



**EVE**

Mapa Geológico  
del País Vasco

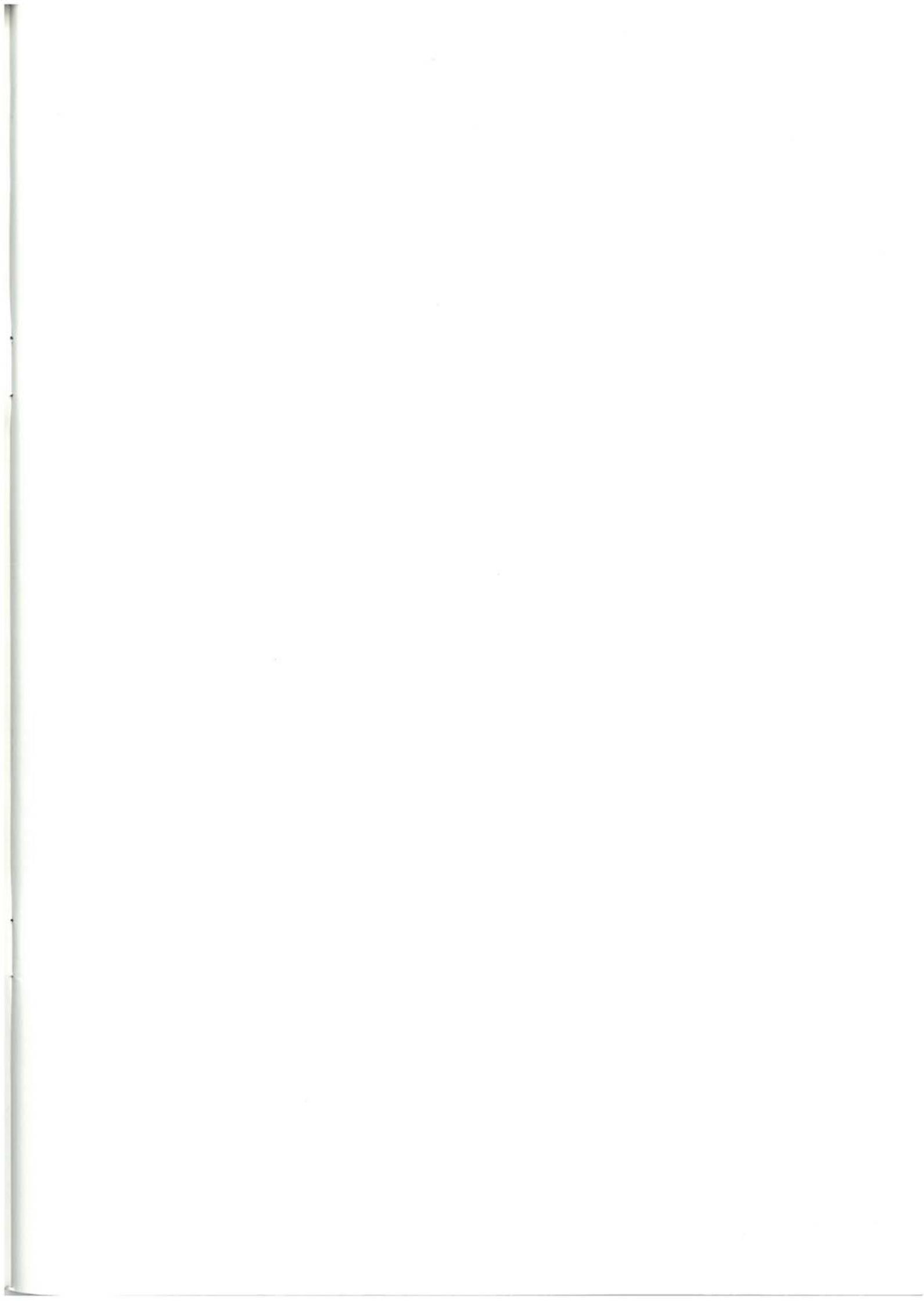
*Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa*



**61-II BILBAO**

E: 1/25.000







**Mapa Geológico  
del País Vasco**

***Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa***

**61-II BILBAO**

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-419-93

I.S.B.N.: 84-88302-52-5

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
- L. Muñoz Jiménez

INGEMISA

- 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), que han asesorado en los capítulos de Estratigrafía y Sedimentología.

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1987.



# INDICE

	<u>Pág.</u>
1. <b>INTRODUCCION</b> .....	9
2. <b>ESTRATIGRAFIA</b> .....	11
2.1. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE GUERNICA.....	11
2.1.1. Cretácico superior.....	11
2.1.2. Terciario.....	12
2.2. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO.....	13
2.2.1. Complejo Urganiano.....	13
2.2.2. Formación Durango (Complejo Supraurgoniano o Albocenomaniense).....	15
2.2.3. Complejo Volcánico.....	16
2.2.4. Cretácico superior.....	17
2.3. UNIDAD DE YURRE.....	17
2.3.1. Complejo Urganiano.....	17
2.4. CUATERNARIO.....	19
3. <b>SEDIMENTOLOGIA</b> .....	21
3.1. CICLO URGONIANO (Aptiense - Albiense inferior/medio).....	21
3.2. CICLO ALBOCENOMANIENSE (Supraurgoniano; Albiense superior - Cenomaniense inferior).....	30
3.3. CICLO CRETACICO SUPERIOR-PALEOCENO (Cenomaniense superior - Monticense?)	31
3.4. CICLO PALEOCENO - EOCENO (Monticense? - Luteciense?).....	37
4. <b>GEOLOGIA ESTRUCTURAL</b> .....	41
4.1. FASES DE DEFORMACION RECONOCIBLES.....	41
4.2. DESCRIPCION Y SIGNIFICADO DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES.....	45
5. <b>PETROLOGIA</b> .....	49
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	53



## 1. INTRODUCCION

El cuadrante Bilbao a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 61 "Bilbao" del Mapa Topográfico a escala 1:50.000.

La característica fundamental de este área es que presenta una morfología típica de áreas cercanas a la costa, es decir, topografía suave en la que encajan los cursos bajos de los ríos.

En este contexto general destacan dos tipos de morfologías bien definidas:

Fluvial: marcada por los valles del río Asua.

Estuarios: representado por la ría de Bilbao o del Nervión.

También existe una pequeña zona kárstica al sur de Bilbao, en la zona minera.

No obstante, el rasgo más significativo de la zona es de carácter socioeconómico: la

concentración urbano-industrial a lo largo de la ría de Bilbao.

Es el cuadrante más densamente poblado de todo el territorio de la Comunidad Autónoma: gran parte de él está cubierto por zona urbanizada. El municipio más importante es Bilbao. También se sitúan sobre este cuadrante Barakaldo, Getxo, Portugalete, Leioa, Sondika, Derio y Loiu.

Las cotas más elevadas son Santa Marina (476 metros), Arroletza (460 metros), Banderas (224 metros), etc.

El curso fluvial más importante es sin duda la ría de Bilbao, quedando en segundo plano los ríos Kadagua, Asua, Castaños, Galindo y Gobelas. Los arroyos son numerosos y pueden llegar a tener caudales importantes.



## 2. ESTRATIGRAFIA

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos se han diferenciado a nivel regional varias unidades, separadas entre sí por accidentes estructurales de importancia regional cuyas trazas cartográficas rebasan los límites de este cuadrante.

Las unidades, así diferenciadas, que se pueden distinguir en este cuadrante son:

- Unidad de Yurre.
- Unidad de Oiz. Sector de Durango.
- Unidad de Oiz. Sector de Guernica.

Esta separación en unidades permite una mejor diferenciación de términos litológicos, que da lugar a una cartografía geológica más detallada. Así mismo evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieron un funcionamiento individual y diferente durante la sedimentación.

A continuación se describe la estratigrafía de las diversas unidades cartografiadas.

### 2.1. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE GUERNICA

Está representado, en la presente hoja, por materiales del Cretácico superior y Terciario, que afloran en el borde noreste del cuadrante.

#### 2.1.1. Cretácico superior

**Margas, margocalizas y calcarenitas (flysch detrítico carbonatado) (1).** Forman una alternancia con características flyschoides en la que predomina el componente margoso. Además de los bancos calcareníticos, se pueden distinguir niveles de caliza micrítica de color blanco, probablemente producida por sedimentación pelágica.

**Alternancia de areniscas calcáreas y margas (flysch detrítico arenoso) (2).** Son tramos con una mayor abundancia relativa de niveles arenosos, diferenciados cartográficamente dentro del flysch carbonatado.

Consiste en una alternancia de niveles calcareníticos, areniscas calcáreas decalcificadas y margas.

Algunos de los estratos arenosos llegan a tener potencias de hasta 1.5 a 2 metros, y presentan numerosos niveles de acumulación de restos vegetales. Localmente pueden llegar a observarse areniscas microconglomeráticas.

**Margas y areniscas calcáreas (3).** Dentro del término anteriormente descrito se han diferenciado tramos con una mayor abundancia relativa de margas. Los estratos de areniscas calcáreas son minoritarios y generalmente presentan potencias centimétricas.

**Margas y margocalizas grises (4).** Es un paquete que se muestra con aspectos diversos. Aparece, bien como serie alternante, o bien como margas masivas. Se caracteriza por presentar colores grises o azulados. Son frecuentes los restos de *Inoceramus sp.* y equinodermos. Este tramo se atribuye al Campaniense superior - Maastrichtiense inferior - medio.

**Margas y margocalizas (rojas y grises) (5).** Sobre el paquete descrito anteriormente se depositó un nuevo tramo formado esencialmente por margas de tonos rojizos o vináceos, que pueden tener incluidos algunos nivelillos de margocalizas o calizas de poca potencia.

La edad de este tramo sería Maastrichtiense superior; representa el fin de la sedimentación cretácica.

### 2.1.2. Terciario

La sedimentación terciaria comienza con los materiales del Paleoceno, que en su base estaría formado, bien por calizas y margocalizas rojas y grises, bien por brechas calcáreas y margas; o por una serie formada por conglomerados y areniscas en la base, y areniscas y/o lutitas a techo.

**Calizas y margocalizas (rojas y grises) (6).** Es una serie alternante de calizas y margocalizas. El espesor de los bancos de calizas está comprendido entre 10 y 30 centímetros, aunque algunos estratos pueden alcanzar los 60 cm. Tanto las calizas como las margocalizas varían su coloración entre el gris y el rosa según los casos.

**Margas y margocalizas (7).** A continuación aparece nuevamente una alternancia de margas y margocalizas grises. Parece observarse cómo el contenido en carbonato decrece hacia la parte alta de la serie.

**Brechas olistostrómicas (8).** Por encima de los términos descritos anteriormente se sitúa, aunque no se ha observado nunca la

naturaleza del contacto, un paquete de megabrechas, brechas y conglomerados con niveles de micritas intercalados, de morfología lenticular, y que aflora también en otros lugares de la cuenca. Presenta una potencia máxima de 100 metros.

Los cantos de las megabrechas pertenecen al Paleoceno más bajo (tramos anteriormente descritos) y al Cretácico superior, y su tamaño varía desde centimétrico a métrico (hasta 10 metros).

Las intercalaciones pelágicas de margas y calizas micríticas localizadas a diferentes alturas en la serie estratigráfica indican siempre una edad Paleoceno medio.

Sobre esta megabrecha y en contacto aparentemente transicional se puede diferenciar un paquete de conglomerados y areniscas.

**Conglomerados y areniscas (9).** Son cuerpos lenticulares, de potencia máxima superior a los 100 metros, formados por microconglomerados, conglomerados y areniscas silíceas con finas intercalaciones limolíticas, que presentan características turbidíticas y dan resaltes fuertes en la topografía (Urduliz, Unbe, Lauros).

**Areniscas, lutitas y margas (10).** Es una sucesión detrítica que se sitúa a la misma altura estratigráfica y/o en paso lateral con el tramo anteriormente descrito. Está formada en su mayoría por lutitas negras y niveles intercalados de areniscas, en ocasiones bastante potentes.

**Calizas micríticas, margocalizas y margas (11).** Es una alternancia en estratos decimétricos, de calizas micríticas, margocalizas y margas, de color gris claro, que se ha diferenciado a distintas alturas de la serie.

**Alternancia de areniscas calcáreas, calcarenitas, margas y calizas micríticas (12).** Forman un término que abarca materiales de edad Eoceno inferior.

Las litologías de los materiales de este tramo son, de acuerdo con los esquemas de WALKER y MUTTI (1973), las propias de un flysch de llanura submarina.

Los primeros metros, en los que la proporción de rocas carbonatadas es mucho mayor que en el resto ('flysch margo-calizo paleoceno', RAT (1959)), corresponden a rocas que pertenecen al tramo anteriormente descrito.

Las areniscas presentan frecuentemente estructuras, tanto en el muro (marcas de corriente, de carga, etc.) como en el interior, pudiéndose observar en ellas los intervalos de la secuencia de BOUMA. A excepción de las areniscas de grano más grueso, que presentan la serie de BOUMA completa, las demás comienzan con el intervalo 'b', de laminación paralela y algunas con el 'c', de laminación cruzada de 'ripples'. También es posible observar en los niveles de areniscas más potentes, fenómenos de estratificación gradada, siendo muchos de ellos microconglomeráticos en la base, con restos de fauna de plataforma (nummúlidos, orbitolínidos, fragmentos de equínidos y de lamelibranquios, etc.; ORUE - ETXEBARRIA, 1986), y limolíticos en el techo.

Las areniscas alternan con niveles de margas y calcarenitas en mayor o menor proporción relativa; donde se hacen más representativos se ha señalado con una trama (12a).

Existen además niveles de rocas carbonatadas (calizas micríticas y margas) interestratificados en la serie a diversas alturas. Algunos de estos niveles, en base a su proporción, forman tramos de mayor entidad que han sido igualmente cartografiados como calizas micríticas, margocalizas y margas (11).

Se debe resaltar la aparición de ocasionales niveles conglomeráticos que por su estructuración interna y sus contactos netos, tanto en el techo como en el muro de la capa, recuerdan los formados por "debris flow".

## 2.2. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO

Aflora en un corredor tectónico limitado al norte por un accidente estructural que afecta fuertemente a la base del Cretácico superior y que se conoce con el nombre de falla de Durango. Esta falla aumenta considerablemente su salto hacia el noroeste, donde hace desaparecer los dos tercios basales de la serie del Cretácico superior.

El límite sur (subparalelo al norte) viene dado por otro accidente, la falla de Bilbao, que atraviesa las localidades de Zorroza y Ugarte con características de desgarre dextral, y que origina la individualización de retazos rocosos (áreas de Ugarte y Castrejana).

La sucesión presente en la unidad abarca materiales pertenecientes a los complejos Urganiano y Supraurgoniano (formación Durango), de edades comprendidas entre el Aptiense medio y el Albiense terminal o Cenomaniense basal.

Dentro de la unidad quedan comprendidas importantes fallas inversas y de desgarre, como el cabalgamiento de Santo Domingo o las fallas de Bilbao - Barakaldo y de Santa Marina - Sangroniz.

### 2.2.1. Complejo Urganiano

**Lutitas (limolitas) calcáreas con pasadas areniscosas** (13). Se trata fundamentalmente de limolitas calcáreas oscuras, más o menos arenosas, con fractura concoide y aspecto masivo, sin estratificación aparente, entre las que se intercalan esporádicos niveles de areniscas calcáreas con estructura turbidítica  $T_{a-e}$  y  $T_{c-e}$ . En la mitad sureste de la unidad aparece una litología de areniscas de grano muy fino y limolitas calcáreas, correspondiente probablemente a la base del tramo.

Se encuentran fuertemente replegadas y esquistosadas, por lo cual no es posible estimar potencias totales.

**Margas y calizas nodulosas (14).** Se presentan en un afloramiento único dentro del sector. Está constituido por una barra de potencia métrica y extensión lateral desconocida. Litológicamente son margocalizas y calizas dispuestas en forma de nódulos desorganizados, rodeados por una matriz margosa ondulada, minoritaria. Algunos nódulos presentan acumulaciones de pirita en sus núcleos.

**Margas y margocalizas (calcarenitas y parabrechas calcáreas) (15).** Este tramo 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 se manifiesta tan sólo por niveles de calizas nodulosas, areniscas o calcarenitas con "ripples" o parabrechas calcáreas con cantos hasta decimétricos en matriz margosa. En la base del tramo aparecen margas de color más oscuro y areniscas calcáreas rojizas, con secuencias turbidíticas T<sub>c-e</sub>.

En la carretera de Santo Domingo se puede observar una secuencia excepcionalmente bien aflorada de margas grises perfectamente estratificadas, cuyos planos quedan resaltados por otro tipo de margas más oscuras. Esporádicamente aparecen niveles de nódulos calcáreos de origen posiblemente diagenético.

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

**Calcarenitas y margas (16).** Dentro del tramo anterior (15), cerca del límite noroeste de la hoja, aflora un tramo de unos 500 metros de potencia formado fundamentalmente por calca-

renitas y margas. Las calcarenitas se disponen en estratos decimétricos separados unos de otros por niveles de margas de potencias centimétricas y a veces decimétricas. En muchos casos no existe separación entre estrato y estrato de calcarenita.

Este tramo, hacia el sureste, pasa lateralmente al tramo margoso anterior, margas y margocalizas (15), interdigitándose con el mismo. Las intercalaciones calcareníticas no cartografiadas se mantienen con mayor o menor abundancia hasta el corte de Enekuri, donde aparecen delgados niveles asociados a margocalizas nodulosas, constituyendo la última intercalación cartografiable dentro de la hoja.

**Parabrechas calcáreas en matriz margosa. Margocalizas (17).** Determinados niveles brechoides de los descritos en el término 15 presentan potencia (métrica y ocasionalmente decamétrica) o continuidad suficientes como para ser cartografiados. Su composición es idéntica en todos los casos observados: matriz margosa o limolítica calcárea, que engloba cantos centimétricos a decimétricos, redondeados, de caliza arrecifal. En algunos casos aparecen bloques aislados estratificados de ortobrecha de escasa extensión lateral, quizá representando rellenos de excavaciones canaliciformes.

Ocasionalmente, se distinguen en estas intercalaciones carbonatadas niveles margocalizos y de calcarenitas estratificadas de grano fino.

**Alternancia de margas arenosas y calcarenitas arenosas (18).** Corresponde a la parte superior de la macrosecuencia positiva calcarenítica del monte Serantes, cuadrante de Zierbena (37 - III). En este cuadrante se sitúa el tránsito lateral de la misma hacia el sureste, hasta desaparecer dentro del tramo margoso (15), al igual que ocurría con las calcarenitas (16). En esta posición estratigráfica concreta, la alter-

nancia está formada por bancos decimétricos a centimétricos de calcarenita de grano fino (disminuyendo el tamaño de grano junto con la potencia de estratos hacia el sureste), alternando con estratos margo-arenosos de similar potencia. En el cuadrante de Zierbena es más acentuado el aspecto "flysch" de este tramo, al tiempo que es mayoritario el componente calcarenítico frente al margoso. La potencia aflorante en dicho cuadrante supera los 500 metros.

**Margas, areniscas y limolitas. "Slumps"** (19). Constituye un término mixto de tránsito entre las margas terminales urgonianas y la base de la formación Durango. En este cuadrante está frecuentemente limitado por contactos mecánicos o ha sido totalmente eliminado por la deformación tectónica asociada al cabalgamiento de Santo Domingo.

La litología es variada, en el extremo noroeste de sus afloramientos, dentro del presente cuadrante, y al sureste, en la hoja de Basauri, consta principalmente de margas, limolitas oscuras y areniscas masivas, calcáreas o silíceas, conformando un tránsito más o menos gradual entre términos margosos y lutíticos. Sin embargo, en la parte central de la banda de afloramiento, la litología es de margas oscuras alternantes con estratos de areniscas calcáreas o silíceas, rojizas, turbidíficas y frecuentemente "eslumpizadas".

### 2.2.2. Formación Durango (Complejo Supraurgoniano o Albocenomaniense)

La formación Durango fue definida por MATHEY (1982) y es equivalente al "Complejo Supraurgoniano" de RAT (1959), al "Flysch Negro" de RAT y FEUILLÉE (1959) y al "Deva Flysch" de VOORT (1963).

Está formada por una sucesión esencialmente detrítica con intercalaciones volcánicas, compuesta por lutitas (limolitas) y areniscas,

combinándose de tal manera estos materiales, que definen, según su abundancia relativa, un conjunto de elementos diferentes dentro de la sucesión que, aunque integrados dentro de ella, muestran características propias.

En este cuadrante la formación Durango está afectada por pliegues de radio deca a hectométrico, de direcciones N 120° - 130° E y ejes buzantes al noroeste o sureste. Aparecen localmente interferencias con otros pliegues de dirección aproximada N 40° - 50° E. Son frecuentes las fallas paralelas a la estratificación o ligeramente oblicuas a ella y con cierto componente de desgarre.

**Argilitas y/o limolitas** (20). Conforman este tramo, que es mayoritario en la sucesión, aquellos niveles en los que existe un claro dominio de los materiales limolíticos sobre los areniscosos.

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

Las litologías finas predominan más claramente en los niveles altos de la sucesión, donde va aumentando paulatinamente el contenido de carbonato, en el tránsito gradual a las margas del Cretácico superior. En los citados niveles son frecuentes las intercalaciones de rocas piroclásticas.

**Alternancia de areniscas y lutitas** (21). Este término se ha definido así puesto que muestra un porcentaje similar de niveles de lutitas y areniscas. Las lutitas están compuestas por materiales detríticos de tamaño de grano fino (limo o arcilla). En corte fresco ofrecen coloraciones oscuras, muy características, debido generalmente a la abundancia de materia orgánica o derivados de la misma, que puede encontrarse dispersa en la roca, o formar niveles milimétricos-centimétricos, ocasionalmente decimétricos. Gran parte de ella se

encuentra en avanzado estado de transformación, apreciándose a simple vista las zonas carbonosas, generalmente en forma de vitrinita. También se aprécian 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 más gruesos presentan disyunción esferoidal.

Las areniscas forman cuerpos lenticulares con una estructura lateral variable. De visu se aprecia que están compuestos por pequeños granos de cuarzo tamaño arena fina a media o incluso gruesa, con algo de feldespato (más blanquecino), mica blanca relativamente abundante y materia orgánica (tallos y restos vegetales parcialmente transformados en carbón).

Los granos son redondeados a subredondeados, y están cementados por sílice y ocasionalmente por carbonato. En muestra no alterada presentan coloraciones grises a blancas. La oxidación de las menas dispersas tiñe la roca con tonalidades rojizas y amarillentas.

Las areniscas y lutitas se disponen en bancos alternantes centimétricos-decimétricos. Se debe destacar que en este tramo, el aumento de la proporción de areniscas va parejo al aumento de la potencia de sus bancos y al mayor desarrollo, en su caso, de las series turbidíticas de Bouma.

**Areniscas (22).** Se ha denominado así a la diferenciación cartográfica compuesta esencialmente de areniscas (en general más del 60%), y nivelillos de lutitas. Los estratos areniscosos presentan potencias decimétricas e incluso métricas, mientras que los lutíticos son milimétricos - centimétricos.

Es frecuente observar, en la base de los estratos, granulometrías más gruesas (microconglomerados) decrecientes en tamaño hacia el techo de los mismos.

Son cuerpos lenticulares con una estructura lateral variable. Litológicamente presentan las mismas características descritas para las areniscas del término anterior.

Las estructuras sedimentarias no son frecuentes, estando concentradas en los estratos de los tramos basales de la serie. Los estratos más potentes y de grano más grueso son generalmente masivos. Sin embargo, pueden observarse "ripples" de corriente y frecuentes "slumps".

### 2.2.3. Complejo Volcánico

Se denomina así un conjunto de rocas volcánicas genéticamente asociadas, de unos 500 metros de potencia, compuesto por rocas granudas o microgranudas en forma de coladas masivas o de "pillow - lavas", y rocas piroclásticas, tales como brechas volcanoclásticas, tobas y cineritas, todas ellas con un porcentaje variable de elementos de origen no volcánico (arena y limo terrígeno). Dentro de estas últimas son frecuentes las secuencias positivas, debidas al asentamiento sucesivo en el tiempo de granulometrías progresivamente más finas a partir del conjunto de piroclastos producidos en cada proceso volcánico submarino.

Las coladas presentan potencias variables que disminuyen en general hacia el sureste. Algunas de ellas se acuñan y desaparecen en distancias laterales muy cortas.

En la cartografía se han definido como **rocas volcánicas indiferenciadas (23)**, salvo en las zonas donde ha sido posible separar **coladas (24)**, generalmente de "pillow-lavas", y **rocas piroclásticas (25)**.

La alteración de todas las rocas volcánicas es intensa, salvo en cortes recientes muy frescos. Sin embargo, coladas netamente interstratificadas y con aspecto inalterado, se encuentran casi totalmente sustituidas por cal-

cita cristalina, a veces conservando parcialmente las formas de silicatos previos.

**Margas (26).** Se trata de intercalaciones margosas esporádicas, de potencia decamétrica, localizadas dentro de los términos lutíticos negros supraurgonianos.

**Conglomerado silíceo (27).** Asociado a una barra de arenisca masiva, se ha distinguido un nivel conglomerático de potencia métrica y extensión lateral desconocida, presumiblemente decamétrica. Está constituido por cantos silíceos redondeados de tamaño mili a centimétrico, cementados por un material pardo oscuro, con aspecto de cemento silico-férrico. Una parte importante de la trama tiene el aspecto de nódulos ferruginosos de capas concéntricas, selectivamente alteradas. Dentro del nivel conglomerático se sitúa un estrato arenoso centimétrico de aspecto masivo, presumiblemente silicificado.

#### 2.2.4. Cretácico superior

Está representado en esta unidad por una estrecha banda de orientación noroeste-sureste, cuya representación cartográfica disminuye hacia el extremo noroeste al ser progresivamente cortada por la falla de Durango, que marca el límite norte del sector del mismo nombre.

Abarca los depósitos de tránsito del Complejo Supraurgoniano al Cretácico superior, así como la base de éste último. Cronoestratigráficamente, al menos toda la serie supraurgoniana se sitúa dentro del Albiense superior. Las dataciones no permiten definir la base del Cenomaniense.

**Margas y lutitas. Niveles aislados de margocalizas. "Slumps" (28).** Litología de tránsito entre las lutitas supraurgonianas terminales y las primeras margas del Cretácico superior. Se trata de materiales terrígenos de grano fino cuyo porcentaje de cemento carbo-

natado va aumentando progresivamente hacia techo, hasta convertirse en margas negras. Localmente aparecen estratos resaltantes aislados y discontinuos de margocaliza. Los fenómenos de "slump" son generalizados en todo este tramo.

**Margas, margocalizas y calcarenitas (flysch detrítico carbonatado) (29).** Es un tramo fundamentalmente margoso y margocalizo.

En los niveles basales, los únicos que afloran en este sector, es mayoritaria la litología margosa laminada o concoide. Se intercalan de manera esporádica estratos centimétricos netos de margocaliza y arenisca calcárea.

### 2.3. UNIDAD DE YURRE

Ocupa el ángulo suroeste del cuadrante. Está compuesta por diversas bandas de orientación noroeste-sureste, plegadas según ejes de la misma dirección y separadas entre sí por fracturas con componente de desgarre tanto dextral como sinistral.

Abarca materiales de edad Aptiense, todos ellos encuadrados en el Complejo Urgoniano.

#### 2.3.1. Complejo Urgoniano

**Areniscas de grano fino y limolitas calcáreas (30).** Constituyen, junto con los tramos (31) y (32), la formación Ereza, definida por GARCIA MONDEJAR (1982).

Este tramo está formado por 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 y, ocasionalmente, organizados en pequeñas secuencias de ca-

rácter tanto positivo como negativo. Las limolitas son micáceas y de colores oscuros; están fuertemente bioturbadas y son minoritarias en esta zona frente a los minerales arenosos.

Son frecuentes los restos de lamelibranquios y equinodermos, así como algunos moldes bien conservados de ammonites, concentrados en niveles con abundantes restos fósiles.

En las hojas limítrofes, Gueñes (61-III) y Basauri (61-IV), la potencia total de la formación Ereza varía entre 800 y 1100 metros.

**Areniscas con estratificación paralela y/o cruzada. Areniscas y lutitas (31).** Son niveles planares - lentejonares, situados a diversas alturas y con potencias variables dentro del tramo anterior (30). Litológicamente son areniscas silíceas, con componente micáceo variable y tamaño de grano medio a grueso e incluso microconglomerático.

El contenido arenoso, así como el tamaño de grano y la potencia de los niveles, va aumentando hacia el noroeste, a medida que se progresa en el cuadrante de Santurtzi, al tiempo que la estratificación cruzada va predominando sobre la paralela y sobre la alternancia de areniscas y lutitas.

Del mismo modo, en sentido sureste, van desapareciendo las intercalaciones areniscosas e incluso el componente arenoso presente en la masa de la formación Ereza.

**Areniscas calcáreas oquerosas y calizas arenosas (32).** Constituyen intercalaciones carbonatadas decamétricas en la formación Ereza. La meteorización de estos materiales crea formas oquerosas características, a pesar de que la litología es muy similar, salvo esporádicos niveles de calizas arenosas.

**Alternancia de margas y margocalizas. Limolitas calcáreas con ostreidos (33).**

Tramo cartográfico que abarca dos afloramientos diferentes aunque posiblemente relacionados entre sí. Las características principales de estos dos afloramientos son:

—Facies carbonatadas de implantación en las calizas de Arraiz (en la cantera Miguel de la Via): alternancia de estratos decimétricos de margas y margocalizas, formando un tableado perfectamente visible por sus diferencias de coloración. Lateralmente pasa hacia el sur, hacia el este y hacia el oeste a calizas más o menos contaminadas por terrígenos.

—Limolitas calcáreas con ostreidos en el alto de Castrejana, que pueden constituir el equivalente lateral de parte de la masa caliza de Arraiz, que acaba por desaparecer hacia el noroeste.

Sobre estos materiales en facies de implantación, se situarían litologías más calcáreas, que se describen a continuación.

**Calizas impuras (34).** Se trata de la clásica facies de implantación de una rampa carbonatada.

Aparece formando biostromos de ostreidos, rudistas, orbitolinas y/o corales, situados en la base de los ciclos de carbonato creciente, si bien en esta hoja raramente constituye niveles cartografiables, salvo en puntos muy localizados, como en Arraiz y en Mina San Luis.

Litológicamente son calizas arenosas y/o margosas, con un componente muy variable de mica. A veces pueden aparecer como estratos de caliza ferruginosa, irregularmente estratificada, alternantes con margocaliza nodulosa, de aspecto uniforme o con delgadas intercalaciones margosas onduladas ("wavy laminations").

**Calizas en bancos métricos con rudistas y corales (35).** Este tramo presenta unas lito y biofacies muy características.

La litología general es de calizas con escasa contaminación terrígena, a menudo, con aspecto masivo en afloramiento, lo que obliga a distinguirlas de las calizas estrictamente masivas por medio de perspectivas lejanas o foto aérea.

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

No son frecuentes los bancos calcareníticos extensivos.

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

Esta facies estratificada constituye el elemento principal de los afloramientos calizos dentro de esta unidad, tanto en forma de masas potentes (Arraiz, 125 metros, Peñas Blancas, 220 metros) como de delgadas barras, afloramientos de Basurto, cuya continuidad cartográfica se ve interrumpida por explotaciones y edificaciones. Se desconoce si originalmente se trataba de un único nivel de trazado constante.

**Lutitas (limolitas) calcáreas con pasadas areniscosas (36).** Tramo que se sitúa sobre los últimos términos calizos o sobre la formación Ereza allí donde aquellos están ausentes, como ocurre en los alrededores de Ugarte (Sobrecampa) y Masustegi. En la primera de estas zonas mencionadas, la posición

relativa de fracturas y niveles guía de calizas nodulosas llevan a deducir la existencia de diversas "escamas", producidas, con seguridad, por el desgarre dextral que es la falla de Bilbao.

En general, el tramo consta fundamentalmente de margas oscuras más o menos arenosas. A muro del mismo, en las áreas de Arraiz, Basurto, Ugarte y Peñas Blancas, se observa una litología de areniscas masivas de grano fino o muy fino, calcáreas o decalcificadas, con niveles fosilíferos de pequeña fauna de bivalvos y equinodermos muy característica, alterada a óxidos de hierro. Por ello, dentro del presente cuadrante, el tramo resulta ser predominantemente areniscoso.

#### **Margocalizas y calizas nodulosas (37).**

Son niveles métricos cartografiables que se sitúan dentro de la serie margoso - areniscosa que los rodea. La diferenciación litológica es en este caso muy neta, al estar situados dentro de facies más areniscosas que margosas.

Su composición interna es variable desde margocalizas hasta calizas micríticas (o calcarenitas de grano muy fino), nodulosas, rodeadas por finas películas mili a centimétricas de marga arenosa oscura.

En algunos casos se ha producido una ligera karstificación, con formación de oquedades por disolución.

## **2.4. CUATERNARIO**

**Terrazas fluviales (38).** Estos depósitos están constituidos por acumulaciones de materiales de diferentes granulometrías con alta variabilidad tanto en vertical como en horizontal. Normalmente se trata de gravas redondeadas englobadas en una matriz areno - limosa. El espesor es variable, siendo frecuentes las ocasiones en las que no llega al metro.

En los alrededores de Bilbao pueden reconocerse fotogeológicamente dos generaciones de terrazas sucesivas, con depósitos que totalizan varios metros de espesor.

**Depósitos aluviales** (39). Estos depósitos están constituidos por acumulaciones de materiales de diferentes granulometrías con alta variabilidad tanto en vertical como en horizontal. Normalmente se trata de gravas redondeadas englobadas en una matriz arenolimsa. El espesor es variable, siendo frecuentes las ocasiones en las que alcanza varios metros.

Conviene resaltar las alteraciones que presentan estos depósitos por las obras y construcciones adyacentes a los cursos de agua.

**Depósitos coluviales** (40). Las acumulaciones de ladera son frecuentes dentro de este cuadrante. Se han agrupado bajo esta denominación materiales muy diversos que presentan la característica común de haberse formado por la acción de la gravedad. Los coluviales son de tres tipos: coladas de barro, acumulaciones de grandes bloques en matriz arenosa y limosa,

con gravas y bloques menores, y finalmente depósitos mixtos de bloques areniscosos angulosos o ligeramente redondeados con abundante fracción arcillosa.

**Dunas** (41). Depósitos arenosos formados habitualmente a sotavento de las playas de donde provienen los aportes. El tamaño de grano es algo más fino que el de las playas.

**Playas** (42). Depósitos arenosos, bastante bien clasificados, de origen diverso y con gran cantidad de restos de conchas que pueden dar porcentajes de carbonatos de más de 50%.

**Fangos estuarinos** (43). Depósitos de tamaño limo o arcilla, normalmente de aporte fluvial y que se disponen horizontalmente intercalados con los depósitos arenosos.

**Depósitos antropogénicos** (44). Los depósitos de origen antropogénico son acumulaciones de materiales muy heterogéneos en cuanto a origen y tamaño. Normalmente son escombreras y vertederos, aunque también se incluyen rellenos para obras civiles.

### 3. SEDIMENTOLOGIA

En el cuadrante de Bilbao 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 Urgoniano (Aptiense - Albiense medio)
- Ciclo Albocenomaniense (Albiense medio - Cenomaniense inferior)
- Ciclo Cretácico superior - Paleoceno (Cenomaniense superior - Montense ?)
- Ciclo Paleoceno superior - Eoceno (Ilerdiense - Cuisiense inferior ?, dentro del cuadrante)

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 en los cuadrantes de Bilbao o Galdakao), 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 incluso una discordancia angular con importante pérdida, por erosión o no - deposición, de registro sedimentario (como en el caso del Paleoceno medio-superior sobre el sustrato cretácico en los cuadrantes de Lezama y Getxo).

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

#### 3.1. 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

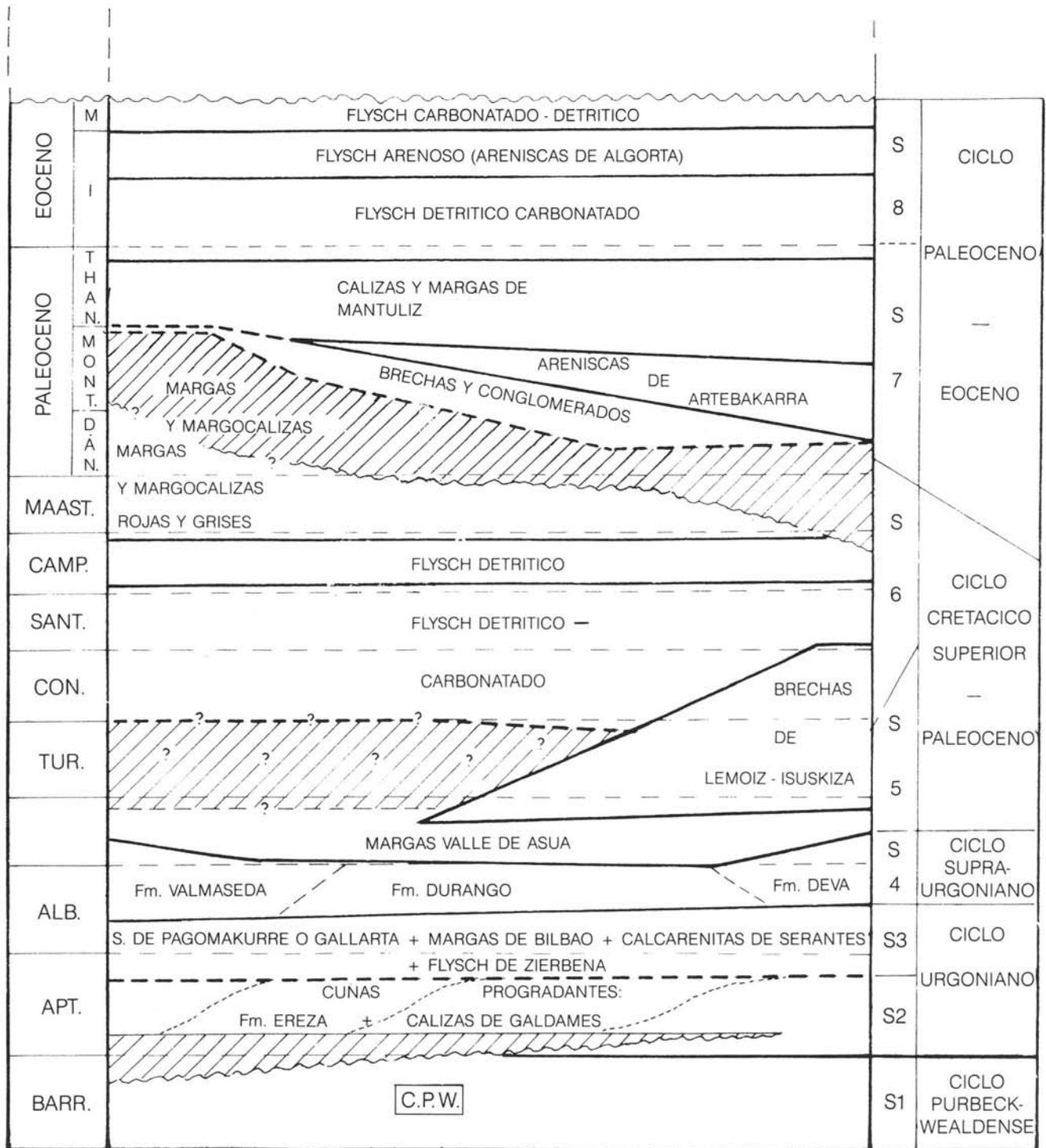


Figura 3.1.—Esquema de la organización cíclica y secuencial para los materiales cretácicos y terciarios en el entorno del cuadrante.

-  Hiato
-  Discordancia

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 pequeños litosomos calcáreos de Arraiz (canteras Primitiva y M. de la Vía), y los de Ordaola o Zamaia (en el vecino cuadrante de Basauri). 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 regional de calizas fue incipiente en el Aptiense inferior (base de la secuencia S2 en las figuras 3.1. y 3.2., instauración de los edificios en Aramotz, Jorrios, Gernika), claro y bastante extendido superficialmente, aunque no con demasiado espesor, en el Aptiense medio - superior (techo de la subsecuencia S2<sub>1</sub>, S2<sub>2</sub> y S2<sub>3</sub>, barras de San Roque, Zamaia, Santa Lucía en este cuadrante). Pero su evolución verdaderamente espectacular tuvo lugar entre el Aptiense terminal y Albiense superior con el desarrollo de grandes litosomos en Aramotz - Amboto (cuadrantes de Galdakao - Igorre), Itxina (cuadrante de Gorbea), Gernika, Jorrios-Karrantza, etc.

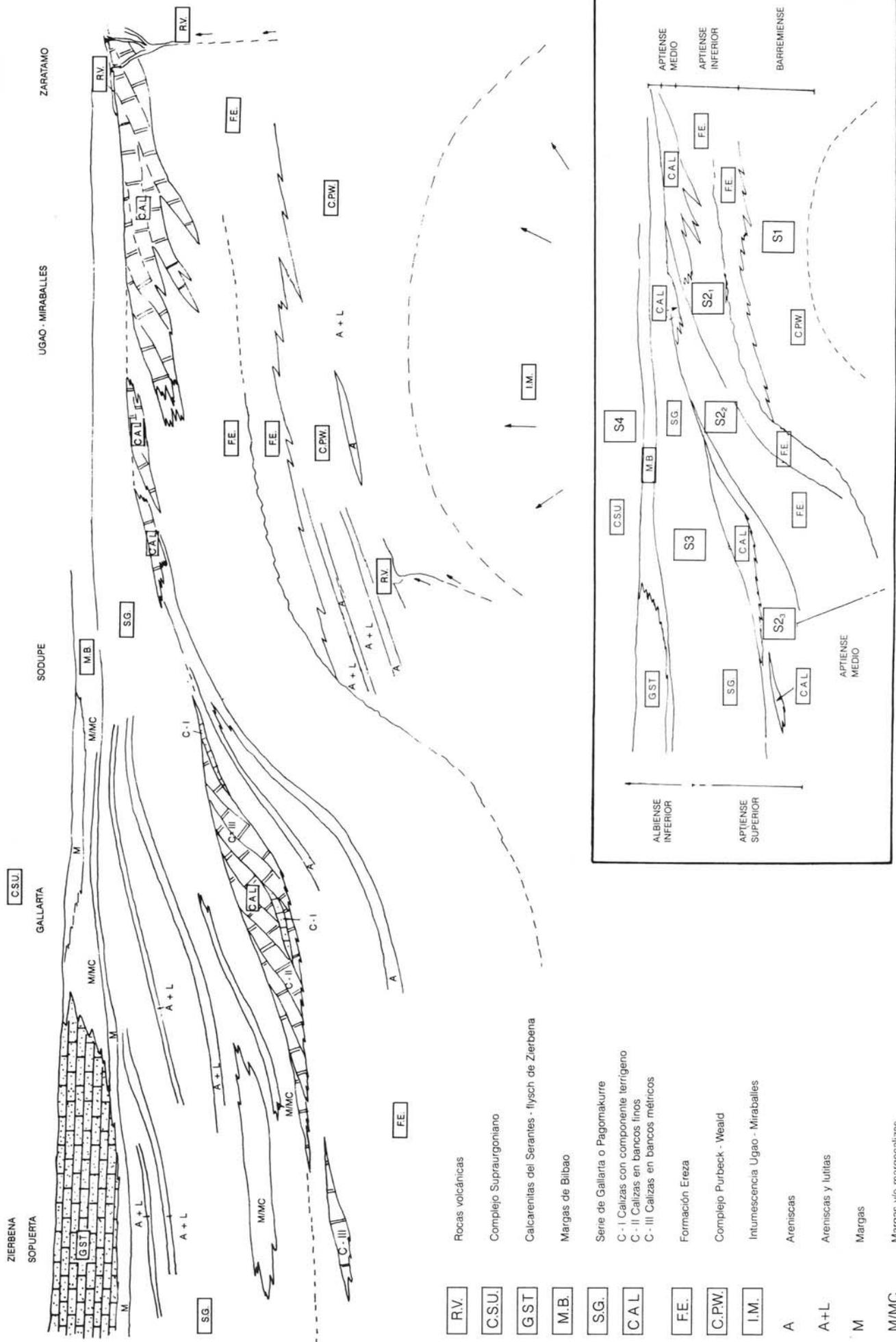
La evolución paleogeográfica a lo largo de este lapso fue la siguiente: la llanura mareal que se implantó a partir de la base del Aptiense se divide en diferentes segmentos que basculan a lo largo de fallas sinsedimentarias de salto aparentemente variable y direcciones N 120° E y N 30° - 40° E movilizadas, en parte, por la actuación local de la intumescencia de Ugao - Miraballes. Esto dió lugar a la formación temprana de paleoaltos en la zona, con progradación de facies arrecifales hacia los surcos adyacentes, 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, 1979).

La progradación a gran escala de los complejos arrecifales puede apreciarse en las figuras 3.2. y 3.3. En planta parece intuirse una primera pulsación circular de la intumescencia, seguida de otra más elipsoidal, polarizada según la dirección de preformación del Anticlinorio de Bilbao. Las facies nucleares presentan rasgos de cementación precoz (medios vadosos?, deshidratación?), mientras que en los márgenes de los edificios aparecen las estructuras canaliformes.

En las terminaciones noroeste y noreste de los litosomos calcáreos, correspondientes a las áreas de mayor batimetría dentro del arrecife, se observa un predominio neto de corales y otro tipo de fauna, sobre los rudistas. Estos, por el contrario, originan niveles calcáreos masivos en las zonas más someras del arrecife; teniendo, por tanto, una biozonación batimétrica de los litosomos calizos.

En los alrededores del núcleo de la intumescencia (al este de Arrigorriaga, cuadrante de Basauri) aparece, sobre un sustrato de calizas arrecifales, una brecha volcanosedimentaria que se apoya oblicuamente sobre el techo de las mismas. Parece existir una relación clara entre esta intumescencia y el foco volcánico próximo que sería, presumiblemente, el responsable de las coladas masivas de Artea (cuadrante de Igorre) y de las rocas volcánicas de La Bocamina (cuadrante de Galdakao), así como de las cineritas y tobas intercaladas en el Complejo Purbeck - Weald y en la formación Ereza, en el límite entre los cuadrantes de Bilbao y Galdakao. Es muy probable, por otro lado, que las efusiones hidrotermales de Fe y SiO<sub>2</sub>, así como de sulfuros presentes en la zona minera (Gallarta, La Arboleda, Galdames, Bilbao) estén ligadas directa o indirectamente con esta actividad magmática del cretácico inferior, tanto, en cuanto a su génesis propiamente



- R.V.** Rocas volcánicas
- C.S.U.** Complejo Supraurgoniano
- GST** Calcarenitas del Serantes - flysch de Zierbena
- M.B.** Margas de Bilbao
- S.G.** Serie de Gallarta o Pagomakurre
- CAL** C - I Calizas con componente terrígeno  
C - II Calizas en bancos finos  
C - III Calizas en bancos métricos
- FE.** Formación Ereza
- C.P.W.** Complejo Purbeck - Weald
- I.M.** Intumescencia Ugao - Miraballes
- A** Areniscas
- A+L** Areniscas y lutitas
- M** Margas
- M/MC** Margas y/o margocalizas

Figura 3.2.—Esquema idealizado mostrando la actividad de la intumescencia de Ugao - Miraballes y su reflejo en la subsidencia diferencial en el entorno del cuadrante durante el período Barremiense - Albiense inferior. En recuadro, distribución secuencial en el Cretácico inferior.

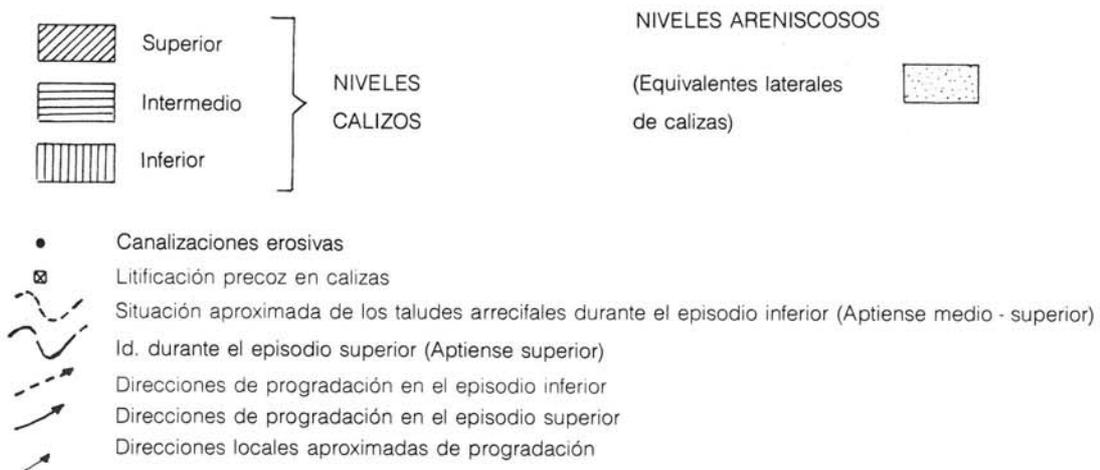
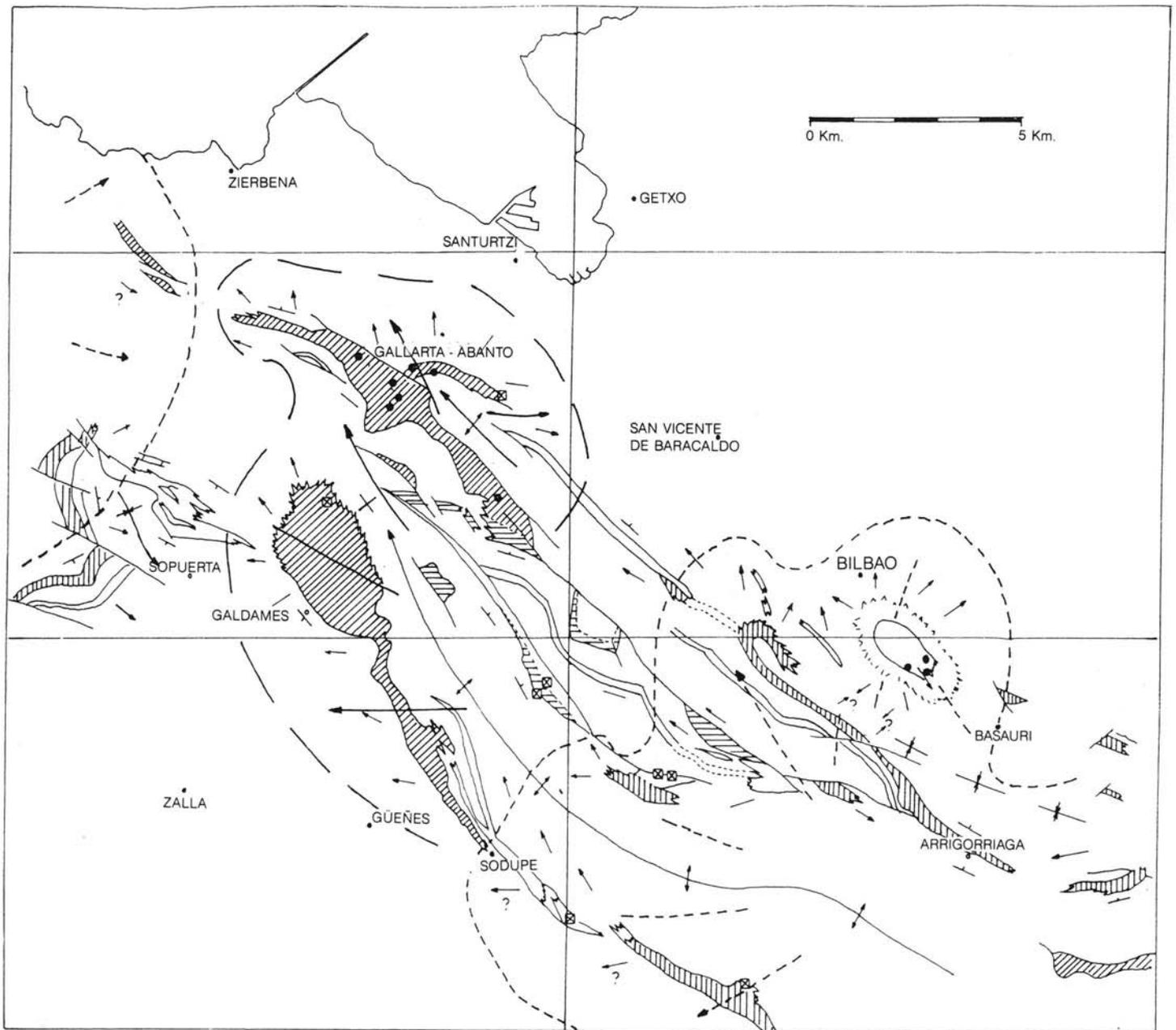


Figura 3.3.—Relaciones estratigráficas, situación de rasgos de interés paleogeográfico y sedimentológico, esquemas de progradación en las calizas de Galdames (Aptiense).

dicha, como en cuanto a las vías de acceso (fallas sinsedimentarias) que utilizaron para su ascenso.

Como resumen y conclusiones relativas a esta secuencia basal urgoniana S2, cabe mencionar:

—Se pone de manifiesto una progradación arrecifal no sólo hacia el noroeste (dirección de los afloramientos sino también y de forma radial hacia el NNE, O y OSO (quizá también hacia el SO ?).

—Los niveles calizos inferiores presentan escasas mineralizaciones estratoligadas.

—El nivel superior no presenta mineralizaciones en la zona central de la intumescencia, mientras que está intensamente mineralizado en su periferia. Es aquí, además, donde se sitúan gran número de canalizaciones, y probablemente una más intensa fracturación sinsedimentaria, estrechamente relacionadas con la mineralización (figura 3.4.), y donde se evidencian multitud de irregularidades topo - batimétricas menores en el fondo marino. Se originan así crecimientos monticulares laxos que pasan lateralmente a calizas micríticas, brechas intraformacionales o margas que rellenan surcos o canales previamente excavados.

—Se vislumbra una estrecha relación entre intumescencia, preformación, fallas sinsedimentarias asociadas, efusiones volcánicas y mineralizaciones hidrotermales en el área de Bilbao y zona minera.

Continuando con la evolución paleogeográfica, se pasa a la secuencia S3, que cierra el ciclo urgoniano. Las incipientes entradas deltaicas descritas en el aptiense inferior adquieren mayor entidad durante el tránsito aptiense - albiense como facies de prodelta en paso a cuenca carbonatada, e invaden en una nueva pulsación tectosedimentaria, la plataforma arre-

cifal, destruyendo las condiciones de vida de los organismos constructores. La sucesión correspondiente a este episodio se ha denominado "serie de Gallarta", equivalente noroccidental de la "serie de Pagomakurre", propia del área de Gorbea.

La subsidencia diferencial que se crea paulatinamente en el fondo marino a causa de la intumescencia de Ugao - Miraballes, fue contrarrestada en parte por el acúmulo de cuñas progradantes en la secuencia anterior, como se pone de manifiesto en la figura 3.2. El relleno del surco de Sopena - Zierbena continúa en el Aptiense superior - Albiense inferior (figura 3.5.) con el depósito de margocalizas nodulosas (que se desarrollan preferentemente en su eje) y el comienzo de la serie margosa suprayacente, que testimonia un aumento progresivo de la batimetría a partir de ese punto. La transgresión continuará hasta iniciarse el depósito, en gran parte fuera de los límites del cuadrante, de las calcarenitas y margas que constituyen el término final de la secuencia 3.

Estas representan el equivalente lateral de los grandes litosomas calizos de Jorrios (cuadrante de Trucíos) y Aramotz (cuadrante de Igorre). Constan por una parte de las margas de Bilbao, sedimentos finos, euxínicos, de cuenca carbonatada con ocasionales intercalaciones calcareníticas margocalizas y brechoides, y por otra de las calcarenitas de Güeñes y Serantes - Zierbena (figura 3.6). El litosomo calcarenítico presenta signos de redeposición en el noroeste. Está lateral y verticalmente relacionado con facies flyschoides alternantes, o con calizas y margocalizas de cuenca más o menos profunda. El litosomo parece dibujar en su área de mayor desarrollo vertical una secuencia simétrica: progradante en la base (quizá sucesivas secuencias "shoaling - upwards" con algunos episodios de exposición subaérea, o al menos a las aguas meteóricas, y silicificación) y retrogradante a techo en combinación con el flysch. De todo ello resulta, por tanto, una secuencia positiva general.

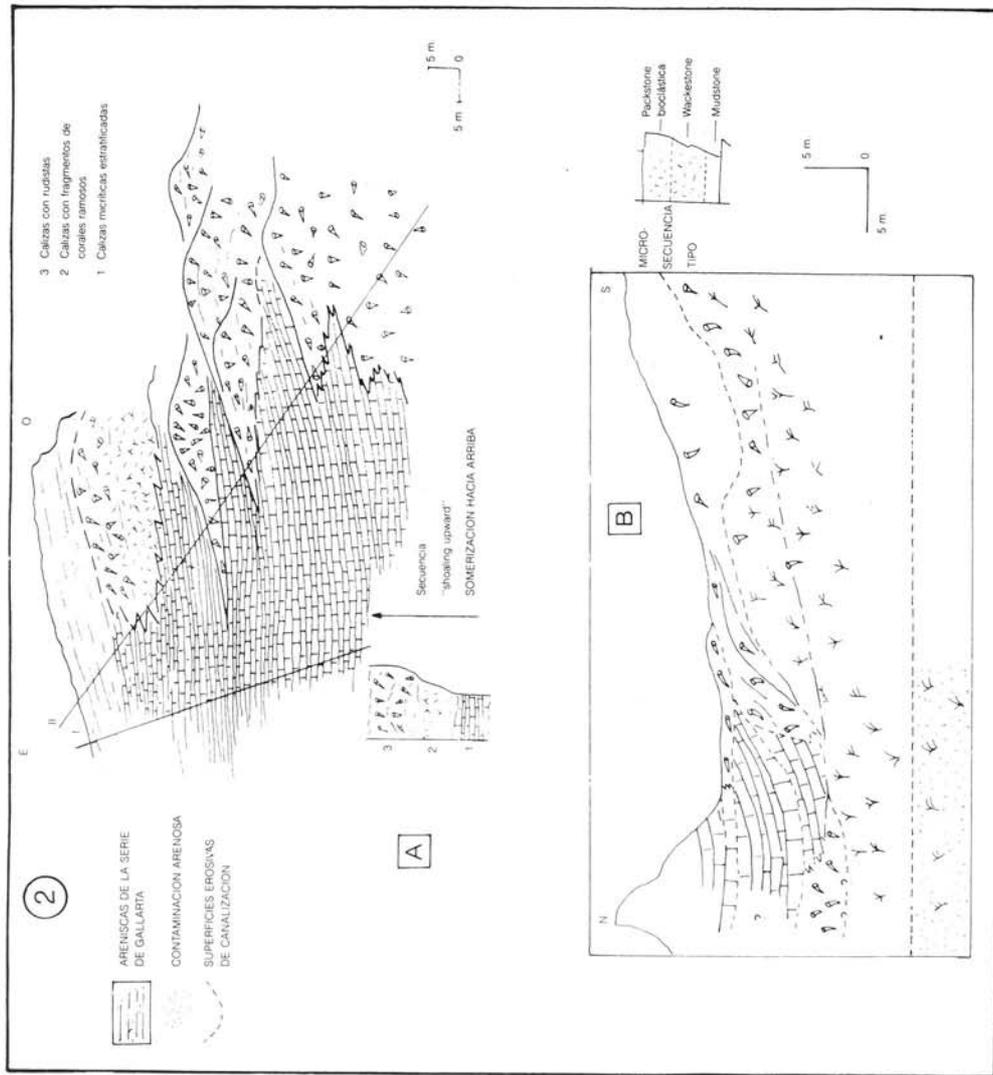
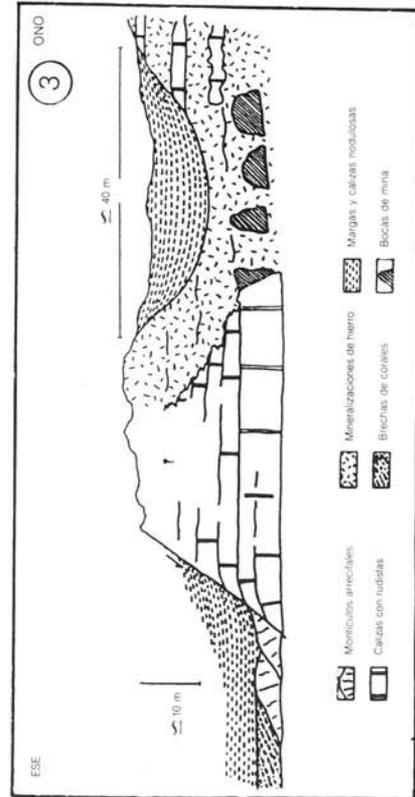
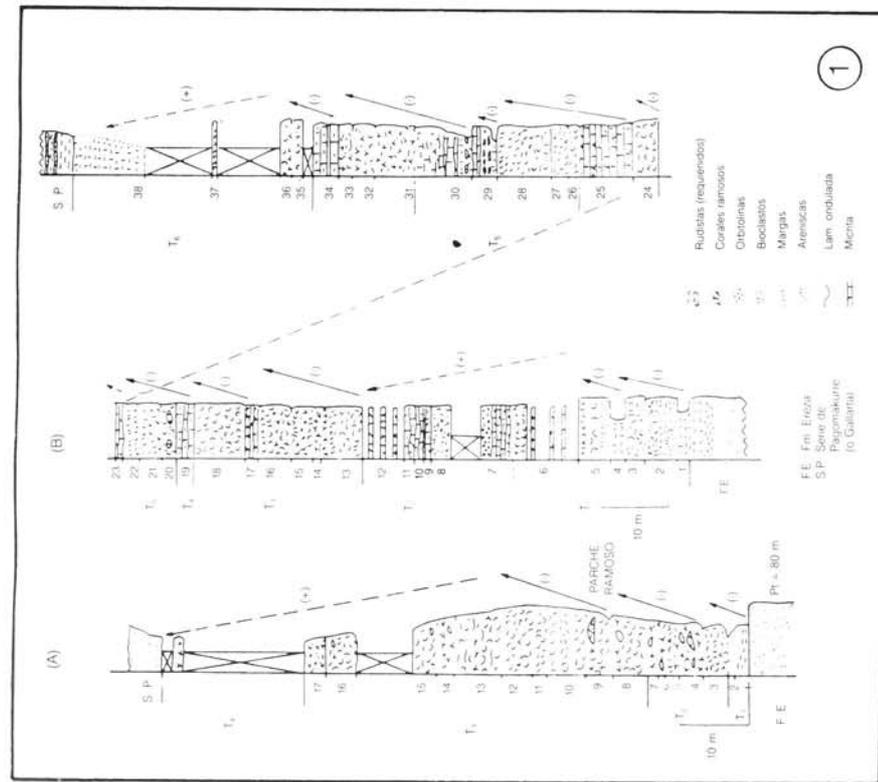


Figura 3.4.—Características de las calizas de Galdames (Aptense, Complejo Urgoniano) en el entorno del cuadrante:

1. Columnas estratigráficas representativas de las calizas urgonianas de Santa Lucia (cuadrante de Basauri y Liodo), en su extremo este (A) y en su mitad oeste (B). Se observan repetidos ciclos negativos de somerización en B, que se pierden hacia la zona de borde (A) donde los ciclos positivos alcanzan mayor entidad. Tomado de G. MONDEJAR y G. PASCUAL (1982).
2. A. Ciclicidad y progradación arrecial en la cantera La Balastera, cuadrante de Santurtzi. Obsérvese el número y espesor variable de ciclos que pueden contarse según la sección que se realice, I ó II. En la zona de borde los ciclos se desdibujan, pierden potencia y acaban por desaparecer. Modificado de ORTEGA (1983).
2. B. Progradación arrecial en Bodovalle, cuadrante de Santurtzi. Se observa claramente el relleno posterior de calizas margosas, y la regularización final a cargo de un nuevo biohermo de rudistas. Esquema realizado a partir de fotografías de ORTEGA (1983).
3. Frente local de plataforma, canalizaciones a techo, y mineralizaciones en las calizas de La Peña (cuadrante de Bilbao). Tomado de G. MONDEJAR y G. PASCUAL (1982).

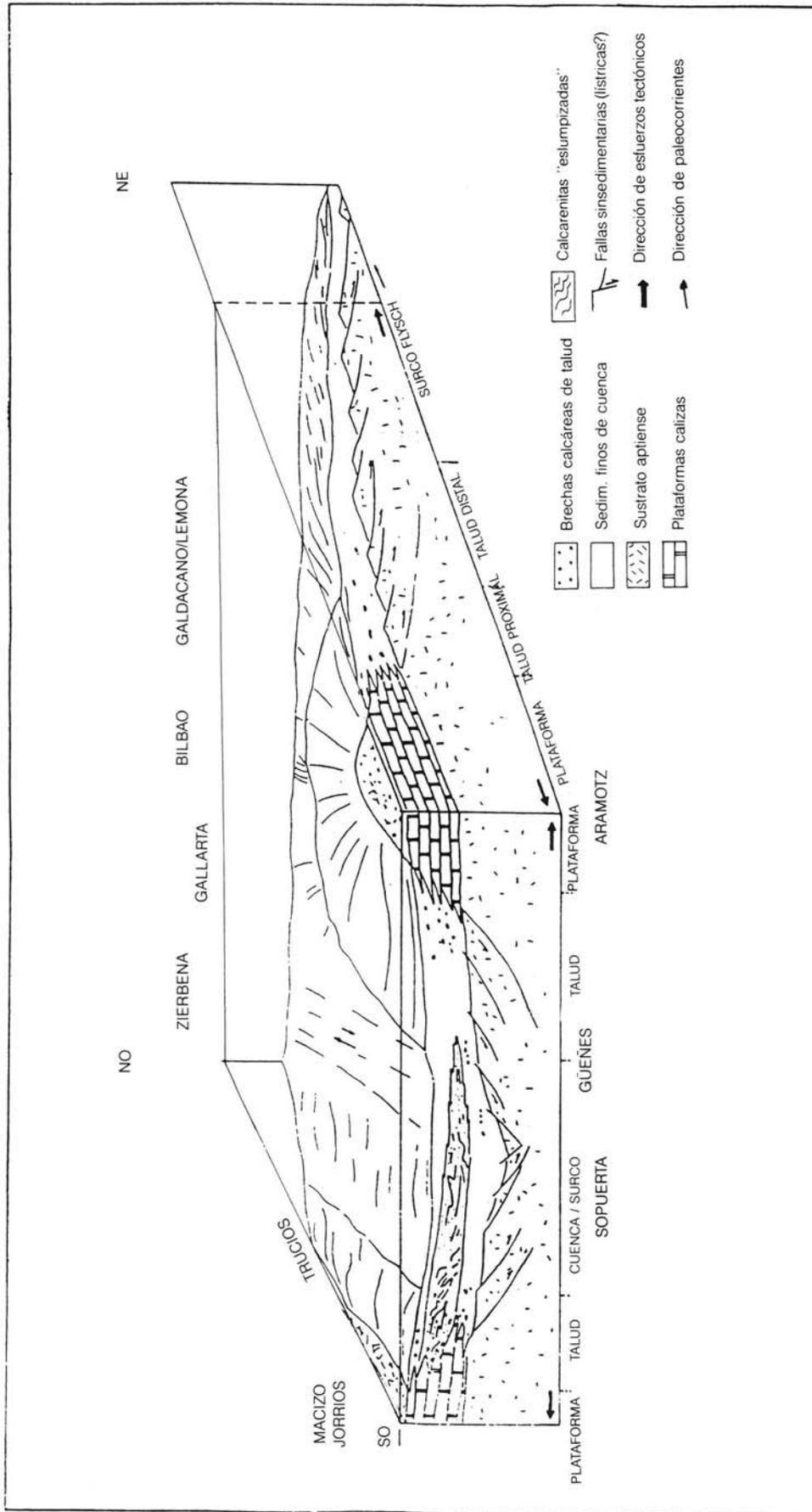


Figura 3.5.— Esquema paleogeográfico de la relación entre sedimentos de plataforma y cuenca carbonatada durante el Albiense inferior. Dicha relación está en función de los movimientos relativos del sustrato aptiense. Obsérvese la existencia de dos surcos subperpendiculares de diferente entidad.

Figura 3.6.—Calcarenitas del Serantes y margas de Bilbao (Albense inferior)

A: Sucesiones representativas

A1: Columna sintética del cretón en B1. 1.—Margas de Bilbao. 2.—Calcarenitas y margas en secuencia negativa. 3.—Parabrecha con cantos calcareníticos en matriz más fina, margosa. Secuencia positiva y cierto aspecto canaliforme. 4.—Intercalaciones de margas estratificadas. 5.—Brecha calcarenítica cáotica, producida por el deslizamiento del cuerpo calcarenítico. 6.—Cuerpo calcarenítico masivo a muro y estratificado a techo. (Secuencia positiva). 7.—Margas de Bilbao.

A2: Secuencia - tipo en niveles de estratificación regular. 1.—Arenisca cálea - rojiza con "ripples" (niveles de tormenta?). Estructura turbidítica TC; 2.—Marga oscura. 3.—Marga clara, a veces con nódulos piríticos y calcáreos irregulares centimétricos, con rellenos geopetales.

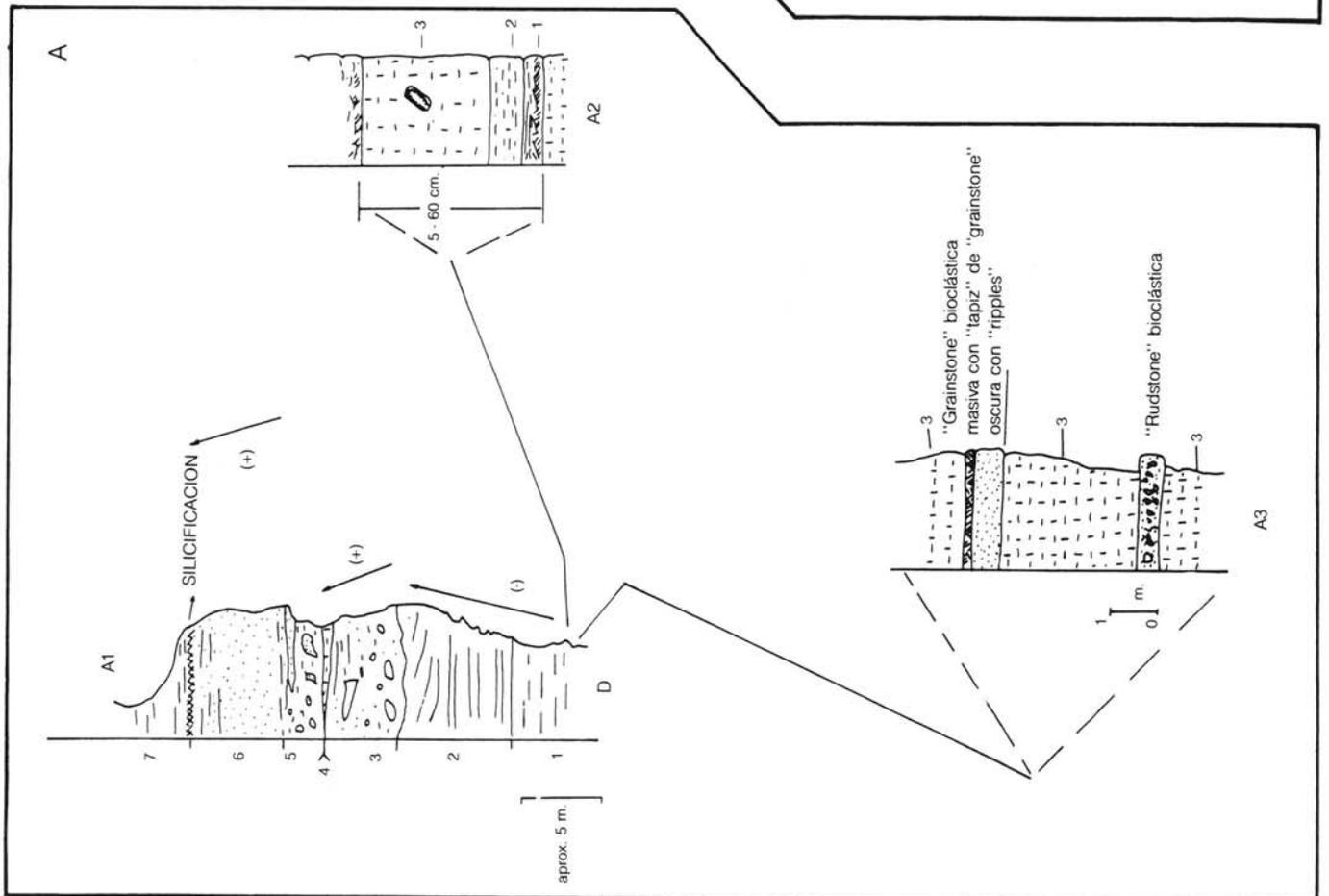
A3: Intercalaciones calcareníticas y calcirrudíticas cerca del tránsito a la base de la formación Durango (Complejo Suprauragoniano).

B: Estructuras sedimentarias

B1: Aspecto general de afloramiento de un cretón calcarenítico deslizado.

B2: Brechificación sinsedimentaria por deslizamiento relativo de bancos calcareníticos, penetrada por la silicificación.

B3: Deformación y brechificación sinsedimentaria de muro de "flame - structures" y despegue entre estratos.



El conjunto de calcarenitas y alternancias flyschoides se adapta a la morfología del surco de Sopuerta - Zierbena, regularizándola al igual que lo hiciera la serie de Gallarta. Es de suponer que el litosomo calcarenítico se relacione directamente con las calizas masivas del macizo de Jorrios (ver figura 3.5). La resedimentación de los niveles calcareníticos que se representa en la figura 3.6 debió de incidir especialmente en áreas donde el talud fuese más inclinado, afectando en menor medida a los materiales más sudorientales.

Los rasgos que se han ido describiendo, y que se desprenden de la figura 3.2. junto con la significativa aparición de facies turbidíticas en el flanco noreste del anticlinorio (G.<sup>a</sup> MONDEJAR y G.<sup>a</sup> PASCUAL, 1982), y de brechas calcáreas en el límite con el cuadrante de Basauri, -presumiblemente como equivalentes laterales de litosomos calcáreos (Lemoa, Aramotz en el cuadrante de Galdakao, etc.)-, dibujan un esquema paleogeográfico con un aumento de batimetría general hacia el noreste, en donde comienza a instaurarse el surco flysch (G.<sup>a</sup> MONDEJAR y G.<sup>a</sup> PASCUAL, op. cit.) al tiempo que se mantiene en el oeste un surco menor de dirección aproximada suroeste-noreste o norte-sur.

Se puede concluir, como resumen general, que 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 los materiales

triásicos, como probablemente es el caso de la intumescencia de Ugao - Miraballes, entre otros muchos, de manera que en el Aptiense y Albiense se encontraban en plena actividad los diapiros que posteriormente llegarían a perforar toda la cobertera cretácica. Estas intumescencias locales crearon áreas de alto (G.<sup>a</sup> MONDEJAR y G.<sup>a</sup> PASCUAL, op. cit.; ANTI-GÜEDAD *et al.* 1983; ROBADOR, 1984; CADEM, 1985), contribuyendo decisivamente a la localización de facies de calizas y a la creación de taludes en sentido radial.

Los datos sedimentológicos del episodio urgoniano llevan a considerar, por todo lo anteriormente expuesto, que las estructuras más importantes del arco plegado vasco, el Sinclinorio de Vizcaya y el Anticlinorio Nord-Vizcaíno y, quizá en menor medida, el Anticlinorio de Bilbao, 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 (G.<sup>a</sup> MONDEJAR y G.<sup>a</sup> PASCUAL, op. cit.; CADEM, 1985).

### **3.2. CICLO ALBOCENOMANIENSE (Supraurgoniano; Albiense superior-Cenomaniense inferior)**

Constituye el episodio terrígeno que cierra el ciclo marino somero arrecifal urgoniano y lo separa de los episodios flyschoides o de la sedimentación carbonatada extensiva en las grandes plataformas del Cretácico superior.

Tras la sedimentación urgoniana comienza el depósito, desde el norte y noroeste, de facies finas de talud distal turbidítico. Sobre ellas progradan abanicos submarinos en macrosecuencias negativas: talud distal, orla de lóbulo distal y finalmente lóbulos proximales, todo ello con signos de inestabilidad. Los materiales terrígenos son aportados por el gran sistema

deltaico de la formación Valmaseda que desborda y rebasa desde el sur el umbral de la falla de Bilbao y las barreras arrecifales que sobre él se instalan. Los terrígenos tenían acceso al surco principalmente a través de cañones (quizá como el Arraiz - Arrigorriaga, cuadrante de Basauri), o por pasos más profundos entre los grandes edificios arrecifales orientales. Posteriormente, estos terrígenos de talud (Fm. Durango) se redistribuyen longitudinalmente por el incipiente surco flysch, mezclándose con los aportes septentrionales de la formación Deva. El esquema paleogeográfico general del Albocenomaniense se muestra en la figura 3.7.

Los materiales correspondientes al Complejo Supraurgoniano en el entorno del área de trabajo integran una única secuencia deposicional S4, de carácter progradante - retrogradante, reflejo de un ciclo sedimentario formado por dos episodios sucesivos: uno regresivo y otro transgresivo. Esta organización secuencial se hace patente en las tres formaciones que, de suroeste a noreste integran el complejo: formación Valmaseda, formación Durango y formación Deva. En la figura 3.8, se hace patente la correlación de secuencias y discontinuidades entre el borde norte de la cuenca, su parte central y la parte distal del borde sur. También se pone de manifiesto la correspondencia entre localizaciones paleogeográficas y sucesiones sedimentarias. El ciclo se inicia con una etapa de inestabilidad, que ocasiona la formación de brechas sinsedimentarias: aparición brusca en la base de la formación Durango de turbiditas proximales y "slumps" en tránsito a turbiditas distales. Asociado a esta inestabilidad de base, tiene lugar un pequeño episodio basal positivo, seguido del principal episodio progradante.

En el cuadrante de Basauri y parte del de Bilbao, se situaría aproximadamente el tránsito entre talud y surco flysch. En este área el episodio progradante viene dado por una macrosecuencia negativa desde talud inferior o llanura de cuenca, pasando por "slumps" y "debris -

flow" lutítico-arenoso, hasta areniscas masivas, quizá producto de flujos de granos o de corrientes tractivas, más o menos canalizadas. En la parte final de la macrosecuencia negativa aparecen incluso conglomerados canalizados con el aspecto de "oolitos" ferruginosos silicificados, de diámetro hasta centimétrico (monte Galarretas).

Con el 2.º episodio, se da en toda la cuenca y con características muy similares, una secuencia positiva transgresiva (en el caso de la formación Valmaseda), o con características de relleno de surco (formación Durango, formación Deva en Armintza).

La acumulación de grandes espesores de coladas volcánicas y rocas piroclásticas en este episodio terminal atestigua la importancia de los fenómenos de estiramiento y distensión en el sustrato de la cuenca, creando fracturas por las que los materiales magmáticos tenían acceso en grandes cantidades al fondo marino. El aumento de potencia de los acúmulos volcánicos hacia el noroeste indica que en el Albiense superior la sedimentación aún no habría contrarrestado totalmente la pendiente creada en el Aptiense por la intumescencia de Ugao - Miraballes y/o otro sistema de altos definido por las grandes fracturas de dirección aproximada N 40° - 50° E.

Asimismo, parece darse una correspondencia entre las efusiones volcánicas del norte (Armintza) y del sur (Bilbao), de forma que podrían deberse a una misma emisión submarina.

El esquema paleogeográfico del ciclo Albocenomaniense o Supraurgoniano en el entorno del cuadrante viene reflejado en la figura 3.9.

### 3.3. CICLO CRETACICO SUPERIOR - PALEOCENO (Cenomaniense superior-Montiense ?)

Comprende dos secuencias principales (S5 y S6), coronadas por sendas lagunas erosivas (ver figura 3.1).



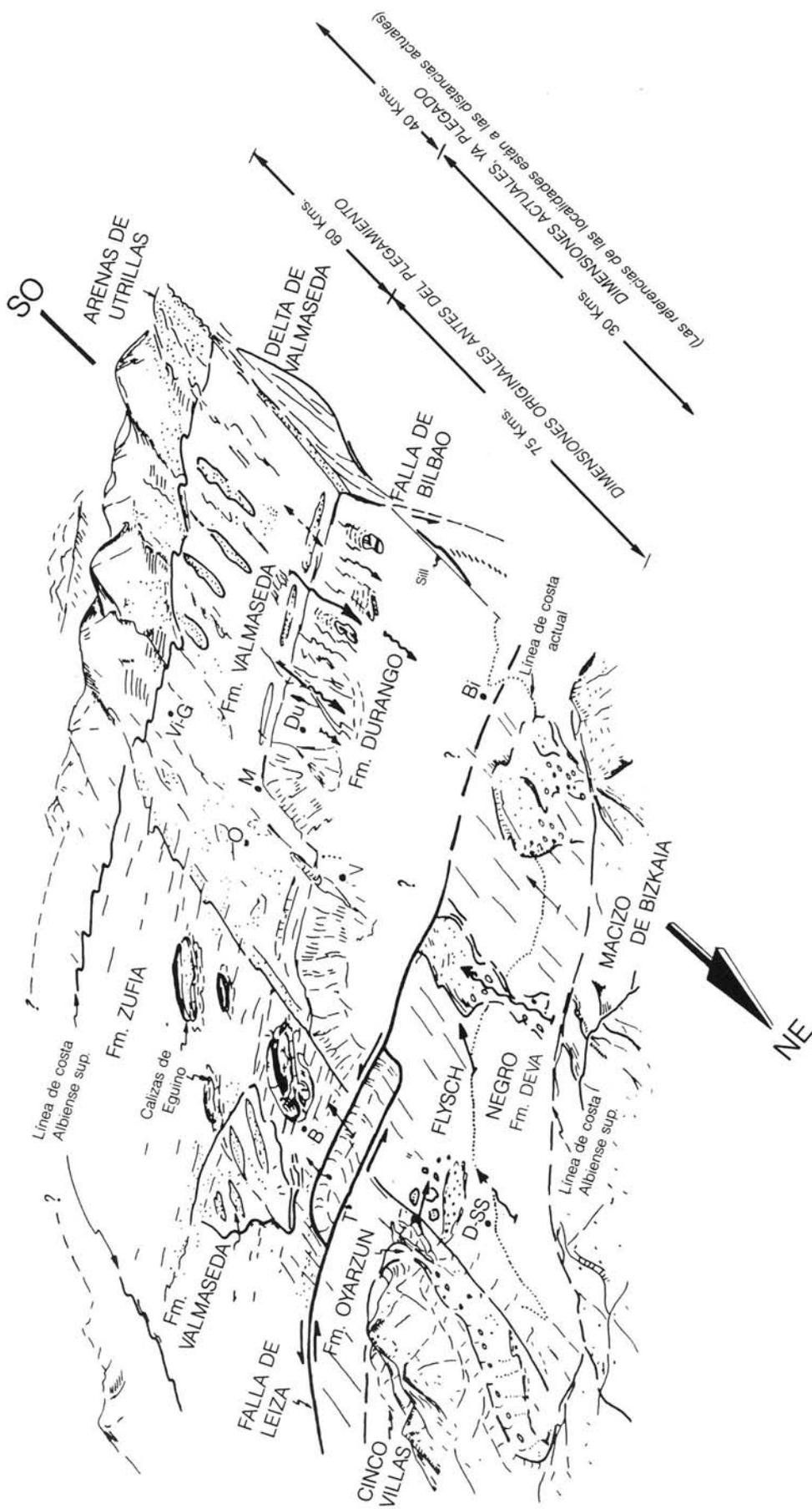


Figura 38.—Esquema paleogeográfico muy simplificado durante el Albiense superior.  
 Bi-Bilbao; D-SS - Donostia-San Sebastián; Vi-G - Vitoria-Gasteiz; T-Folosa;  
 B-Beasain; Du-Durango; V-Vergara; M-Mondragón; O-Oñate.

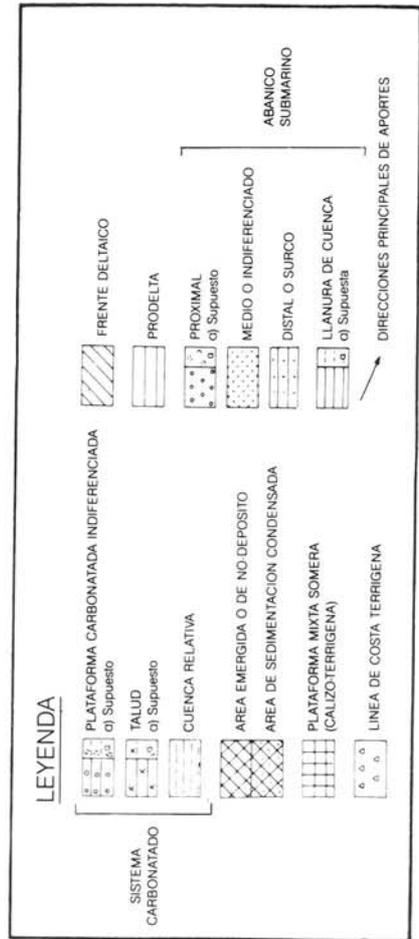
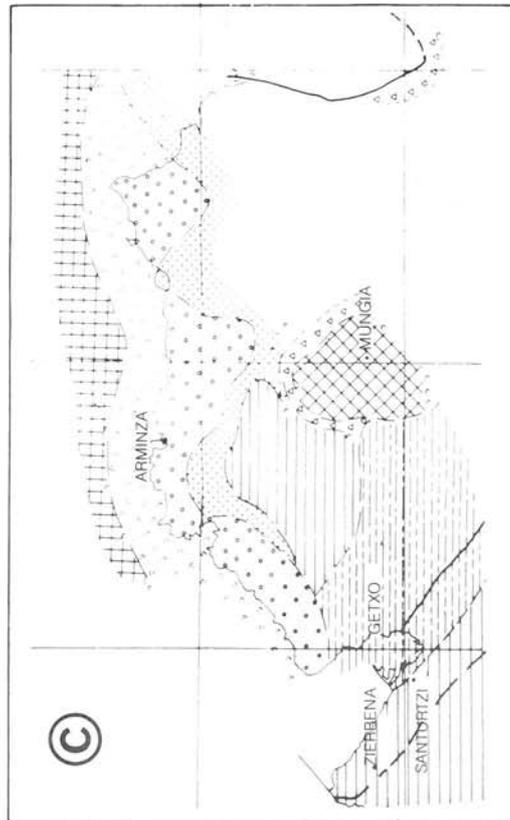
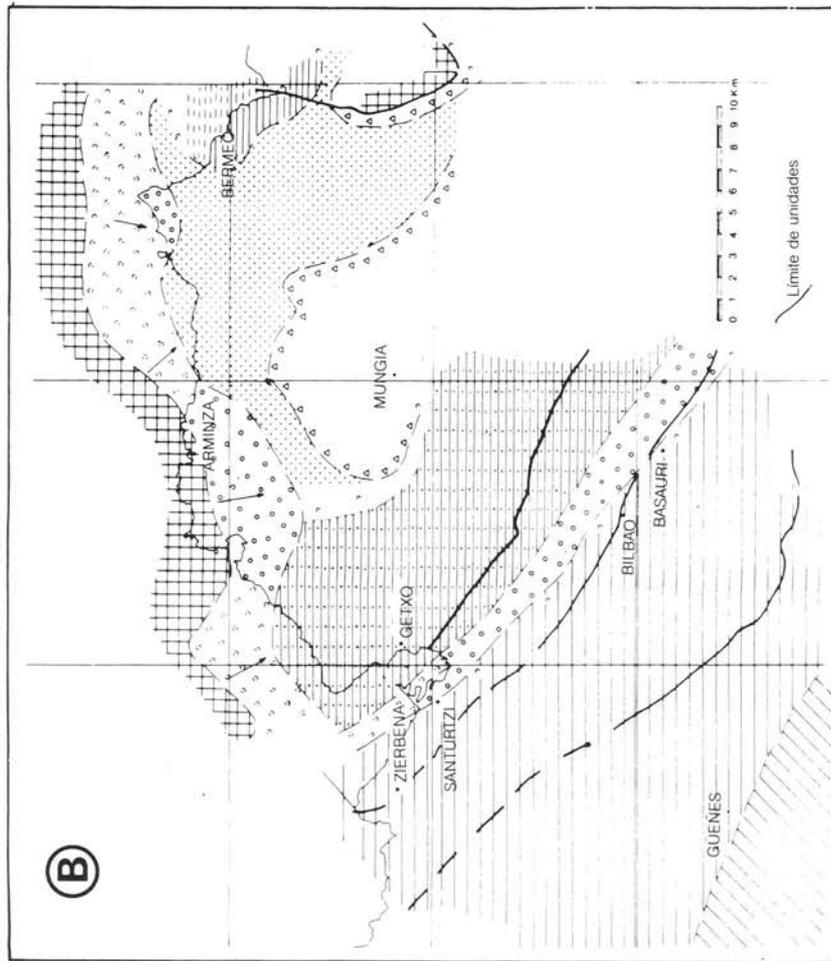
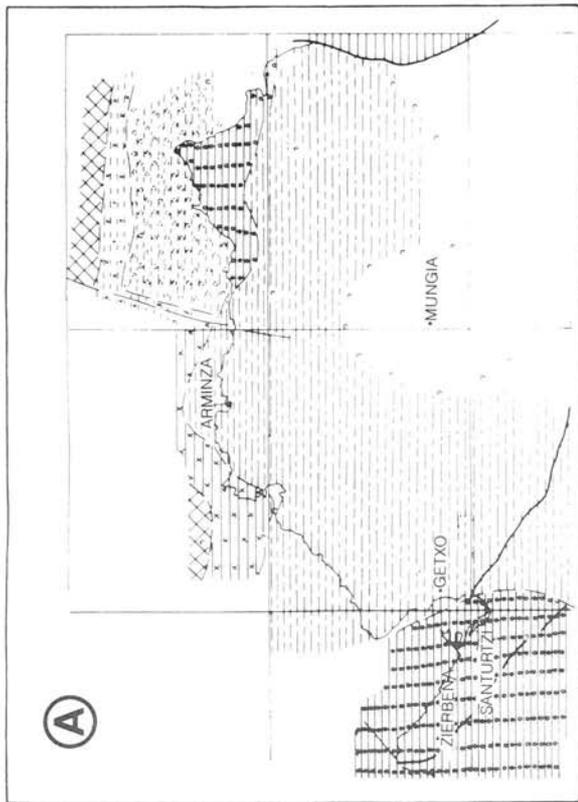


Figura 3.9.—Evolución paleogeográfica en el entorno del Albiense inferior (A, final del C. Urgoniano), Albiense superior y Cenomaniense inferior (B y C, 1<sup>er</sup> y 2<sup>o</sup> episodios supraurgonianos, respectivamente). Nótese la morfología costera inicial, a partir muy posiblemente de una red de fracturas N 110° y N 40° que definen bloques con subsidencia diferencial acusada. Posteriormente, se observa una progradação desde el noreste y suroeste, que llega a su máximo meridional en éste 1<sup>er</sup> episodio supraurgoniano, aunque continúa en el norte hasta el final del 2<sup>o</sup> episodio.

El Cretácico superior alcanza un espesor total de 3000 - 3500 metros en el Sinclinatorio de Vizcaya y de unos 2500 metros en la franja costera de San Sebastián.

A nivel de la Cuenca Cantábrica, la transgresión del Cretácico, iniciada en el episodio urgoniano, 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, mientras que 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, 1983).

Se han reconocido en los territorios históricos de Gipuzkoa y Alava, pequeñas discontinuidades en las bases del Cenomaniense y del Turoniense respectivamente (WIEDMANN, 1979). En Bizkaia, se localizan discontinuidades en el Cenomaniense, Turoniense-Coniaciense y Turoniense - Campaniense, según las zonas.

Finalmente, la transgresión del Cretácico superior, la permanencia del "surco flysch" y el volcanismo sinsedimentario, 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 entorno del cuadrante la evolución paleogeográfica del Cretácico superior está basada principalmente en los datos que propor-

cionan los afloramientos de dirección noroeste-sureste que flanquean el Sinclinatorio de Vizcaya y al mismo tiempo constituyen los márgenes del "surco flysch". La evolución paleogeográfica pasa por los siguientes momentos (figura 3.10):

1.—Se hereda un relieve diferencial más o menos acusado, relicto del Aptiense - Cenomaniense inferior.

2.—Dicho relieve se mantiene o se agudiza a lo largo de la secuencia S5 hasta el Turoniense, debido al funcionamiento de las fallas sinsedimentarias heredadas de las directrices albienses N 125° E y N 40° E a las que se añaden las N 70° - 90°, que marcaban la costa cenomaniense. Estos movimientos originan diversos altos y surcos paleogeográficos adyacentes en los cuadrantes de Mungia, Lezama, Gernika-Lumo, a los que se añaden otros en Maruri (cuadrante de Getxo) o Arminza (figura 3.10). Estas fallas pueden actuar como vías de escape del magma emplazado en profundidad, dando lugar a la efusión y acúmulo de rocas volcánicas y volcanosedimentarias. Las pendientes creadas por los movimientos sinsedimentarios ocasionan, en cuadrantes colindantes como Getxo, la erosión de relieves submarinos (originando lagunas erosivas en el Turoniense), y la caída y acumulación de los materiales brechificados en los surcos locales adyacentes.

3.—Entre el Turoniense y el Santoniense (comienzo de S6) se produce el relleno de algunos de estos surcos locales, satélites del "surco flysch" principal (zona axial del Sinclinatorio de Vizcaya), y se inhibe considerablemente la sedimentación en las zonas del alto, dando lugar a posibles hiatos, discordancias e incluso lagunas erosivas en dichas zonas. Únicamente el surco de Libano de Arrieta (cuadrante de Mungia) mantiene una sedimentación mínimamente continua hasta el Campaniense.

4.—En el Campaniense y Maastrichtiense comienza el relleno definitivo del desnivel existente entre los extremos noroeste y sureste

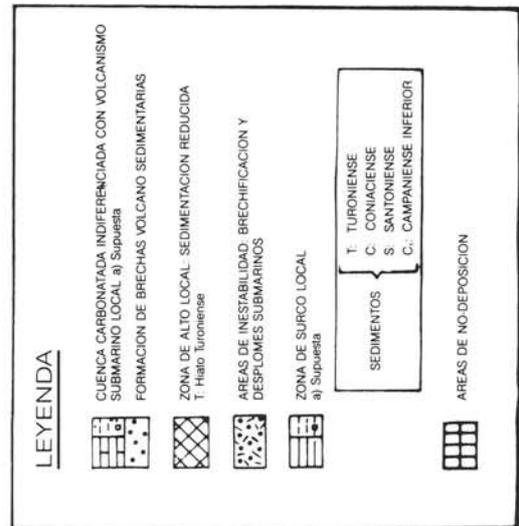
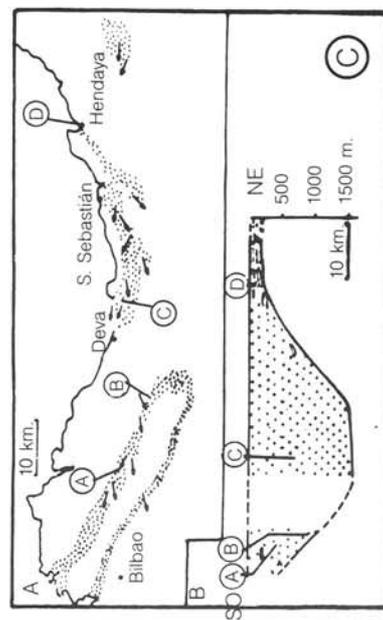
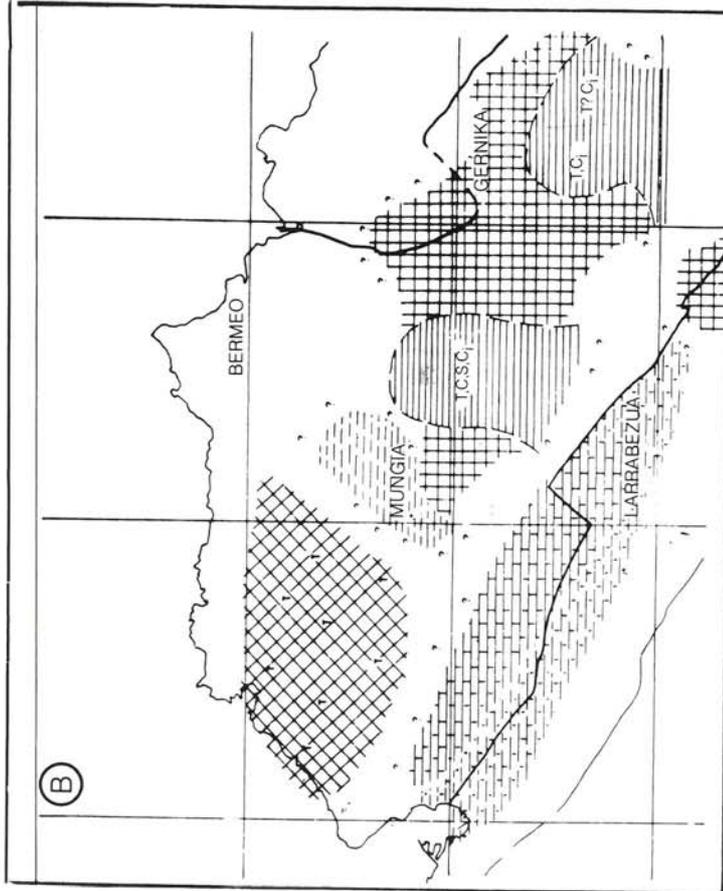
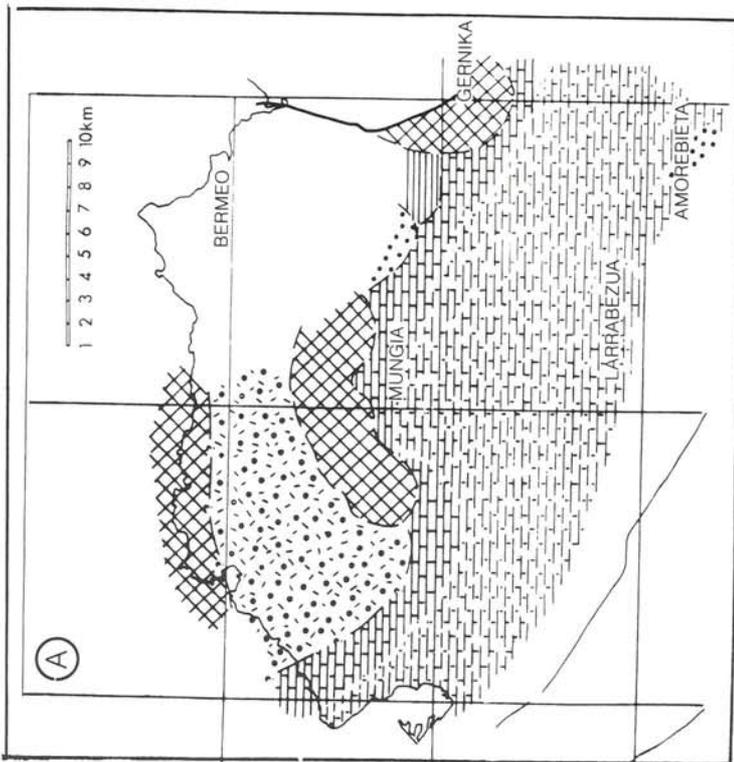


Figura 3.10. —

Evolución paleogeográfica en el entorno del cuadrante durante el Cretácico superior: **A** Cenomaniense superior y **B** Turoniense a Campaniense inferior. Se observan altos locales incipientes en **A**, posiblemente debidos a movimientos de bloques, entre los cuales extraían rocas volcánicas. Estos umbrales se amplían en **B**, dejando surcos locales generalmente inconexos, en los que se dan hiatos a distintas alturas cronostratigráficas. En **C**, esquema de paleocorrientes y perfil regional del Cretácico superior con localización de secciones-tipo según MATHEY (1983)

del "surco flysch". El área-fuente terrígena noroccidental pierde su influencia, que pasa a la sudoriental. La batimetría de los depósitos aumenta hasta llegar a las calizas rojas pelágicas del Maastrichtiense - Daniense, que constituyen un máximo transgresivo en la cuenca (ORUE - ETXEBARRIA, 1983). A partir de este momento se estabiliza el medio en una llanura abisal (figura 3.11) que pasa por ciertos episodios de perturbación como los que originan series olistostrómicas y conglomeráticas (figura 3.12), y paraconformidades equivalentes. Esta convulsión del "surco flysch" separa el Ciclo Cretácico superior - Paleoceno inferior, de la serie que inicia súbitamente el relleno regresivo de la gran depresión.

#### **3.4. CICLO PALEOCENO - EOCENO (Montiense ? - Luteciense ?)**

Sobre los terrígenos que se acaban de describir en el Paleoceno medio, vuelve a

instalarse un medio hemipelágico como el que predominaba en los momentos anteriores a la convulsión danomontiense, y que se mantendrá (secuencia 7) hasta la llegada de los terrígenos en el Eoceno inferior (comienzo de S8), que presagia la regresión final coronada por el Luteciense.

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, Galdakao, Bilbao y Getxo) se ha podido establecer la presencia de altos y surcos parciales dentro del gran "surco flysch", así como la progradación desde el oeste de un abanico cuyas facies, sucesivamente más proximales, recubren la llanura submarina (ver figura 3.12).

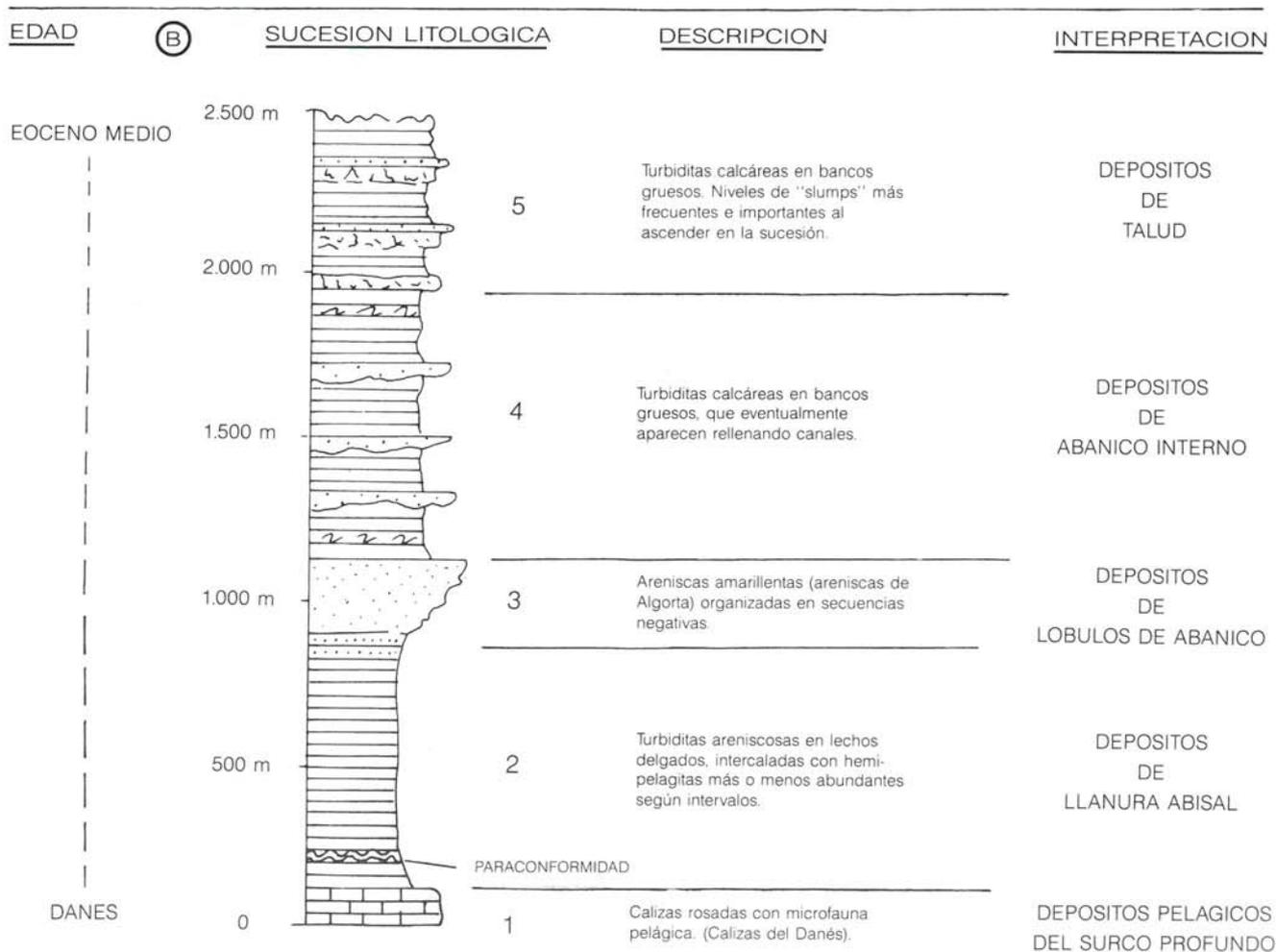
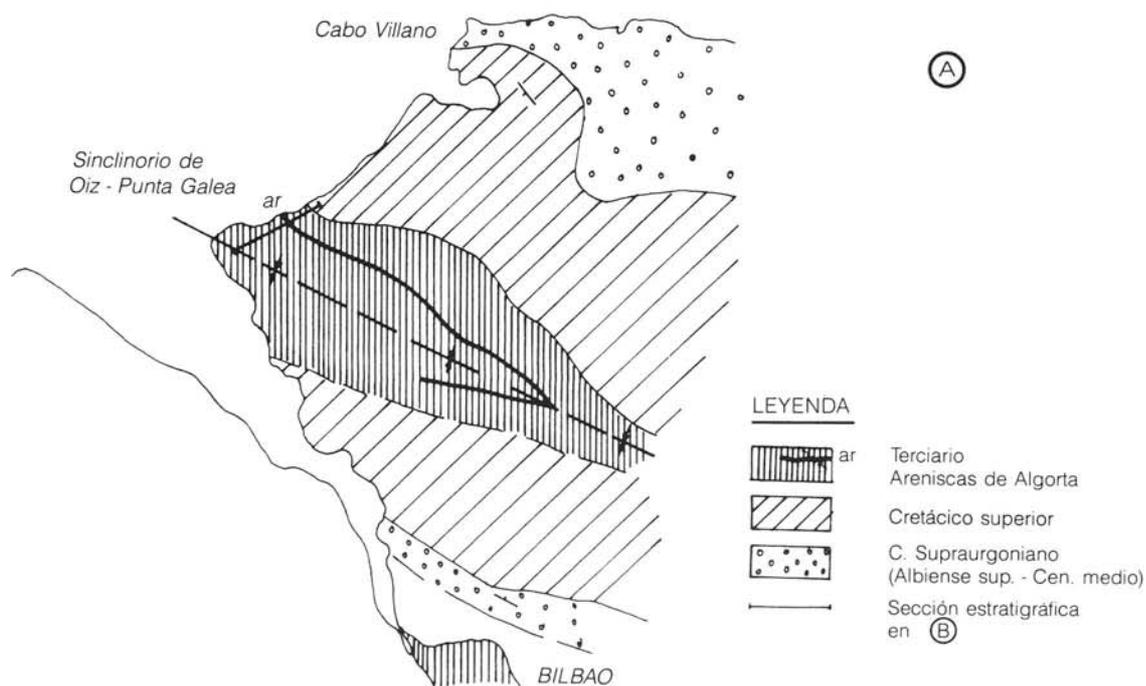
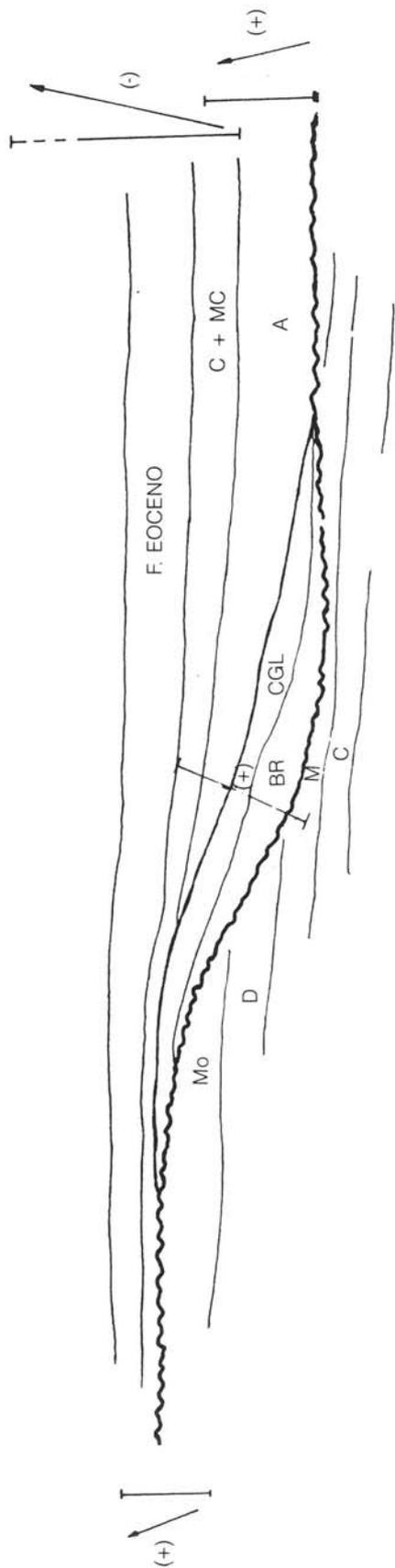


Figura 3.11.—Esquema cartográfico (A) y sucesión litológica (B) del Terciario en la zona de Punta Galea. Modificado de INGEMISA (1982)

NO

SE



- F.EO.
- C + MC
- A
- CGL
- BR
- Mo
- D
- M
- C

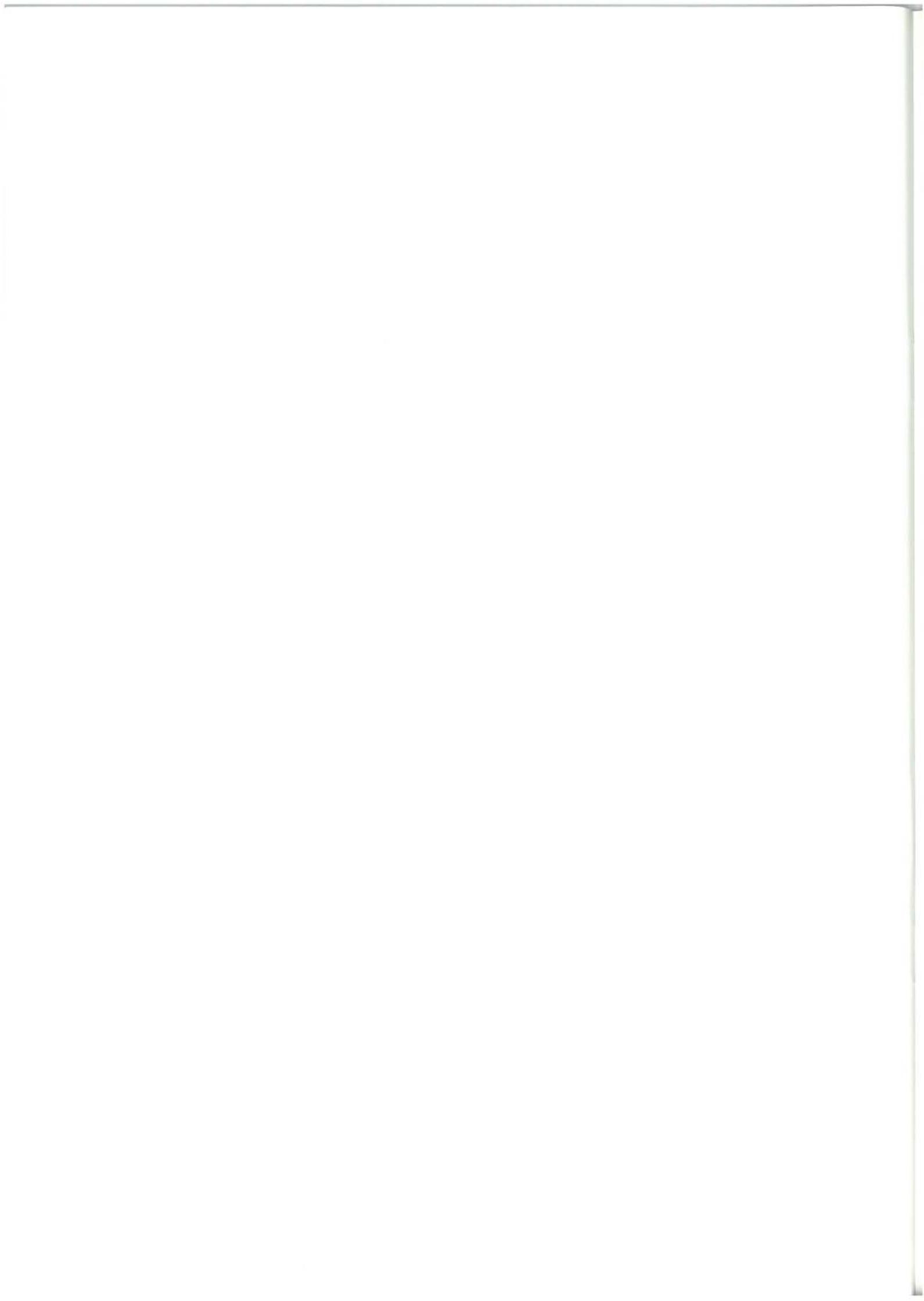
- Flysch Eoceno
- Calizas y margocalizas: Paleoceno - Eoceno
- Areniscas (Paleoceno superior)
- Conglomerados silíceos
- Brechas intratransformacionales
- Montiense
- Daniense
- Maastrichtiense
- Campaniense

Paleoceno medio?  
 SUSTRATO BASCULADO  
 Y EROSIONADO

—Discordancia erosiva



Figura 3.12.—Esquema de las diferentes secuencias posibles de relleno de surco (+) y de progradación final (-) en el Terciario del "surco flysch". La superficie de erosión inferior representa una discordancia erosiva con importante deslizamiento y acumulación de materiales campanienses a paleocenos en el fondo del "surco flysch". Dicha superficie separa los ciclos, Cretácico superior - Paleoceno y Paleoceno - Eoceno.



## 4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Desde el punto de vista estructural, el cuadrante se sitúa al oeste del dominio tectónico conocido como Arco Vasco dentro de la zona externa del mismo, en su articulación con el Arco de Balmaseda, y cerca del paso a la Franja Cabalgante de Ramales (figura 4.1). Los trabajos cartográficos realizados en el cuadrante y áreas circundantes han permitido definir una serie de accidentes de gran importancia que individualizan, a escala regional, elementos de la cobertera caracterizados por una estratigrafía y paleogeografía, más o menos diferenciada, relativa a los materiales mesozoicos y terciarios. Estos accidentes se relacionan con una tectónica compresiva y tangencial de cierta envergadura, y se supone que han configurado la posición actual de dichos elementos tectoestructurales. Para facilitar la representación cartográfica, se han diferenciado una serie de unidades cuyos límites son de tipo tectónico (figura 4.2.). Así, en el entorno del cuadrante se pueden diferenciar, de noroeste a sureste, las unidades de: Oiz, con sus sectores de Guernica (al NE) y Durango (al SO); Yurre, con los sectores de Yurre, Amboto y Mandoia, y finalmente la unidad de Gorbea.

Los materiales estudiados han sufrido los efectos de la Orogenia Alpina, que en la Cuenca Vasco - Cantábrica se caracterizan por al menos tres fases de deformación.

### 4.1. FASES DE DEFORMACION RECONOCIBLES

A continuación se sintetizan brevemente y por orden cronológico las fases tectónicas reconocibles en la Cadena Vasco - Cantábrica para pasar a su identificación en el cuadrante y su entorno.

Como antecedente de las fases alpinas principales, en los materiales cretácicos del Arco Vasco y Plataforma Alavesa se pone de relieve una tectónica sinsedimentaria muy activa. Consecuencia de ella fueron los movimientos de bloques limitados por fallas tardihercínicas que rejuegan compartimentando la cuenca, y desencadenando la halocinesis de los materiales triásicos.

El resultado conjunto de los esfuerzos producidos es un rosario de paleoaltos, algunos de ellos domos diapíricos, que se organizan según directrices de tipo N 120° E y N 30° E, preformando los actuales pliegues mayores del Arco Vasco. A esta fase tectosedimentaria se le superpone hacia el final del Albiense la fase austrica, y en el Turoniense final-Coniaciense la denominada "subhercínica" por algunos autores.

Así, el comienzo de la Orogenia Alpina actúa sobre una cuenca con una estructuración

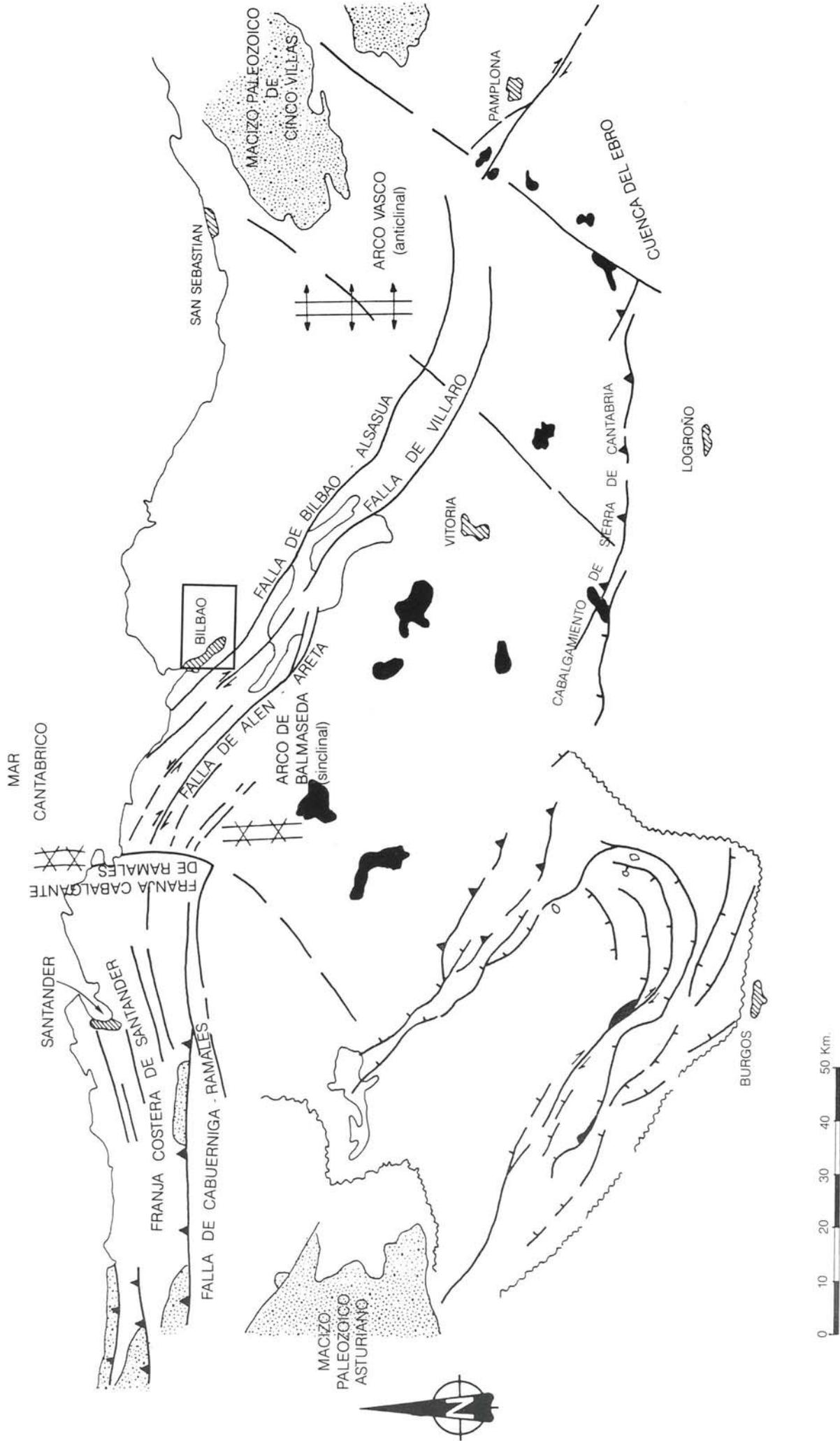
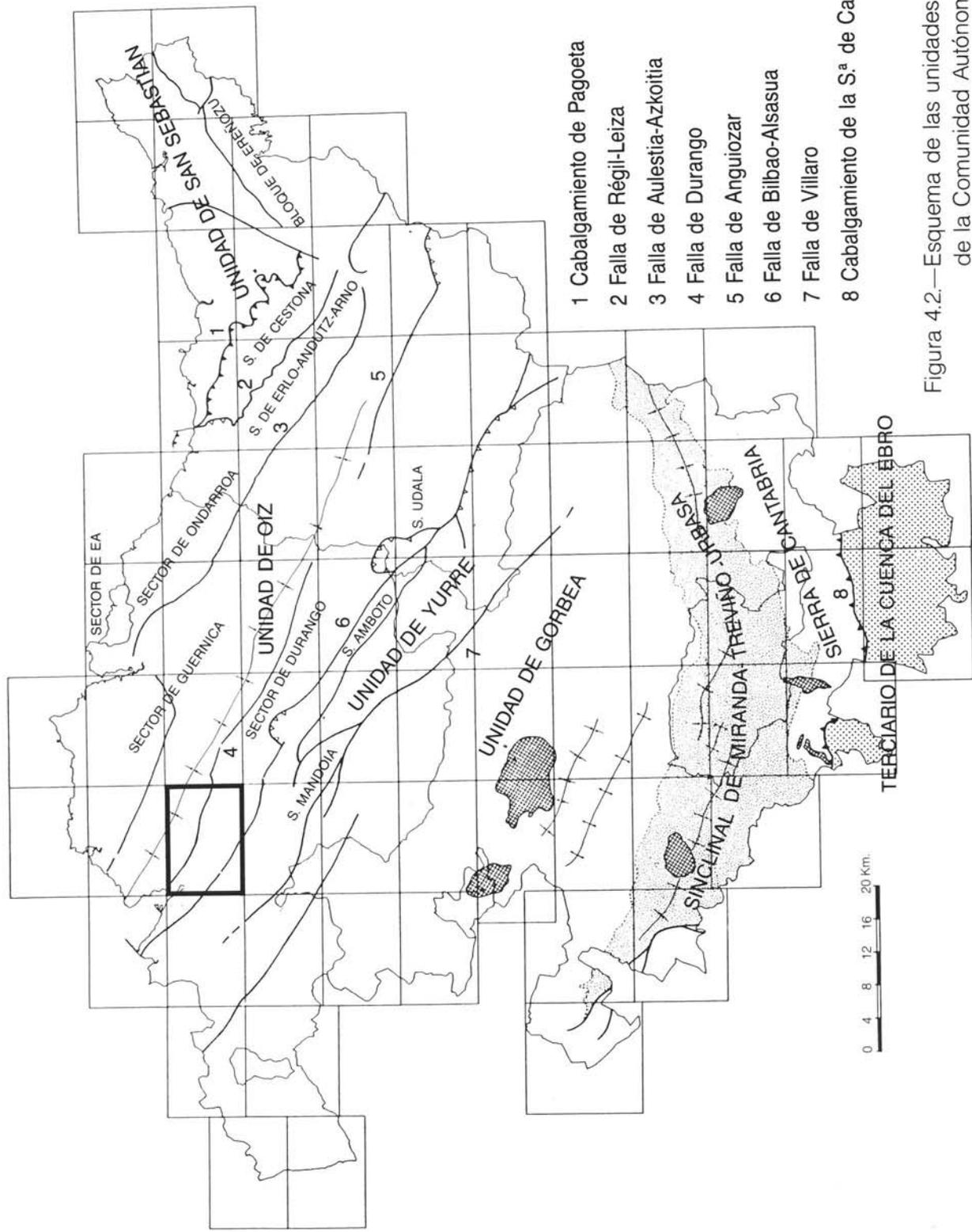


Figura 4.1.—Elementos tectónicos principales en la Cadena Vasco - Cantábrica oriental. Destaca la variación del rumbo de las estructuras longitudinales originando diversos arcos. El recuadro indica la situación aproximada del cuadrante.



- 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.

Figura 4.2.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

incipiente de tipo polifásico, a la que se denominará **Fase 0**, de carácter eoalpino. A ella cabría asociar, además de la preformación de los grandes pliegues, algunas estructuras menores de dirección suroeste-noreste localizadas en el Arco Vasco, y que al ser prealpinas aparecen afectadas por las directrices regionales propiamente alpinas.

La presencia de un rosario de domos aptienses en el Anticlinal de Bilbao (ver sedimentología) y del paleoalto de Trucíos, en cuadrantes occidentales, responde a la actividad sinsedimentaria de unas directrices N 125° E y N 20° a N 70° E durante el Cretácico inferior. Los cierres perianticlinales presentes en el Anticlinorio de Bilbao pueden responder a una preformación de esa Fase 0.

La **Fase I** es la más importante, y la que genera la casi totalidad de las estructuras reconocidas en este sector del Arco Vasco. En esta fase se desarrollan a escala regional: pliegues, fallas inversas y cabalgamientos de dirección noroeste - sureste (N 120° - 130° E), de plano axial vertical, o ligeramente vergentes al norte. Los materiales aflorantes en los cuadrantes de Bilbao y Basauri describen en su conjunto una amplia estructura anticlinal (anticlinal de Bilbao, eje y estructura principal del anticlinorio homónimo) cuya traza axial discurre próxima al ángulo suroeste del cuadrante, y a favor de la cual afloran los materiales del Aptiense inferior.

En este sector del Arco Vasco, la geometría de las principales estructuras de Fase I es variable; en la mayoría de los casos se trata de pliegues cilíndricos de amplio radio, de plano axial vertical y con flancos de buzamientos muy suaves. En la banda norte del Anticlinorio de Bilbao, estas estructuras aparecen más evolucionadas con buzamientos más acusados e incluso con inversiones locales de las capas y pliegues volcados. Asociada a esas estructuras, se desarrolla una esquistosidad de plano axial ( $S_1$ ) muy incipiente, subparalela a las estructuras y vergente al norte.

La geometría y relación espesor - longitud de onda de estos pliegues hace suponer que se hayan formado por un proceso de "buckling", en gran medida controlado por las superficies primarias de estratificación de la pila sedimentaria.

El hecho de que las estructuras de Fase I aparezcan más evolucionadas hacia el noreste del anticlinorio, y de que se desarrolle en ese mismo sentido una esquistosidad incipiente, es debido muy posiblemente a un mecanismo de cizalla simple, inducido por el juego de la falla de Bilbao.

Los ejes de los pliegues y las lineaciones asociadas a las estructuras de Fase I ( $I_1$ ), presentan cabeceos muy suaves del orden de 10° a 20°.

A escala regional, se reconoce en la Cadena Vasco - Cantábrica una segunda fase de deformación (**Fase II**), subcoaxial con la anterior, cuya característica distintiva es la de tener vergencia contraria (carácter retrovergente). En el cuadrante y su entorno inmediato no se ha reconocido ninguna estructura clara e inequívocamente imputable a esta fase.

Las últimas estructuras reconocidas en la Cadena Vasco - Cantábrica y que corresponderían a una **Fase III**, son pliegues y fallas cuyo rumbo es ortogonal a las directrices de las estructuras anteriores, y que generan pliegues de geometría variable, desde cilíndricos de amplio radio y plano axial vertical, a pliegues similares de plano axial subhorizontal. Estos pliegues afectan a las estructuras de Fase I, si bien sus relaciones temporales con las estructuras de Fase II son desconocidas.

A esta fase podrían pertenecer las interferencias N 45° E que originan domos y ensilladuras (algunas suavemente preformadas en la Fase 0) en el eje y flanco norte del Anticlinorio y en el eje del Sinclinorio de Vizcaya (noreste del cuadrante, área de Artetxeta - Mantuliz).

Finalmente pueden existir evidencias de que los desgarres NO - SE, que afectan en particular al Anticlinorio de Bilbao, representen una última fase de efectos tardíos, debido al giro sinestroso del elipsoide regional de esfuerzos, y que precedería al episodio distensivo que cierra el conjunto de la Orogenia Alpina.

#### 4.2. DESCRIPCION Y SIGNIFICADO DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES

En relación con la **Fase 0** sinsedimentaria, se podría mencionar el rosario de domos y cubetas que parece dibujarse en el Anticlinario de Bilbao, especialmente en su zona axial (ver figura 3.3 en Sedimentología), y su carácter aparentemente preformado. El conjunto de estructuras preformadas fue rebocado por fases sucesivas, convirtiéndose en cierres periclinales asociados a fracturas de desgarre.

Las estructuras de **Fase I** son las mejor representadas. Así, los materiales aflorantes en el cuadrante de Bilbao se localizan en la zona noreste del Anticlinorio de Bilbao, y en el flanco sur y eje del Sinclinorio de Vizcaya, cuyas trazas axiales noroeste - sureste discurren por los ángulos suroeste y noreste del cuadrante respectivamente.

Al noreste del anticlinal, en la parte norte del Anticlinorio, se desarrolla una compleja banda plegada, compartida con el cuadrante de Basauri, en la que afloran materiales del Aptiense superior - Albiense inferior, y que incluye el sinforme de Arraitz y el anticlinal Miravilla - Ollargan. El límite septentrional del Anticlinorio de Bilbao, es la falla de Bilbao, al norte de la cual se localiza el sinclinal de Oiz (Sinclinorio de Bizkaia, donde los materiales se disponen con buzamientos suaves hacia el noreste).

El Anticlinorio en su conjunto aparece cortado por una serie de fallas, con frecuencia rellenas de cuarzo, subparalelas a las estructuras de Fase I, que funcionan como inversas de vergencia norte o como desgarres dextróicos de

salto variable. Entre las que atraviesan el cuadrante pueden destacarse (ver figura 4.3):

—Las que forman el corredor de Ugarte - Castrejana, resultando posiblemente del desgarre de los pliegues anteriormente mencionados de Arraitz y Miravilla - Ollargan. Estaría limitado al norte por la falla de Malmasín (cuadrante de Basauri), con multitud de repliegues decamétricos asociados vergentes al noreste con flancos invertidos (afloramientos excepcionales en el túnel de Malmasín, cuadrante de Basauri). Enlaza con la falla de Bilbao a la altura de Basurto - Iralabarri.

—La falla de Bilbao, cabalgamiento de vergencia noreste, de gran salto vertical en este cuadrante, se va amortiguando hacia el noroeste convirtiéndose en un desgarre dextróico de escaso desplazamiento.

—El cabalgamiento de Santo Domingo, neto en su parte central, se pierde hacia el noroeste y es cortado por las fallas de Etxebarri (rampa lateral) hacia el sureste. Tiene gran desarrollo de pliegues vergentes al noreste y fuerte esquistosidad. En la zona del meandro de Etxebarri y en la subida de Begoña a Santo Domingo se observan multitud de fallas inversas de vergencia norte. En esta última área, el cabalgamiento principal parece sufrir algunas inflexiones paralelas a los pliegues de San Roque, lo que podría indicar su plegamiento a causa de los desgarres sinestrosos tardíos del corredor de Artxanda.

Hacia el noreste aparecen nuevas estructuras que perturban el paso del flanco norte del Anticlinorio de Bilbao al flanco sur del Sinclinorio de Vizcaya.

—La falla de Durango separa los sectores de Guernica (al NE) y Durango (al SO), dentro de la unidad de Oiz.

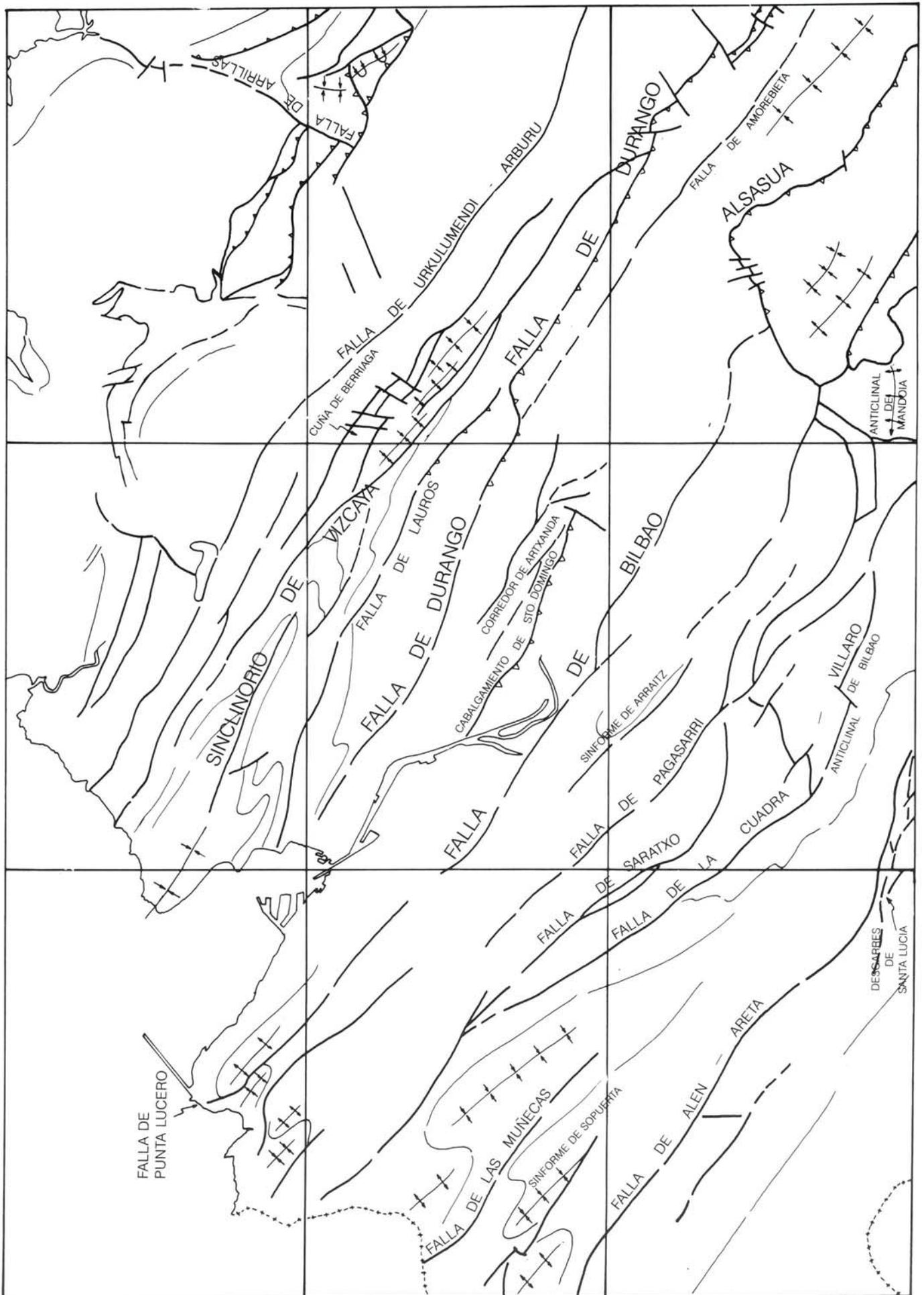


Figura 4.3.—Esquema tectónico simplificado del cuadrante y su entorno.

En la parte oriental del cuadrante presenta escaso salto aparente y su influencia se muestra tan sólo por la verticalización de las series. Sin embargo, hacia el noroeste aumenta su salto inverso con vergencia norte, llegando a montar las rocas volcánicas del Albien superior sobre los niveles santonienes del Flysch detrítico - carbonatado.

—Fallas de Lauros. Se trata de un corredor de fracturas inversas de vergencia norte a favor del cual el flanco sur del Sinclinorio cabalga sobre su zona axial, llegando a montar materiales paleocenos sobre eocenos. Hacia el noroeste, atraviesa la charnela de uno de los pliegues angulares noroccidentales del sinclinorio (zona de Umbe).

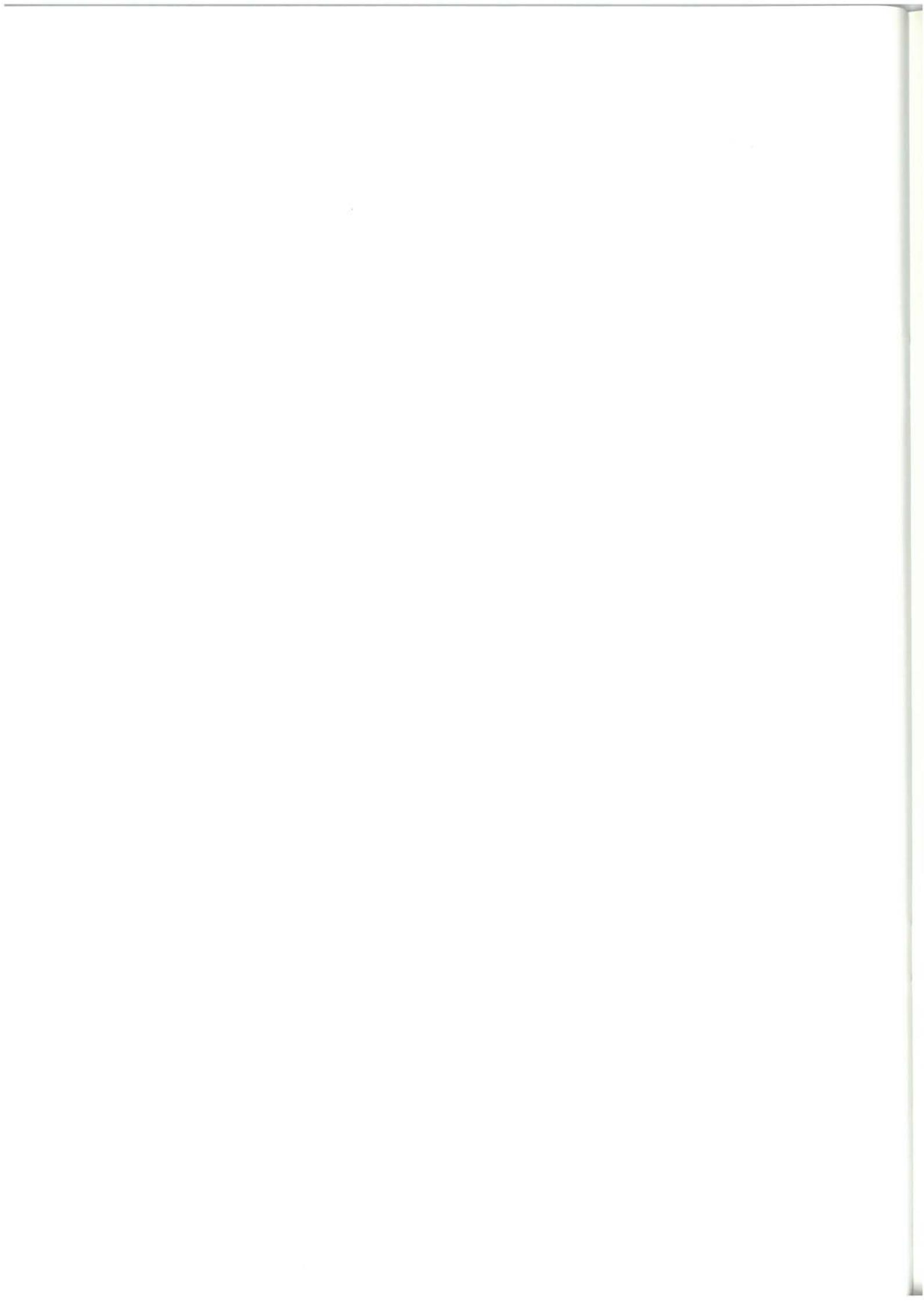
Por su parte, el núcleo del Sinclinorio de Vizcaya presenta escasas perturbaciones tectónicas, al margen de los repliegues que se acaban de mencionar, y del cabeceo anticlinal que describe el eje en la zona de Artebakarra. Este rasgo puede deberse a la interferencia de un anticlinal de dirección aproximada N 30° E, quizá correspondiente a la Fase III.

La estructura más nororiental del cuadrante es la denominada cuña de Berriaga, de dirección NO - SE, que se extiende a lo largo de más de 10 kilómetros por los cuadrantes de Getxo, Bilbao y Lezama. El contacto sur de la cuña está solamente mecanizado, con escasa deformación en general; por el contrario, el contacto septentrional es un cabalgamiento vergente al noreste que monta materiales maastrichtienses sobre los eocenos.

No se reconocen estructuras claramente relacionables con la **Fase II** dentro del cuadrante.

En cuanto a posibles estructuras de **Fase III**, las escasas fallas menores de dirección aproximada N 45° E se encuentran probablemente asociadas a los cabalgamientos de Fase I y a la distensión final, con aparición de diques básicos, sin que quede clara su adscripción a dicha fase terminal.

A destacar únicamente la interferencia anticlinal descrita anteriormente en el núcleo del Sinclinorio, que podría responder a un pliegue de esta última fase.



## 5. PETROLOGIA

Las manifestaciones ígneas de este cuadrante están representadas principalmente por los materiales del Complejo Volcánico básico intercalado entre los niveles de la formación Durango, así como por un conjunto de diques subvolcánicos (diabasas), intruidos en fracturas abiertas, la mayor parte de las cuales encajan en materiales del Complejo Urganiano.

Entre las primeras, rocas volcánicas asociadas a la formación Durango (Complejo Supraurgoniano), se pueden diferenciar tres conjuntos petrográficos:

- Rocas microgranudas. (Coladas masivas)
- Rocas porfídicas. (Coladas de "pillows" y coladas indiferenciadas)
- Rocas volcanoclásticas. (Cineritas, tobas, brechas)

Las **rocas microgranudas** corresponden a coladas masivas poco potentes. Son rocas microgranudas, homométricas o heterométricas, holocristalinas, con cristales idio-hipidiomorfos y textura ofítica. 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 uraliti-

zado 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 plagioclasas y melanocratos, a los que llegan a pseudomorfizar: biotita de anfíbol, sericita de plagioclasa, epidota de plagioclasa y melanocratos, serpentina ofreciendo textura mallada, posiblemente pseudomorfizando a olivino, y calcita de plagioclasa y melanocratos. Rellenando fracturas e intersticios se encuentran calcita, prehnita, epidota, clorita y albita. Se podrían clasificar como microgabros y basaltos microcristalinos.

Las **rocas porfídicas** corresponden, bien a coladas de lava almohadillada, o bien a coladas masivas. Entre estos dos tipos se observan pequeñas diferencias.

La composición mineral es la siguiente:

Como minerales principales: plagioclasa (oligoclasa-andesina) en fenocristales maclados y zonados, de hábito idiomorfo y tamaño de 1 a 6 mm; con grado medio-alto de alteración. En ocasiones se observa una generación más temprana incluida en fenocristales de piroxeno monoclinico (augita), de hábito idiomorfo y tamaño variable (hasta 5 mm). Presentan maclas y un grado de alteración medio (en ocasiones alto). En algunas coladas de tenden-

cia traquítica llegan a estar ausentes. También se encuentran como relictos o pseudomorfizados por otros minerales. Pueden estar transformados en anfíbol marrón.

La matriz alcanza diversos tipos de cristalinidad y textura, desde microcristalina o criptocristalina, con fenocristales de tamaño reducido, a vítrea con textura esferulítica. Cuando el grado de cristalinidad lo permite, se observa que mayoritariamente está formada por una generación de plagioclasa de hábito alargado orientada según la dirección de flujo o en un entramado desordenado. En ocasiones aparecen cristalitas de piroxeno y/o anfíbol marrón idiomorfo en la matriz. Como accesorios se encuentran menas metálicas, apatito de hábito alargado, circón y esfena.

Los minerales secundarios proceden de la transformación y alteración de otros minerales o bien se encuentran rellenando fracturas. Calcita, clorita, cuarzo y menas se encuentran rellenando vacuolas. Como alteración de melanocratos se encuentran clorita, calcita, menas, epidota y biotita. La plagioclasa se altera a calcita, sericita y epidota. Algunas menas metálicas proceden de la alteración de la esfena.

La abundancia de fenocristales y el tamaño de los mismos son variables. Es frecuente encontrar pseudomorfos de plagioclasa y piroxeno formados por calcita, clorita y cuarzo (calcedonia) en forma microcristalina o de agregados radiales o desordenados.

Las vacuolas no siempre están presentes; muestran formas redondeadas, esféricas o ameboideas, alargadas y orientadas según la dirección de flujo; en general están rellenas por algún mineral secundario.

Prácticamente todas las rocas de este grupo son porfídicas, pudiendo presentar además textura fluidal (traquítica, pilotaxítica e hialopilitica).

Las diferencias entre coladas masivas y de lava almohadillada solamente pueden establecerse a nivel estructural, observándose que las coladas masivas presentan un contenido menor en vacuolas, menos fenocristales y matriz microcristalina en la mayor parte de los casos.

Estas rocas pueden definirse como basaltos alcalinos y andesitas.

De las **rocas volcanoclásticas** se han reconocido varios tipos según HUGHES (1982).

Rocas autoclásticas extrusivas ("Flow breccias"): se trata de rocas formadas por un flujo continuo con variaciones en la velocidad de enfriamiento dentro del mismo cuerpo que origina una autobrechificación. Los fragmentos son angulosos, y tienden a la redondez con el movimiento. Tienen tamaño centimétrico y bordes difusos. La composición mineral de los fragmentos es similar a la de la matriz que los engloba, aunque la cristalinidad y el color son diferentes. En los casos observados son rocas vítreas con cristales aislados de plagioclasa y numerosas vacuolas, que presentan textura fluidal. La alteración y los rellenos ofrecen una mineralogía variada: calcita y/o clorita y/o cuarzo en vacuolas, en agregados desordenados y/o radiales y como rellenos en fracturas. Se observa igualmente que se produce desvitrificación.

Rocas piroclásticas. Se consideran así las formadas por actividad explosiva. Se han diferenciado:

—Brechas de lava almohadillada (brechas de explosión): producidas por actividad explosiva. Se trata de rocas formadas por fragmentos de lava almohadillada, subangulosa, de tamaño centi-decimétrico inmersas en una matriz tobácea más fina, en proporciones variables. Los fragmentos pueden llegar a ser muy escasos, presentan textura hialopilitica, perfitica y pilotaxítica, con numerosas vacuolas

rellenas de clorita y/o calcita y/o cuarzo. La matriz está compuesta por piroclastos finos (lapilli) en avanzado estado de alteración, que produce clorita, epidota y calcita.

—Brechas (brecha intrusiva o tobasita). Se trata de rocas formadas por fragmentos, de tamaño y morfología variadas, de lavas almohadilladas, rocas porfídico-fluidales, rocas microcristalinas, vítreas, epiclásticas e incluso sedimentarias, inmersas en una matriz ígnea fluidal vítrea o ligeramente recristalizada.

—Rocas epiclásticas. Son rocas mixtas formadas por componentes volcánicos, re trabajados por procesos sedimentarios, y componente sedimentario. Suelen presentar estructuras sedimentarias, (granoselección, superficies de erosión, laminación, etc.)

Este grupo se ha subdividido según el tamaño de los granos en tobas y cineritas. Las cineritas son rocas de grano fino, que conforman niveles muy poco potentes totalmente alterados.

Los diques de rocas subvolcánicas se emplazan en fracturas de orientación N 30° E - N 50° E que espacialmente quedan restringidas a una estrecha banda limitada por dos importantes fracturas de dirección N 130° E, por lo que puede pensarse que las primeras sean estructuras menores asociadas al funcionamiento de estas últimas. La banda puede continuarse hacia el noroeste por el vecino cuadrante de Santurtzi (61 - I), con igual abundancia de rocas subvolcánicas.

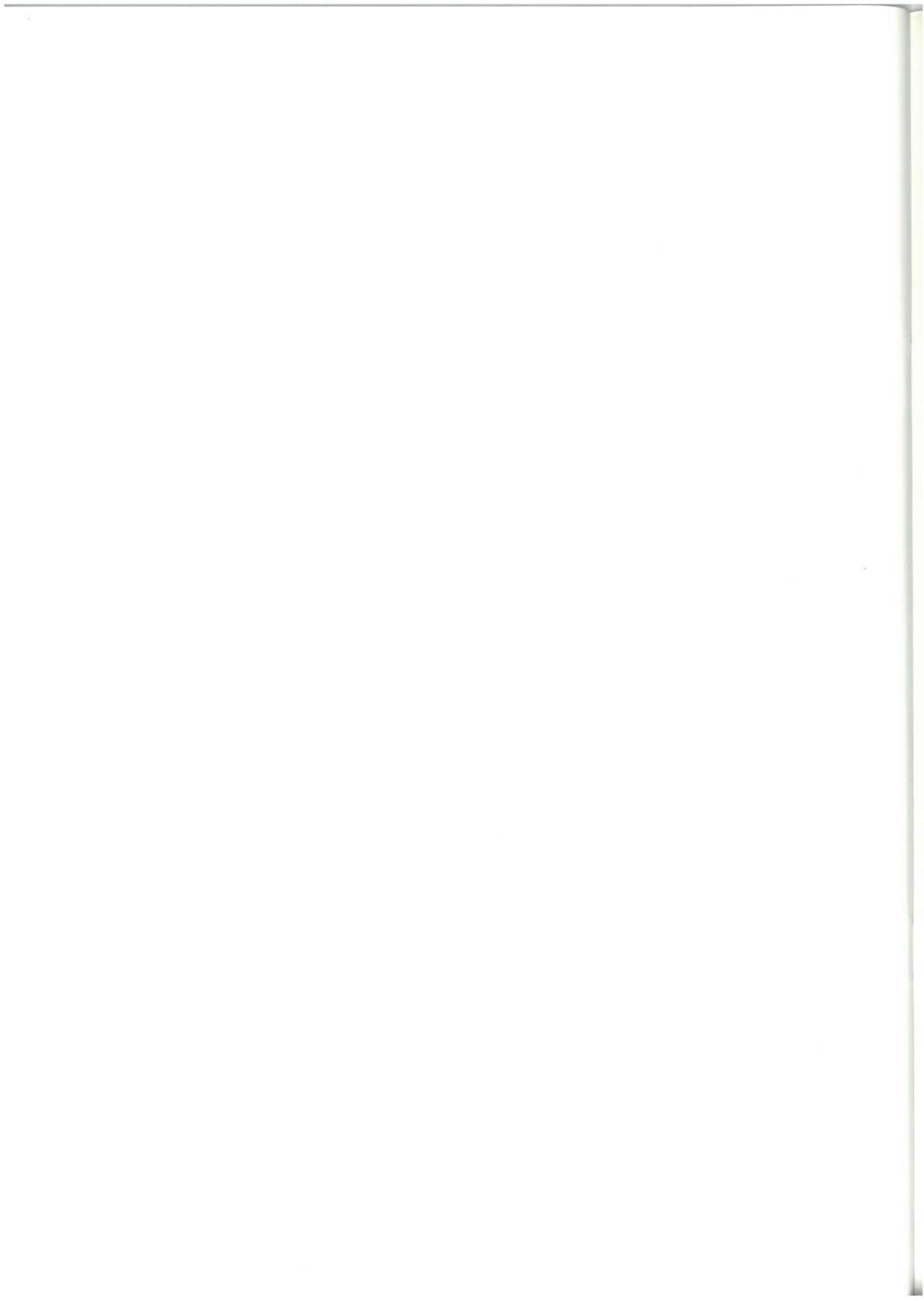
Al microscopio se observa que los diques subvolcánicos son rocas porfídicas con fenocristales de plagioclasa en una matriz de plagioclasa

clasa mas fina que puede llegar a ser vítrea. Algunos fenocristales semejan formas de melanocratos.

Asimismo se han cartografiado, en el cuadrante de Bilbao, varios filones de cuarzo y alguna zona silicificada, aspectos ambos que han sido diferenciados en el mapa geológico.

Los filones de cuarzo pueden llegar a tener potencias de varios metros y, normalmente, están acompañados por una fuerte tectonización y silicificación de la roca encajante, en forma de abundantes venillas de cuarzo de potencia milimétrica o decimétrica. Son de origen hidrotermal y la mayor parte de los cartografiados en esta hoja encajan en materiales de la formación Ereza en fracturas de dirección N 115° E a N 145° E; en la zona de Castrejana se ha reconocido una importante concentración de filones de cuarzo. No se tiene una certeza sobre la edad de estos filones, y en consecuencia no puede descartarse una intrusión muy temprana para ellos, en estrecha relación genética con las mineralizaciones de hierro conocidas en sus proximidades.

Las zonas silicificadas se han diferenciado en el mapa geológico con una trama especial y son afloramientos que se encuentran asociados a fallas con importante representación cartográfica. Muestran una silicificación generalizada, no restringida a estructuras filonianas, que altera el aspecto y la dureza de la roca original. Al microscopio están compuestas casi exclusivamente por cuarzo y plagioclasa con bajo contenido en calcio; la textura que presentan es afieltrada, los granos se disponen según un entramado sin orientación preferente y suelen corroerse unos a otros. Son frecuentes las venillas de cuarzo y las zonas amplias de cuarzo poligonal (geodas rellenas).



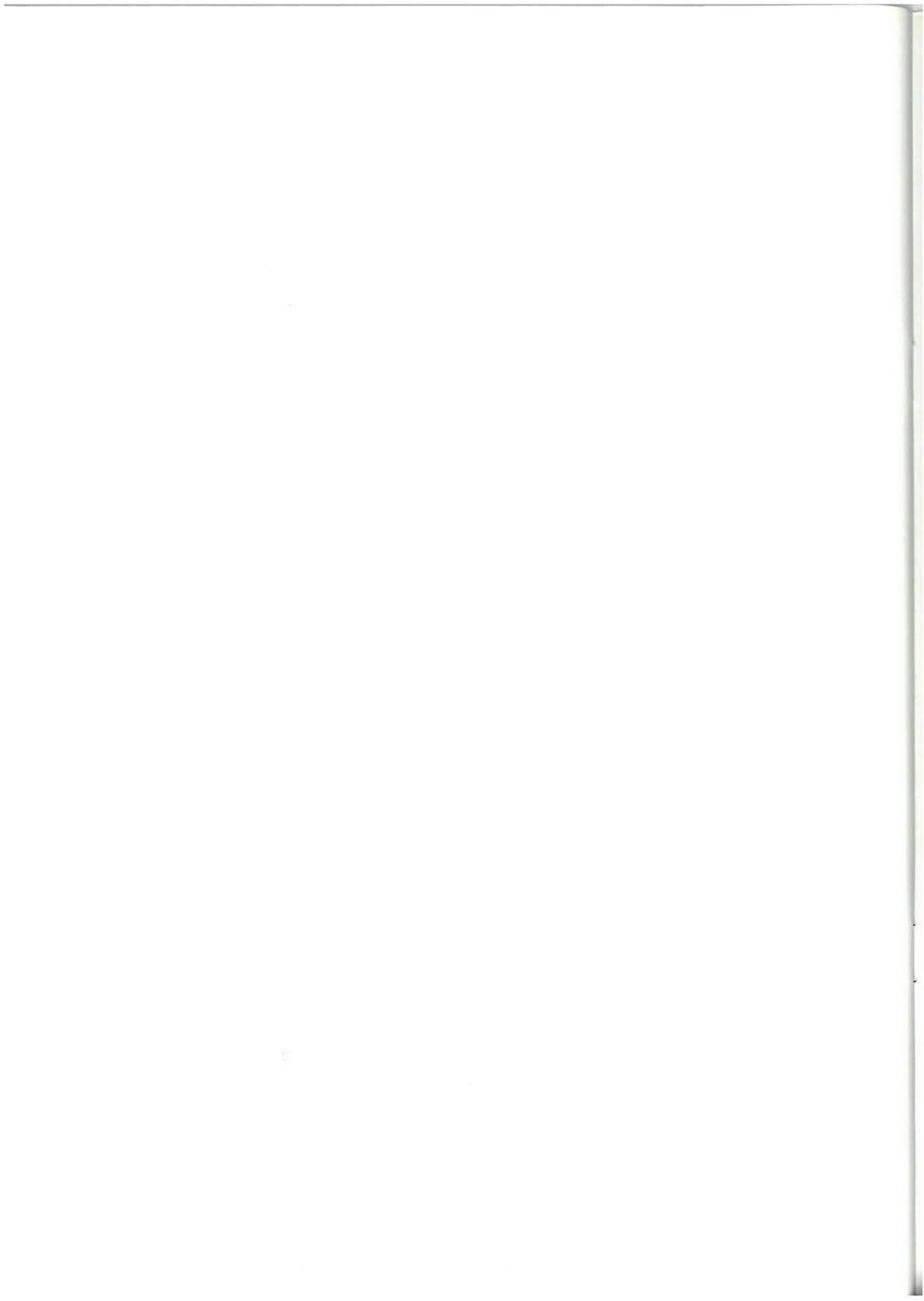
## BIBLIOGRAFIA

- 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).
- \* ANTIGUEDAD, 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*.
- AGRUMINSA, CADEM y EUSKOIKER (1985).—“Investigación sobre la geología y metalogenia del Cretácico inferior en la Región Minera del Anticlinorio de Bilbao entre el límite occidental con Cantabria y el río Nervión”.
- 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. 1725 - 1728.
- BOUMA, H. H. (1962).—“Sedimentology of some flysch deposits” Elsevier, Amsterdam 2.2.1, 3.9.2., 12.2.4.
- \* CADEM (1985).—“Investigación geológico-minera del área comprendida en las hojas 1:50.000 de Bermeo y Durango (cuadrantes NO, NE y SO)”. Inédito.
- CIRY, R. *et al.* (1967).—“Compte - rendu de la Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Espagne: des Pyrénées aux Asturies”. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. fasc. 9*, pp. 389 - 444, Paris.
- COOPER, M.R. (1977).—“Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance”. *Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol.* 22, pp. 1 - 60. Amsterdam.
- CRIMES, T. P. (1973).—“From limestones to distal turbidites: a facies and trace fossil analysis in the Zumaya flysch (Paleocene - Eocene). North Spain” *Sedimentology*, vol. 20, pp. 105 - 131.
- CUEVAS, J.; GARROTE, A. y TUBIA, J. M. (1981).—“Análisis y significado de diferentes tipos de estructuras en magmatismo del Cretácico superior de la cuenca Vasco - Cantábrica (1.ª parte)”. *Munibe* vol 1 - 2, pp. 1 - 20.
- DEREGNAUCOURT, D. y BOILLOT, G. (1982).—“Structure géologique du Golfe de Gascogne”. Incluye: “Carte structurale du Golfe de Gascogne a 1:2.400.000” *Bulletin du B.R.G.M.* (2) I.N. 3, pp. 149 - 178.
- \* EVE (1986).—“Investigación geológico-minera del área comprendida en las

- hojas 1:50.000 de Landako (cuadrantes NE y SE) y Elorrio (cuadrantes NO y SO)'. Inédito.
- FEUILLÉE, P. (1967).—“Le Cenomanien des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique”. (Tesis Doctoral). *Mémoires de la Société Géologique de France*. Paris (nouvelle série) Mémoire N. 108. fascis. 3, 343 pp.
- FEUILLÉE, P. (1970).—“Y-a-t'il des Flysch Pyrénéens?”. *Bull. Soc. Géol. France* N. 4, pp. 603 - 611.
- FEUILLÉE, P. y RAT, P. (1971).—“Structures et paléogéographies Pyrénéo - cantabriques”. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Tomo 2, VI - 1 a VI - 48.
- 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. *et al.* (1977).—“Ciclos sedimentarios mayores del Jurásico superior - Cretácico inferior de Santander”.
- \* GARCIA MONDEJAR, J. (1982).—“Aptiense y Albiense”. En: “El Cretácico de España”. *Universidad Complutense de Madrid*’.
- \* GARCIA MONDEJAR, J. y GARCIA PASCUAL, I. (1982).—“Estudio geológico del Complejo Urgoniano del Anticlinorio de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua”. *KOBIE*, N.º 12, pp. 101 - 137.
- GARCIA PASCUAL, I. (1981).—“Estudio geológico del Cretácico inferior del Anticlinorio Bilbaino entre los ríos Nervión y Cadagua”. Facultad de Ciencias de Bilbao. *Universidad del País Vasco* 152 p. *Tesis de Licenciatura*.
- HILLEBRANDT, A. Von (1965).—“‘Foraminiferen - Stratigraphie im Alteriär von Zumaya (provin. Guipuzcoa, NW Spain) und ein Vergleich mit anderen tethys gebieten’”. *Bayeris Akademie der Wissenschaften, München*. 62 pp.
- \* HUGHES, C.J. (1982).—“‘Igneous Petrology’”. Department of Geology Memorial University of Newfoundland, ST John's Newfoundland. Canada *Elsevier Scientific Publishing Company*.
- INGEMISA (1982).—“‘Síntesis Geológica del País Vasco’”.
- \* JAMES, N.P. (1979).—“‘Shallowing - Upward Sequences in carbonates’”. En: *Facies Model*. Walker (1979) pp. 109 - 121.
- MAGNIEZ, F. y RAT, P. (1972).—“‘Les foraminifères des formations a spongiaires et *Tritaxia* dans l'Aptien - Albien cantabrique (Espagne)’”. *Rev. Esp. Micropaleont.* num. extr., XXX aniv., pp. 159 - 178.
- \* 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).—“‘Le système du flysch gréseux’”. En: *Mémoire géologique de l'Université de Dijon*. Tomo 9 “Vue sur le Crétacé basque - cantabrique et nord - ibérique”. pp. 97 - 106.
- MIDDLETON, G.V. (1976).—“‘Hidraulic interpretation of sound size distributions’” *J. Geol.* 84.
- \* MITCHUM, Jr. R.M. *et al.* (1977).—“‘The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis’”. (In PAYTON, C.G.E. 1977: “‘Seismic stratygraphy applications to the hidrocarbon exploration’”. Tulsa

- (Oklahoma). *Am. Ass. Petrol. Geol.* pp. 53 - 62.
- MONTADERT, L. *et al.* (1974).—“Continental margins of Galicia - Portugal and Bay of Biskay” In *The Geology of continental margins* BURK y DRAKE, Ed. Springer-verlag. Berlin, pp. 323 - 342.
- 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.
- ORTEGA BLANCO, R. (1983).—“El Cretácico inferior de la región minera de Bilbao entre los ríos Cadagua y Mercadillo”. *Universidad del País Vasco. Tesis de Licenciatura* 239 pp.
- PERCIVAL, S. F. y FISHER, A. G. (1977).—“Changes in calcareous nannoplankton in the cretaceous - Tertiary biotic crisis at Zumaya, Spain”. *Evol. Theory* 2, pp. 1 - 35, 1977.
- PEYBERNES, B. (1976).—“Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco - espagnoles, entre la Garonne et la Méditerranée”. Tesis Doctoral. *Sciences Naturelles*. Toulouse 459 pp., 149 figs., XLII Pl. h.t. Imp. C.R.D.P. Toulouse.
- PLAZIAT, J. C. (1975).—“Signification paléogéographique des calcaires conglomérés, des brèches et des niveaux á Rodophycées dans la sédimentation carbonatée du Bassin Basco - Béarnais á la base du Tertiaire (Espagne - France)”. *Revue de Geogr. Phys. Géol. Dynamique*, 1975, (2) Vol 17, fasc. 3, pp. 239 - 258.
- PUJALTE, V. (1976).—“Posibilidad de una nueva división estratigráfica de los sedimentos no marinos del Jurásico superior y Cretácico inferior en la provincia de Santander”. *Boletín Geológico y Minero* Vol., 87, 11; pp. 101 - 118.
- \* RAT, P. (1959) (Tesis Doctoral).—“Les Pays Crétacés Basco - Cantabriques”. *Publications de l'Université de Dijon*.
- RAT, P. y FEUILLÉE, P. (1967).—“Structures et paléogéographies Pyrénéo - Cantabriques”. *Institut des Sciences de la terre. Université de Dijon*. France. V.I. pp. 1 - 48.
- RAT, P. y PASCAL, A. (1979).—“De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens”. *Geobios* N 3, pp. 385 - 399.
- \* ROBADOR MORENO, A. (1984) (Tesis de Licenciatura).—“Estudio geológico del sector de Bermeo (entre Baquio y Guernica)”. *Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco*.
- VOORT, H.B. (1963).—“Zum Flyschproblem in den West Pyrenäen”. *Geologische Rundschau* 53, pp. 220 - 233.
- WALKER, R.G. y MUTTI, E. (1973).—“Turbiditic facies and facies associations. In: Turbidites and Deep Water Sedimentation”. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific. Section, Short Course*, Anaheim.
- WIEDMANN, J. (1979).—“A geological itinerary through de Mid - Cretaceous of Vascogotic and Celtiberic Ranges (N. Spain). Mid Cretaceous events” *Field Meeting Northern Spain*. September, 1977.
- \* WILSON, J.L. (1975).—“Carbonate facies in geologic history”. Berlin Springer - Verlag, 471 pp.
- WRIGHT, V.P. (1985).—“Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal”. En: *Paleoalgology* (THOMEY, D.F. NITECKI, M.H. editores); pp. 339 - 341.

NOTA: La bibliografía que se cita es de interés general sobre el área o sus características geológicas. Las referencias en el texto o trabajos específicos se marcan con un asterisco (\*)





**EUSKO JAURLARITZA**

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



**GOBIERNO VASCO**

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA