



EVE

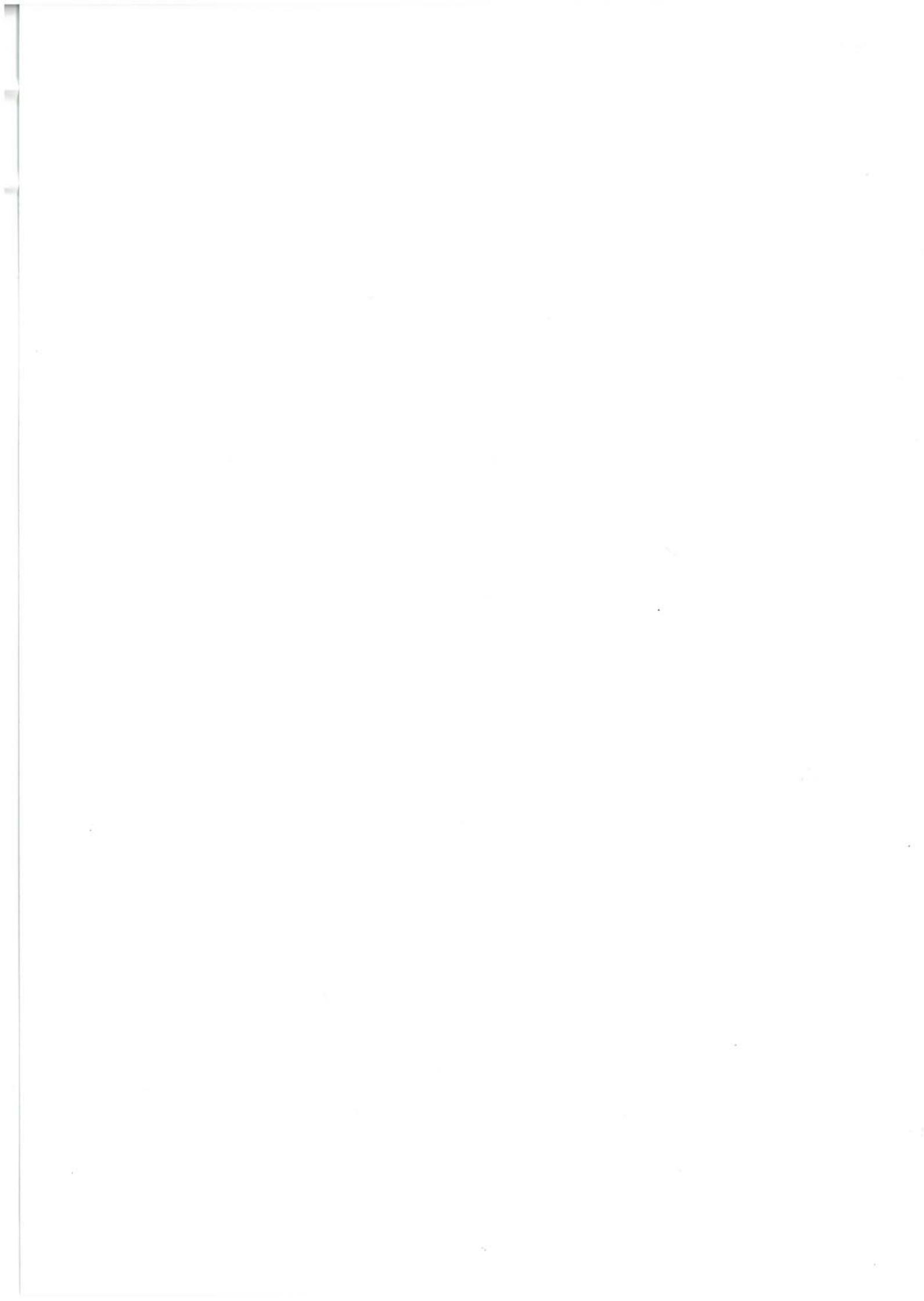
Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



37-IV GETXO

E: 1/25.000



**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

37-IV GETXO

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-417-93

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

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

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

- A. Garrote Ruiz
- J. García Portero
- 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. TRIASICO (1 y 2).....	11
2.2. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE GUERNICA.....	12
2.2.1. Cretácico inferior.....	12
2.2.1.1. Formación Deva (3 a 5).....	12
2.2.2. Cretácico superior (6 a 13).....	13
2.2.3. Terciario (14 a 24).....	16
2.3. CUATERNARIO (25 a 32).....	18
3. SEDIMENTOLOGIA	21
3.1. CICLO ALBOCENOMANIENSE O SUPRAURGONIANO (Albiense superior - Cenomaniense inferior).....	21
3.2. CICLO CRETACICO SUPERIOR - PALEOCENO (Cenomaniense superior - Montiense?).....	23
3.3. CICLO PALEOCENO - EOCENO (Montiense? - Luteciense?).....	29
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	33
4.1. FASES DE DEFORMACION RECONOCIBLES.....	33
4.2. DESCRIPCION Y SIGNIFICADO DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES RECONOCIBLES.....	35
5. PETROLOGIA IGNEA	39
BIBLIOGRAFIA	43

1. INTRODUCCION

El cuadrante de Getxo, a escala 1:25.000, forma parte de la hoja n.º 37 (Algorta) del mapa topográfico nacional 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 se encajan los cursos bajos de los ríos.

En este contexto general destaca sobre todo la morfología litoral, con presencia de playas de arena y cantos, campos de dunas, acantilados y plataformas de abrasión.

Los núcleos urbanos más importantes se encuentran próximos a la costa, se trata de Algorta, Sopela, Plentzia, Urduliz, Laukiz, Gatika y Berango. Las cotas más elevadas

están constituidas por los montes Umbe (302 metros) y Gallarraga (209 metros). Los cauces fluviales más importantes son los ríos Butrón, que desemboca en la bahía de Gorniz tras originar la ría de Plentzia, y Gobelas. Además existe gran número de arroyos.

El cuadrante de Getxo se sitúa geológicamente en las estribaciones occidentales de los Pirineos, dentro de la Cuenca Vasco - Cantábrica. Los materiales aflorantes son de edad Cretácico y Terciario, y están estructurados según directrices generales ONO - ESE, concordantes con las estructuras regionales más importantes de la Cuenca Vasco - Cantábrica. También hay asomos de Trías Keuper, arrasados entre bloques, e instalados a favor de zonas de fractura.

2. ESTRATIGRAFIA

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos se ha diferenciado en la región la Unidad de Oiz (Sector de Guernica).

Dado que el Trías no se considera integrado en ninguna unidad tectónica se describe aparte.

2.1. TRIASICO

El Trías aflora en diversos puntos de la hoja. Está constituido por ofitas y arcillas varioladas. La baja resistencia a la meteorización de estos materiales origina zonas deprimidas con extensos recubrimientos cuaternarios que impiden, en la mayoría de los casos, su observación. En ocasiones se han obviado estos recubrimientos para una mejor representación cartográfica.

Los afloramientos triásicos se disponen alineados según unas direcciones bien definidas que corresponden a una zona de debilidad tectónica.

Además de las litologías que conforman el Trías (ofitas, arcillas varioladas y evaporitas), se observan enclaves de rocas carbonatadas no cartografiadas de edad jurásica, desenraizadas por el emplazamiento de los materiales triásicos.

Ofitas (1). Constituyen la mayoría de los afloramientos triásicos en el área de San Lorenzo de Maruri.

Son microgabros en avanzado estado de meteorización. En los escasos afloramientos en que se observa la roca fresca, ésta presenta color verde oscuro sobre el que destacan las tonalidades blanquecinas de la plagioclasa alterada a sericita, y las verdes claras de epidota; este tipo de alteraciones producen un aspecto jaspeado en la roca.

Igualmente se puede apreciar un fuerte diaclasado decimétrico, localmente relleno por epidota, calcita y oligisto especular. Este diaclasado es el responsable del progreso de la intensa meteorización sufrida por la roca, que en algunos casos supera los 10 metros.

En cortes recientes de la capa de alteración superficial, aún se aprecia la estructura primaria de la roca, e incluso pueden recogerse restos frescos en forma de pequeños bolos que forman el corazón de cuerpos de roca, diferenciados por la fracturación, en los que la meteorización progresa de forma radial.

El aspecto general que presenta la zona alterada es el de un suelo franco pardo - rojizo, muy equilibrado, con alta capacidad de intercambio, características que, unidas a la suave

topografía, hacen de este suelo el más rico de la región.

Arcillas varioladas (2). Aparecen en pequeños afloramientos, con coloraciones típicas de la facies germánica, rojas y verdes, y no presentan en general ninguna estructura.

Localmente las arcillas presentan concentraciones salinas, generalmente yesíferas. Los yesos en etapas posteriores se disuelven y redepositan según fracturas anastomosadas que llegan a conferir un aspecto mallado a las arcillas.

En algunos casos estos yesos han sido objeto de explotación.

2.2. UNIDAD DE OIZ

2.2.1. Cretácico inferior

2.2.1.1. Formación Deva (3 a 5)

Definida por G. MONDEJAR (1982), es equivalente al "Complejo Supraurgoniano" de RAT (1959), al "Flysch negro" de RAT y FEUILLÉE (1967) y al "Deva Flysch" de VOORT (1963). Consiste en una serie formada por una alternancia de lutitas, areniscas y conglomerados. Estos materiales se combinan de tal forma que definen, según su abundancia relativa, un conjunto de elementos diferentes dentro de la sucesión que, aunque integrados dentro de ella, muestran características propias.

Areniscas y conglomerados (3). Se denominan así los tramos en los cuales, como componentes mayoritarios, las areniscas, microconglomerados y conglomerados dominan claramente en proporción sobre los niveles de lutitas. Los niveles areniscos y conglomeráticos presentan potencias decimétricas e incluso métricas, y se encuentran frecuentemente anastomosados.

Los conglomerados son orto y paraconglomerados.

Areniscas y lutitas. Niveles de volcanitas (4). Este término se define así porque presenta un porcentaje similar de niveles de lutita y arenisca. Las lutitas están compuestas por materiales detríticos 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; esta puede hallarse 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 aprecian 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 tonalidades más claras, entre grises y pardo - amarillentas. Estos materiales localmente 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 de vegetales parcialmente transformados en carbón).

Los granos son redondeados a subredondeados, el cemento es silíceo y ocasionalmente carbonatado. En muestra no alterada presentan coloraciones grises y 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 asociado al aumento de la potencia de sus bancos y

al mayor desarrollo, en su caso, de las series turbidíticas de BOUMA. Son frecuentes también los niveles conglomeráticos o microconglomeráticos.

Dentro de este término (4) aparecen nivelillos milimétricos - centimétricos de tobas finas muy retrabajadas.

Argilitas y/o limolitas (5). Conforman esta litofacies aquellos tramos en los que existe un claro predominio de los materiales lutíticos sobre los areniscosos. Las características de los materiales son las mismas que las descritas en el tramo anterior.

Las lutitas se presentan en niveles que alternan o incluyen estratos, generalmente poco potentes, de arenisca, algunos horizontes ferruginosos, y de rocas volcánicas interestratificadas de poca potencia.

En zonas donde este tramo está en contacto con formaciones carbonatadas, su proporción de carbonato aumenta con la proximidad a dicho contacto.

Dentro de la formación Deva son muy frecuentes los nivelillos de rocas volcánicas que no presentan entidad cartográfica, como sí ocurre en la sucesión del Cretácico superior. Aparecen intercalados a cualquier altura de la serie y asociados a todas las litofacies diferenciadas, aunque son más abundantes hacia el techo, sobre todo en relación con los tramos lutíticos y limolíticos. Se trata fundamentalmente de niveles de rocas volcanoclásticas (cineritas, tobas y brechas) de diferentes granulometrías. Existen además, aunque menos numerosas, coladas de "pillow - lavas". Las características de estas rocas serán descritas dentro del Cretácico superior.

La formación Deva presenta en este cuadrante una potencia máxima de 2.000 metros.

Finalmente, se debe destacar que la formación Deva presenta una organización flyschoides bien definida, encontrándose frecuentemente estructuras sedimentarias que indican el origen turbidítico de la serie.

Sobre este conjunto siliciclástico comienza la deposición de materiales carbonatados atribuidos al ciclo del Cretácico superior.

2.2.2. **Cretácico superior** (6 a 13)

Las **margas, calizas y calcarenitas con sílex** (6) afloran a diversas alturas de la serie, marcando el inicio del ciclo carbonatado con el que comienza el episodio sedimentario del Cretácico superior.

Consiste en una sucesión alternante de margas, calizas y calcarenitas con niveles de sílex más o menos nodulosos. Frecuentemente se encuentran algunos niveles de areniscas, conglomerados y microconglomerados asociados a esta litología.

Brechas polimícticas y calcarenitas con sílex (7). Se trata de un conjunto de brechas de diversos tipos y litologías, que presentan potencia y extensión lateral variables.

Los cantos que las constituyen son de tamaños diversos desde centimétricos a métricos. Así mismo, las litologías son variables: pueden aparecer en distintas proporciones cantos de margas, cuarcitas, rocas volcanoclásticas ("pillow-lavas") y/o areniscas, en matriz generalmente margosa.

Menos comunes son las brechas con cantos de roca volcánica y margas, en matriz arenosa o microconglomerática. Dentro de todo este conjunto se observan, además, niveles de areniscas, microconglomerados y ortoconglomerados silíceos, niveles de calcarenitas con orbitolinas, margas, margas con sílex y a veces

rocas volcanosedimentarias (brechas y tobas).

Es de destacar la existencia generalizada de cantos subredondeados de cuarcita en todas las litologías mencionadas.

El término en general consiste en un paquete de potencia variable, desde unos pocos metros a 100 metros, que incluye cantos y olistolitos de diversa procedencia, caliza urgoniana, margas con sílex, areniscas y lutitas, conglomerado silíceo, etc. La matriz puede ser margosa, arenosa o arcillosa, según la transversal que se corte.

Areniscas y conglomerados (8). Se trata de niveles decimétricos de areniscas y conglomerados silíceos, relacionados con brechas olistostrómicas.

Son de color claro y presentan estratificación cruzada, granoselección y marcas de muro.

La potencia máxima es de aproximadamente 100 metros, acunándose hacia los extremos.

Alternancia de margas, margocalizas y calcarenitas (flysch detrítico carbonatado) (9). Es una sucesión alternante 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. La potencia máxima deducida para este tramo es de 500 metros.

Rocas volcánicas (volcanitas básicas) (10). Bajo esta denominación se agrupan varias litologías diferentes: rocas volcanoclásticas, coladas de "pillow - lavas" y coladas de rocas microgranudas.

Como rocas volcanoclásticas, se han considerado rocas de granulometría variada;

en el campo se pueden distinguir tres tipos: cineritas, tobas y brechas.

Las cineritas no son muy representativas. Se disponen según finos bancos interestratificados en materiales de granulometría mayor.

Las tobas son abundantes. Presentan tonalidades verde claro muy características. Suelen estar fuertemente meteorizadas, lo que las hace deleznable.

Se encuentran niveles interestratificados de rocas carbonatadas en relación con ellas, aunque es más frecuente que se hallen relacionadas con otras rocas volcánicas. La continuidad lateral de estos niveles es restringida, y se presentan con potencias muy variadas, desde unos pocos centímetros a varios metros. La trama está compuesta por cantos angulosos o subredondeados de rocas volcánicas diversas, tales como rocas almohadilladas, vítreas, porfídicas, etc., inmersos en una matriz que proviene de la trituración de ellas mismas.

Con frecuencia presentan granoselección y otras estructuras sedimentarias.

Las brechas son muy abundantes en todo el conjunto volcánico. Están constituidas por cantos heterométricos y angulosos inmersos en una matriz de tamaño de grano medio a grueso y aspecto tobáceo. El porcentaje de matriz es muy variable. Se observan todos los pasos intermedios entre brechas con matriz escasa a tobas con cantos muy aislados.

La composición litológica de los cantos es variable. Abundan los fragmentos de lava almohadillada, encontrándose, además, fragmentos de roca vítrea y de rocas con texturas fluidales y porfídicas.

Entre las coladas se han reconocido dos tipos principales: coladas de lava almohadillada y coladas basálticas; determinados por las condiciones de emisión del material lávico.

Las coladas de lava almohadillada son las más abundantes. Se presentan según cuerpos de geometría irregular (marcada por la cuenca de acumulación), ofreciendo potencias muy variables, que oscilan entre unos pocos centímetros y centenares de metros, y continuidad lateral restringida.

Aparecen interestratificadas, bien con otras rocas volcánicas o con rocas sedimentarias.

El tamaño de las almohadillas oscila entre 25 centímetros y 1 metro, siendo esporádicamente mayores (como las de Meñakoz). Presentan con frecuencia estructura interna marcada por la concentración de vacuolas y fracturas radiales.

La forma de las almohadillas es aproximadamente elipsoidal, modificada por el empilamiento y adaptación de unas con otras.

Los huecos existentes entre almohadillas se rellenan de material piroclástico y calizas, margocalizas, calcita y/o cuarzo.

Las coladas masivas son frecuentes, aunque no llegan a tener un desarrollo como el observado en las coladas de lava almohadillada. Presentan potencias que varían desde algunos centímetros a varias decenas de metros. Se disponen concordantemente, bien sobre rocas sedimentarias o bien sobre otros episodios volcánicos.

Son rocas muy compactas, de color oscuro e intensamente fracturadas. En afloramiento presentan textura porfídica, con fenocristales de piroxeno y plagioclasa en una matriz microcristalina. El carácter porfídico puede llegar a desaparecer adquiriendo entonces la roca un aspecto microcristalino o vítreo según zonas de la colada (bordes vítreos y núcleo cristalino). Son frecuentes las vacuolas, generalmente rellenas de calcita. El número de las

mismas aumenta de muro a techo en la colada, confiriendo a la misma un aspecto zonado. Las vacuolas se orientan según la dirección de flujo de la colada.

Alternancia de areniscas calcáreas y margas (flysch detrítico) (11). Se trata de intercalaciones más arenosas en el flysch carbonatado. Consiste en una serie alternante de areniscas carbonatadas y margas muy decalcificadas, que muestran coloraciones amarillas muy características.

Las areniscas tienen tamaño de grano medio y presentan numerosos niveles de acumulación de restos vegetales.

Este término aflora como una cuña en la zona central de la hoja, la potencia que se le estima se halla entre los 50 y 100 metros.

Margas y margocalizas grises (12). 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. Se atribuye este tramo al Maastrichtiense inferior - medio.

Presentan una potencia de unos 100 metros.

Margas y margocalizas (rojas y grises) (13). Sobre el paquete descrito anteriormente se depositó un nuevo tramo formado esencialmente por margas de tonos rojizos o vináceos, que pueden incluir algunos nivelillos de margocaliza o calizas de poca potencia.

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

Se estima que puede llegar a tener potencias superiores a los 50 metros.

2.2.3. Terciario (14 a 24)

La sedimentación terciaria comienza con los materiales del Paleoceno, que en su base está formado por calizas y margocalizas rojas y grises.

Los diferentes términos que se describen a continuación se corresponden con el corte de los acantilados de Sopela - Barrika, de excepcional calidad geológica, con una potencia de más de 2.000 metros.

Calizas y margocalizas (rojas y grises) (14). Es una serie alternante de calizas y margocalizas donde el espesor de los bancos calizos está comprendido entre 10 y 30 centímetros, aunque algunos pueden alcanzar los 60 centímetros.

La mayor parte de los lechos margocalizos presentan un espesor comprendido entre 2 y 7 centímetros, si bien algunos pueden superar los 10 centímetros.

En Sopela el primer nivel de calizas es de color gris; a partir de aquí, se presentan algo menos de 4 metros en los que tanto las calizas como las margocalizas varían su coloración entre el gris y el rosa, según los casos. Por encima, la coloración rosa es constante durante 28 metros. De ahí hasta el final del tramo la coloración también es constante pero gris.

Después de la zona rosa prosigue la serie con 3 metros de margas rojizas en la base y algo más claras, mezcladas con otras de color gris, en la parte superior. Esta sucesión característica, al igual que los demás materiales del tramo, es muy constante en todos los afloramientos paleocenos de la región.

Margas y margocalizas (15). A continuación aparece nuevamente una alternancia de margas y margocalizas grises. Se puede observar claramente cómo la riqueza de carbonato decrece hacia la parte alta de la serie.

La potencia máxima de este término es de 80 metros.

Brechas olistostrómicas (16). Por encima de los términos descritos anteriormente se sitúa, aunque no se ha observado nunca el tipo de 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 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 **microconglomerados y areniscas** (17). Son cuerpos lenticulares de potencia máxima superior a los 100 metros, formados por microconglomerados y areniscas silíceas con finas intercalaciones limolíticas, que presentan características turbidíticas y dan resaltes fuertes en la topografía (Urduliz, Umbe, Lauros).

Areniscas, lutitas y margas (18). Es una sucesión detrítica que se sitúa a la misma altura estratigráfica y/o en paso lateral con el tramo anteriormente descrito.

* * *

Sobre el conjunto paleoceno se instala una sucesión, que puede observarse en el corte de los acantilados de Sopela y Getxo, sin interrupción desde el Eoceno inferior al Eoceno medio.

Alternancia de areniscas calcáreas, calcarenitas, margas y calizas micríticas (19). Forman un término que abarca

materiales de edad Eoceno inferior y aflora entre la parte este de la punta Solondotas (donde contactan tectónicamente con rocas del Cretácico superior) y la punta de Azkorri, a lo largo de toda la llanura de Barinatxe.

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.

En este corte se observan bien las características de los materiales que componen la serie.

Los primeros 190 metros, en los que la proporción de rocas carbonatadas es mucho mayor que en el resto ("Flysch margo-calizo paleoceno" de RAT, 1959), corresponden a los tramos que se describen a continuación.

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 más gruesas, que presentan la secuencia 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 las más potentes, fenómenos de estratificación gradada, siendo muchas de ellas microconglomeráticas en la base, con restos de fauna de plataforma (nummulítidos, orbitolínidos, fragmentos de equínidos y de lamelibranquios, etc.) (ORUE-ETXEBARRIA, 1983), y limolíticas en el techo.

Las areniscas alternan con niveles de margas, en mayor o menor proporción. Han sido diferenciados en cartografía algunos de los tramos con mayor proporción de niveles areniscosos como término (21).

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 (20).

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". MIDDLETON (1976).

Calizas micríticas, margocalizas y margas (20). Es una alternancia en estratos decimétricos, de caliza micrítica, margocaliza y marga de color gris claro, que se ha localizado a diferentes alturas de la serie (19).

Areniscas y margas (21). Son los tramos diferenciados en cartografía siguiendo un criterio de mayor abundancia de arenisca calcárea dentro de la serie general (19).

Areniscas, microconglomerados y lutitas (22). Secuencia compuesta por areniscas amarillas en estratos potentes y delgadas intercalaciones de margas finamente laminadas. El color real de las areniscas en corte fresco es gris pero, por efecto de la oxidación de los minerales que contienen, muestran en los afloramientos un color amarillo que las hace fácilmente diferenciables. Presentan frecuentemente contactos netos, erosivos en el muro, y pasan gradualmente, a techo, a las margas suprayacentes. Se trata de turbiditas clásicas (BOUMA, 1962) en las que una parte importante de los componentes es de tipo carbonatado. En la base de la capa, dentro del nivel *a* de la secuencia de BOUMA, aparece en muchos casos fauna de plataforma, así como marcas de corriente del tipo "flute cast" y "groove cast" y estructuras de carga en el muro. Resulta fácil, además, encontrar ichnofósiles (*Palaeodyction*, *Zoophycus*, *Helminthoidea*, etc.) que, con ciertas reservas, se pueden utilizar como índices batimétricos (CRIMES, 1973).

También se encuentran estructuras que evidencian la movilidad del sedimento durante la deposición: estructuras "dish" o pilares de arena, así como fenómenos de cementación carbonatada diferencial durante la diagénesis (KNOX, 1976).

Según WALKER y MUTTI (1973), facies de este tipo son las propias de depósitos de conos submarinos profundos ("deep-water fan deposits"), más concretamente de la parte media de estos conos.

Margas, micritas, calcarenitas y areniscas calcáreas (23). Es una serie alternante de margas y areniscas calcáreas con predominio de las litologías de grano más fino. Se observan además algunos niveles más carbonatados interestratificados.

Calizas micríticas, margas, calcarenitas y areniscas calcáreas con nummulites (24). Este último tramo comprende las rocas que afloran desde la punta de Azkorri hasta la punta de La Galea (cuadrante de Zierbena), a lo largo de las playas de Gorrondatxe, Albiribiltxe, del Saneamiento y Paluena. Es precisamente en la punta de La Galea (cuadrante de Zierbena) 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 olistostromica, que pasa gradualmente a una caliza micrítica.

La frecuencia de aparición de esta secuencia y su potencia es mayor, salvo excepciones, hacia el eje del Sinclinorio.

En los estratos areniscosos de este tramo se pueden observar, al igual que en los dos tramos anteriores, una gran cantidad de estructuras sedimentarias, tanto internas como externas. En las areniscas más gruesas y, sobre todo, en aquellas que descansan directamente encima de "slumpings" u olistostromos, 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 pueden 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 mejor desarrollados en el cuadrante de Getxo son los relacionados con los ríos Butrón y Gobelás, así como los depósitos de la costa.

Se distinguen dos tipos de depósitos de origen fluvial: los **depósitos aluviales** (26), 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. Por otro lado, las **terrazas** (25) presentan características muy similares, pero tienen menor proporción de finos. Se ha cartografiado una terraza al oeste de Maruri.

Los depósitos de ladera son esporádicos dentro de este cuadrante. Se han agrupado como **depósitos coluviales** (27) 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 bloques silíceos algo redondeados y con abundante fracción arcillosa.

Las **dunas** (28) 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** (29), cuyos depósitos arenosos, bastante bien clasificados, son de origen diverso, con gran cantidad de restos de cochas que pueden dar porcentajes de carbonatos de más del 50%. Además de los depósitos actuales también se han representado restos de playas cuaternarias más antiguas que han quedado colgadas al descender el nivel del mar.

Fangos estuarinos (30). Son depósitos de tamaño limo o arcilla, normalmente de

aporte fluvial, que se disponen horizontalmente intercalados con los **depósitos arenosos estuarinos** (31) en la ría de Plentzia. Estas acumulaciones tienen características muy similares a las de las playas, con mayor contenido en carbonatos, y su origen es generalmente marino.

Depósitos antropogénicos (32). 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 Getxo 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 los siguientes ciclos sedimentarios mayores:

- Ciclo Albocenomaniense (Albiense medio - Cenomaniense inferior).
- Ciclo Cretácico superior - Paleoceno (Cenomaniense superior - Montiense?).
- Ciclo Paleoceno superior - Eoceno (Ilerdiense - Cuisiense inferior?, dentro del cuadrante).

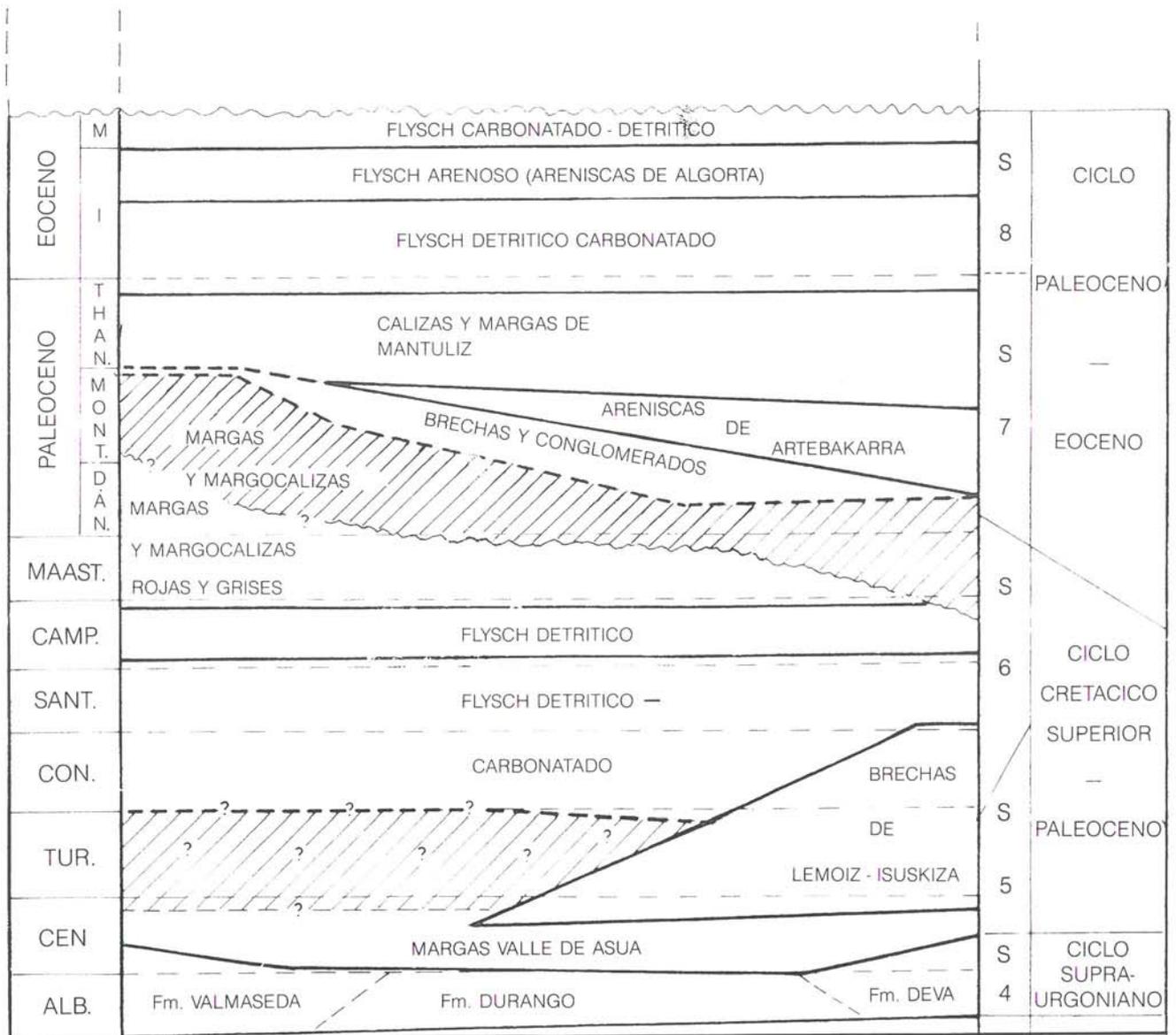
Cada uno de estos ciclos tectosedimentarios está compuesto, por grupos (frecuentemente parejas en el Cretácico inferior) de

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 Bilbao y Lezama).

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

3.1. CICLO ALBOCENOMANIENSE O 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



 Hiato
 Discordancia

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

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 los "fan-deltas" que se apoyan sobre un continente septentrional, y en menor medida por el gran sistema deltaico de la formación Valmaseda que desborda y rebasa desde el sur el umbral de la falla de Bilbao. Posteriormente, estos terrígenos de talud (formación 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 3.2.

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 3.3, 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. Asociado a esta inestabilidad de base, tiene lugar un pequeño episodio basal positivo, seguido del principal episodio progradante. En este cuadrante el episodio progradante viene dado por una macrosecuencia negativa desde talud inferior o llanura

de cuenca, pasando por "slumps" y "debris-flow" lutítico - arenosos, hasta areniscas masivas, quizá producto de flujos de granos o de corrientes tractivas, más o menos canalizadas.

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

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. Además, parece darse una correspondencia entre las efusiones volcánicas del norte (Armitza) 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 3.4.

3.2. CICLO CRETACICO SUPERIOR - PALEOCENO (Cenomaniense superior - Montense?)

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

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

En este sector de la Cuenca Cantábrica, la transgresión del Cretácico iniciada en el episodio Urganiano, continuó en el Cenomaniense interrumpida por una fase regresiva en el Cenomaniense superior manteniéndose la

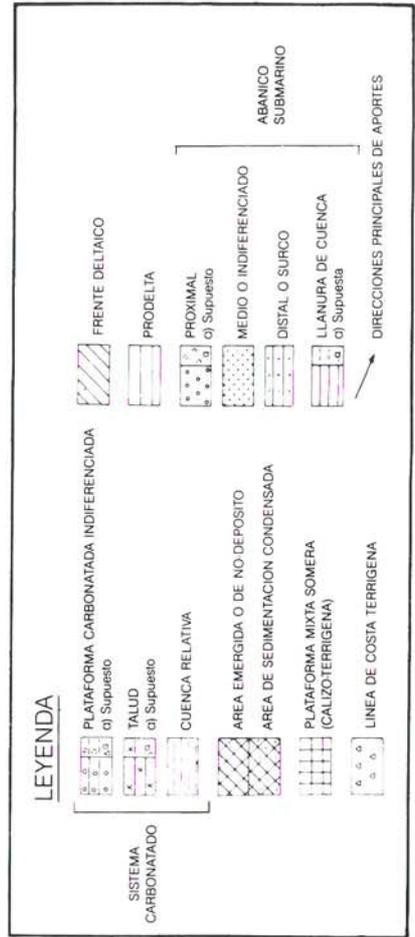
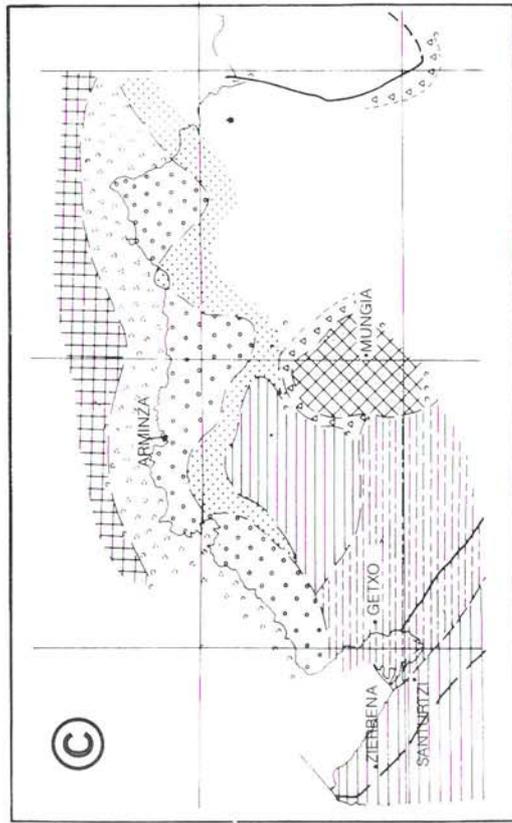
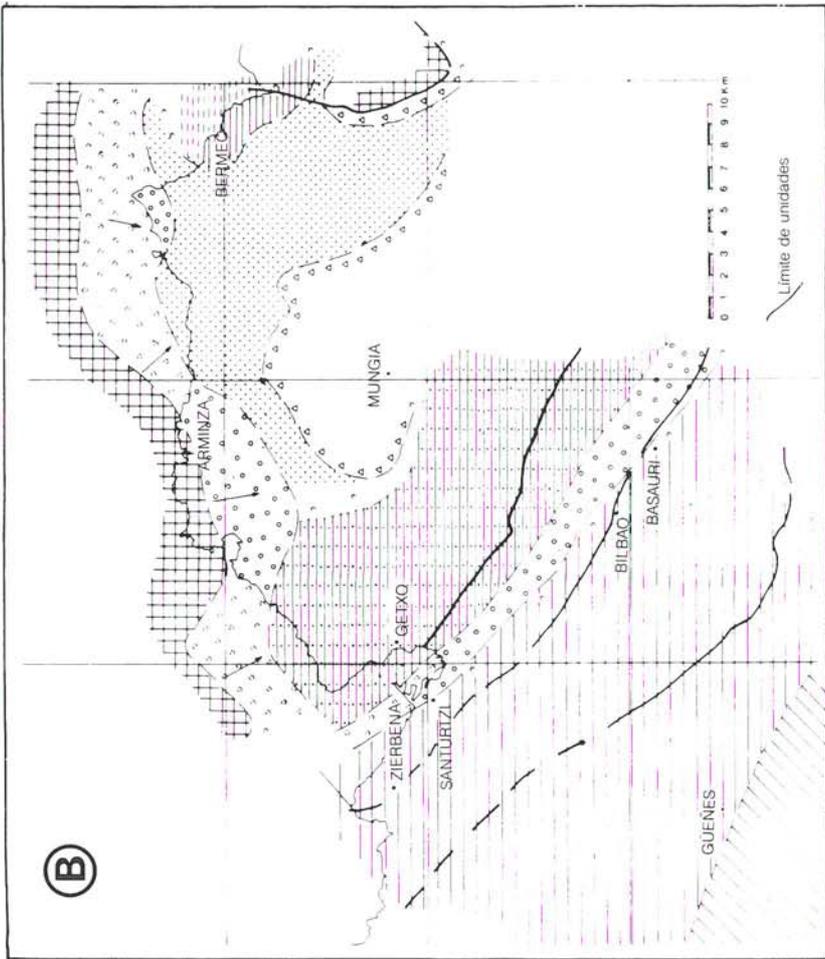
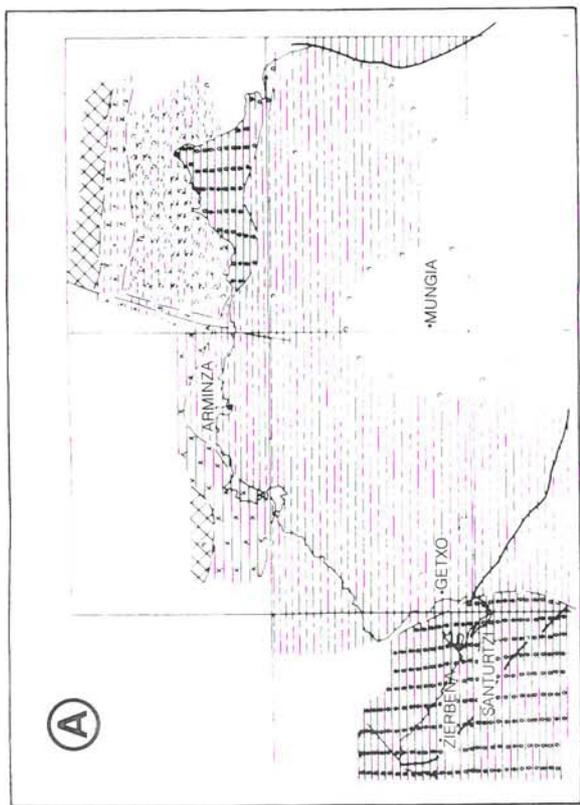


Figura 3.4.—Evolución paleogeográfica en el entorno del cuadrante a lo largo del Albiense interior (A, final del C. Urgoniano), Albiense superior y Cenomaniense inferior (B y C, 1^{er} y 2^o episodios supraurgonianos, respectivamente). Nótese la morfología costera inicial, a partir muy posiblemente de una red de fracturas N 110° y N 40° que definen bloques con subsidencia diferencial acusada. Posteriormente, se observa una progradación desde el noreste y suroeste, que llega a su máximo meridional en éste 1^{er} episodio supraurgoniano, aunque continúa en el norte hasta el final del 2.º episodio.

tendencia transgresiva, hasta un máximo constituido por las "calizas rojas del Danés" (ORUE - ETXEBARRIA, 1983).

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 transgresión 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 proporcionan los afloramientos de dirección NO - SE que flanquean el Sinclinorio de Bizkaia y al mismo tiempo constituyen los márgenes del Surco flysch. La evolución paleogeográfica pasa por los siguientes momentos (figura 3.5):

- 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° E, que marcaban la costa cenomaniense. Estos movimientos originan diversos altos y surcos paleogeográficos adyacentes (en los cuadrantes de Mungia, Lezama, Gernika), a los que se añaden otros en Maruri o Armintza (figura 3.5). 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 aquí, y en cuadrantes colindantes como Bilbao, 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 (surco de Lemoiz, en el cuadrante de Arminza).

- 3.—Entre Turoniense y Santoniense (comienzo de la S6) se produce el relleno de algunos de estos surcos locales, satélites del Surco flysch principal (zona axial del Sinclinorio de Bizkaia), y se inhibe considerablemente la sedimentación en las zonas de alto, dando lugar a posibles hiatos, discordancias e incluso lagunas erosivas en dichas zonas. Únicamente el surco de Líbano de Arrieta (cuadrante de Mungia) mantiene una sedimentación mínimamente continua hasta el Campaniense. Este hecho debe ser un claro indicio de la reactivación de las fallas sinsedimentarias que ocasionan en el Albiense superior la formación de un abrupto talud en el área de Armintza. Por otro lado, se observa la existencia de altos menores en los que no se registra acúmulo de estas brechas volcánicas, apareciendo solamente margas con sílex (área de Isuskiza) propias de un medio sedimentario tranquilo.

Se pone así de manifiesto la influencia de la alineación diapírica Laukiz - Maruri - Mesterika (ya en el cuadrante de Mungia) de dirección O - E, que preserva a los sedimentos situados al sur de la misma, de la invasión terrígena proveniente del norte (Matxitxako) y noroeste (Armintza). También sirve de límite meridional a la presencia de brechas cenomano-

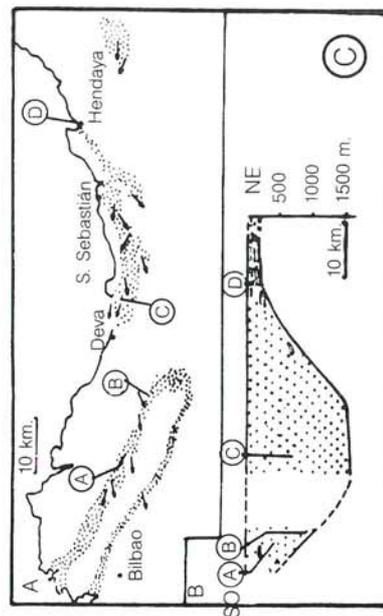
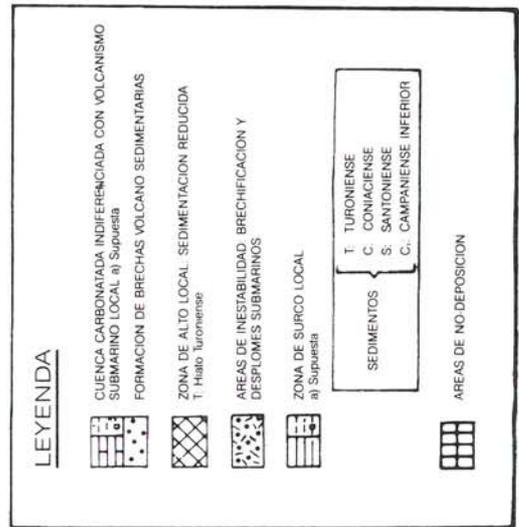
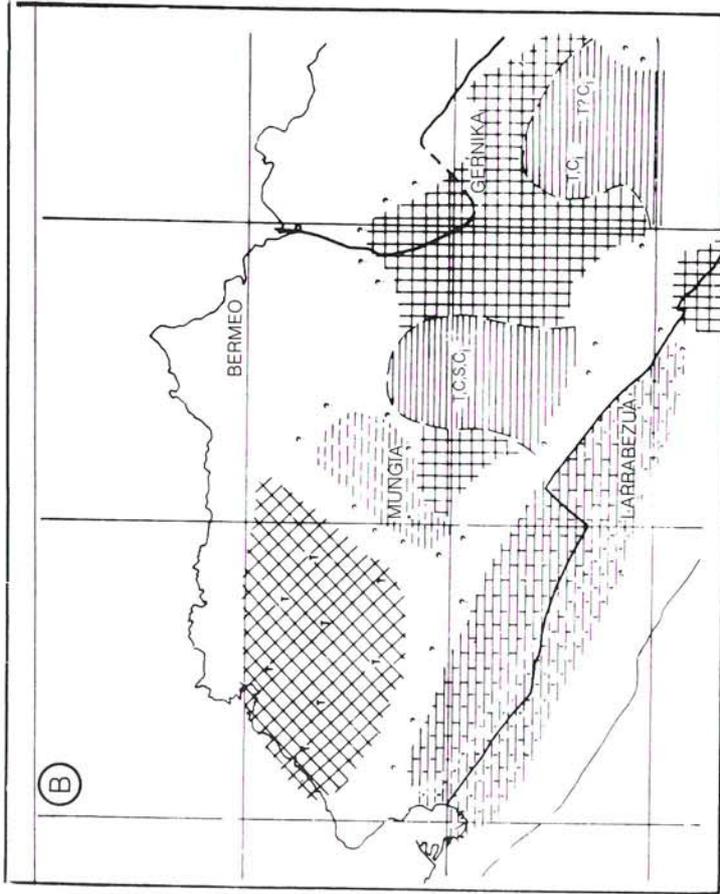
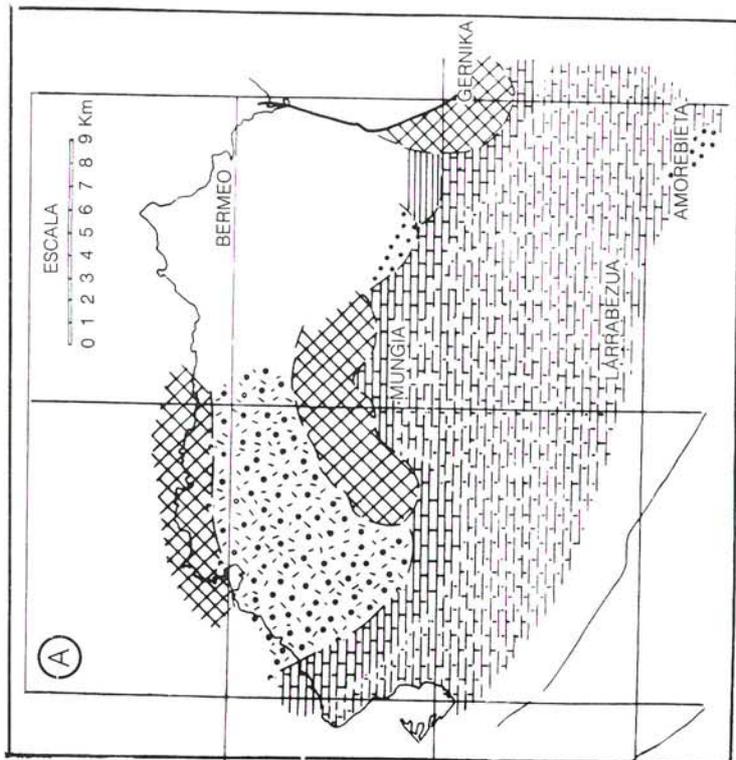


Figura 3.5.—Evolución paleogeográfica en el entorno del cuadrante durante el Cretácico superior: **A** Cenomaniense superior y **B** Turonense a Campaniense inferior. Se observan altos locales incipientes en **A**, posiblemente debidos a movimientos de bloques, entre los cuales extruían rocas volcánicas. Estos umbrales se amplían en **B**, dejando surcos locales, generalmente inconexos, en los que se dan hiatos a distintas alturas cronoestratigráficas. En **C**, esquema de paleocorrientes y perfil regional del Cretácico superior con localización de secciones-tipo según MATHEY (1983).

turonienses. Se confirma, pues, la existencia de un "alto de Mungia" (ver CADEM, 1985), en el cual no se registra depósito de rocas o brechas volcánicas y que aparece como homólogo del alto de Errigoiti (CADEM, 1985). Queda así definido un sistema de altos (Errigoiti, Mungia, Armintza) y surcos intermedios (Líbano de Arrieta, Jata - Andrakas), que funcionó en el intervalo Cenomaniense medio - Santoniense (en el sureste) y Cenomaniense superior - Coniaciense (al noroeste).

- 4.—En el Campaniense y Maastrichtiense comienza el relleno definitivo del desnivel existente entre los extremos noroeste y sureste 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 3.6) que pasa por ciertos episodios de perturbación como los que originan series olistostrómicas y conglomeráticas (figura 3.7), y paraconformidades equivalentes. Esta convulsión del Surco flysch separa el Ciclo Cretácico superior - Paleoceno inferior, de la serie que inicia el relleno regresivo de la gran depresión.

3.3. CICLO PALEOCENO - EOCENO (Montiense? - Luteciense?)

Comienza con este ciclo una sucesión de secuencias positivas y negativas que dan como resultado una macrosecuencia con tendencia negativa.

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 la S8), que presagia la regresión final coronada por el Luteciense, última etapa de relleno del Surco flysch.

En la S7 deben diferenciarse dos eventos consecutivos, producto de la erosión sucesiva, primero del sustrato más cercano (brechas intraformacionales con cantos desde maastrichtienses a paleocenos inferior), y después del zócalo hercínico: conglomerados y areniscas extraformacionales en secuencia positiva, quizá correlacionables con los de Autzagane (ver CADEM, 1985). Finalmente, la calma duró lo suficiente como para que comenzase, en el tránsito Paleoceno - Eoceno, el depósito de facies propias de llanura abisal: calizas y margocalizas que constituyen el término final de la secuencia positiva y que se acuñan (ver figura 3.7) hacia el oeste contra el relieve creado por la erosión paleocena, neutralizándolo casi por completo. Queda así delimitada una zona más profunda dentro del Surco flysch: su límite noroeste sería el relieve erosivo paleoceno, y su límite sureste podría ser quizá el relieve que originó la llegada de los conglomerados de Autzagane (cuadrante de Lezama).

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 flancos del Sinclinorio de Bizkaia. No obstante, y teniendo en cuenta datos de cuadrantes adyacentes (Gernika, Mungia, Lezama y Bilbao), se ha podido establecer la presencia de altos y surcos locales dentro del gran Surco flysch, así como la progradación desde el oeste de una abanico cuyas facies, sucesivamente más proximales, recubren la llanura submarina (ver figura 3.6). En esta secuencia se observan

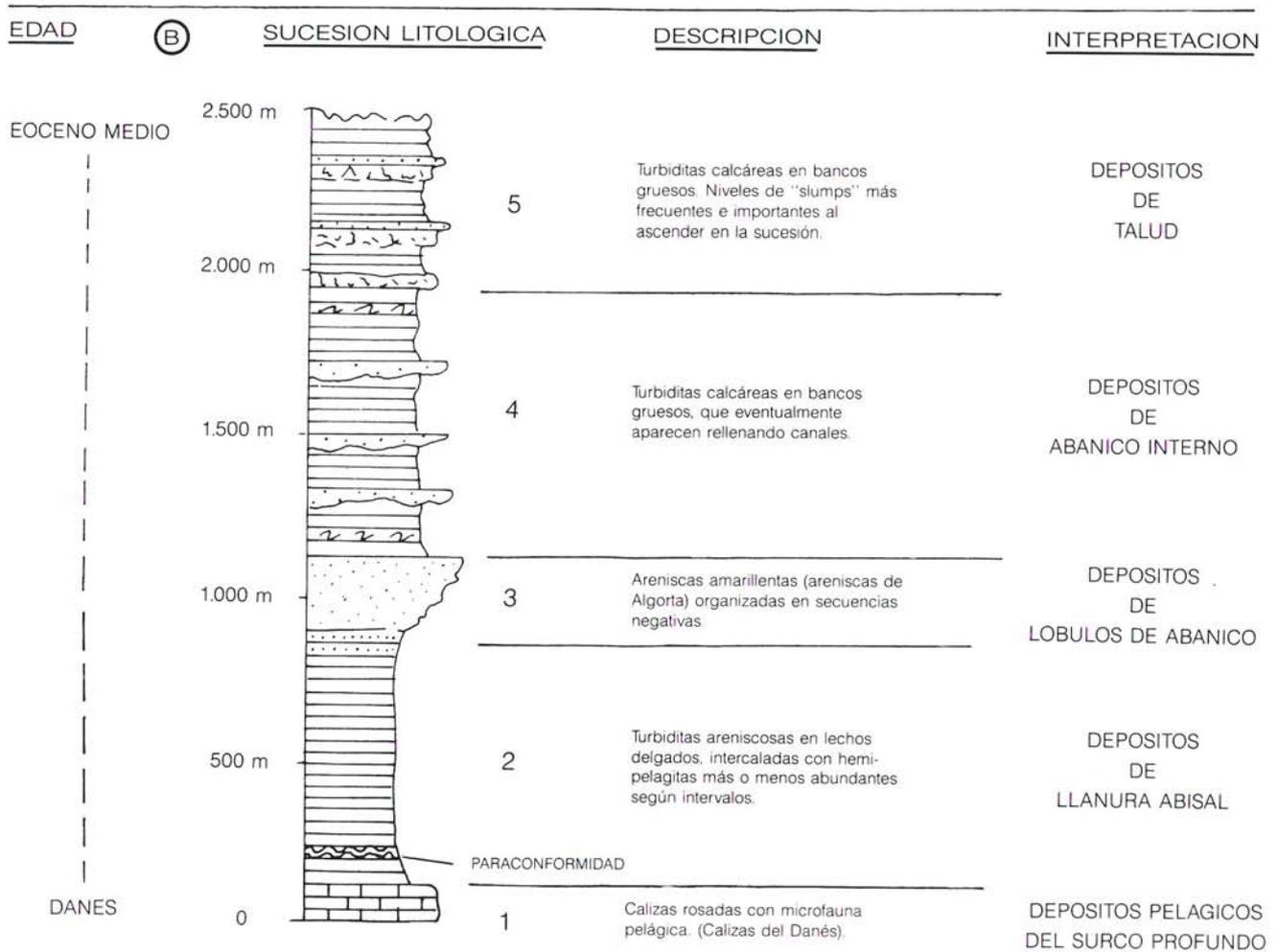
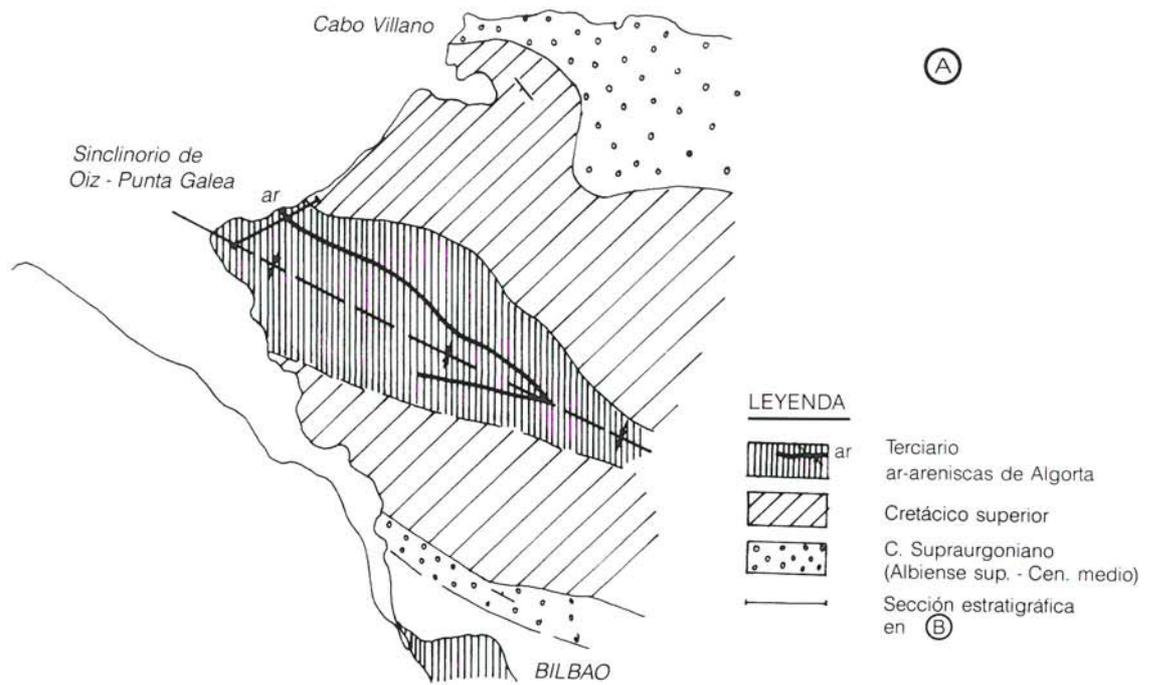


Figura 3.6.—Esquema cartográfico (A) y sucesión litológica (B) del Terciario en la zona de Punta Galea. Modificado de INGEMISA (1982)

claramente los síntomas preorogénicos del episodio que se avecina.

Se trata de una secuencia negativa que corresponde a la progradación desde el oeste (CADEM, 1985) de un abanico submarino, cuyas facies pasan sucesivamente de llanura abisal a lóbulos externos, lóbulos internos y finalmente a depósitos de talud de abanico submarino.

En esta época, las zonaciones paleoambientales a base de ostrácodos definen áreas de plataforma en los alrededores de Mungia y Durango, con un área de talud situada entre ambos (CADEM, 1985). El probable alto paleogeográfico de Mungia desaparecería después durante la parte media del Eoceno inferior,

extinguiéndose con él la actividad diapírica que comenzara en el Aptiense. Así resultaría un esquema constituido por dos zonas menos profundas al noroeste y sureste, que encuadran un surco entre ambas. Según ORUE - ETXEBARRIA (1983), en el corte de Punta Galea se calculan potencias de 750 y 150 metros respectivamente, para dos biozonas de globigerinas que en el corte de Zumaia alcanzan 1.280 y 1.000 metros respectivamente. Estas fuertes reducciones de potencia pueden ser indicativas de la presencia de un paleoalto en el extremo noroeste del Surco flysch. La que se acaba de definir sería la disposición final, antes de la tremenda compresión que levantaría y plegaría todo el fondo marino hasta convertirlo en la tierra firme donde ahora nos movemos.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los materiales aflorantes en la hoja de Getxo muestran un grado de deformación intenso, por lo que su disposición estructural resulta relativamente compleja, destacando la presencia de algunas estructuras tectónicas de importancia regional, cuya resolución sobrepasa muy ampliamente los límites del cuadrante.

Tal y como se ha mencionado en anteriores capítulos todos los materiales presentes en la hoja de Getxo quedan incluidos en la Unidad de Oiz (Sector de Guernica). Las unidades y sectores reconocidos en este y el resto de los cuadrantes se muestran en la figura 4.1. La individualización de estas unidades y sectores se realiza por medio de accidentes estructurales de gran importancia que delimitan fragmentos de corteza caracterizados por poseer rasgos estratigráficos y paleogeográficos más o menos diferenciados.

4.1. FASES DE DEFORMACION RECONOCIBLES

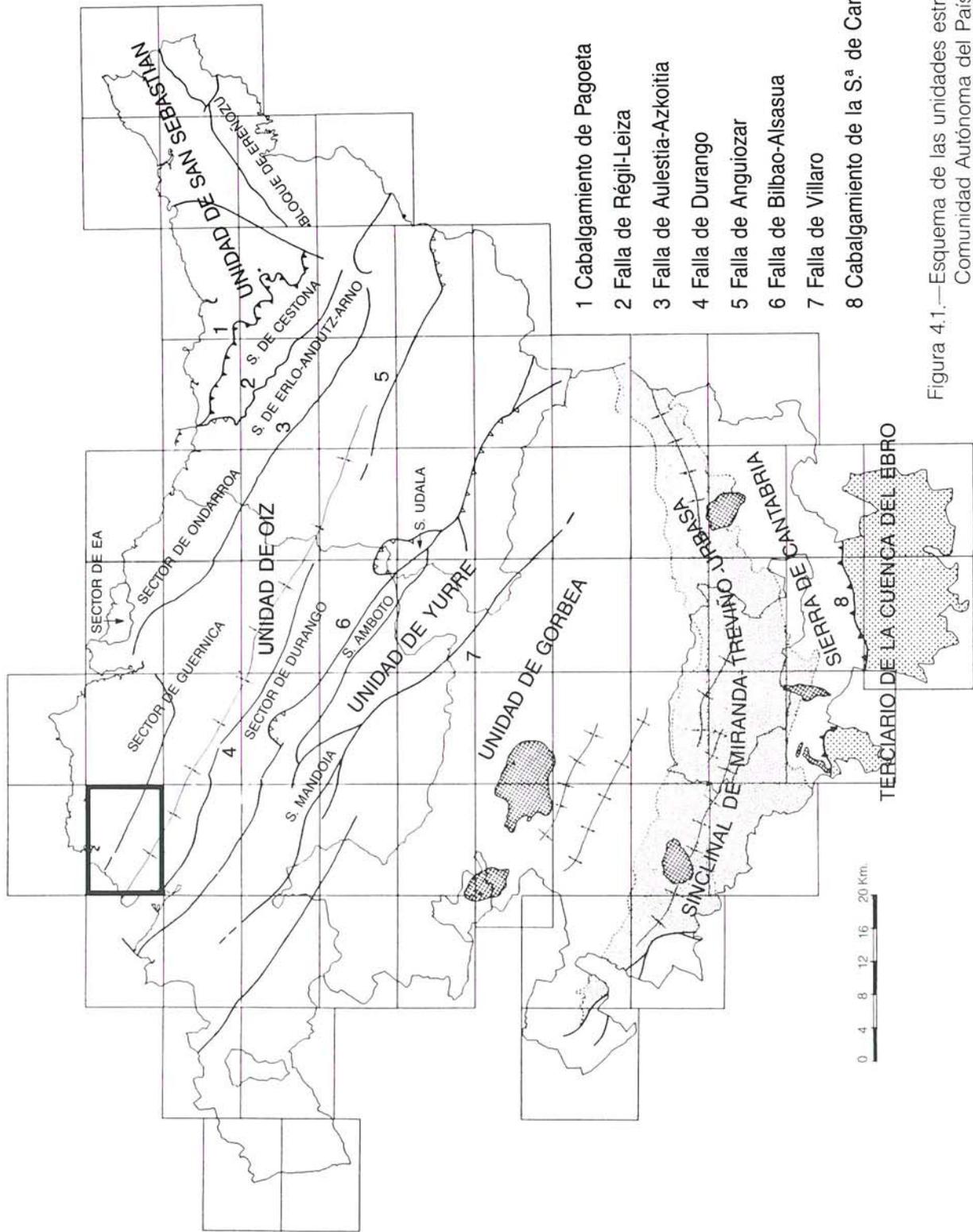
A continuación se expone una breve descripción de las fases tectónicas reconocidas en esta parte de la Cuenca Vasco - Cantábrica identificando dichas fases con estructuras cartografiadas en el cuadrante de Getxo.

Los eventos orogénicos del ciclo alpino que afectan a los materiales mesozoicos y

terciarios de esta parte de la Cuenca Vasco - Cantábrica, comienzan con una fase activa de tectonismo sinsedimentario que se produjo por la reactivación de fallas tardihercínicas que involucraron a la cobertera mesozoica, en proceso de formación, y originó bloques que compartimentaron la cuenca y probablemente desencadenaron en algunos puntos la halocinesis de los materiales terciarios. El resultado fue un conjunto de paleoaltos y depresiones organizados según directrices de tipo N 120° E y N 30° E. Esta estructuración primaria incipiente fue un factor que ejerció gran influencia en las deformaciones originadas en fases posteriores, puesto que condicionó la evolución de las estructuras preformadas hasta transformarse en los actuales pliegues mayores del Arco Vasco. A esta fase tectosedimentaria se le superpone, hacia final del Albiense, la fase áustrica, y en el Turonienense final - Coniaciense, la denominada subhercínica por algunos autores.

Por tanto, el comienzo de la Orogenia Alpina condicionó en la cuenca una estructuración incipiente polifásica a la que se denominará Fase 0 de carácter eoalpino. A ella cabría asociar, además de estas estructuras que preformaron los grandes pliegues, algunas otras estructuras menores de dirección N 70° E localizadas en el Arco Vasco.

En el cuadrante de Getxo y sus proximidades cabe destacar la presencia de los



- 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.^a de Cantabria.

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

paleoaltos y surcos representados en las figuras 3.4 y 3.5 del capítulo de sedimentología, originados por fracturas NO - SE y NE - SO.

La Fase I es la más importante de todas las que tienen lugar durante la Orogenia Alpina, y la que genera la casi totalidad de las estructuras compresivas reconocidas en esta zona del Arco Vasco. En esta fase se desarrollan a escala regional, pliegues de dirección NO - SE (N 120° - 130° E) de plano axial vertical o vergente al norte, así como fallas, cabalgamientos y fallas inversas con esa misma orientación. Por lo general, 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. Normalmente, los ejes de estos pliegues y las lineaciones asociadas a estas estructuras de Fase I (ℓ_1) presentan cabeceos muy suaves, del orden de 10° a 20°.

Dentro del cuadrante de Getxo, los pliegues de Fase I son pliegues cilíndricos de amplio radio y plano axial vertical, las dos estructuras principales de este tipo cartografiadas son el Sinclinal de Punta Galea y el Sinclinal de Gorliz. Perteneciente a esta Fase I se ha cartografiado, también dentro del cuadrante de Getxo, la falla de Aulestia - Azkoitia, estructura de importancia regional con un importante reflejo cartográfico dentro de la hoja.

La Fase II es coaxial con la anterior y produce estructuras de vergencia contraria a las de Fase I (retrovergente), si bien sus 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 desgarres asociados a ellas, si bien sus relaciones temporales con las estructuras de Fase II son desconocidas.

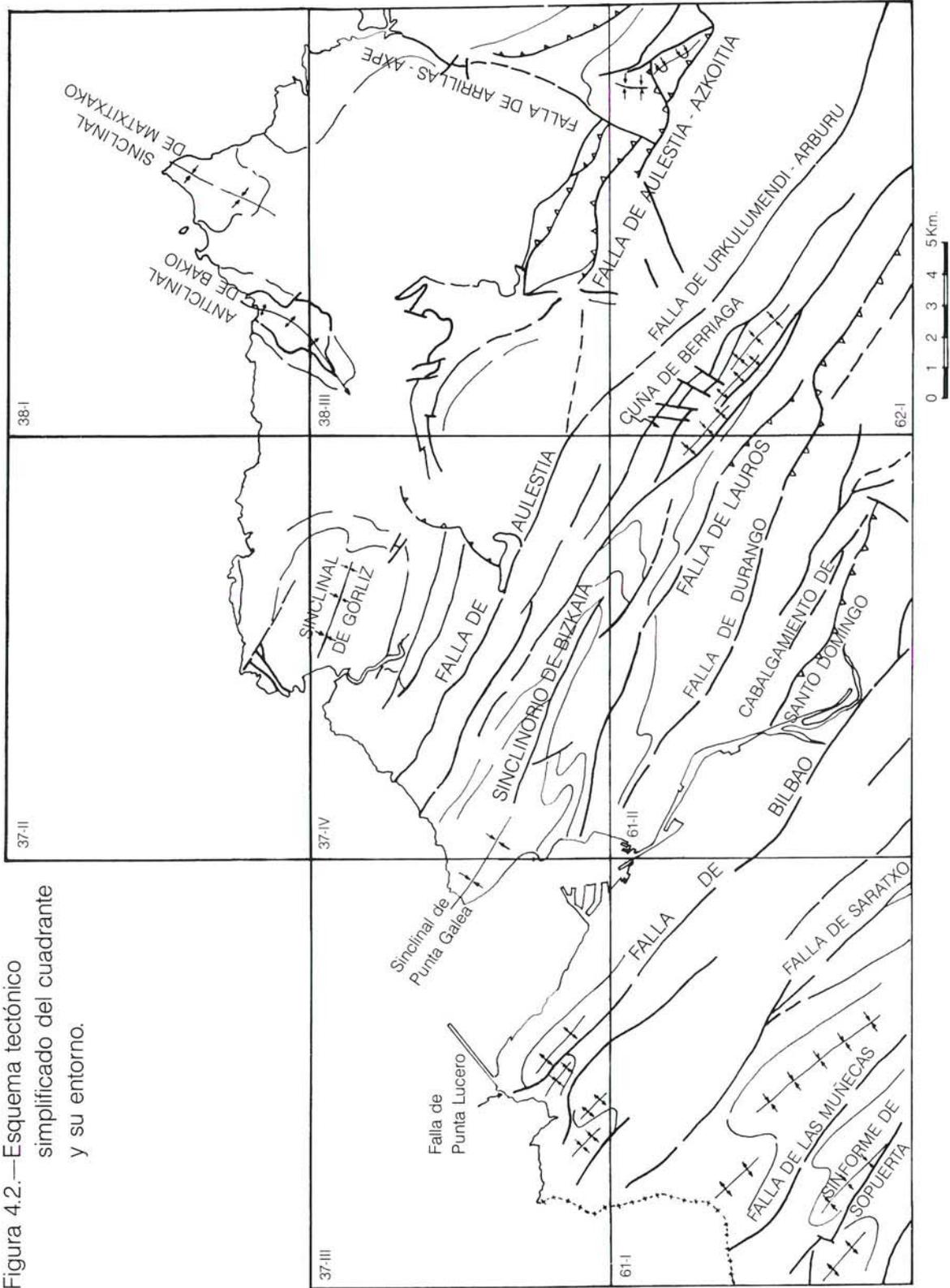
4.2. DESCRIPCIÓN Y SIGNIFICADO DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES

Dentro del cuadrante de Getxo y en relación con la Fase 0 sinsedimentaria, se produjeron diversos paleoaltos y paleosurcos que controlaron la sedimentación de los materiales durante el Albiense y el Cretácico superior principalmente. Los materiales sedimentados en estas estructuras fueron retocados y plegados por fases posteriores, cuya superposición originó la disposición estructural que ahora presentan los materiales en la zona.

Sin embargo, al igual que ocurre en los cuadrantes vecinos, son las estructuras de Fase I las mejor representadas y las principales responsables de la intensa deformación que afecta a los materiales y, en definitiva, de la disposición estructural que ahora muestran. Las estructuras más significativas asociadas a esta fase, dentro del cuadrante de Getxo, son el sinclinal de Gorliz, el sinclinal de Punta Galea y la falla de Aulestia - Azkoitia; todas ellas representadas en la figura 4.2.

El sinclinal de Gorliz queda parcialmente representado en esta hoja, aunque su flanco

Figura 4.2.—Esquema tectónico simplificado del cuadrante y su entorno.



norte continúa por el vecino cuadrante de Arminza. Es una amplia estructura cartográfica de orientación N 120° E (NO - SE) aproximadamente, en cuyo núcleo aflora el Flysch detrítico - carbonatado del Cretácico superior. El flanco sur se encuentra intensamente tectonizado por la acción de varias fracturas que verticalizan e incluso invierten las capas.

El sinclinal de Punta Galea (Sinclinorio de Bizkaia) es asimismo una estructura con gran extensión cartográfica en cuyo núcleo afloran materiales terciarios de edad Eoceno medio. Puede seguirse desde esta hoja hacia el sureste a lo largo de unos 50 kilómetros, hasta la zona de Eibar - Bergara en donde se sitúa su cierre perisinclinal. El sinclinal de Punta Galea (Sinclinorio de Bizkaia) o sinclinal de Punta Galea - Oiz (sinclinal del Oiz según autores) es una estructura de plano axial vertical en cuyo flanco sur muestra una serie de pliegues menores de orden kilométrico como los que se han representado en la zona de Algorta - Martiartu, dentro del presente cuadrante. Asimismo, dentro de la hoja de Getxo, el núcleo de la estructura queda limitado, por el norte y por el sur, entre dos corredores de fallas que cortan y hacen desaparecer parte de los flancos del sinclinorio. Cartográficamente el flanco sur está más o menos afectado por fracturas en toda su extensión hacia el sureste, mientras que el flanco norte presenta, fuera de esta hoja, contactos normales.

Entre el sinclinal de Gorliz y el sinclinal de Punta Galea debe existir una estructura anticlinal que actualmente se encuentra rota y enmascarada por un cortejo de fallas de dirección NO - SE asociadas a la falla de Aulestia - Azkoitia; dicha estructura anticlinal queda gráficamente representada en el corte II - II', aunque su representación cartográfica es compleja debido a la gran cantidad de fallas que cortan la estructura y al intenso grado de deformación interna que muestra.

Tal y como se ha mencionado anteriormente, la falla de Aulestia - Azkoitia es un

accidente tectónico de importancia regional. En el presente cuadrante su traza cartográfica queda representada como un corredor de fallas que atraviesa el cuadrante desde el NO (playa de Arrietara) hasta el SE (Atxuri - Mungia). En el extremo noroeste este corredor de fallas tiene una anchura de 1 kilómetro aproximadamente, mientras que hacia el sureste, algunas de las fracturas se abren englobando importantes cuñas de materiales de edad Cretácico superior principalmente, como son las que existen en la zona de Garai - Sertutxa y Zabalondo. Más hacia el este, dentro del vecino cuadrante de Mungia (38-III), estas cuñas se cierran en la zona de Meñacabarrena y, a partir de ahí, la traza cartográfica del accidente vuelve a ser más rectilínea y ocupa una anchura considerablemente menor.

La falla de Aulestia - Azkoitia es un accidente antiguo, probablemente heredado de la orogenia hercínica, que ha tenido una historia larga y compleja durante el ciclo alpino. Su último régimen de funcionamiento durante la orogenia alpina ha sido la de un desgarre con carácter dextral. Sin embargo no pueden descartarse otro tipo de movimientos, y alguna de las estructuras menores asociadas así parece denotarlo. En este sentido puede citarse la falla inversa del monte Urrestimendi (Libaroa) de orientación NNE - SSO y vergencia al NE, que sugiere un movimiento sinistral para la falla de Aulestia - Azkoitia.

Además de todos estos elementos estructurales se han detectado en el cuadrante de Getxo otras estructuras tectónicas (pliegues) que son posteriores y se superponen a las de Fase I ya descritas. Son pliegues de dirección N 30° E aproximadamente (NE - SO), con plano axial vertical, que afectan a los grandes pliegues regionales de orientación NO - SE (N 120° E); se han cartografiado varios en la zona de Gorliz y son relativamente frecuentes en las hojas vecinas como la de Arminza (37 - II) y Bermeo (38 - I). En todos los casos se observa que estos pliegues tardíos quedan restringidos al bloque norte de la falla de Aulestia -

Azkoitia; sobre su origen cabe pensar que son estructuras asociadas y producidas por el funcionamiento de los desgarres principales (Falla de Aulestia - Azkoitia) y/o cabalgamientos presentes en la zona.

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

5. PETROLOGIA IGNEA

Las rocas ígneas aflorantes en el cuadrante de Getxo pertenecen a dos conjuntos diferentes, ofitas del Trías y rocas volcánicas interestratificadas dentro del conjunto detrítico de la formación Deva (Complejo Supraurgoniano) y del Cretácico superior.

5.1. OFITAS TRIASICAS

Están compuestas por un entramado de cristales prismáticos de plagioclasa y melancratos.

Como minerales principales se han diferenciado plagioclasa calcárea y piroxeno casi totalmente uralitizado. Como accesorios se encuentran feldespato potásico, menas metálicas, rutilo y esfena. Los minerales secundarios proceden casi todos ellos de la transformación de los principales, y son: hornblenda (marrón y verde), actinolita, clorita, micas blancas (moscovita y sericita), biotita, menas y óxidos, y en algunas muestras serpentina de alteración de olivino. Como producto de alteración es muy frecuente la epidota.

Las rocas tienen textura ofítica microgranulada, holocristalina, homométrica de grano fino.

La mayoría de la hornblenda tiene origen uralítico, no quedando del piroxeno original más que algunos relictos.

La hornblenda marrón ha sufrido una transformación en hornblenda verde que la pseudomorfiza en forma de agregados cristalinos; también se transforma en actinolita, biotita, mica blanca y clorita.

Debido a estas transformaciones es corriente encontrar, en los planos de exfoliación, menas y epidota como subproducto.

La esfena sufre una transformación (probablemente por oxidación) a menas metálicas.

Por último y debido a una fase de alteración hidrotermal se desarrolla un crecimiento intenso de epidota que tapiza toda la roca.

Se puede considerar a esta roca como un microgabro.

Lo más frecuente es observar la roca totalmente alterada.

5.2. ROCAS VOLCANICAS DEL CRETACICO SUPERIOR

Se sitúan sobre todo a techo del Complejo Supraurgoniano (muchos niveles no han sido cartografiados debido a su escasa potencia) y dentro de los materiales carbonatados del Cretácico superior.

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

Los minerales secundarios proceden de la alteración de plagioclasas y melanocratos, a los que llegan a pseudomorfizar, observándose 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 se observan plagioclasa (oligoclasa - andesina) en fenocristales maclados y zonados, de hábito idiomorfo y tamaño de 1 a 6 milímetros. Con grado medio - alto de alteración. En ocasiones se aprecia una generación más temprana incluida en los fenocristales de piroxeno monoclinico, augita, de hábito idiomorfo y tamaño variable (hasta 5 milímetros). Los piroxenos presentan (al igual que las plagioclasas) maclas y un grado de alteración medio (en ocasiones alto); en algunas coladas de tendencia 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 relleno de fracturas o vacuolas, como es el caso de la calcita, clorita, cuarzo y menas. 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, de agregados radiales o desordenados.

Las vacuolas no siempre están presentes; muestran formas redondeadas, esféricas o ameboides, alargadas y orientadas según la dirección de flujo. En general están rellenas de minerales secundarios.

Todas las rocas de este grupo, además de ser porfídicas, pueden presentar textura fluidal (traquítica, pilotaxítica e hialopilítica).

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 nume-

rosas 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 de 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, subangulosos, de tamaño centi - decimétrico, inmersos en una matriz tobácea más fina en proporciones variables.

Los fragmentos pueden llegar a ser muy escasos, presentan textura hialopilítica, pertítica 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 retrabajados 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 constituyen niveles muy poco potentes totalmente alterados.

Dentro del conjunto de materiales que

conforman la base del Cretácico superior se observan numerosos niveles de diferentes tipos de rocas volcánicas resedimentadas.

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).
- 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.
- BADILLO LARRIETA, J. M.; GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1983).—“Análisis del Flysch Negro (Albiense superior - Cenomaniense inferior) en la bahía de Arminza, Bizkaia” Dpto. de Geología (Estratigrafía). Universidad del País Vasco. Comunicación Congreso de Sedimentología de Mahón, Menorca.
- 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.
- 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 el magmatismo del Cretácico superior de la cuenca Vasco - Cantábrica (1ª parte)”. *Munibe* vol. 1 - 2, pp. 1 - 20.
- CUEVAS, J.; EGUILUZ, L.; RAMON - LLUCH, R. y TUBIA, J. M. (1982).—“Sobre la existencia de una deformación tectónica compleja en el flanco N del Sinclinal de Oiz - Punta Galea (Vizcaya)”. Nota Preliminar. *Lurralde*, pp. 47 - 61.
- 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 Cénomanién 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.
- 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 MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1983).—“Origen, karstificación y enterramiento de unos materiales carbonatados albienses (Punta del Castillo, Gorniz, Vizcaya)”. X Congreso Nac. de Sedimentología. Menorca 83. Libro de abstracts. pp. 3.9 - 3.12.
- 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*.
- HILLEBRANDT, A. Von (1965).—“Foraminiferen - Stratigraphie im Alttertiär 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”. Inédito.
- 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. (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 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”. En: *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.
- ORUE-ETXEBARRIA, X. (1983).—“Los foraminíferos planctónicos del paleógeno del sinclinatorio de Bizkaia (corte de Sopelana - Punta Galea). *Universidad del País Vasco*. Tesis doctoral. Kobie.
- 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 Pi. 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 Basin 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.; MONGE, C. (1985).—“A tide dominated delta system in a rapidly subsiding basin: The middle Albian-lower Cenomanian, Valmaseda formation of the Basque - Cantabrian Region, Northern Spain”. 6th. Eur. Reg. Meet. of Sedimentology, I.A.S. Lleida.
- 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.
- ROBADOR MORENO, A. (1984).—“Estudio geológico del sector de Bermeo (entre Baquio y Guernica)”. *Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco*. Tesis de Licenciatura.
- 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 Vascogetic 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.

EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA