escasos niveles interestratificados en las margas.

La continuidad lateral de estos niveles es muy restringida, y la potencia varía de unos pocos centímetros a varios metros. La trama está compuesta por cantos angulosos o subredondeados de rocas volcánicas diversas, inmersos en una matriz que proviene de su propia trituration. Presentan granoselección.

La sucesión da paso verticalmente a facies con mayor abundancia en aporte detrítico (que es lo único que las diferencia de las anteriores): se hacen más abundantes los estratos de arenisca con cemento calcáreo, siendo esporádicos los margosos.

El nuevo término se define como **alternancia de areniscas calcáreas, lutitas y margas** (15). Aflora al norte de San Miguel, con una potencia mínima superior a los 500 metros.

Es una serie alternante de carácter flyschoides, monótona, de areniscas calcáreas en niveles centi - decimétricos y lutitas, con algunas pasadas más margosas. El término va perdiendo lateralmente su carácter arenoso hacia el norte, encontrándose pasadas carbonatadas más abundantes, aumentando el carácter carbonatado de las areniscas, y dando paso al tramo siguiente.

Esta facies se desarrolla, según las dataciones paleontológicas, a lo largo del Campaniense - Maastrichtiense. No se tiene constancia del depósito de materiales entre Turoniense y Santoniense; se desconoce si ésto se debe a hiato, laguna erosiva o a accidentes tectónicos no detectados.

A techo de la serie anterior y manteniendo las características flyschoides se sitúa una **alternancia de calcarenitas, margas y areniscas calcáreas** (16) en niveles centimétricos, que aflora exiguamente con potencias métricas a decamétricas en el borde este del cuadrante.

#### 2.2.4. Terciario

La escama paleocena mencionada en la introducción al sector, consta de dos términos que se encuentran intensamente tectonizados:

**Son margocalizas, margas y calizas grises** (17) con zonas más carbonatadas en las que se diferencian niveles micríticos, todo ello con color gris claro y fuertemente tectonizado.

**Las margas y margocalizas rojas** (18) de difícil observación, que afloran a techo del tramo anterior, pierden lateralmente la coloración, no diferenciándose del término anterior.

Estos dos términos afloran según una banda de 2 kilómetros de extensión lateral y poten-

cia media de 100 metros, representando el Paleoceno (Daniense?) del flanco sur del Sinclinatorio de Vizcaya.

### 2.3. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE YURRE.

El sector ocupa una extensión triangular en el límite oeste del cuadrante, un pequeño espacio en el ángulo suroeste y una estrecha cuña en el borde sur (vertiente noreste del monte Mandoia). Incluye materiales muy tectonizados de los complejos Purbeck - Weald y Urganiano que abarcan edades entre Barremiense y Albiense inferior.

#### 2.3.1. Complejo Purbeck - Weald

Definido por PUJALTE (1.977), comprende los depósitos salobres y estuarinos previos a la transgresión generalizada del Aptiense que da paso al Complejo Urganiano.

Los dos términos que constituyen la serie aparecen en los núcleos tectonizados de los anticlinales de Mandoia al sur y Meatzeta (Galdakao - Usansolo) al norte:

**Lutitas negras con fauna salobre. Niveles areniscosos** (19). La facies mayoritaria es de lutitas negras, micáceas, con abundante materia orgánica y frecuentes concreciones ferruginosas. Presentan laminación paralela milimétrica, siendo unas veces masivas y otras estratificadas en pequeños estratos inferiores a los 25 centímetros de potencia. Los niveles areniscosos son centi a decimétricos, con estructuras de corriente, y están irregularmente distribuidos, siendo más abundantes en la zona sur.

Intercalados en la serie se encuentran también abundantes niveles decalcificados de lumaquelas con fauna de gasterópodos (Glaucônia) de diversos tamaños, lamelibranquios y otros moluscos, asociación identificable como de aguas salobres. Localmente estos

niveles aparecen como micritas con escasa fauna de ostrácodos y posibles foraminíferos mal conservados.

Dentro del tramo lutítico se disponen intercalaciones decamétricas de **areniscas con niveles lutíticos** (20). Son areniscas de grano fino a medio, micáceas, compactas y en estratos hasta decimétricos netos, con estructuras de tracción, "ripples", laminación paralela y localmente calcos de carga. Son relativamente frecuentes las superficies intraerosivas, aunque usualmente los estratos arenosos están separados por juntas centimétricas de lutitas azoicas.

#### 2.3.2. Complejo Urganiano

El Complejo Urganiano fué definido por RAT (1.959); en él se agrupan un conjunto de sedimentos con facies arrecifales o pararrecifales y sus detríticos asociados.

En la parte del sector de Yurre comprendida en el cuadrante, el Complejo es esencialmente terrígeno, apareciendo tan sólo retazos tectonizados de calizas arrecifales y algunos afloramientos de margas.

Las **areniscas de grano muy fino y fino, y limolitas calcáreas** (21), son el término urgoniano más antiguo, constituyen, junto con el término (22) la formación Ereza, definida por GARCIA MONDEJAR (1.982). La potencia máxima total oscila en torno a los 900 metros en el área de Ganekogorta - Ganeta (cuadrante de Basauri). Son areniscas de grano fino a veces desorganizadas y a veces en estratos netos, con buena granoclasificación, y limolitas masivas, calcáreas o decalcificadas.

Los niveles presentan espesores variables, casi siempre de orden métrico con laminación paralela y "ripples" a techo; ocasionalmente están organizados en pequeñas secuencias de carácter tanto positivo como negativo. Las limolitas, micáceas, de colores oscuros, son minoritarias en general frente a los materiales

arenosos. La bioturbación es muy frecuente en ambas litologías.

Son frecuentes los nódulos carbonatados o septariformes, así como los restos de lamelibranchios y equinodermos, e incluso algunos moldes bien conservados de ammonites.

#### **Alternancia de areniscas y lutitas (22).**

Estos materiales se encuentran localmente intercalados en el tramo anterior a una altura generalmente constante. Presentan posición y potencia más o menos regulares, de orden deca - hectométrico (área del monte Upo). Son areniscas de grano medio a grueso, en estratos netos, alternando con lutitas y limolitas calcáreas o silíceas, que se disponen en litosomos de morfología lentejonar.

Las **calizas arrecifales (23)**, que se sitúan en multitud de áreas sobre la formación Ereza, se encuentran aquí representadas únicamente por dos retazos tectonizados al sur de Galdakao. Las facies mayoritarias y potencias se tratarán con detalle al describir la sucesión del Sector de Amboto.

En uno de los pequeños afloramientos calizos, se puede observar exiguamente la base de las **areniscas y lutitas (24)**, término inicial de la denominada Serie de Gallarta o Pagomakurre, episodio terrígeno que cubre las calizas arrecifales aptienses (calizas de Galdames). Los niveles más altos de la serie, bien representada al oeste, en el cuadrante de Basauri, afloran muy limitadamente en el margen occidental del presente cuadrante, y han sido definidos como **limolitas calcáreas con niveles areniscosos turbidíticos (25)**.

La serie urgoniana continúa con un nuevo conjunto terrígeno de edad aproximada Albiense basal. El término más bajo lo constituyen unas **lutitas negras, piríticas y areniscas silíceas (26)**, originalmente situadas en los flancos de un sinclinal (ver sinclinal de Arrigorriaga en el cuadrante de Basauri) luego desgarrado

y afectado por fuerte esquistosidad y plegamiento. Es característica la abundancia de materia orgánica y pirita, así como la presencia esporádica de niveles septariformes de color rojizo por la presencia de óxidos de hierro. Los estratos areniscosos son decimétricos y presentan numerosas estructuras sedimentarias. Sobre las lutitas, en el núcleo desgarrado del sinclinal, se sitúa una **alternancia de areniscas y lutitas negras (27)**, fuertemente replegadas. Tanto las lutitas como las areniscas mantienen caracteres similares a los del término anterior variando únicamente su proporción.

El conjunto de estos dos términos se encuentra fuertemente replegado, fracturado y afectado por esquistosidad, por lo cual no es posible calcular potencias parciales ni totales. No obstante, el espesor mínimo puede estimarse superior a los 500 metros.

Dado que los límites de esta serie terrígena son mayoritariamente mecánicos, y encontrándose en un entorno tan tectonizado, no puede descartarse la posibilidad de que representen en realidad la base del Complejo Alboenomaniense, localizada en el mismo tránsito entre las formaciones Valmaseda al sur y Durango al norte, y por tanto con características posiblemente particulares, un tanto diferentes de las habituales.

## **2.4. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE AMBOTO**

El sector se encuentra fragmentado en dos partes: una pequeña escama occidental, que termina tectónicamente en el cuadrante de Basauri, y otra parte, de extensión mayor, que ocupa la parte centro - sur de la hoja. Incluye materiales exclusivamente urgonianos que abarcan en edad el lapso Aptiense inferior - Albiense inferior.

La serie comienza con los términos terrígenos de la formación Ereza:

**Areniscas en bancos decimétricos a métricos y lutitas (28)**. Término que aparece

en el núcleo anticlinal de Apario y en la zona de La Bocamina. La potencia de este término puede calcularse en unos 400 metros.

Dentro de este tramo pueden diferenciarse dos niveles en clara sucesión vertical, que dan resaltes topográficos diferentes:

- Areniscas de grano muy fino a fino, estratificadas en bancos de potencia decimétrica, alternantes con lutitas. La presencia de estas últimas va aumentando hacia el este hasta llegar a ser localmente mayoritarias (barranco de Subitzi).
- Areniscas y lutitas en estratos decimétricos con organización alternante (se han observado finas intercalaciones de coladas andesíticas en el área de La Bocamina), que pasan gradualmente a las areniscas carbonatadas masivas del tramo suprayacente.

En este tramo se registran las primeras apariciones de orbitolinas de edad Aptiense, probablemente inferior.

**Areniscas calcáreas masivas y estratificadas; lutitas calcáreas** (29). Tramo mixto, que constituye el sustrato, equivalente lateral y cobertera de los primeros "parches" de calizas arrecifales. Aflora en las mismas áreas que el anterior y también en Urkizu y Basaun.

Es frecuente la presencia de orbitolinas, equinodermos, e incluso corales individuales y ramosos en posición de vida, gasterópodos y ostréidos en las proximidades de los tránsitos laterales o verticales a calizas.

En estas zonas de tránsito aparecen alternancias irregulares milimétricas de areniscas finas grises, claras a oscuras, y areniscas rojizas de grano algo más grueso, todas ellas bioturbadas, micáceas y con un aspecto global masivo.

**Calizas masivas con rudistas y corales** (30). Se han incluido en este tramo cartográfico dos tipos de calizas:

- 1.— Calizas masivas propiamente dichas (sin estructura aparente).
- 2.— Calizas estratificadas en bancos decamétricos.

Cabe dentro de lo posible, que el primer tipo pueda ser localmente consecuencia de la fracturación y karstificación intensa del segundo.

El principal área donde aflora este término es el macizo de Aramotz, cuya facies correspondería principalmente al segundo tipo descrito, con bandas minoritarias más karstificadas, posiblemente pertenecientes al primer tipo. La potencia es difícil de estimar, ya que la densa red de fracturas oblitera posibles repeticiones de la serie que podrían derivarse del plegamiento que se observa en el área de Mugarra (cuadrante de Elorrio).

La única característica que diferencia este término (30) de las calizas estratificadas (31), que se describen a continuación, es la mayor proporción de micrita, la ausencia casi total de calcarenitas, la menor fracturación de los fósiles de mayor tamaño y la aparición, si bien con escasa frecuencia, de biohermos de corales y ostréidos. Es posible que una proporción apreciable de los rudistas no fracturados se halle en posición de vida.

Así mismo es de destacar, por un lado, la ausencia de niveles más margosos, arenosos o brechoides, que puedan marcar la estratificación, y por otro, la constancia y regularidad de la sedimentación calcárea que propicia la formación de masas calizas sin estructura interna.

**Calizas en bancos métricos con rudistas y corales** (31). Este término presenta una uniformidad considerable en cuanto a lito y biofacies.

La litología general es de calizas puras, con escasa contaminación terrígena, y aspecto masivo, lo que hace difícil distinguir las en afloramiento de las calizas estrictamente masivas.

Se presentan generalmente en biostromos métricos con textura mayoritariamente fango-soportada y clastos calcáreos de tamaño desde arena muy fina hasta de varios centímetros. Estos últimos están constituidos por fragmentos de rudistas, ostréidos y corales mientras que los primeros son orbitolinas y otros bioclastos finos, así como intraclastos y ooides minoritarios.

Son poco frecuentes los bancos calcareníticos extensivos, estando localizados generalmente en las proximidades de los tránsitos laterales a facies terrígenas.

Aparecen como un nivel bastante continuo cercano a los 100 metros de potencia en los flancos del anticlinal de Apario, o como litosomas aislados que a veces, como en el caso de Ereño, están limitados por fracturas (Basaun, Urkizu).

La biofacies, muy variada, está compuesta principalmente (por orden de importancia) por rudistas (requiénidos, radiolítidos y monopléuridos); corales (ramosos, masivos y/o cupuliformes, individuales o planares), ostréidos, orbitolinas, restos de equinodermos, braquiópodos, gasterópodos, lamelibranquios, algas rojas y verdes, espongiarios, miliólidos y otros microforaminíferos.

Geoméricamente cabe destacar los tránsitos laterales en la zona de Morrosta - Garramendi. En este caso, las calizas estratificadas (31) actúan como término intermedio en el tránsito lateral y vertical de las calizas masivas de Aramotz a los tramos terrígenos de Basauri - Igorre, en los que también se intercalan litosomas calizos deca - hectométricos.

**Calizas en bancos decimétricos - métricos, con corales y rudistas (32).** Se han

incluido en cartografía dentro del término tres tipos de organizaciones litoestratigráficas:

1.—Calizas en bancos decimétricos, generalmente con carácter micrítico, bioclástico o biostrómico, con predominio de corales y orbitolinas sobre rudistas.

2.—Alternancia de calizas, generalmente biostrómicas, con rudistas y corales en bancos métricos y calizas impuras (arenosas, margosas, brechoides o nodulosas).

3.—Tramos indiferenciados con características mixtas entre las litologías descritas.

Los materiales de este término se hallan distribuidos en "parches" o en niveles métricos a decimétricos, a diversas alturas de la serie terrígena que constituye el equivalente lateral de la masa caliza de Aramotz.

**Calizas impuras (33).** Están formadas por nódulos, parches o niveles calizos mayoritarios, aislados por lechos de margas o margocalizas con laminación ondulada "wavy lamination" o paralela. Los elementos más calcáreos, a su vez, pueden ser arenosos o margosos, y presentar textura brechoide primaria o por removilización de los nódulos. Con frecuencia el tramo se presenta como una alternancia irregular de varios tipos de facies: calizas arenosas y margosas, nodulosas o brechoides.

Geoméricamente pueden situarse como tránsito vertical o lateral de calizas más puras, generalmente haciendo el papel de facies de "orla" o transición entre éstas y litologías más terrígenas, tales como margas, limolitas, e incluso areniscas silíceas.

**Lutitas y areniscas (34).** Serie de argilitas y limolitas micáceas con areniscas de grano fino a medio, estratificadas en bancos centimétricos a decimétricos. La proporción de areniscas es muy variable, llegando a ser mayoritarias localmente. Como media, se mantiene aproximadamente alrededor del 50%.

En detalle, el término se encuentra intensamente plegado (Apario, Garramendi - Morrosta) y fracturado, sobre todo en su tercio oeste, donde sufre los efectos de los desgarres presentes en la zona.

Por encima del dispositivo calizo aptiense y los terrígenos que lo recubren, se encuentra una potente serie carbonatada, esencialmente margosa, en la que se intercalan términos calizos y margocalizos con diferentes potencias y morfologías, los cuales se describen a continuación.

Las **margas y limolitas calcáreas** (35), masivas y/o estratificadas en bancos centimétricos a métricos, aparecen en la base de las series de los flancos norte y sur en el sinforme de Altza.

En el flanco norte presentan laminación paralela, llegando a ser apizarradas en amplias zonas. El contacto con el tramo suprayacente es gradual por intercalación progresiva de estratos centi - decimétricos de margocaliza y arenisca calcárea. En el flanco sur, su característica principal es la fuerte esquistosidad generalizada.

Aparecen en otro afloramiento en la zona de Arraibi, donde presentan un aspecto muy masivo y compacto, así como una fuerte esquistosidad.

El término **margocalizas y calizas margosas** (36) está formado por margocalizas masivas, con componente arenoso variable, y niveles de caliza micrítica margosa. No se observa macrofauna. El carácter masivo de la roca, unido a la fracturación y a la esporádica aparición de esquistosidad incipiente, impiden visualizar los planos de estratificación. En Arlampe constituyen un litosomo tabular, de bordes regulares, en tránsito lateral a calizas estratificadas (31) por el sureste y, a margas y margocalizas (37) hacia el noroeste.

Un segundo litosomo de menor entidad, situado en la vertiente norte del monte Arraño, se sitúa en tránsito lateral entre calizas impuras (33) y margas y margocalizas (37).

En este caso, la estratificación viene dada por bancos decimétricos a métricos alternantes de margocalizas tableadas, con alguna intercalación micrítica.

**Margas calcáreas y margocalizas arenosas** (37). Término intermedio entre los tramos predominantemente calcáreos y los puramente margosos. Constituye una masa que ocupa el núcleo del sinforme de Arraño y que pasa lateralmente a sedimentos progresivamente más carbonatados hacia el sureste. Engloba en su interior diversos tipos de litosomos calizos y brechoides.

**Brechas calcáreas en matriz margosa** (38).—Litosomos aislados de brechas y megabrechas calcáreas en matriz margosa. Se sitúan directamente apoyados sobre calizas masivas (30) y estratificadas (31), así como incluidos en materiales margocalizos (37). En las áreas de Leguate y Betzuenburu, los cuerpos brechoides pasan lateralmente a materiales lutíticos de la formación Durango, estando los tránsitos laterales atravesados por la traza de la falla de Bilbao.

## 2.5. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE MANDOIA

El sector forma parte del anticlinal de Mandoia, y está situado en el ángulo suroeste del cuadrante. Incluye materiales de la base del Complejo Urganiano, que abarcan en edad desde el Aptiense hasta el Albiense basal.

### 2.5.1. Complejo Urganiano

Los términos más bajos de la sucesión constituyen la base de la formación Ereza, des-

pegada tectónicamente del sustrato purbeck - wealdense.

Las **areniscas masivas ligeramente carbonatadas y limolitas** (39) ocupan el núcleo antiformal de Mandoia. Son areniscas grisáceas claras a rojizas, de grano muy fino a fino, y limolitas micáceas, muy masivas y mal seleccionadas, localmente algo carbonatadas y decalcificadas, con fauna de equinodermos, orbitolinas y bivalvos. Puede observarse una ligera laminación paralela en la masa de roca, obliterada por la fracturación subconcoide muy desarrollada.

Las **areniscas estratificadas en bancos métricos** (40) constituyen diversos niveles intercalados en la serie masiva del término anterior, cuyas areniscas y limolitas tienden a segregarse en bancos métricos distinguibles, originando una alternancia de areniscas de grano muy fino y fino con lutitas y limolitas. A veces la alternancia se difumina hasta hacerse prácticamente indetectable.

El resto de términos de la formación Ereza, las **areniscas en bancos decimétricos - métricos y lutitas** (41) y las **areniscas calcáreas masivas y estratificadas; lutitas y areniscas** (42), ocupan los flancos del antiformal y constituyen el tránsito a las facies arrecifales suprayacentes. Litológicamente ambos términos son en todo similares a los términos 28 y 29, respectivamente, que se describieron en el Sector de Amboto.

En lo referente al término areniscoso y lutítico (42), debe destacarse que las facies masivas corresponden principalmente a los equivalentes laterales de las calizas arrecifales, mientras que las lutitas y areniscas predominan hacia techo recubriendo los parches calizos, con una posición y características más afines a la denominada serie de Pagomakurre: frecuentes estructuras canaliformes y fenómenos de tipo "slump" con espesores métricos.

Los edificios arrecifales aptienses de Arginaoaitza presentan también las mismas facies descritas en el Sector de Amboto, encuadradas en litosomas de potencias en torno a los 150 metros.

Las **calizas en bancos métricos con rudistas y corales** (43), **calizas en bancos decimétricos - métricos con corales y rudistas** (44) y **calizas impuras** (45), pueden describirse de manera similar a los términos 31, 32 y 33 del Sector de Amboto, respectivamente.

La serie se cierra con un exiguo afloramiento que comprende apenas los primeros metros de unas **margas, margocalizas, calcarenitas y brechas calcáreas** (46), en los que predominan las dos últimas litologías sobre las primeras, más finas.

## 2.6. CUATERNARIO

**Aluvial** (47). Son depósitos heterométricos de origen fluvial, abundando los tamaños finos en la parte superior.

Destacan los formados por el río Ibaizabal y sus afluentes principales, como el Arratia o el Amorebieta.

**Coluvial** (48). Incluyen todos los depósitos de ladera generados por gravedad, por lo que son muy variados; desde las coladas de barro hasta los coluviales de bloques silíceos, mixtos o mayoritariamente calizos como en la ladera OSO de Urteakoaitza.

En cuanto a extensión, son notables los de carácter mixto desarrollados en las faldas del pico Urtemondo y Bernagoitiaburu.

**Residual** (49). Son depósitos formados por acumulaciones de finos prácticamente sin transporte (arcillas de descalcificación) en el fondo de depresiones.

**Depósitos antropogénicos** (50).  
Conjunto muy heterogéneo en el que se incluyen vertederos, escombreras y rellenos

en las proximidades de industrias, explotaciones, núcleos urbanos, obras públicas, etc.

### 3: SEDIMENTOLOGIA

En el presente cuadrante aparecen materiales pertenecientes a las potentes sucesiones mesozoicas y terciarias del ciclo alpino.

El presente capítulo trata de establecer en el ámbito del cuadrante los parámetros sedimentológicos en una triple vertiente: secuencial, geométrico-estratigráfica y de evolución paleogeográfica. El estudio de esta última se realiza para las distintas unidades o sectores tectoestratigráficos en la posición que ocupan en la actualidad. La correlación entre sectores puede ser problemática al desconocerse con exactitud sus posiciones originales.

De acuerdo con los materiales aflorantes, y según su organización, se han distinguido estos ciclos sedimentarios mayores:

- Ciclo Purbeck - Weald.
- Ciclo Urgoniano (Aptiense - Albiense medio).
- Ciclo Albocenomaniense (Albiense medio - Cenomaniense inferior).
- Ciclo Cretácico superior (Cenomaniense superior - Maastrichtiense).
- Ciclo Paleoceno medio (Montiense? - Thanetiense) - Eoceno (Ilerdiense - Cuisiense inferior?).

Cada uno de estos ciclos tectosedimentarios está compuesto por grupos (frecuentemente parejas en el Cretácico inferior) de elementos sedimentarios que podrían asimilarse al concepto de "secuencia deposicional" de MITCHUM *et al.* (1977); casi todos ellos comienzan por una superficie de discontinuidad que varía desde un cambio litológico - sedimentológico más o menos brusco (por ejemplo el paso de la formación Durango al Cretácico superior; con carácter mecánico en este cuadrante), hasta un "onlap" sobre un sustrato previamente estructurado (por ejemplo, el solapamiento de las formaciones Deva o Durango sobre el sustrato urgoniano cuando se produce con claridad, o el del Campaniense sobre el sustrato pre-senoniense en cuadrantes como Gernika - Lumo o Lezama), o incluso una discordancia angular con importante pérdida, por erosión o no - deposición, de registro sedimentario (como en el caso del Paleoceno medio sobre el sustrato cretácico en los cuadrantes de Lezama y Getxo).

La distribución espacial y cronoestratigráfica de ciclos y secuencias se visualiza en la figura 3.1.

#### 3.1. CICLO PURBECK - WEALD (Barremiense)

Representa un episodio no - marino, de ambientes intermedios o transicionales a

EOC. INF.	FLYSCH CARBONATADO Y TERRIGENO DE AUTZAGANE	S8	CICLO PALEOCENO EOCENO
PALE. SUP.	FLYSCH CARBONATADO DE SAN MIGUEL	S7	
MAAST. CAMP. ?	MARGAS DE AMOREBIETA + FLYSCH TERRIGENO DE SAN MIGUEL	S6	CICLO CRETACICO SUPERIOR
	+ INTERCALACIONES VOLCANICAS		
CEN.	ARENISCAS Y LUTITAS DE GALDAKAO - AITZ PUNTA - BERNAGOITIA	S5	CICLO ALBO-CENOMANIEN.
ALB.	CALIZAS DE --- SERIE CARBONATADA DE LEMONA - ARRAÑO	S4	CICLO URGONIANO
	---	S3	
APT.	--- SERIE DE PAGOMAKURRE CALIZAS DE APARIO Y TERRIGENOS ASOCIADOS	S2	
	--- FORMACION EREZA		
BARR.	LUTITAS Y ARENISCAS	S1	CICLO PURB.-WEALD

Figura 3.1.—Distribución de ciclos y secuencias en el cuadrante de Galdakao.

marinos, que se describe en la literatura como facies Purbeck y facies Weald. Los materiales que afloran en el cuadrante corresponden a fangos negros estuarinos con abundante materia orgánica y depositados en un medio reductor, en los cuales se excavan sucesivos episodios de canales rellenos de areniscas silíceas bien seleccionadas. En momentos de quietud en el medio y/o de aumento de invasión marina, se originan los niveles lumaquéllicos carbonatados, posteriormente decalcificados.

En la base del Aptiense cambia el medio sedimentario con las primeras transgresiones generalizadas, dando paso a los medios mareales del ciclo urgoniano.

### 3.2. CICLO URGONIANO (Aptiense - Albiense inferior / medio).

En lo referente al Complejo Urgoniano (RAT, 1959), se puede decir que la sedimentación urgoniana en el entorno regional fue en gran parte carbonatada. Las calizas de rudistas y corales se dispusieron en áreas de menor subsidencia relativa, a cubierto de la contaminación terrígena continental que invadía la cuenca.

En el lapso Aptiense superior basal - Albiense medio, las calizas cubrieron amplias áreas, aunque sin llegar a formar una unidad tabular totalmente continua, debido a los frecuentes cambios laterales a materiales terrígenos arenosos y margosos que siguieron inundando la plataforma general urgoniana (un buen ejemplo son los litosomos calcáreos equivalentes del macizo de Aramotz). En conjunto, el esquema que se deduce es el clásico de "plataforma - cuenca" de WILSON (1975), con las matizaciones de su gran espesor frente a su relativamente pequeña extensión superficial.

El desarrollo de calizas en el entorno del cuadrante fue incipiente en el Aptiense inferior (base de la primera secuencia deposicional

urgoniana; instauración de grandes edificios en Aramotz, Trucíos, Gernika); claro y bastante extendido superficialmente, aunque no con demasiado espesor, en el Aptiense medio - superior (techo de la primera secuencia, barras de Apario y Basauri en este cuadrante); y verdaderamente espectacular entre el Aptiense terminal y Albiense superior (segunda y tercera secuencia, correspondiente a los grandes litosomos de Aramotz - Amboto, Itxina, etc.).

La evolución paleogeográfica a lo largo de este lapso, que se muestra en la figura 3.2., fue la siguiente: la llanura mareal que se implantó a partir de la base del Aptiense (S2, primera secuencia urgoniana) se divide en diferentes segmentos que basculan a lo largo de fallas sinsedimentarias de salto aparentemente variable y direcciones N 120° E y N 30° - 40° E. Esto dió lugar a la formación temprana de paleoaltos en la zona con facies arrecifales, más someras, mientras entre ellas se depositaban terrígenos mareales y microdeltaicos: los edificios arrecifales son formaciones calcáreas de aguas someras, más o menos continuas o aisladas entre sí y organizadas en secuencias de somerización (JAMES, 1.979).

Las incipientes entradas deltaicas que se han descrito en el Aptiense inferior adquieren mayor entidad durante el tránsito Aptiense - Albiense, e invaden, en una nueva pulsación tectosedimentaria (inicio de la segunda secuencia deposicional), la plataforma arrecifal, destruyendo las condiciones de vida de los organismos constructores. La sucesión correspondiente a este episodio se ha denominado "serie de Pagomakurre". Lóbulos arenosos avanzan desde el sureste y suroeste, mientras perduran aún los arrecifes en el edificio de Aramotz.

Paralizada temporalmente la invasión deltaica, a partir del núcleo bioconstruido de Aramotz tiene lugar una nueva expansión lateral y vertical (progradación) de los términos arrecifales hacia el oeste en general y quizá hacia el suroeste. Durante la tercera secuencia,

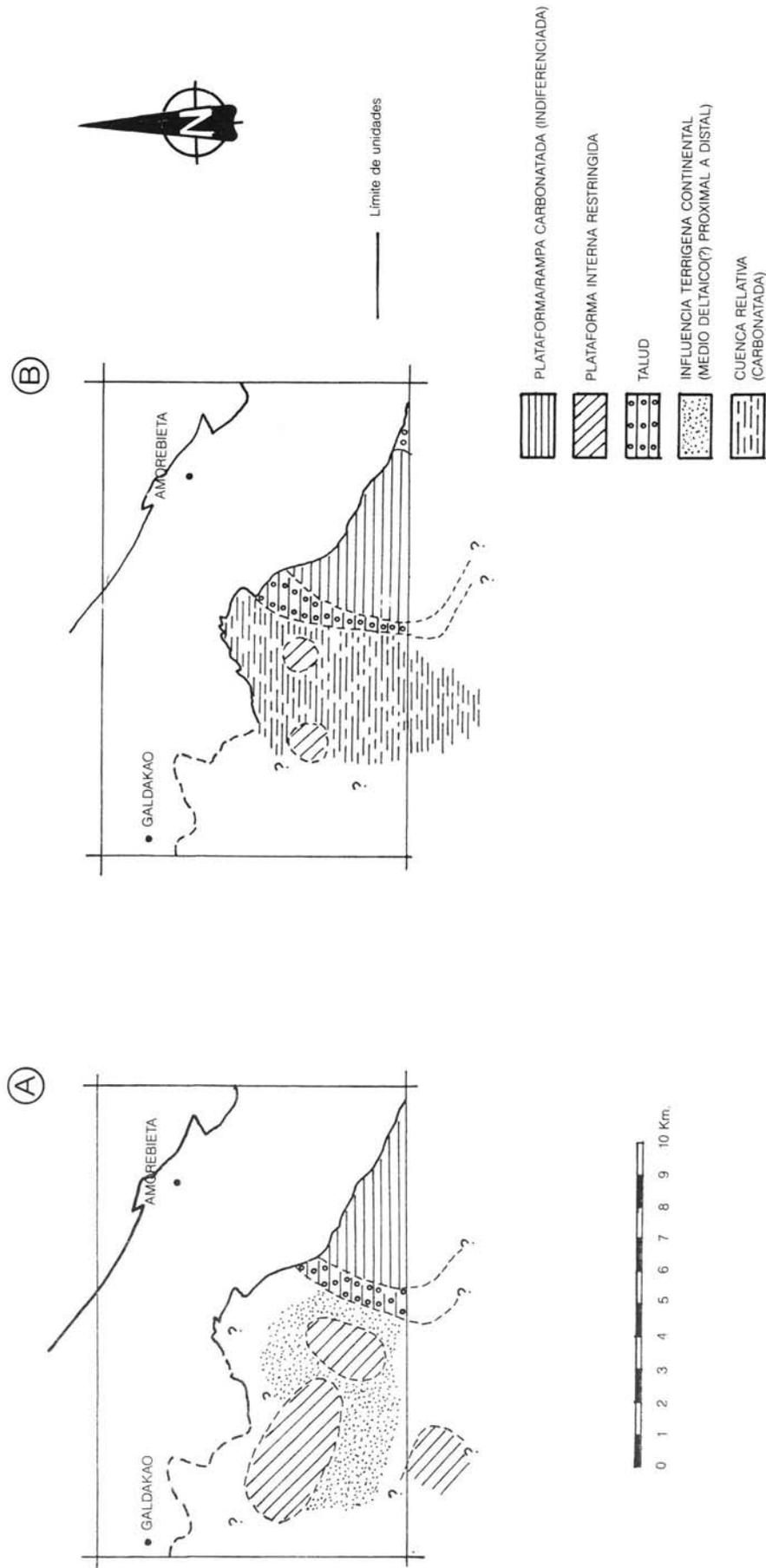


Figura 3.2.—Evolución paleogeográfica del cuadrante en el Ciclo Urgoniano (A), a lo largo de la 1.<sup>a</sup> secuencia deposicional urgoniana (Aptiense inf. medio) y (B) en la 2.<sup>a</sup> y 3.<sup>a</sup> secuencias deposicionales (Aptiense superior a Albiense medio)

taura una cuenca carbonatada en el surco (sinforme preformado) de Lemoa - Arraño. Entre los aportes margosos se localizan arrecifes en los pequeños umbrales paleogeográficos. La distribución paleogeográfica de los diversos elementos se visualiza en las figuras 3.2. y 3.3.

Al terminar la época de máximo desarrollo, tiene lugar el comienzo de la decadencia del sistema arrecifal: en los últimos estadios de crecimiento del gran edificio de Aramotz disminuyó la extensión superficial del arrecife (Leguate), al tiempo que se generaban depósitos de talud destructivo (Leguate y Betzuenburu).

Las zonas distales de los "debris - flow" carbonatados comenzaban a interdigitarse con los primeros aportes terrígenos de talud de la formación Durango.

Se puede decir, como resumen general, que la sedimentación urgoniana en el entorno regional fue esencialmente carbonatada. Las calizas de rudistas se dispusieron en áreas de menor subsidencia relativa, a cubierto de la contaminación terrígena continental que invadía la cuenca. Las áreas de tránsito entre altos y surcos paleogeográficos están marcadas por la abundancia de fenómenos de inestabilidad gravitatoria ("slumps" y flujos de barro y derrubios). Se dibuja pues, en general, el clásico esquema "plataforma - cuenca" de WILSON (1.975), especialmente desarrollado durante el Albiense.

La formación de calizas urgonianas en unas áreas y de terrígenos en otras, no fue una cuestión de azar en la cuenca urgoniana Vasco - Cantábrica. Aparte de otros controles como la proximidad a vías de llegada de aportes terrígenos continentales, el principal responsable de tal distribución fue la tectónica sinsedimentaria, creando subsidencias diferenciales acusadas en el fondo marino. Se constituyeron así altos (donde se dispusieron las calizas) y surcos (donde lo hicieron los terrígenos), en respuesta a una tectónica de bloques que dejó partes del fondo marino dentro de la zona fótica

y otras por debajo de la misma. A esta acción tectónica se agregó la originada por movimientos halocinéticos de la sal triásica, como en el caso de Aramotz - Dima - Eskubaratz, de manera que en el Aptiense y Albiense se encontraban en plena actividad los diapiros que posteriormente llegarían a perforar toda la cobertera cretácica. Estos diapiros crearon intumescencias locales en las áreas de alto, (GARCIA MONDEJAR Y GARCIA PASCUAL, 1.982; ANTIGÜEDAD *et al.* 1.983; ROBADOR, 1.984), contribuyendo decisivamente a la localización de facies de calizas y a la creación de taludes en sentido radial. A lo largo de accidentes de zócalo, activos durante el Mesozoico y Terciario se alinean, rasgos característicos de un sustrato activo: tránsitos laterales de facies (Aramotz), comportamientos tectosedimentarios diferenciales (límites entre sectores), brechificación sinsedimentaria, taludes, efusiones volcánicas, etc.

Los datos sedimentológicos del episodio urgoniano llevan a considerar, por todo lo anteriormente expuesto, que las estructuras más importantes del arco plegado vasco, el Sinclinatorio de Vizcaya y el Anticlinorio Nord - Vizcaíno, y quizá en menor medida el Anticlinorio de Bilbao (GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL, 1.982), en el que se localiza el cuadrante en estudio, no son el resultado únicamente de los procesos tectónicos alpinos, sino que ya tuvieron una importante preformación a modo de altos y surcos paleogeográficos, durante el transcurso de la sedimentación aptiense y albiense.

### 3.3. CICLO ALBO-CENOMANIENSE (Supraurgoniano)

Constituye el episodio terrígeno que cierra el ciclo marino somero arrecifal urgoniano y lo separa de la sedimentación carbonatada extensiva en las grandes plataformas del

- LEYENDA
- |    |            |     |                      |
|----|------------|-----|----------------------|
| M  | Mugarra    | U   | Urigoiti             |
| E  | Eskubaratz | A   | Aramotz              |
| I  | Indusi     | AR  | Arantzazu            |
| IT | Ixina      | ARR | Arrugaeta            |
| O  | Otxandio   | —   | Dirección de aportes |
|    |            | ⊘   | Montículo arrecifal  |

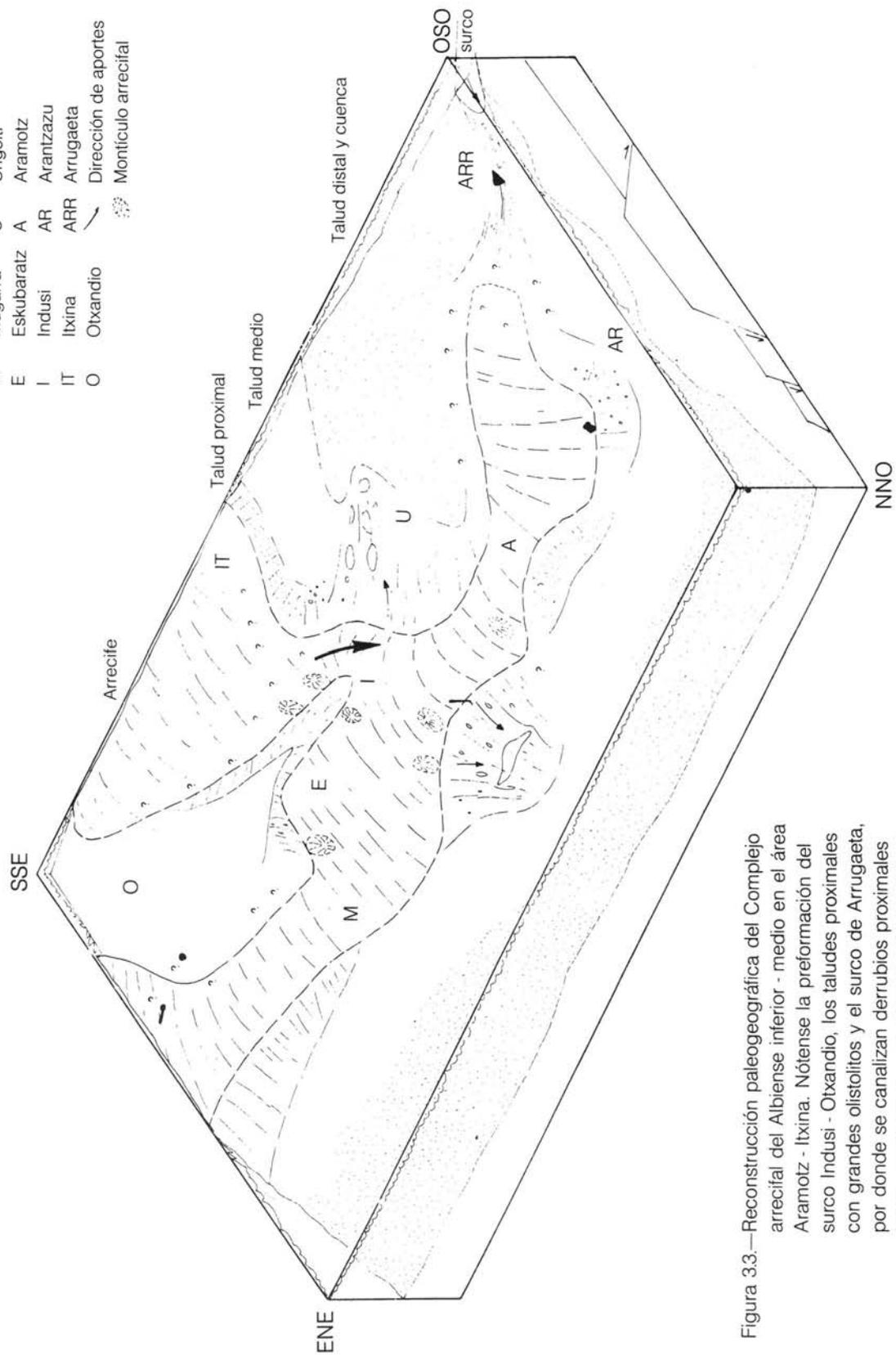


Figura 33.—Reconstrucción paleogeográfica del Complejo arrecifal del Albiense inferior - medio en el área Aramotz - Ixina. Nótese la preformación del surco Indusi - Otxandio, los taludes proximales con grandes olistolitos y el surco de Arrugaeta, por donde se canalizan derrubios proximales hacia el suroeste y entradas detríticas hacia el noreste.

Cretácico superior. La formación Durango rellena, con materiales procedentes del delta de la formación Valmaseda, el surco frontal situado al norte de la barrera caliza de Aramotz - Amboto. Los terrígenos tenían acceso al surco principalmente por pasos más profundos, entre edificios arrecifales. Tal sería el caso del área de Yurre y de la ensilladura de Urkiola y surco de Otxandio.

Tras la sedimentación urgoniana comienza el depósito desde el noreste de facies finas de talud distal turbidítico. Sobre ellas progradan desde el suroeste abanicos submarinos en macrosecuencias negativas (área de Euba): talud distal, orla de lóbulo distal y finalmente lóbulos proximales, todo ello con signos de inestabilidad. Las facies más distales se acuñan localmente contra el relieve que constituían los arrecifes urgonianos de Aramotz, dando origen a solapamientos (Betzuenburu) y a interdigitaciones con las facies de talud carbonatado. El esquema paleogeográfico general del Albocenomaniense se muestra en la figura 3.4.

Así pues, se puede decir como resumen que el dispositivo sedimentario albocenomaniense pasa por los siguientes episodios:

- Basculamiento de bloques y diferenciación de "escalones" batimétricos (principalmente según directrices de zócalo: N 120° E, N 40° - 50° E) e instalación de medios terrígenos diferenciales (continental, deltaico, plataforma siliciclástica, talud y abanico submarinos, llanura de cuenca).
- Progradación de abanicos (secuencias negativas) que atravesando las barreras arrecifales rebasan el talud y rellenan los surcos al norte de la falla de Bilbao (secuencias positivas). Comienza la nivelación de los relieves diferenciales albienses.
- Subsistencia generalizada: globalización de las facies flysch. Apertura

incipiente del "surco flysch" del golfo de Vizcaya, con acúmulo de series extremadamente potentes y de altísima velocidad de sedimentación durante el Cenomaniense.

- Aumento posterior del carbonato: tránsito a las facies basales del Cretácico superior.

### 3.4. CICLO CRETACICO SUPERIOR (Cenomaniense superior - Maastrichtiense)

Comprende una única macrosecuencia negativa incompleta (S6), con la posibilidad de un importante hiato entre Turoniense y Santoniense (ver figura 3.1.).

El Cretácico superior alcanza un espesor total de 3.000 - 3.500 metros en el Sinclinorio de Vizcaya y de unos 2.500 metros en la franja de Donostia - San Sebastián.

A nivel de la Cuenca Cantábrica, la transgresión del Cretácico, iniciada en el episodio Urganiano, continuó en el Cenomaniense, interrumpida por una fase regresiva en el Cenomaniense superior. La máxima intensidad de la transgresión se produjo en el Turoniense inferior. El Turoniense superior vino marcado por una regresión generalizada. El Coniaciense - Santoniense inferior es transgresivo; le sigue una regresión en el Santoniense superior que continuó hasta el fin del Cretácico. La elevación final viene marcada por calizas "garumnienses" de agua dulce.

En el "surco flysch", por el contrario, se mantuvo la tendencia transgresiva, hasta un máximo constituido por las "calizas rojas del Danés" (ORUE - ETXEBARRIA, 1.983).

Se han reconocido, en los territorios históricos de Gipuzkoa y Alava, pequeñas discontinuidades en las bases del Cenomaniense y



Turoniense respectivamente (WIEDMANN, 1.979). En Bizkaia se localizan discontinuidades en el Cenomaniense, Turoniense - Coniaciense y Turoniense - Campaniense, según las zonas (EVE, 1.987).

Finalmente, la transgresión del Cretácico superior, la permanencia del surco "flysch" y el volcanismo sinsedimentario (Boroa, Etxano), deben ir ligados a la continuación de la fase de deriva en la apertura del golfo de Vizcaya. La regresión del Cretácico final (no representada en el "surco flysch" vendría a testimoniar el paso de condiciones de distensión a condiciones de compresión. Este cambio fue acompañado de otras manifestaciones tales como metamorfismo ("manto de los Mármoles").

En el presente cuadrante la evolución paleogeográfica del Cretácico superior (ver figura 3.5.) es difícil de establecer por lo incompleto de las series. Sin embargo, se destaca la presencia de elementos albocenomanienses de la formación Durango incluidos en la serie margosa del Cenomaniense superior. Podría tratarse de grandes masas deslizadas en el área de intersección de las fallas de Bilbao y Durango, que marcan el paso en el albocenomaniense entre facies deltaicas (formación Valmaseda), talud terrígeno (formación Durango) y cuenca turbidítica (formación Deva), con una de las ya mencionadas fallas activas de dirección N 20° E.

### 3.5. CICLO PALEOCENO - EOCENO (Montiense? - Cuisiense?)

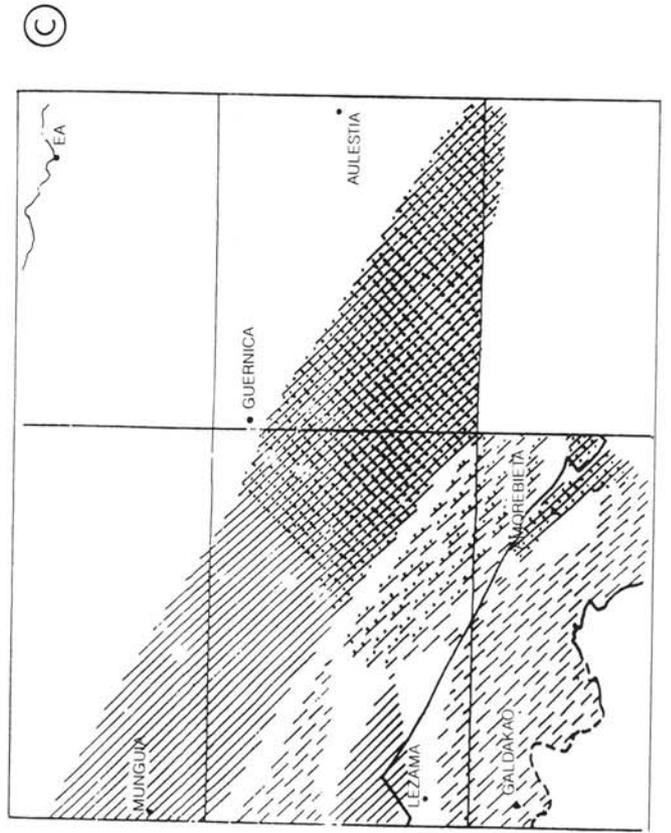
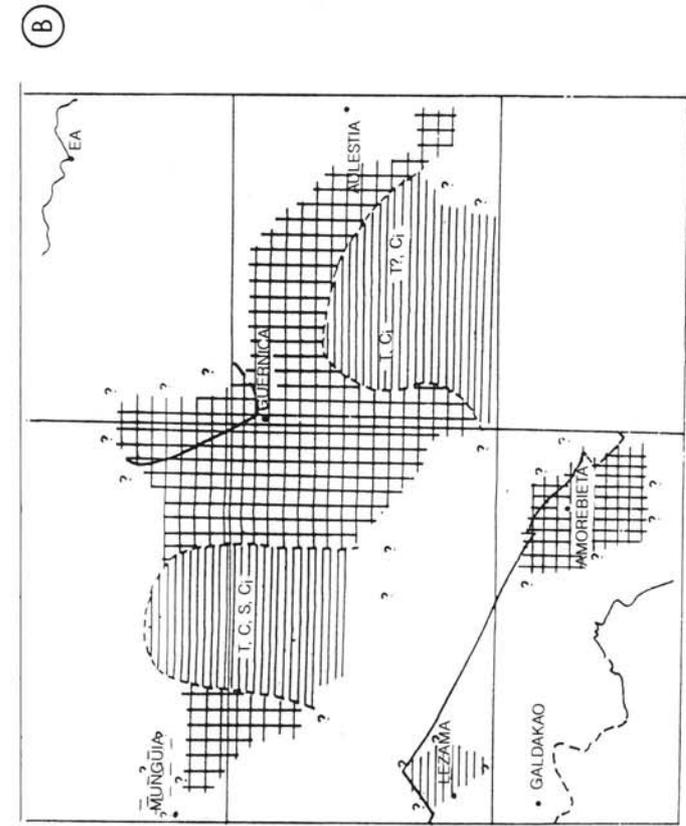
Los materiales de la base del terciario en el presente cuadrante están constituidos por un flysch carbonatado (S7 en la figura 3.1.), que dibuja una macrosecuencia positiva de carbonato decreciente, correspondiente a un nuevo episodio de relleno del "surco flysch" que se abría en el Sinclinorio de Vizcaya.

En lo referente a la macrosecuencia negativa S8, plenamente eocena, cabe destacar

la fuerte tectonización a que están sometidos los materiales en el núcleo y flanco sur del Sinclinorio de Vizcaya. No obstante, y teniendo en cuenta datos de cuadrantes adyacentes (Gernika - Lumo, Mungia, Lezama, Bilbao y Getxo) se ha podido establecer la presencia de altos y surcos locales dentro del gran "surco flysch", así como la progradación desde el oeste de un abanico cuyas facies, sucesivamente más proximales, recubren la llanura submarina.

La evolución paleogeográfica en el Paleoceno y Eoceno del Sinclinorio se representa en la figura 3.6., y puede resumirse como sigue:

- 1.— Sobre los materiales paleocenos se instala una sedimentación carbonatada hemipelágica, correspondiente a un medio de llanura de cuenca ("basin plain").
- 2.— Los materiales de tipo flysch que los recubren corresponden al mismo ambiente marino, pero con un influjo terrígeno progresivamente creciente, reflejo de la llegada de las facies más distales de un abanico turbidítico (posiblemente progradante en general desde el oeste). La frecuencia de depósitos micríticos hemipelágicos disminuye, pasando a ser sustituidos por lutitas como sedimento autóctono.
- 3.— La secuencia terciaria se cierra en la parte superior del Eoceno con el depósito de las potentes areniscas de Algorta, y con un nivel brechoide que marca el comienzo de la inestabilidad luteciense que será originada por la Orogenia Alpina. La situación de dicho nivel coincide una vez más con la zona delimitada por las fallas activas a las que se ha hecho anteriormente referencia.



**LEYENDA**

- CUENCA CARBONATADA INDIFERENCIADA CON VOLCANISMO SUBMARINO a) Supuesta
- ZONA DE ALTO LOCAL: SEDIMENTACION REDUCIDA a) Supuesta
- AREAS DE INESTABILIDAD: BRECHIFICACION Y DESPLOMES SUBMARINOS
- AREAS DE NO DEPOSICION
- CARBONATADO a) Supuesta
- TERRIGENO a) Supuesta
- SURCO FLYSCH
- T: TURONIENSE
- C: CONIACIENSE
- S: SANTONIENSE
- Ci: CAMPANIENSE INFERIOR

Figura 3.5.—Evolución paleogeográfica del entorno del cuadrante de Galdakao en el Cretácico superior.

- A** Cenomaniense superior
  - B** Turoniense - Campaniense inferior
  - C** Campaniense - Maastrichtiense.
- A destacar la diversidad paleogeográfica en el Cenomaniense, las extensas superficies de no-depósito en el Turoniense-Campaniense, (quizá también en Amorebieta?) y la uniformización del "surco flysch" a partir del Campaniense medio.

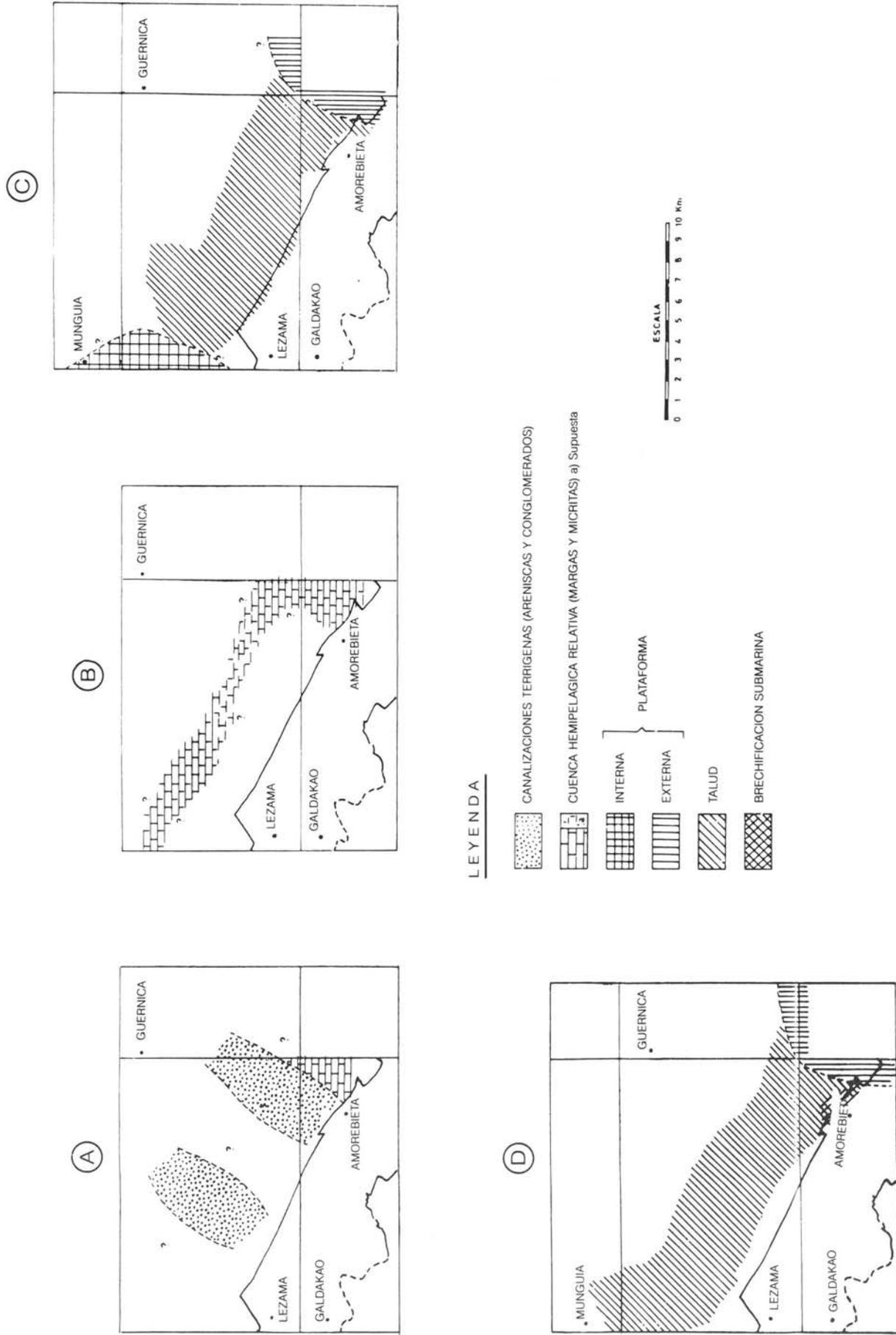


Figura 3.6.—Evolución paleogeográfica a lo largo del Ciclo Paleoceno - Eoceno en el entorno del cuadrante de Galdakao  
 (A) y (B) Macrosecuencia positiva Paleoceno - Eoceno  
 (C) y (D) Macrosecuencia negativa Eocena, con episodios de brechificación submarina.



## 4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los materiales aflorantes en la hoja de Galdakao se encuentran deformados según directrices de orientación noroeste - sureste, congruentes con la estructuración general observable en esta parte de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

La cartografía geológica realizada en el cuadrante y en zonas próximas pone de manifiesto la existencia de una serie de estructuras tectónicas (pliegues y fallas), algunas de ellas de importancia regional, que son el resultado de la fase principal de plegamiento alpino, de edad post-eocena. Tal y como se observa en el mapa geológico, alguna de las fracturas cartografiadas producen desplazamientos relativos muy importantes entre bloques, siendo este el principal motivo por el que la cartografía geológica se ha ordenado en base a unidades y sectores (figura 4.1.).

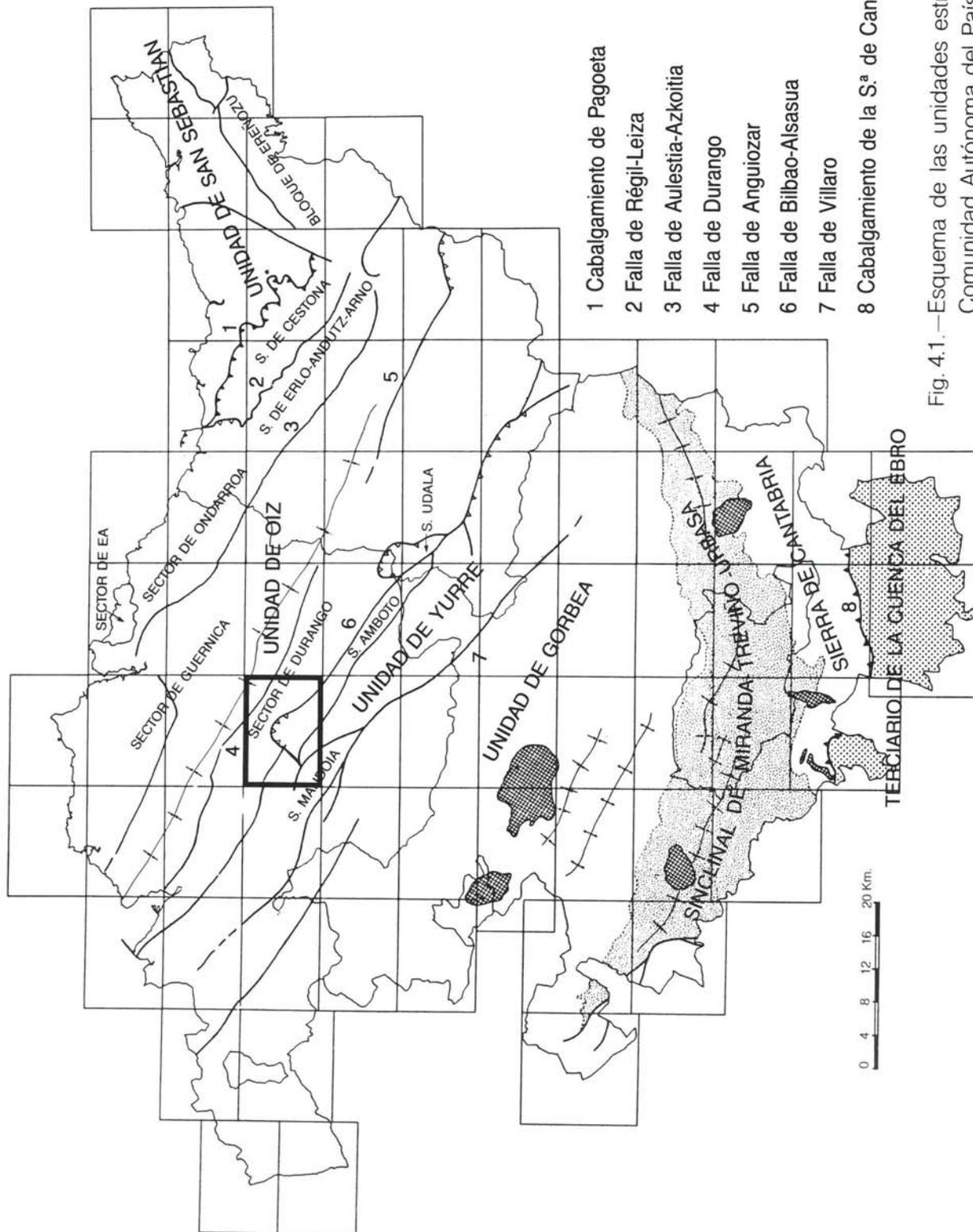
Esta fase de deformación mencionada es también, a nivel regional, la de mayor importancia, habiendo producido los grandes pliegues de dirección N 120° E, como el anticlinal de Bilbao, sinclinal de Punta Galea - Oiz y otras estructuras que en algunos puntos de la Cuenca Vasco - Cantábrica muestran vergencias al norte.

A grandes rasgos, la disposición estructural de los materiales aflorantes en el cuadrante de Galdakao es relativamente sencilla. Muestran sentido general de buzamiento hacia el

noreste y, por tanto, se asciende en la serie a medida que se alcanzan posiciones más septentrionales. Toda la secuencia forma parte del flanco sur del sinclinal de Punta Galea - Oiz, cuyo núcleo está ocupado por los materiales de edad terciaria.

Sin embargo, esta disposición estructural en principio sencilla, se ve localmente complicada por la acción de varias fallas con importante reflejo cartográfico (falla de Durango, falla de Bilbao - Alsasua...) que muestran vergencia norte y producen saltos importantes, así como por otras estructuras de menor entidad como los pliegues y fallas cartografiados en la zona suroeste del cuadrante.

En cuanto a la distribución y morfología de los pliegues observados en el cuadrante de Galdakao, hay que destacar la disarmonía que se produce entre los materiales pertenecientes al ciclo wealdense y los del ciclo urgoniano sobre ellos depositados. En efecto, los primeros, cuyos afloramientos se sitúan al este de Mandoia, se encuentran fuertemente deformados según pliegues apretados de pequeño radio, mientras que en las secuencias urgonianas, que intercalan niveles más o menos potentes de calizas, se dibujan pliegues de gran radio. Muy probablemente se han producido despegues en el contacto entre estas dos secuencias de materiales con estilos de deformación tan diferentes.



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

Fig. 4.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

A continuación se describen con más detalle cada una de las principales estructuras que condicionan la disposición espacial de los materiales aflorantes en este cuadrante. La situación de cada una de ellas se muestra en la figura 4.2.:

### **FALLA DE BILBAO - ALSASUA**

Es junto con la falla de Durango la estructura con mayor representación cartográfica dentro de la presente hoja.

En el cuadrante de Galdakao y en otros de sus alrededores, la falla de Bilbao - Alsasua separa la Unidad de Oiz de la Unidad de Yurre. Sin embargo, su presencia cartográfica no se restringe a los alrededores de esta zona, puesto que su traza puede seguirse desde la costa vizcaína, en la zona de Santurtzi - Muskiz, por el oeste, hasta los alrededores de Alsasua por el este, donde el accidente continúa fuera de los límites de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

Es una falla de dirección NO - SE con una historia compleja y dilatada en el tiempo. Fue activa ya durante la sedimentación de los materiales urgonianos y supraurgonianos en los que condiciona importantes cambios de facies, limitando el surco (Sinclinorio) subsidente, de una zona de paleoalto en donde se depositó el gran edificio carbonatado de Aramotz. Este aspecto se encuentra particularmente bien reflejado en el vecino cuadrante de Elorrio (87-II).

En esta zona, su representación cartográfica más evidente es un plano de falla inversa de vergencia norte, que monta los materiales de la Unidad de Yurre sobre los de la Unidad de Oiz. La componente vertical del salto de esta falla se desconoce, aunque en áreas próximas, dentro del cuadrante de Elorrio, éste no parece ser muy grande. No obstante, más hacia el sureste, en el cuadrante de Mondragón (88-III), la falla de Bilbao - Alsasua se manifiesta

como un desgarre dextroso; esta disparidad no debe sorprender, si se tiene en cuenta que el accidente es complejo y ha estado involucrado en todas las fases de deformación que han tenido lugar durante el ciclo alpino en esta parte de la Cuenca.

En consecuencia su resolución cartográfica ha de ser asimismo compleja, y en este sentido es muy probable que fallas con la misma orientación que cortan los materiales del complejo supraurgoniano al sur de Euba sean, en realidad, diversos planos del mismo gran accidente.

### **FALLA DE DURANGO**

Es un importante accidente estructural, cuya traza cartográfica atraviesa esta hoja cerca de su vértice noreste y puede seguirse nítidamente en cuadrantes vecinos, especialmente hacia el noroeste; hacia el sureste, la falla acaba amortiguándose dentro de la hoja de Durango (62-IV).

Es asimismo un accidente de importancia regional de dirección aproximada N 120° E; cartográficamente se manifiesta como una falla inversa de vergencia norte que marca el límite entre los sectores de Durango y Guernica, ambos pertenecientes a la Unidad de Oiz.

La falla de Durango es un accidente estructural "antiguo", cuya actividad durante la sedimentación de los materiales cretácicos queda atestiguada por la frecuente presencia de facies brechoideas y olistolíticas en las proximidades de su traza cartográfica.

### **FALLA DE AMOREBIETA**

Es una falla de dirección N 120° E aproximadamente que discurre paralela a la falla de Durango.

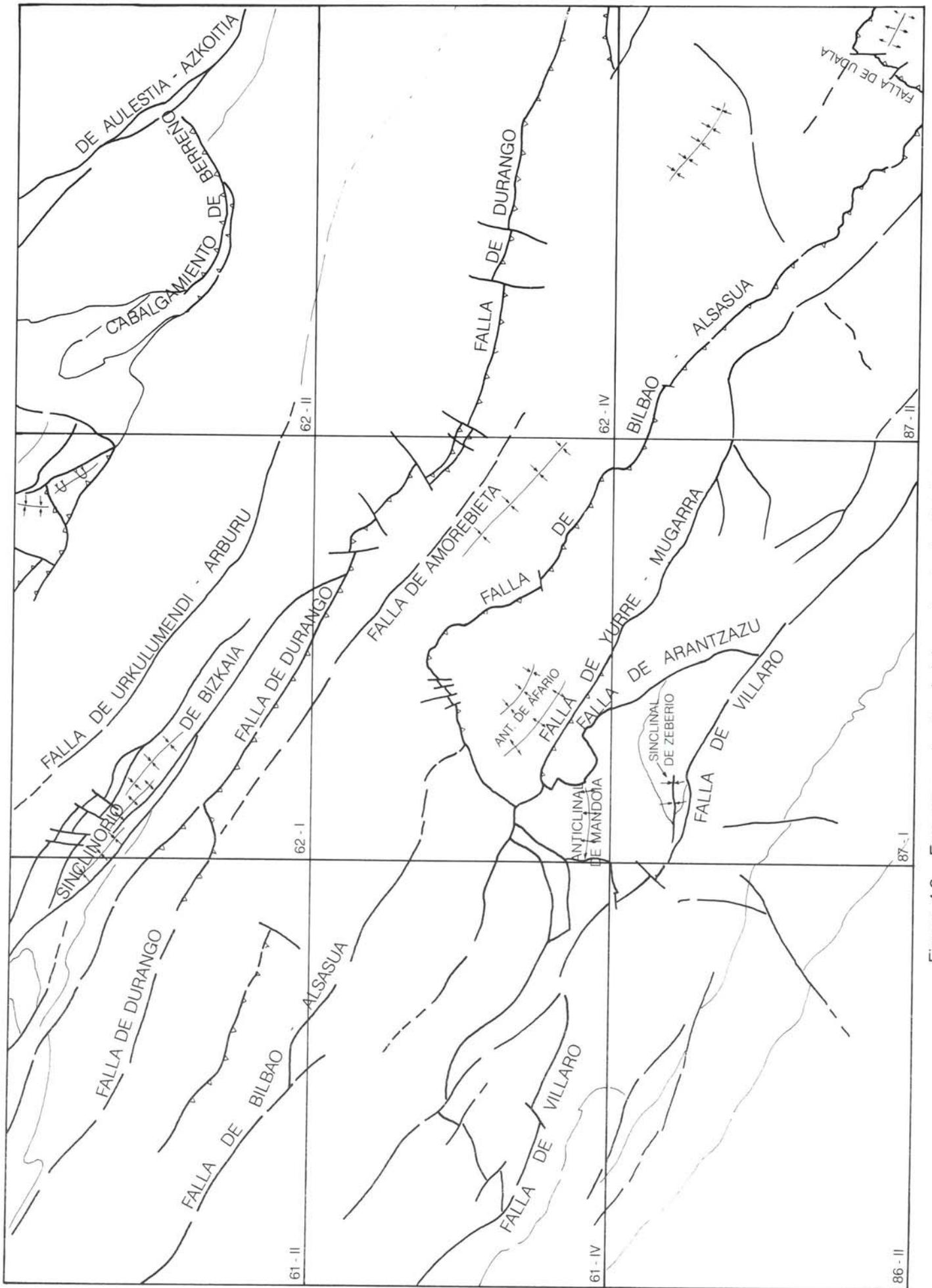


Figura 4.2.—Esquema estructural del cuadrante de Galdakao y sus adyacentes.

Su traza cartográfica puede seguirse, por todo este cuadrante y continúa hacia el noroeste por la hoja de Lezama (62-I) y Bilbao (61-II); hacia el suroeste también continúa en el cuadrante de Durango, aunque aquí discurre casi siempre oculta por depósitos cuaternarios.

Se trata de un accidente cuyo plano es prácticamente vertical y a lo largo de todo su trazado pone en contacto los materiales de la formación Durango (bloque sur) con las margas y margocalizas cenomanienses.

Pudiera tratarse de la reactivación, durante la orogenia alpina, de un accidente antiguo que actuó ya durante la sedimentación de los materiales cenomanienses. Este hecho parece avalado por la presencia, en la inmediata proximidad de la falla de Amorebieta, de dos cuñas de materiales supraurgonianos incluidos en las margas y margocalizas cenomanienses; tal y como se ha comentado anteriormente, dichos cuerpos detríticos albocenomanienses pueden ser en origen grandes olistones deslizados durante el depósito de las margas cenomanienses, y quizás su separación y caída a la cuenca puede estar relacionada con el funcionamiento de esta falla.

\* \* \*

Además de estas grandes fallas descritas, todas ellas de dirección ONO - ESE, se ha cartografiado una intensa red de fracturas de dirección N 20° E a N 50° E que, aunque normalmente presentan saltos poco importantes, trastocan y desplazan otras estructuras, así como los contactos entre las diversas unidades.

Por otra parte, también se han cartografiado diversos pliegues, la mayor parte de ellos se sitúan en el vértice suroeste del cuadrante, dentro de los sectores de Amboto y Yurre. En esa zona, dichas estructuras (anticlinal de Mandoia, anticlinal de Apario, sinclinal de Altza, sinclinal de Arraño - Gandarias, etc.) afectan a los materiales del Complejo Urgoniano que, debido a la alternancia de litologías detríticas y carbonatadas, permiten seguir cartográficamente los pliegues. La dirección de estas estructuras es ONO - ESE, aunque esta orientación puede variar cuando el pliegue se sitúa en la proximidad de alguna fractura. Tal y como se observa en los cortes geológicos que acompañan al mapa, son pliegues cilíndricos con plano axial vertical.



## 5. PETROLOGIA IGNEA

### 5.1. COLADAS ANDESITICAS

Se han localizado únicamente al sur de Usansolo, en la zona de La Bocamina, (en el interior de ésta).

Son niveles de 30 - 40 centímetros de potencia y escasa continuidad lateral, interestratificados en una serie de areniscas y lutitas del Aptiense inferior y en relación con una mineralización de pirita.

La roca presenta textura microlítica vacuolar. Está formada por una mesostasis (sericita abundante). Las vacuolas están rellenas de cuarzo, rodeado de plagioclasa. Hay pirita idiomorfa diseminada en toda la roca.

### 5.2. COMPLEJO VOLCANICO DEL CRETACICO SUPERIOR

Se pueden diferenciar dos conjuntos petrográficos.

- Rocas microgranudas.
- Rocas volcanoclásticas.

Las **rocas microgranudas** se corresponden con lacolitos, "sills", diques y posibles núcleos de coladas.

Son rocas microgranudas, homométricas o heterométricas, holocristalinas, con cristales idio-hipidiomorfos y textura ofítica.

De las menas metálicas destaca el hematites, que en ocasiones llega a ser muy abundante.

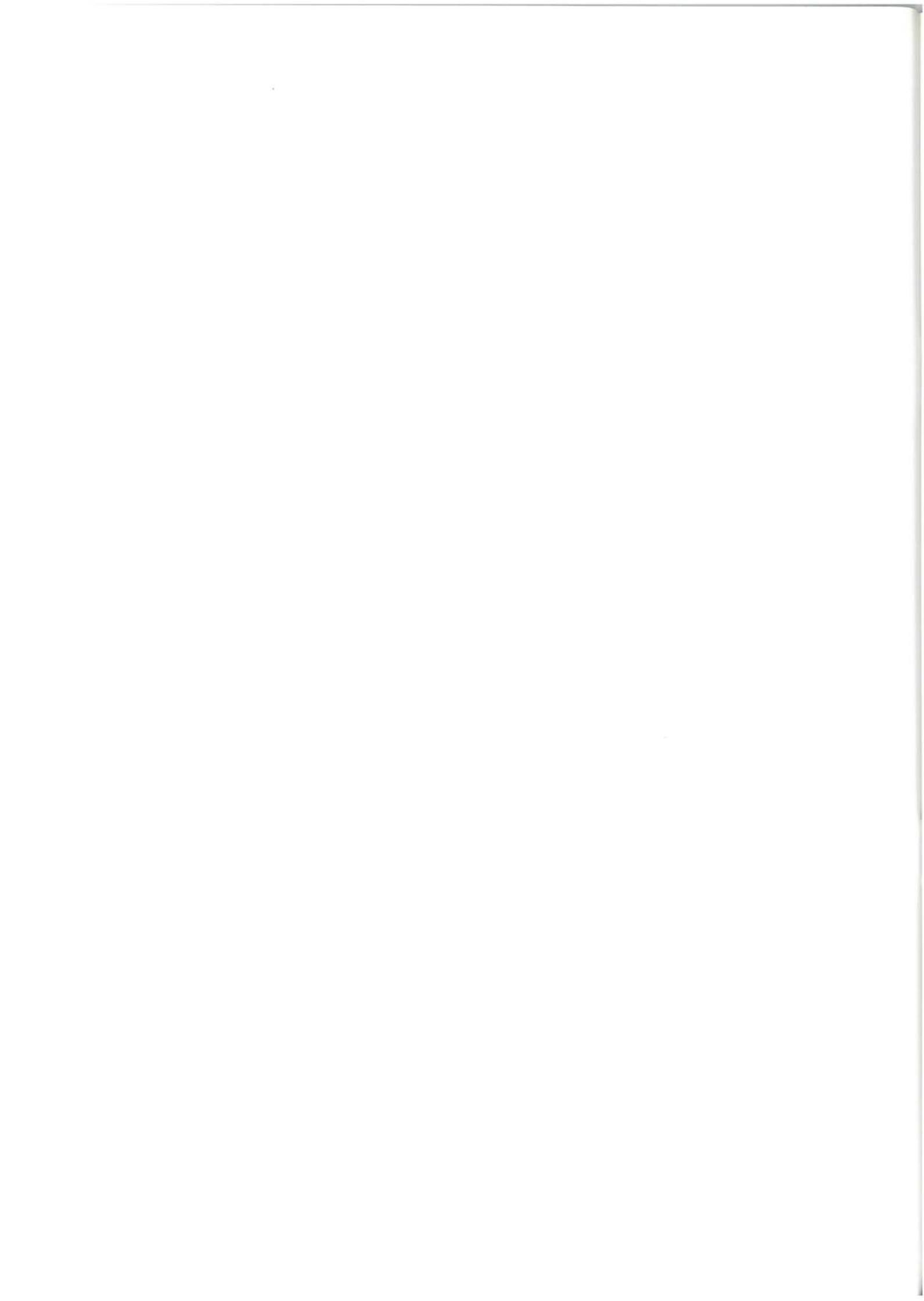
Se podrían clasificar como microgabros (aunque en ocasiones el tamaño de grano aumenta hasta presentar aspecto de gabro) y basaltos microcristalinos.

Las **rocas volcanoclásticas** están compuestas por tobas y cineritas, en avanzado estado de meteorización, compuestas por clastos de rocas volcánicas.

Mineralógicamente están compuestos por: plagioclasas de hábitos idiomorfos - hipidiomorfos, con maclas polisintéticas y de "Carlsbad", que se presentan fuertemente zonadas; piroxeno monoclinico (augita) de hábito idio - hipidiomorfo, fuertemente uralitizado a hornblenda marrón, que posteriormente se transforma en hornblenda verde y, por alteración de ésta, a actinolita, biotita y clorita.

Los minerales secundarios proceden de la alteración de plagioclasa y melanocratos, serpentina ofreciendo textura mallada, posiblemente pseudomorfizando a olivino, calcita de plagioclasa y melanocratos.

Rellenando fracturas e intersticios se encuentran calcita, prehnita, epidota, clorita y albita.



## BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, J. M. (1975).—“Sedimentología y Paleogeografía del Albiense en la Cuenca Cantábrica”. Tesis Doctoral. *Estudios Geológicos* vol. XXXI pp. 1 - 213. Instituto “Lucas Mallada”, C.S.I.C. (España).
- ANTIGÜEDAD, I. *et al.* (1983).—“Argumentos sedimentológicos e hidrogeoquímicos sobre la existencia de un diapirismo de materiales triásicos en el área de Dima (Vizcaya)”. *Bol. IGME*.
- AZAMBRE, B. y ROSSY, M. (1976).—“Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc Basque; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique”. *Bull. SGF* T. XVIII 6, pp. 1.725 - 1.728.
- COOPER, M. R. (1977).—“Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance”. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 22.1 - 60. Amsterdam.
- CUEVAS, J., GARROTE, A., y TUBIA, J. M. (1981).—“Análisis y significado de diferentes tipos de estructuras en el magmatismo del Cretácico Superior de la Cuenca Vasco - Cantábrica (1.ª Parte)”. *Munibe* vol. 1 - 2, pp. 1 - 20.
- EVE (1987).—“Investigación Geológico - Minera a escala 1:25.000 en las hojas 1:50.000 de Bilbao y Algorta”. Inédito.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. y GARCIA MONDEJAR, J. (1983).—“Construcciones carbonatadas urgonianas sobre un alto paleogeográfico con actividad diapírica (Duranguesado, Vizcaya)”. *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Mahón - Menorca, Sept. Oct. 1983.
- FEUILLÉE, P. (1967).—“Le Cénomaniens des Pyrénées basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique”. *Mém. Soc. Géol. France. Nouvelle Serie*, tomo 46, vol. 108, pp. 1 - 343.
- GARCIA GARMILLA, F. (1987).—“Las formaciones terrígenas del Wealdense y del Aptiense inferior en los Anticlinorios de Bilbao y Ventoso (Vizcaya, Cantabria): Estratigrafía y Sedimentación”. *Tesis Doctoral. Univ. del País Vasco*.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1979).—“El Complejo Urgoniano del Sur de Santander”. *Universidad del País Vasco*. Facultad de Ciencias. Dpto. de Geología. Lejona - Bilbao. *Tesis Doctoral*. Published University Microfilms International. 673 pp., 203 figs., 10 anexos.

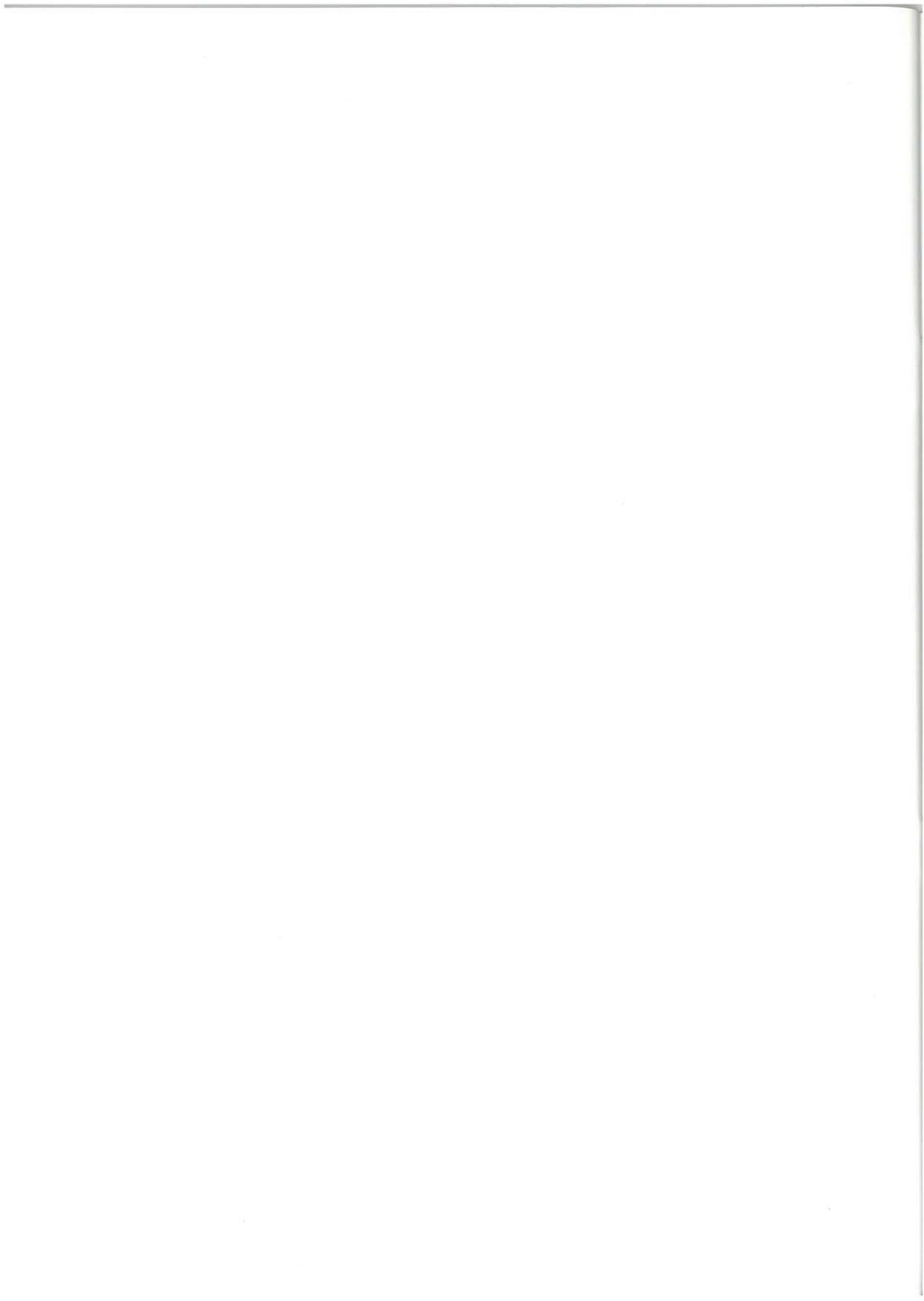
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982).—“Aptiense - Albiense”. En: “*El Cretácico de España*”. Univ. Complutense. Madrid. pp. 63 - 84.
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1982).—“Región Vasco - Cantábrica y Pirineo Navarro. Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general”. En: “*El Cretácico de España*”; Univ. Complutense de Madrid, pp. 145 - 160.
- GARCIA MONDEJAR, J. y GARCIA PASCUAL, I. (1982).—“Estudio geológico del Anticlinorio de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua”. *KOBIE n.º 12*, pp. 101 - 137.
- IGME - CADEM (1985).—“Estudio geológico a 1:10.000 en el área de Dima”.
- INGEMISA (1982).—“Síntesis geológica del País Vasco”. Inédito.
- JAMES, N. P. (1979).—“Shallowing - Upward sequences in carbonates”. En: *Facies Models*. Walker (1979) (ed.) pp. 109 - 121.
- MATHEY, B. (1982).—“Región Vasco - Cantábrica y Pirineo Navarro. El Cretácico Superior del Arco Vasco”. En: “*El Cretácico de España*”. Univ. Complutense, pp. 111 - 135.
- MATHEY, B. (1983 b).—“Le système du flysch gréseux”. En: *Mémoire géologique de l'Université de Dijon*, Tomo 9. “Vue sur le Crétacé basco - cantabrique et nord - ibérique”. pp. 97 - 106.
- MITCHUM, R. M. *et al.* (1977).—“The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis”. In: PAYTON, CH. E. 1977; “Seismic stratigraphy applications to the hidrocarbon exploration” (Oklahoma). *Am. Ass. Petrol Geol.* pp. 53 - 62.
- OLIVE, A. *et al.* (1984).—“Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoniana en el sector oriental de la Cuenca Cantábrica”. *I Congreso Español de Geología*. Segovia, 9 - 14 Abril 1984. Tomo I; pp. 53 - 65.
- ORUE - ETXEBARRIA, X. (1983).—“Los foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Sinclinorio de Bizkaia (Corte de Sopelana - Punta Galea)”. *Universidad del País Vasco*. Tesis Doctoral. KOBIE.
- PUJALTE, V. (1977).—“El Complejo Purbeck - Weald de Santander: estratigrafía y sedimentación”. *Tesis Doctoral*. Univ. del País Vasco.
- RAT, P. (1959).—“Les Pays Crétacés Basco - Cantabriques”. *Publications de l'Université de Dijon*. Tesis Doctoral.
- RAT, P. y FEUILLÉE, P. (1967).—“Structures et paléogéographies Pyrénéo - Cantabriques”. *Institut des Sciences de la terre, Université de Dijon*, France. VI, pp. 1 - 48.
- RAT, P. y PASCAL, A. (1959).—“De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens”. *Geobios*. N. 3, pp. 385 - 399.
- RIAZA MOLINA, C. (1984).—“De la importancia de las fallas N 20° en la creación del Golfo de Vizcaya. Estudio de detalle del Arco Santanderino”. *Congreso Español de Geología*. Tomo III, pp. 265 - 278.
- ROSSY, M.; MATHEY, B. y SIGAL, J. (1979).—“Precisions sur l'âge du magmatisme Crétacé Supérieur du synclinorium de Bizcaye (Espagne)”. *VII Reunión Ann. Sci. Terre, Lyon*, 411 pp.
- VOORT, H. B. (1964).—“Zum Flyschproblem im den West Pyrenäen”. *Geologische Rundschau*, 53, pp. 220 - 233.

WIEDMANN, J. (1979).—"A Geological itinerary through the Mid - Cretaceous of vascogetic and celtiberic Ranges (N. Spain). Mid - Cretaceous events". *Field Meeting, Northern Spain.* September 1977.

WILSON, J. L. (1975).—"Carbonate facies in geologic history" *Berlin Spinger*, 471 pp.









**EUSKO JAURLARITZA**

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



**GOBIERNO VASCO**

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA