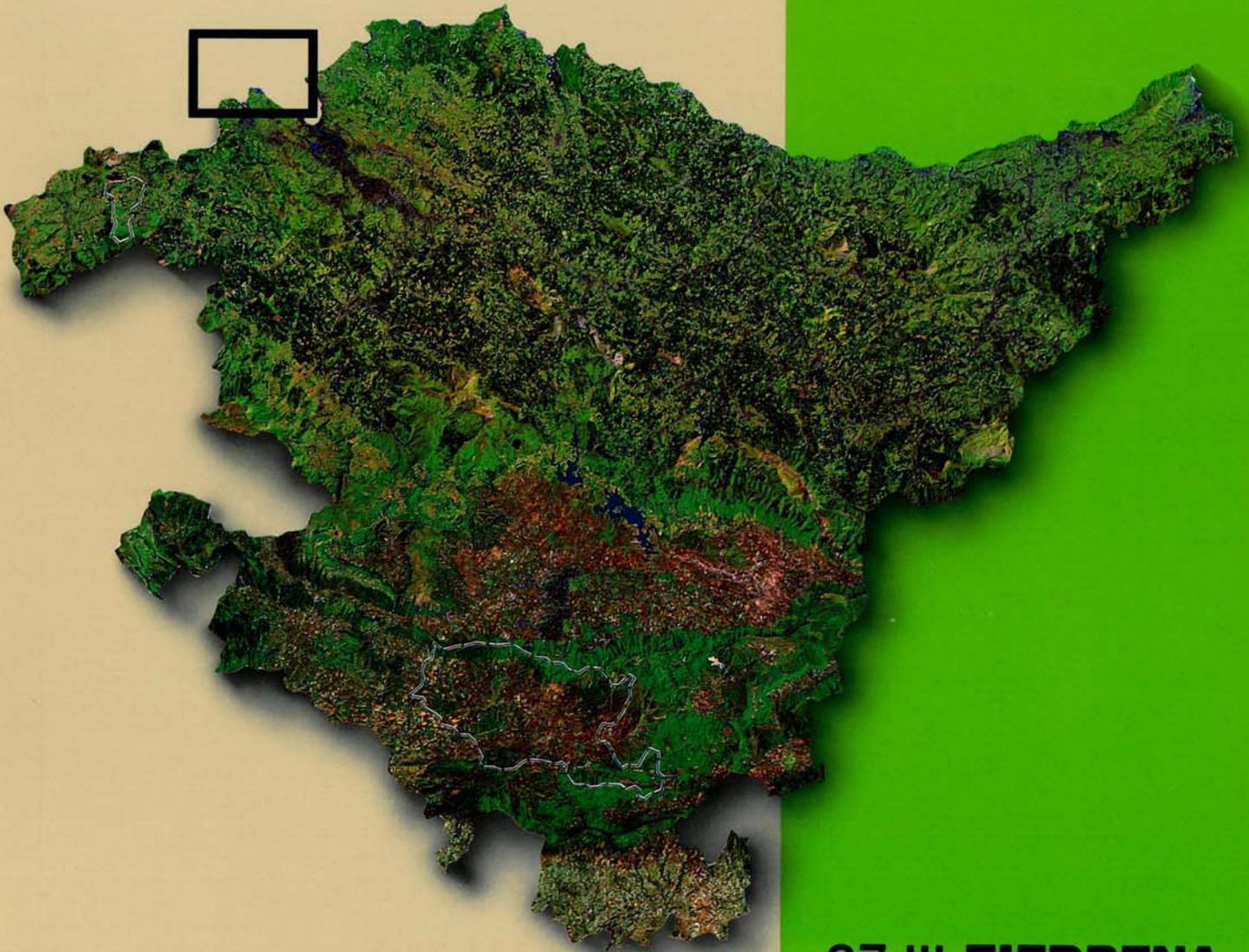




EVE

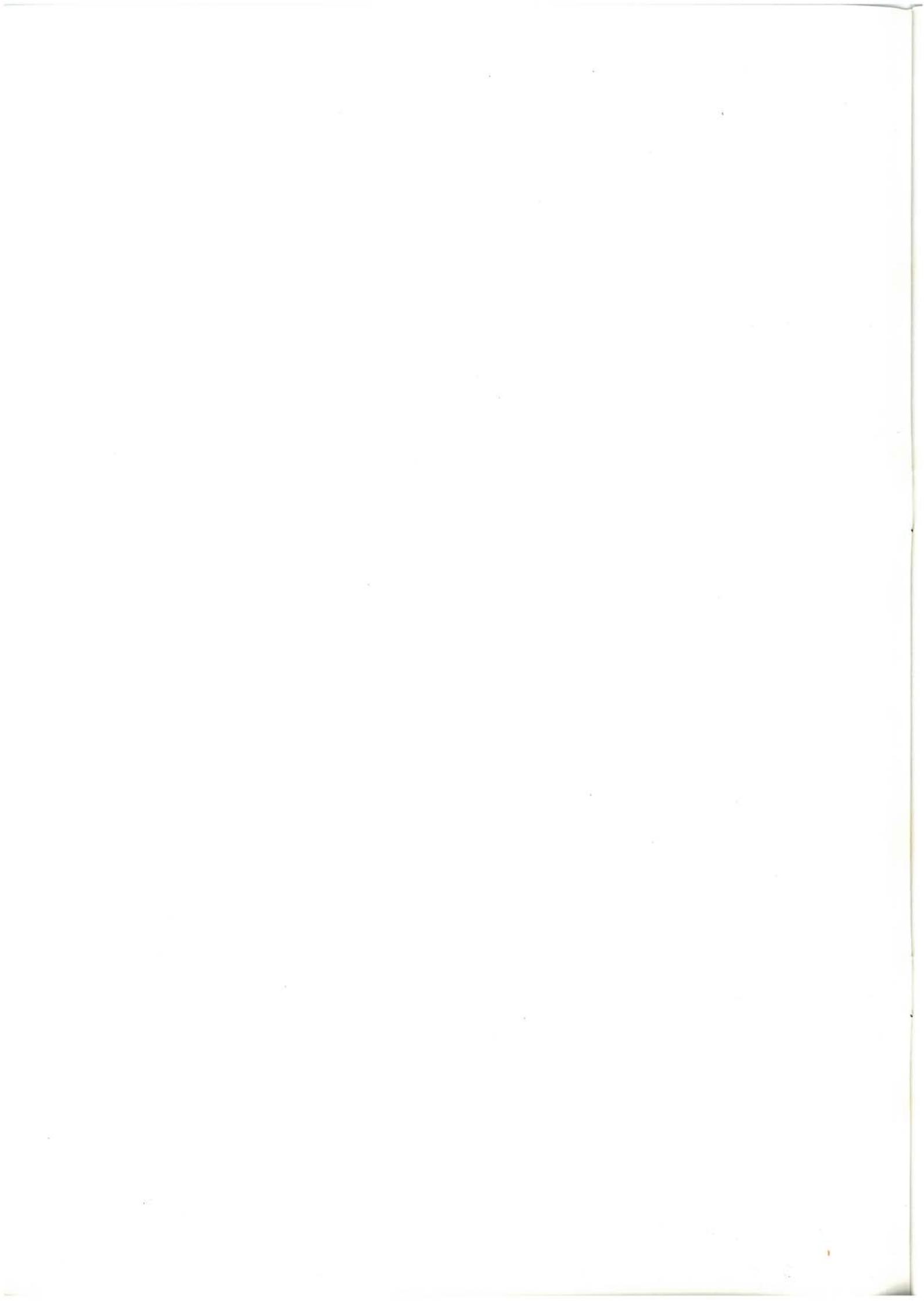
Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



37-III ZIERBENA

E: 1/25.000



**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

37-III ZIERBENA

E:1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

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

Polígono "El Campillo" - Gallarta (Vizcaya)

Telf.: (94) 636 36 76

Depósito Legal: BI-416-93

I.S.B.N.: 84-88302-49-5

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. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. UNIDAD DE YURRE + OIZ (SECTOR DE DURANGO).....	11
2.2. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE GUERNICA.....	13
2.3. CUATERNARIO.....	14
3. SEDIMENTOLOGIA	15
3.1. CICLO URGONIANO (Aptiense - Albiense inferior/medio).....	15
3.2. CICLO PALEOCENO SUPERIOR - EOCENO.....	20
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	23
4.1. FASES DE DEFORMACION RECONOCIBLES.....	23
4.2. DESCRIPCION Y SIGNIFICADO DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES.....	26
5. PETROLOGIA IGNEA	31
BIBLIOGRAFIA	33

1. INTRODUCCION

El cuadrante de Zierbena a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 37 "Algor-ta" del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000.

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

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

- Litoral. Con presencia de playas de arena y cantos, campos de dunas, acantilados y plataformas de abrasión.
- Estuarios. Representado por las rías de Bilbao y Barbadún.
- Karst. Existe un pequeño macizo kárstico en la zona de El Covarón que presenta gran diversidad de formas superficiales.

En este cuadrante se localizan pequeños núcleos urbanos (Zierbena, Pobeña) e industriales (puerto de Santurtzi, etc.). Las cotas más elevadas son el pico Serantes (451 metros), la sierra de Montañó (320 metros) y el pico Punta Lucero (308 metros). No existen cauces fluviales de importancia, a excepción de la parte terminal de la ría de Barbadún.

El cuadrante de Zierbena se sitúa geológicamente en las estribaciones occidentales de los Pirineos, dentro de la Cuenca Vasco - Cantábrica. Está constituido por materiales del Cretácico inferior, estructurados según directrices generales noroeste-sureste, concordantes con las estructuras regionales más importantes de la Cuenca, sobre los cuales se depositan los materiales cuaternarios.

2. ESTRATIGRAFIA

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos se han diferenciado en la región varias unidades.

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.

Los accidentes que limitaban unidades en los cuadrantes contiguos orientales van perdiendo importancia hacia el noroeste, de forma que no se originan series claramente diferenciables a uno y otro lado de estos. Por ello se han agrupado los materiales cretácicos en una unidad denominada "Unidad de Yurre + Oiz (Sector de Durango)", quedando aparte, en el borde este del cuadrante, el Sector de Guernica de la Unidad de Oiz, únicamente representado por los materiales terciarios de Punta Galea.

2.1. UNIDAD DE YURRE + OIZ (SECTOR DE DURANGO)

La serie, formada exclusivamente por materiales del Cretácico inferior (Complejo Urganiano), está representada por rocas detríticas o detrítico - carbonatadas de edades Aptiense inferior o Albiense medio.

Esta serie urgoniana comienza con materiales de la formación Ezeza (definida por GARCIA MONDEJAR, 1982) que está representada en el cuadrante de Zierbena por un término compuesto por **areniscas de grano fino y limolitas calcáreas** (1).

Aparecen como un pequeño afloramiento en el ángulo suroeste del área estudiada dentro de este cuadrante. Forman un paquete monótono y potente (800-1.000 metros), de aspecto general masivo, y carente de una organización clara en estratos bien definidos. Únicamente en determinados niveles se pierde el aspecto masivo y se observan tramos bien estratificados de areniscas de grano fino en barras métricas con laminación paralela. En este cuadrante los materiales areniscosos son mayoritarios respecto a los limolíticos.

Calizas impuras (2). Se trata, en este cuadrante, de la clásica facies de implantación de una rampa carbonatada, que aparece formando biostromos de ostréidos, rudistas, orbitolinas y/o corales, situados en la base de los ciclos de carbonato creciente. Litológicamente son calizas arenosas y/o margosas, con un componente muy variable de mica. Ocasionalmente pueden aparecer como estratos de caliza ferruginosa, irregularmente estratificada, alternantes con margocaliza nodulosa, de aspecto uniforme o con delgadas intercalaciones margosas onduladas ("wavy laminations").

Aparecen en forma discontinua a muro de la banda de calizas El Haya - Somorrostro, constituyendo el tránsito entre el techo de la formación Ezeza (1) y las facies de calizas más netas (3).

Calizas en bancos métricos con rudistas y corales (3). Este término presenta unas lito y biofacies muy características.

La litología general es de calizas con escasa contaminación terrígena y, a menudo, con aspecto masivo en afloramiento.

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, ostréidos, 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, radiolítidos y monopléuridos), corales ramosos, masivos y/o cupuliformes, individuales o planares, ostréidos, orbitolinas, restos de equinodermos, braquiópodos, gasterópodos, lamelibranquios, algas rojas y verdes, espongiarios, miliólidos y otros foraminíferos.

Esta facies estratificada constituye la única representación, en el cuadrante, de las calizas urgonianas. En el cuadrante contiguo de Santurtzi (61-I) se pueden observar estos materiales en la banda caliza de Sopuerta - Galdames, donde constituyen el término predominante.

El conjunto de ambos términos calizos (2+3) suma una potencia estimada en unos 70-80 metros.

Lutitas (limolitas) calcáreas con pasadas areniscosas (4). En general, este tramo consta fundamentalmente de margas oscuras más o menos arenosas, fuertemente esquistosadas en la banda septentrional, que alternan con estratos centi-decimétricos de turbiditas silíceas de tipo T_c o T_{bc}. Son relativamente frecuentes los niveles de inestabilidad de tipo "slump" y los horizontes de pequeños nódulos carbonatados. En los niveles basales del tramo, se observa localmente una litología de areniscas masivas de grano fino o muy fino, calcáreas o decalcificadas.

La potencia total de los tramos 4 y 5 oscila alrededor de los 500-550 metros.

Margas y calizas nodulosas (5). Son niveles cartografiables que se sitúan dentro de la serie areno margosa (4) que los rodea.

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

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

Dentro de este cuadrante cabe destacar la presencia de dos o más niveles superpuestos en el área de El Haya.

Calcarenitas masivas, margas y parabrechas calcáreas (6). Es un tramo potente (más de 250 metros en Covarón) formado por calcarenitas masivas en estratos decimétricos que forman secuencias positivas, alternantes con margas en finos niveles (a veces inexistentes), y que incluyen intercalaciones hasta decimétricas de parabrechas calcáreas en matriz margosa. Las parabrechas están a veces incluidas en la serie calcarenítica, mientras que en otras ocasiones se sitúan a muro de los paquetes calcareníticos como

consecuencia de su deslizamiento sinsedimentario. Son frecuentes los tramos eslumpizados de potencia métrica.

Algunas calcarenitas de grano grueso presentan granoclasificación, mientras que las de grano fino aparecen ocasionalmente con formas nodulosas, limitadas por "wavy laminations" margosas. Localmente se aprecian silicificaciones a muro y techo de las barras calcareníticas aisladas. También son frecuentes las intercalaciones de estratos areniscosos o silicificados. La meteorización posterior confiere a estos tramos el aspecto de areniscas alteradas.

Margas (7). Este tramo consiste fundamentalmente en margas gris - azuladas estratificadas en bancos decimétricos, a veces con nódulos calizos irregulares o piritosos. Con frecuencia la esquistosidad y la fracturación obliteran la estratificación.

En este cuadrante aparecen como intercalaciones decamétricas dentro de los cuerpos calcareníticos (6).

Alternancia de margas arenosas y calcarenitas arenosas (8). Corresponde a la parte superior de la macrosecuencia positiva calcarenítica del monte Serantes.

En esta posición estratigráfica concreta, la alternancia está formada por bancos decimétricos a centimétricos de calcarenita de grano fino, disminuyendo de tamaño de grano y potencia de estratos hacia el sureste, y alternando con estratos margo-arenosos de similar potencia. Localmente son frecuentes las intercalaciones arenosas no cartografiadas. En el extremo oriental del cuadrante es más acentuado el aspecto flysch de este tramo, al tiempo que es mayoritario el componente calcarenítico frente al margoso. En esta zona aparecen bien representadas las estructuras de inesta-

bilidad, en forma de "slumps", brechas y fallas sinsedimentarias. La potencia mínima del tramo, hasta quedar cubierto por el mar, es superior a los 500 metros.

2.2. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE GUERNICA

Se localiza en el borde oriental y está constituida en este cuadrante por un único término de edad Luteciense que forma el morro de Punta Galea.

Calizas micríticas, margas, calcarenitas y areniscas calcáreas (9). Este tramo comprende las rocas que afloran en los acantilados que van desde la punta de Azkorri hasta la punta de la Galea, a lo largo de las playas de Gorrondatxe, Albiribiltxe, del Saneamiento y Paluena. Es precisamente en la punta de la Galea en donde se aprecia la zona axial del Sinclinorio de Bizkaia.

La edad de los materiales es Eoceno (parte final del Cuisiense y gran parte del Luteciense). La serie suma una potencia de aproximadamente 1.600 metros.

La litología del tramo es la de un flysch margocalcáreo, en la que resalta por su singularidad la aparición, a veces, de una secuencia compuesta por una capa, en algunos casos de "slumping" y en otros olistostrónica, que pasa gradualmente a una caliza micrítica.

La frecuencia de aparición de esta secuencia y su potencia aumenta, salvo excepciones, con la proximidad al eje del Sinclinorio.

En los estratos areniscosos de este tramo se pueden observar gran cantidad de estructuras sedimentarias, tanto internas como externas. En las areniscas más gruesas y, sobre todo, en aquellas que descansan directamente sobre los "slumpings" u olistotromos, es frecuente encontrar la secuencia

de BOUMA completa, estando el nivel "a" (microconglomerático gradado) compuesto fundamentalmente por fauna bentónica de plataforma. Además de estas estructuras internas, se puede ver también en algunos casos marcas de corriente en el muro de los estratos, así como fragmentos carbonosos de plantas en otros.

2.3. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios son abundantes en este cuadrante; siendo especialmente frecuentes los de origen antropogénico, asociados a las zonas industriales.

Depósitos aluviales (10). 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 arenolimosas. El espesor es variable siendo frecuentes las ocasiones en las que alcanza varios metros.

Depósitos coluviales (11). Los depósitos de ladera son esporádicos 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 dos tipos: coladas de barro y acumulaciones de cantos calcáreos algo redondeados y con abundante fracción arcillosa.

Depósitos residuales (12). Son depósitos formados por acumulaciones de finos prácticamente sin transporte. Normalmente se trata de arcillas de decalcificación, en el fondo de depresiones.

Playas (13). Son depósitos arenosos, bastante bien clasificados, de origen diverso y con gran cantidad de restos de conchas que pueden dar porcentajes de carbonatos de más del 50%.

En este cuadrante están representados por depósitos actuales y por restos de acumulaciones arenosas que han quedado aisladas a cierta altura debido a las oscilaciones del nivel del mar durante el Cuaternario.

Dunas (14). Son depósitos 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 y el porcentaje de granos mates es mayor debido a la acción eólica.

Fangos estuarinos (15). Son depósitos de tamaño limo o arcilla, normalmente de aporte fluvial, que se disponen horizontalmente intercalados con los depósitos arenosos.

Depósitos arenosos estuarinos (16). Acumulaciones de características muy similares a las de las playas, con mayor contenido en carbonatos, que se entrecruzan con los fangos estuarinos. El origen es generalmente marino.

Depósitos antropogénicos (17). Los depósitos de origen antropogénico son acumulaciones de materiales muy heterogéneos en cuanto a origen y tamaño de grano. Normalmente son escombreras y vertederos, aunque también se han incluido rellenos para obras civiles, como es el caso de los muelles del puerto y superpuerto de Bilbao.

3. SEDIMENTOLOGIA

En el cuadrante de Zierbena aparecen materiales pertenecientes a las potentes sucesiones mesozoicas 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.

De acuerdo con los materiales aflorantes y según su organización, pueden distinguirse los siguientes ciclos sedimentarios mayores:

- Ciclo Urgoniano (Aptiense-Albiense medio). Corresponde al límite sur del cuadrante.
- Ciclo Paleoceno superior-Eoceno (Ilerdiense-Luteciense). Está geográficamente separado de los materiales cretácicos y representado únicamente por el núcleo del sinclinal de Punta Galea.

Estos ciclos tectosedimentarios están compuestos, especialmente en el Cretácico inferior, por parejas de elementos sedimentarios que pueden asimilarse al concepto de secuencia deposicional de MITCHUM *et al.* (1977).

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

3.1. CICLO URGONIANO (Aptiense-Albiense inferior/medio)

En lo referente al Complejo Urgoniano (RAT, 1959), en los episodios finales purbeck-wealdenses tiene lugar una transgresión que introduce en el área un medio de llanura mareal terrígena somera (formación Ereza, GARCIA MONDEJAR, 1982) que abre el ciclo Urgoniano. En este cuadrante, la **secuencia basal urgoniana S2** está muy exigüamente representada por el techo de dicha formación, coronado en secuencia de somerización (JAMES, 1979) por una delgada barra de caliza arrecifal. En el plano regional se puede decir que la sedimentación urgoniana fue en gran parte carbonatada. Las calizas de rudistas y corales se dispusieron en áreas de menor subsidencia relativa, a cubierto de la contaminación terrígena continental que invadía la cuenca.

En el lapso Aptiense superior basal-Albiense medio, las calizas cubrieron amplias áreas, aunque sin llegar a formar una unidad tabular totalmente continua. 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.

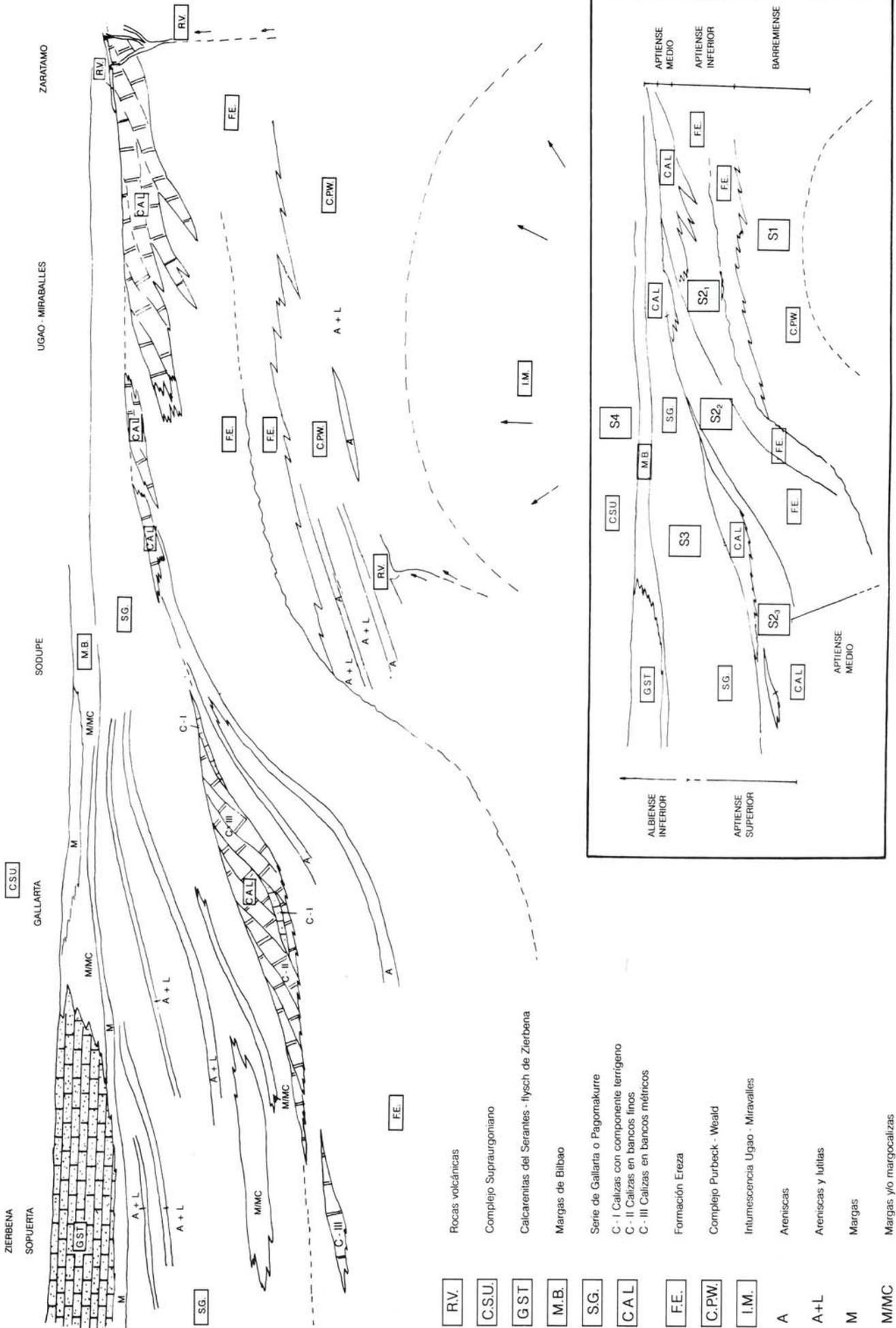


Figura 3.1.— Esquema idealizado mostrando la actividad de la intumescencia de Ugao - Miraballes y su reflejo en la subsidencia diferencial en el entorno del cuadrante durante el período Barremiense - Albiense inferior. En recuadro, distribución secuencial en el Cretácico inferior.

Durante la **secuencia S3**, que cierra el ciclo Urgoniano, las incipientes entradas deltáicas que tenían lugar 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 arrecifal, 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-Miravalles, fue contrarrestada en parte por el acúmulo de cuñas progradantes en la secuencia anterior S2 (figura 3.1.). El relleno del surco de Sopusuerta-Zierbena continúa en el Aptiense superior - Albiense inferior con el depósito de margocalizas nodulosas 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 el comienzo del depósito de las calcarenitas y margas que constituyen el término final de techo de la secuencia 3. Este representa el equivalente lateral de los grandes litosomos calizos de Jorrios y Aramotz (en los cuadrantes de Trucíos e Igorre respectivamente; figura 3.2.). Consta, por una parte, de las margas de Bilbao (muy escasamente representadas en el cuadrante), sedimentos finos, euxínicos, de cuenca carbonatada con ocasionales intercalaciones calcareníticas, margocalizas y brechoides; y por otra, de las calcarenitas de Serantes-Zierbena. El litosomo calcarenítico presenta signos de resedimentación (figura 3.3.) y está lateral y verticalmente relacionado con facies flyschoides alternantes, localmente deslizadas (zona de Lastras del Castillo), 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

(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.

El conjunto de calcarenitas y alternancias flyschoides se adapta a la morfología del surco Sopusuerta-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 o sus equivalentes septentrionales en Cantabria (ver figura 3.2.). La resedimentación de los niveles calcareníticos debió de incidir especialmente en áreas donde el talud fuese más inclinado, afectando en menor medida a los materiales más sudorientales.

Como resumen de la secuencia S3, en la figura 3.2. se dibuja un esquema paleogeográfico con aumento general de batimetría hacia el noreste, en donde comienza a instaurarse el surco flysch (G.^a MONDEJAR y G.^a PASCUAL, 1982) al tiempo que se mantiene en los cuadrantes de Zierbena, Santurtzi y Güeñes un surco subsidiario 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.

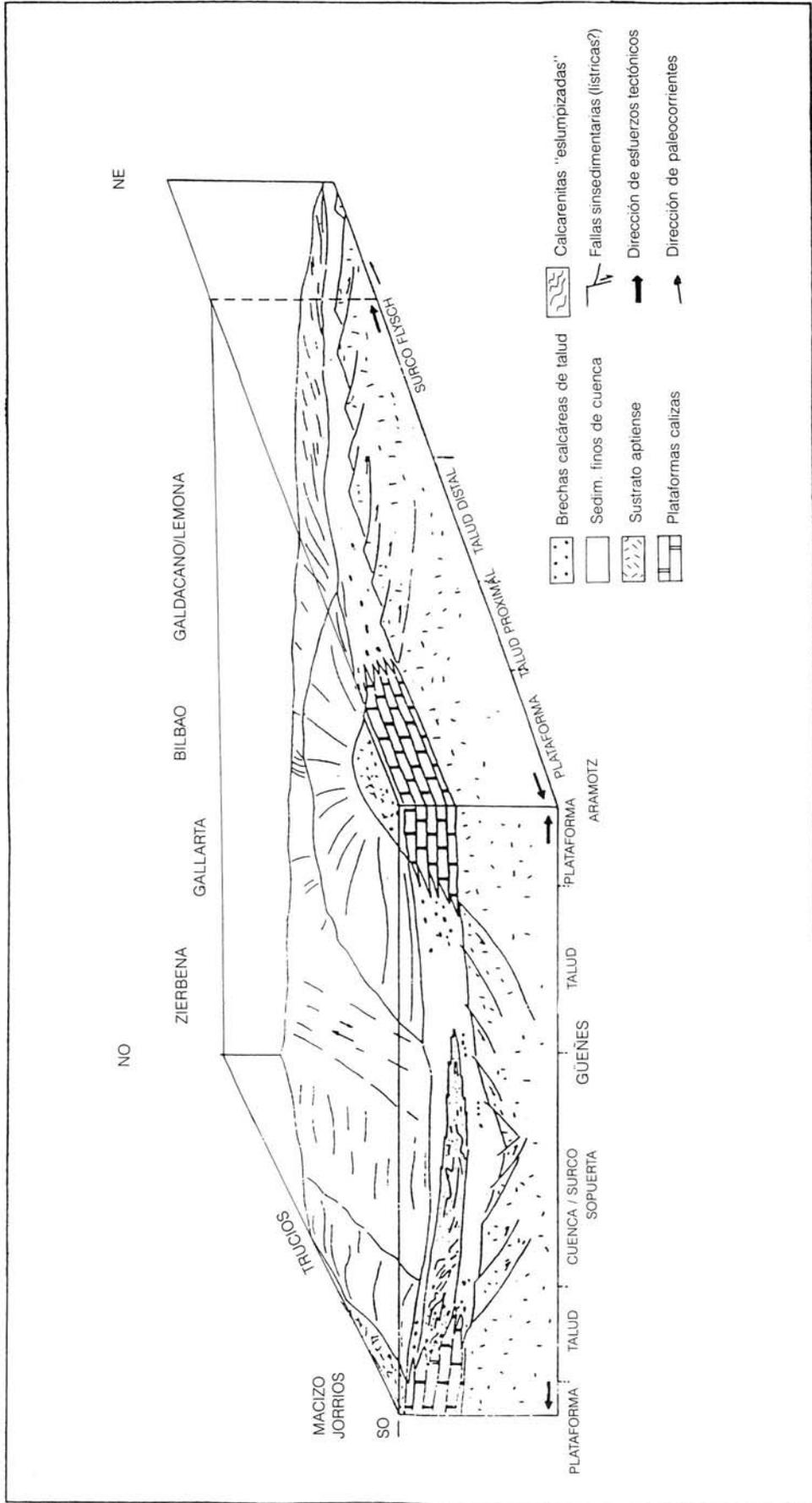


Figura 3.2.—Esquema paleogeográfico de la relación entre sedimentos de plataforma y cuenca carbonatada durante el Albiense inferior. Dicha relación está en función de los movimientos relativos del sustrato aptense. Obsérvese la existencia de dos surcos subperpendiculares de diferente entidad.

Figura 3.3.—Calcarenitas del Serantes y margas de Bilbao (Albiense 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.—Intercalación de margas estratificadas. 5.—Brecha calcarenítica cádica, 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 calcárea - rojiza con "ripples" (niveles de tormenta?). Estructura turbidítica T₁. 2.—Marga oscura. 3.—Marga clara, a veces con nódulos piríticos y calcáreos irregulares centimétricos, con rellenos geopetales.

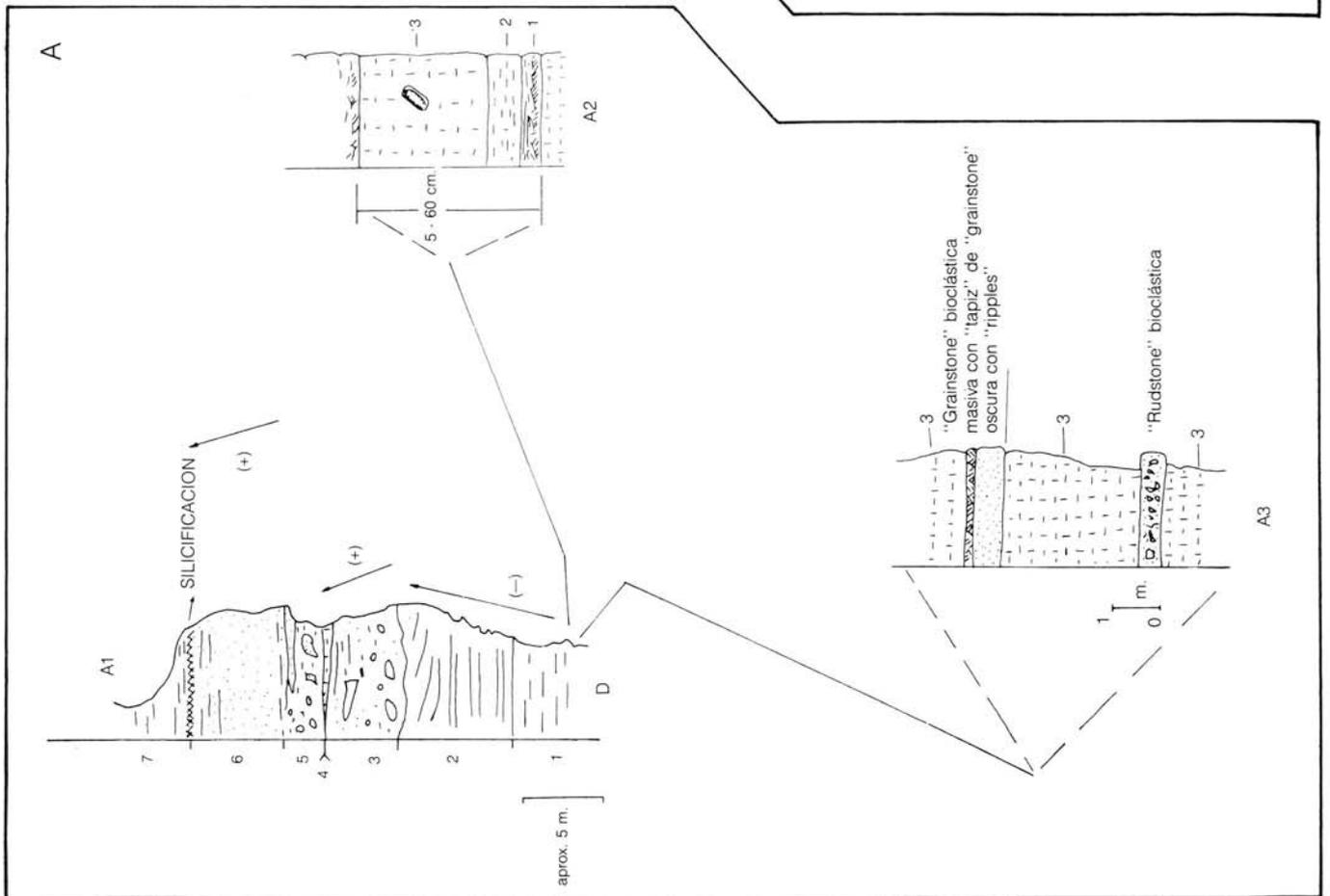
A3: Intercalaciones calcareníticas y calcirrudíticas cerca del tránsito a la base de la formación Durango (complejo Suprauragoniano).

B: Estructuras sedimentarias

B1: Aspecto general de alformamiento 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 con "flame - structures" y despegue entre estratos.



3.2. CICLO PALEOCENO SUPERIOR - EOCENO

El flysch carbonatado del Eoceno medio aflora exiguamente en Punta Galea, en forma de alternancia depositada en un talud activo, con numerosísimos "slumps", deslizamientos y capas olistostrómicas. La frecuencia de estos

fenómenos aumenta al ascender en la serie, lo que indica la aceleración, en el núcleo del Sinclinorio, de los fenómenos orogénicos compresivos correspondientes a los primeros episodios de la Orogenia Alpina. Una interpretación secuencial de los depósitos terciarios se muestra en la figura 3.4.

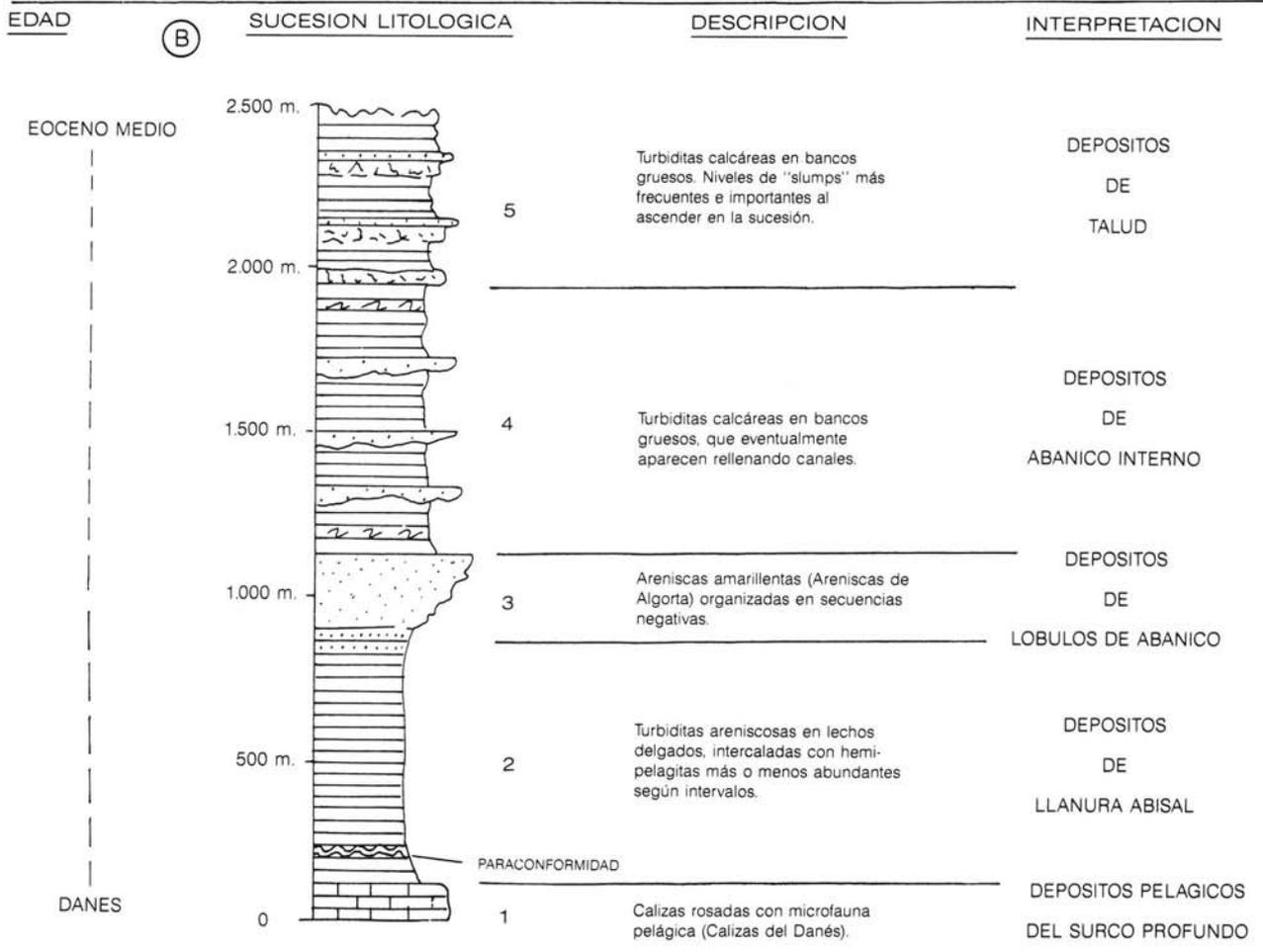
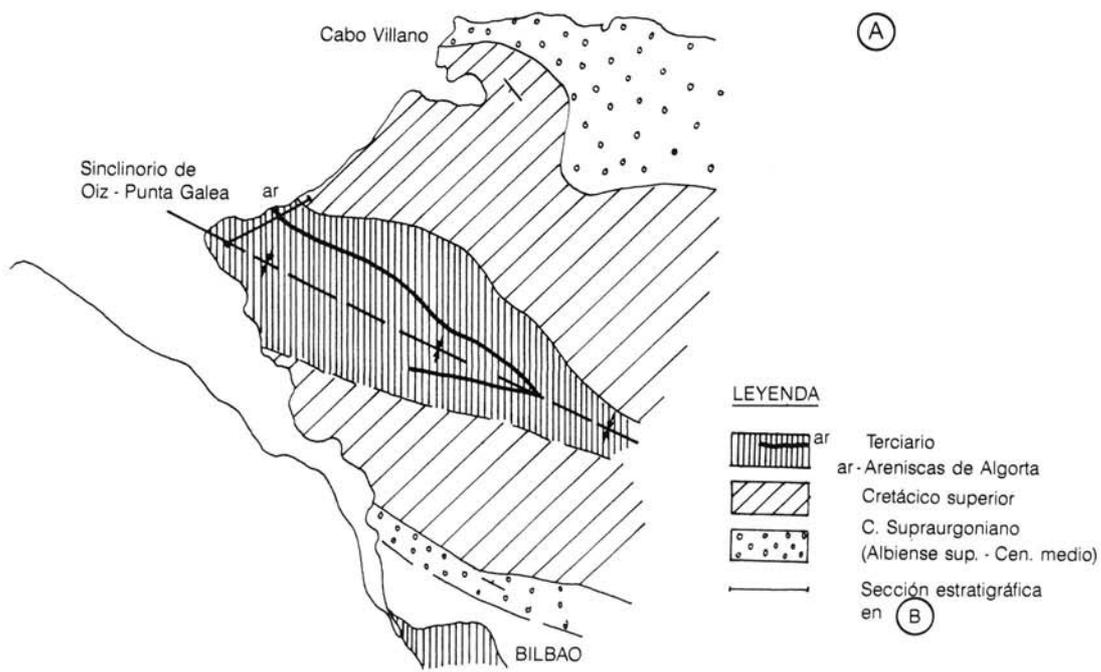


Figura 3.4.—Esquema cartográfico (A) y sucesión litológica (B) del Terciario en la zona de Punta Galea. Modificado de INGEMISA (1982)

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El cuadrante de Zierbena se sitúa en el extremo oeste del dominio tectónico conocido como Arco Vasco, donde esta estructura se articula con el Arco de Balmaseda, en las proximidades a la franja cabalgante de Ramales (figura 4.1.).

En esta zona convergen las unidades de Oiz, Yurre y Gorbea (figura 4.2), y resulta difícil diferenciarlas, puesto que los accidentes estructurales que las separan tienen una traza cartográfica nítida y saltos importantes hacia el sureste pero pierden importancia hacia el noroeste donde se sitúan los cuadrantes de Santurtzi, Güeñes y el propio Zierbena.

4.1. FASES DE DEFORMACION RECONOCIBLES

La superficie cartografiada en el presente cuadrante es relativamente reducida, por lo que el número de estructuras tectónicas reconocidas es forzosamente pequeño, necesitando además su descripción e interpretación de las observaciones realizadas en hojas próximas.

No obstante, en el presente capítulo se expondrá una breve descripción de las fases tectónicas reconocidas en la cadena Vasco - Cantábrica para pasar a su identificación en el cuadrante o su entorno inmediato.

Los materiales cretácicos del Arco Vasco fueron afectados por un tectonismo sinsedimentario muy activo, precursor de las fases alpinas principales. Estos primeros movimientos tectónicos del ciclo alpino fueron producidos por la reactivación de fallas tardihercínicas que involucraron a la cobertera mesozoica, formándose bloques que compartimentaron la Cuenca y desencadenaron la halocinesis de los materiales triásicos.

El resultado conjunto de los esfuerzos producidos es un rosario de paleoaltos (algunos de ellos domos diapíricos) y depresiones subsidiarias que se organizan según directrices de tipo N 120° E y N 30° E. Esta estructuración primaria incipiente es un factor que ejerce gran influencia en los plegamientos originados en fases posteriores, condicionando la evolución de las estructuras preformadas hasta que se transforman en 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 incipiente de tipo polifásico, a la que se denominará Fase 0, de carácter eoalpino.

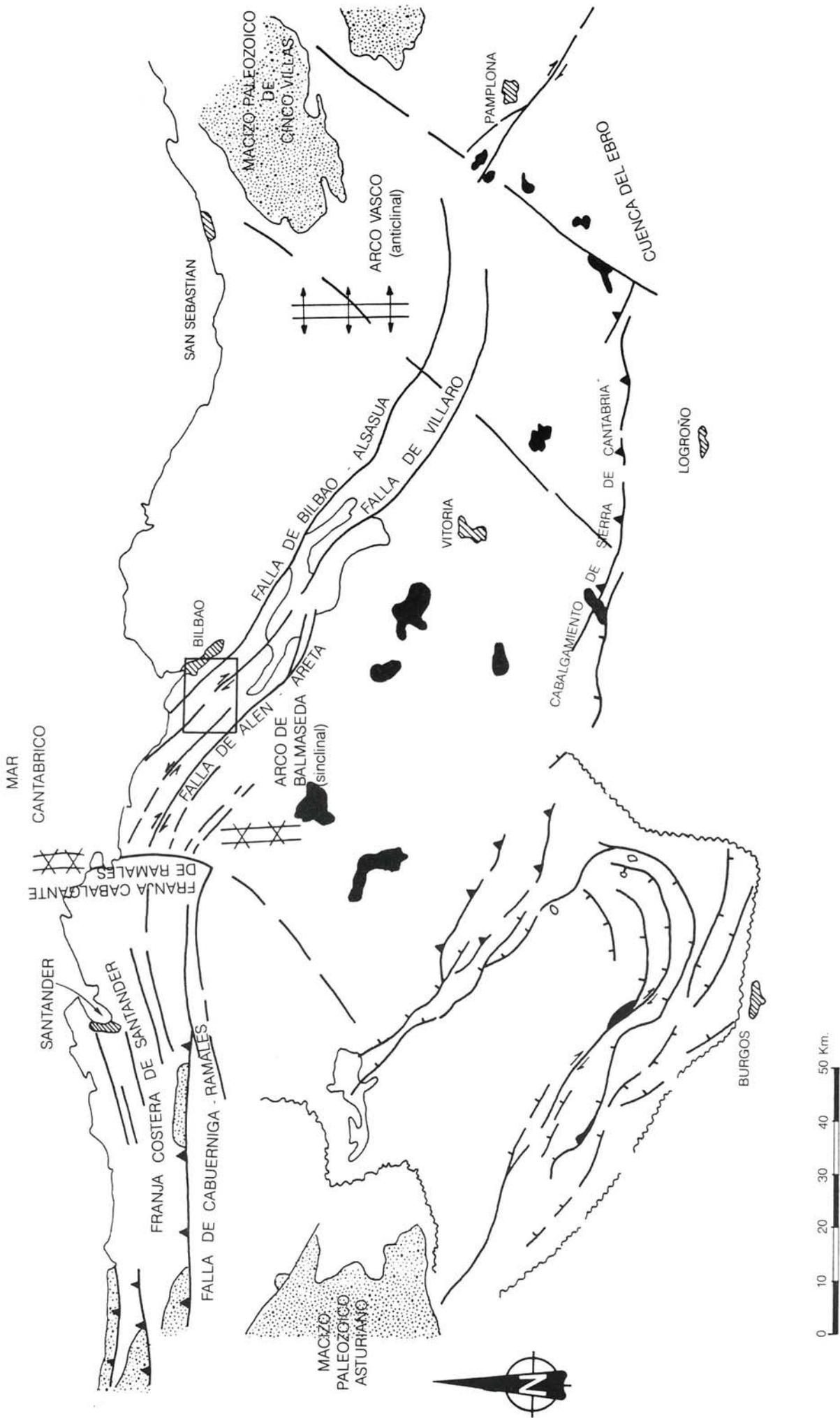


Figura 4.1.—Elementos tectónicos principales en la cadena vasco - cantábrica oriental. Destaca la variación del rumbo de las estructuras longitudinales originando diversos arcos. El recuadro indica la situación aproximada del cuadrante.

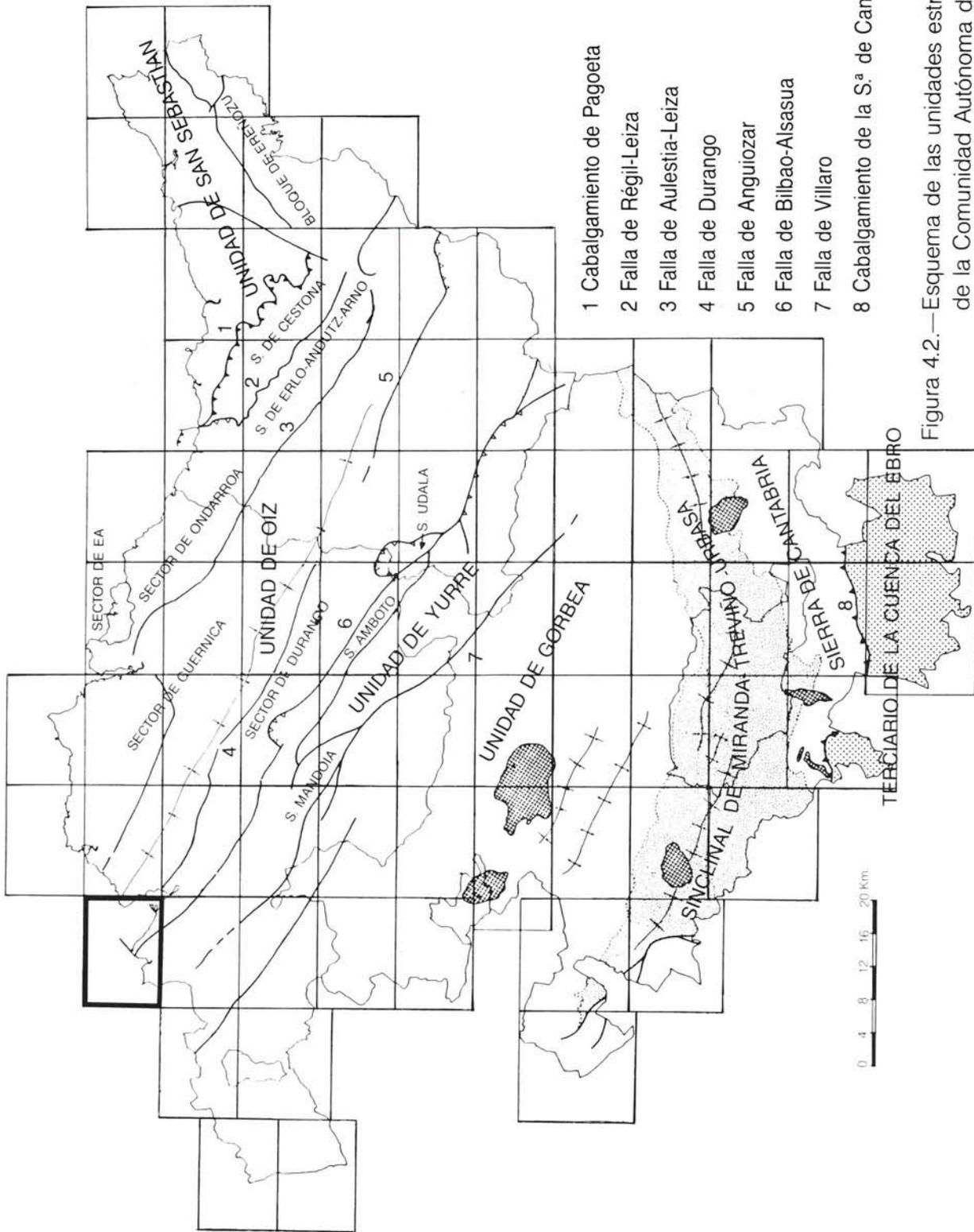


Figura 4.2.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

A ella cabría asociar, además de la preformación de los grandes pliegues, algunas estructuras menores de dirección N 70° E localizadas en el Arco Vasco, y que al ser prealpinas aparecen afectadas por las directrices regionales propiamente alpinas.

En los cuadrantes próximos al de Zierbena cabe destacar la presencia del paleoalto de Trucíos originado por la actividad sinsedimentaria de fracturas de orientación N 20° E a N 70° E durante el Albiense. Asimismo, el surco de Sopuerta-Zierbena era una depresión sinsedimentaria de orientación N 30° E preformada en el Albiense durante la mencionada 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 NO - SE (N 120° - 130° E), de plano axial vertical, o ligeramente vergentes 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.

Los ejes de los pliegues y las lineaciones asociadas a las estructuras de Fase I (ℓ_1), presentan cabeceos muy suaves del orden de 10° a 20°.

Dentro del cuadrante de Zierbena las estructuras dúctiles de Fase I son normalmente pliegues cilíndricos de amplio radio y plano axial vertical, cuyos flancos presentan normalmente buzamientos suaves.

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), y cuyas relaciones con la Fase I no son bien conocidas.

Independientemente del salto que presenten las fallas inversas, vergentes al noreste o suroeste, algunas estructuras oblicuas a ellas pueden considerarse como consecuencia de desplazamientos en dirección a lo largo de las mismas. Estos desplazamientos, cuya relación cronológica con las Fases I y II no está definida con claridad, son debidos al giro sinestroso del elipsoide regional de esfuerzos que precedería probablemente a una siguiente fase compresiva (Fase III).

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 horizontal.

Estos pliegues afectan a las estructuras de Fase I y a los desgarros asociados a ellas, si bien sus relaciones temporales con las estructuras de Fase II son desconocidas.

4.2. DESCRIPCIÓN Y SIGNIFICADO DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES

Dentro del cuadrante de Zierbena, y en relación con la Fase 0 sinsedimentaria, cabe mencionar únicamente el ya descrito surco sedimentario de Sopuerta-Zierbena. Los materiales sedimentados en esta depresión fueron retocados y plegados por fases posteriores cuya superposición originó la disposición estructural que ahora presentan los materiales en la zona.

Son, sin embargo, las estructuras de Fase I las mejor representadas dentro del cuadrante y en sus inmediatas proximidades.

Como estructuras más importantes asociadas a esta fase deben citarse el anticlinal de Bilbao y el sinclinal de Punta Galea (Sinclinorio de Bizkaia).

El anticlinal de Bilbao es una extensa estructura cartográfica de orientación NO-SE cuyo núcleo, en el que afloran materiales de edad Aptiense inferior, queda parcialmente representado en el vecino cuadrante de Santurtzi. En la hoja de Zierbena solamente aflora el flanco norte del anticlinal de Bilbao; en dicho flanco se desarrollan una serie de estructuras de menor entidad (figura 4.3) como son el anticlinal del Serantes y los pliegues cartografiados en los alrededores de la playa de La Arena. Estos pliegues menores son estructuras laxas, con buzamientos suaves en los flancos y plano axial vertical; mientras que el anticlinal del Serantes ocupa un corredor entre dos fallas cuyo movimiento ha propiciado un mayor grado de deformación en los materiales.

El sinclinal de Punta Galea (Sinclinorio de Bizkaia) es asimismo una estructura con gran extensión cartográfica, orientada NO-SE, en cuyo núcleo afloran materiales de edad terciaria. Dentro del presente cuadrante su representación cartográfica es muy reducida, si bien en los acantilados de Punta Galea puede observarse el cierre de la estructura. Una descripción más detallada sobre la morfología y principales características de esta estructura puede encontrarse en las memorias de los cuadrantes de Getxo (37-IV) y Durango (62-IV), entre otras.

Dentro de la hoja de Zierbena, el flanco norte del anticlinal de Bilbao aparece cortado por una serie de fallas subparalelas, entre las que destacan (ver figura 4.3).

- La falla de Bodovalle, que continúa hacia el sureste por el cuadrante de Santurtzi, en donde presenta una traza

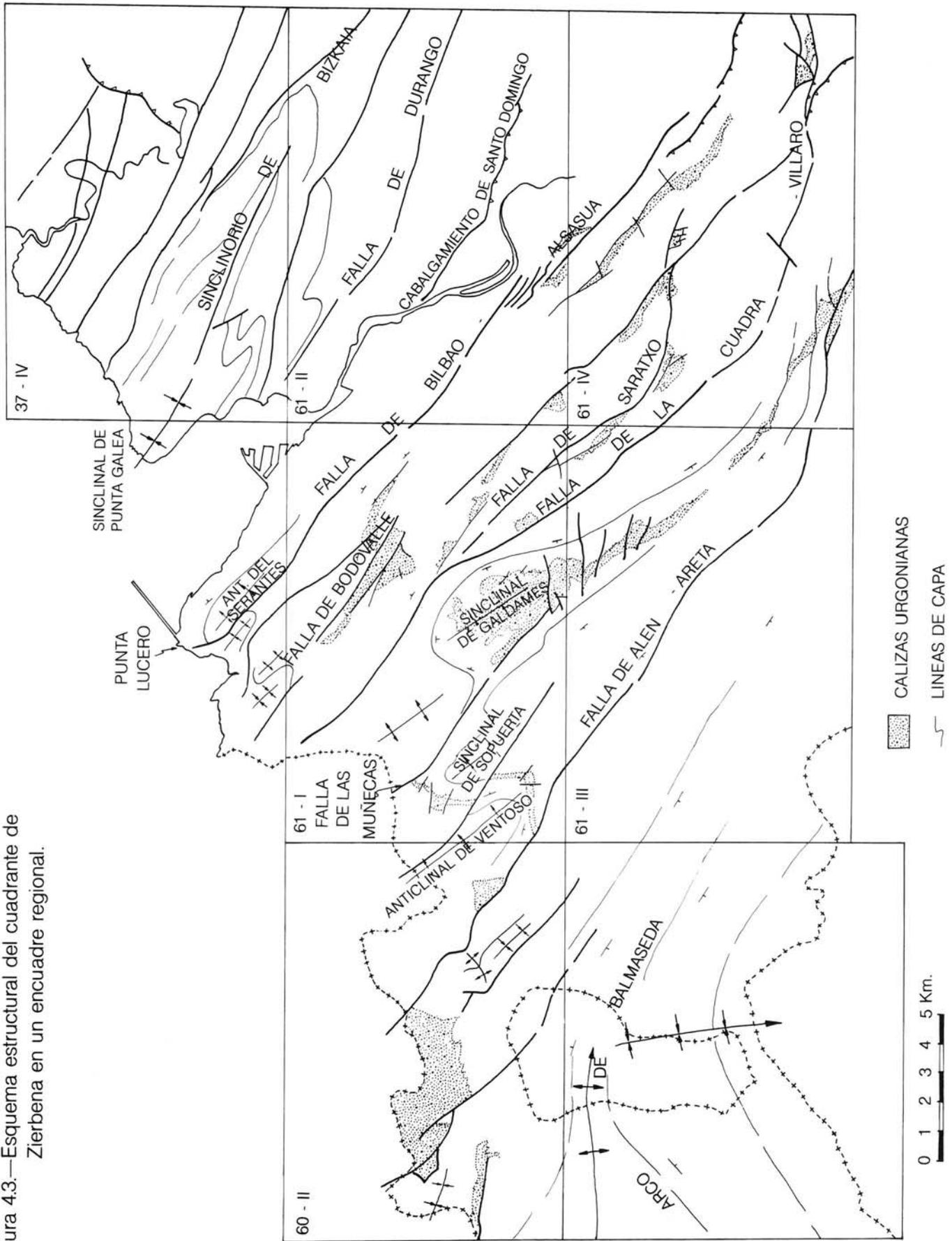
cartográfica más nítida y probablemente un mayor salto.

- La falla de Punta Lucero, representa la continuación del importante accidente estructural conocido como falla de Bilbao - Alsasua. Esta falla puede seguirse hacia el sureste atravesando todo el País Vasco como una falla de desgarre y/o falla inversa de vergencia norte, con importantes saltos tanto en la horizontal como en la vertical. Sin embargo, en el presente cuadrante se encuentra muy amortiguada manifestándose como una falla inversa de vergencia sur y con salto muy pequeño, tal y como se deduce de la cartografía geológica y de los cortes I-I' y II-II'.

La explicación de este aparente cambio en el régimen de funcionamiento de la falla puede deberse a un simple alabeamiento o plegamiento del plano de falla. También puede pensarse en la manifestación local de algún retrocambalgamiento de Fase II o en plegamientos diferenciales en ambos lados de la falla por lo que los saltos locales pueden ser de entidad muy variable y polaridad opuesta.

- Cabalgamiento de Santo Domingo, dentro del presente cuadrante su traza cartográfica debe discurrir bajo el mar por el puerto del Abra. Su orientación es NO-SE y delimita, junto a la falla de Punta Lucero, un corredor que presenta un grado de deformación más intenso que el resto de las zonas cartografiadas en la hoja, y en el cual se intruyen gran número de diques de rocas subvolcánicas. Estos diques encajan en fracturas de segundo orden producidas por el funcionamiento de ambas fallas.

Figura 4.3.—Esquema estructural del cuadrante de Zierbena en un encuadre regional.



La traza cartográfica del cabalgamiento de Santo Domingo puede reconocerse en el vecino cuadrante de Bilbao (61-II) en donde se manifiesta como un importante accidente estructural de vergencia norte.

No se han localizado estructuras de Fase III dentro del ámbito del presente cuadrante.



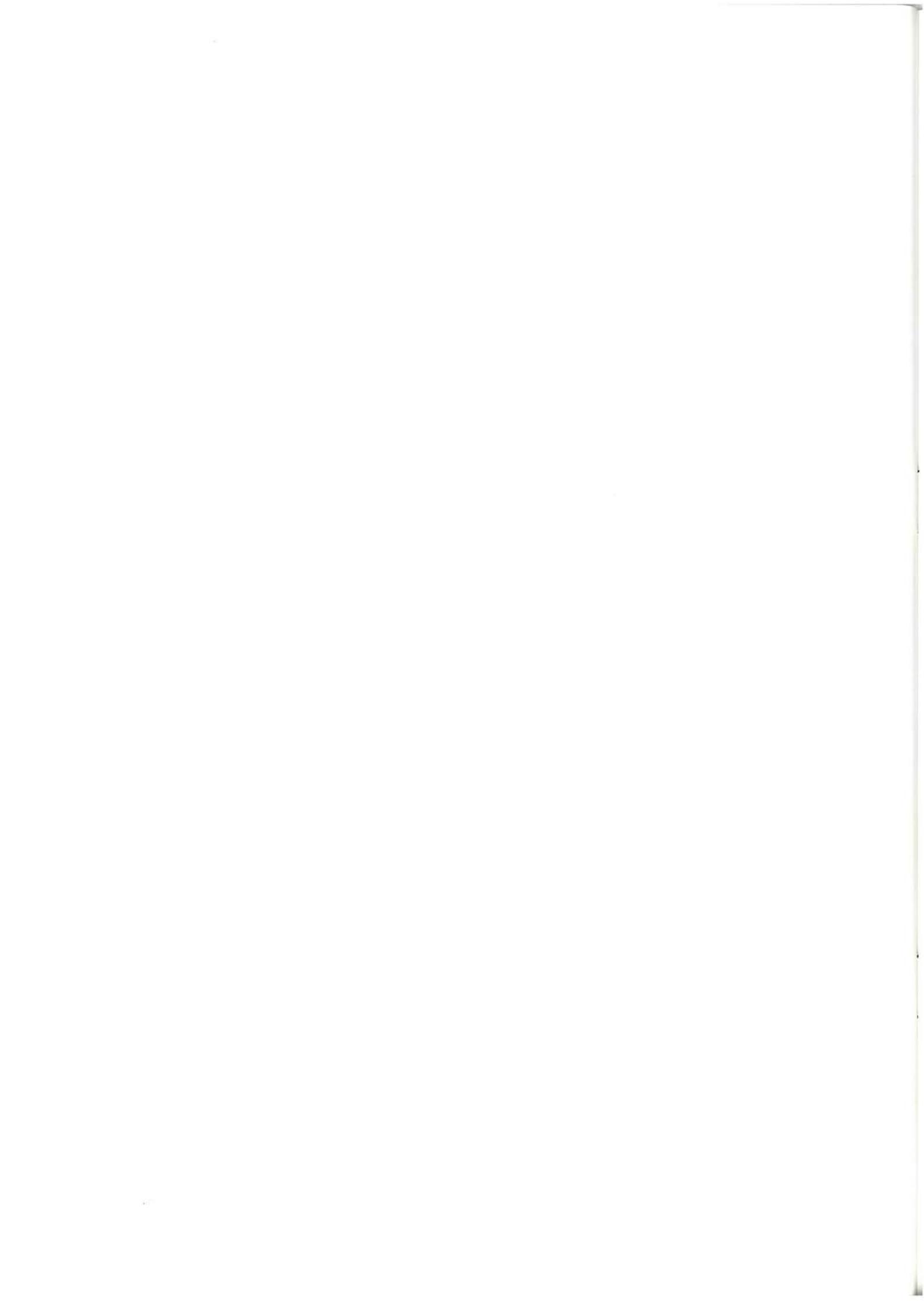
5. PETROLOGIA IGNEA

En este cuadrante la actividad ígnea se pone de manifiesto únicamente por rocas de morfología filoniana, no encontrándose vestigios de actividad volcánica.

Con posterioridad a los procesos diagenéticos e incluso a la deformación sufrida por todos los materiales se instalan, a favor de fracturas abiertas, numerosos diques de rocas subvolcánicas que pueden tener una potencia de varios metros.

Vistas a microscopio, se puede hablar de rocas porfídicas, compuestas por fenocristales de plagioclasa en una matriz también de plagioclasa que puede llegar a ser vítrea. Ocasionalmente pueden llegar a encontrarse fantasmas de melanocratos.

Resulta curioso el hecho que la mayor parte de los diques subvolcánicos presentes en esta hoja (al igual que los cartografiados en los vecinos cuadrantes de Santurtzi y Bilbao) encajan en una estrecha banda de orientación noroeste-sureste que queda limitada por dos fallas de igual dirección. Dentro de dicha banda, la orientación predominante de los diques oscila entre N 40° E y N 50° E, y encajan en fracturas que son perpendiculares a la estratificación y que probablemente son estructuras secundarias asociadas al funcionamiento de las dos fallas que limitan la banda.

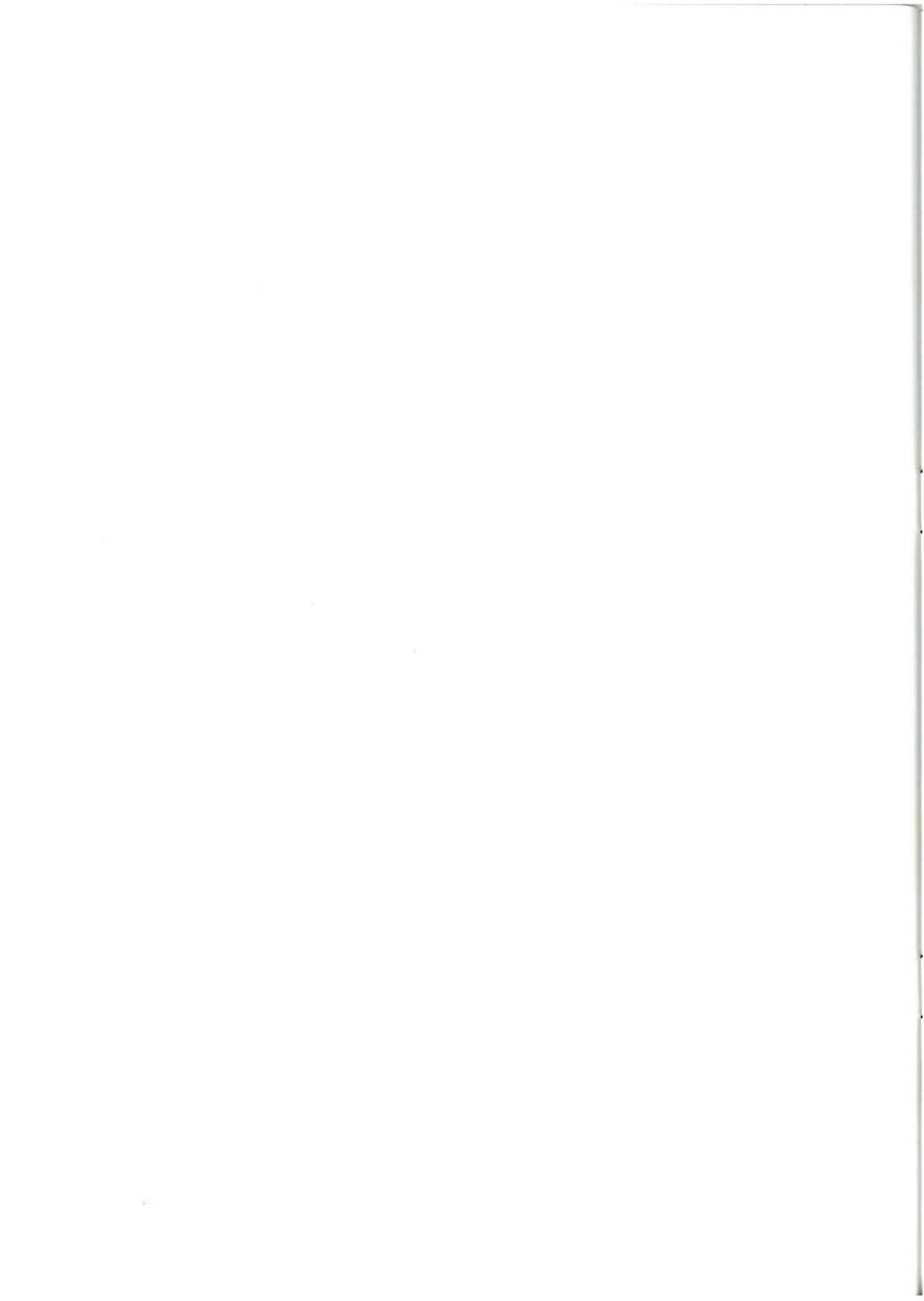


BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, J. M. (1975).—“Sedimentología y Paleogeografía del Albiense en la cuenca cantábrica”. Tesis Doctoral. *Estudios Geológicos* vol. XXXI, pp. 1 - 213. Instituto Lucas Mallada, C.S.I.C. (España).
- ANTIGÜEDAD, I. *et al.* (1983).—“Argumentos sedimentológicos e hidrogeoquímicos sobre la existencia de un diapirismo de materiales triásicos en el área de Dima (Vizcaya)”. *Bol. I.G.M.E.*
- 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”. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 22, pp. 1 - 60. Amsterdam.
- 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.
- FEUILLÉE, P. (1967).—“Le Cénomaniens des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique”. (Tesis Doctoral). *Mémoires de la Société Géologique de France*. Paris (nouvelle série) Mémoire N. 108, fascic. 3, 343 pp.
- FEUILLÉE, P. (1970).—“Y-a-t'il des Flysch Pyrénéens?”. *Bull. Soc. Geol. 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 Urganiano del sur de Santander”. *Universidad del País Vasco*. Facultad de Ciencias. Dpto. de Geología. Lejona - Bilbao. *Tesis Doctoral*. Published University Microfilms International. 673 pp., 203 figs., 10 anexos.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982).—“Aptiense y Albiense”. En: “El Cretácico de España”. *Universidad Complutense de Madrid*’.
- GARCIA MONDEJAR, J. y GARCIA PASCUAL, I. (1982).—“Estudio geológico del Complejo Urganiano el 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 Bilbaíno entre los ríos Nervión y Cadagua”. Facultad de Ciencias de Bilbao. *Universidad del País Vasco*, 152 pp., *Tesis de Licenciatura*.
- 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 - Albién cantabrique (Espagne)”. *Rev. Esp. Micropaleont.* num. extr. XXX aniv., pp. 159 - 178.
- MATHEY, B. (1983).—“Le système du flysch grésseux”. 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).—“Hydraulic interpretation of sand size distributions”. *J. Geol.* 84.
- MITCHUM, Jr. R. M. *et al.* (1977).—“The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis”. (In: *PAYTON, CG. E. 1977: “Seismic stratigraphy applications to the hydrocarbon exploration”*. Tulsa (Oklahoma). Am. Ass. Petrol. Geol. pp. 53 - 62.
- MONTADERT, L. *et al.* (1974).—“Continental margins of Galicia - Portugal and Bay of Biskay”. En: *The Geology of continental margins*. BURK y DRAKE, Ed. Springer Verlag, Berlín, pp. 323 - 342.
- 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.
- 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.
- RAT, P. (1959).—“Les Pays Crétacés Basco - Cantabriques”. *Publications de l’Université de Dijon*. Tesis Doctoral.
- RAT, P. y FEUILLÉE, P. (1967).—“Structures et paléogéographies Pyrénéo - Cantabriques”. *Institut des Sciences de la terre. Université de Dijon*. France. V.I. pp. 1 - 48.
- RAT, P. y PASCAL, A. (1979).—“De l’étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens”. *Geobios*. N 3, pp. 385 - 399.

- 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”. En: *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 Vasco-
gotic and Celtiberic Ranges (N. Spain). Mid Cretaceous events”. *Field Meeting, Northern Spain*. September, 1977.
- WILSON, J. L. (1975).—“Carbonate facies in geologic history”. Berlín, 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.



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA