



EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

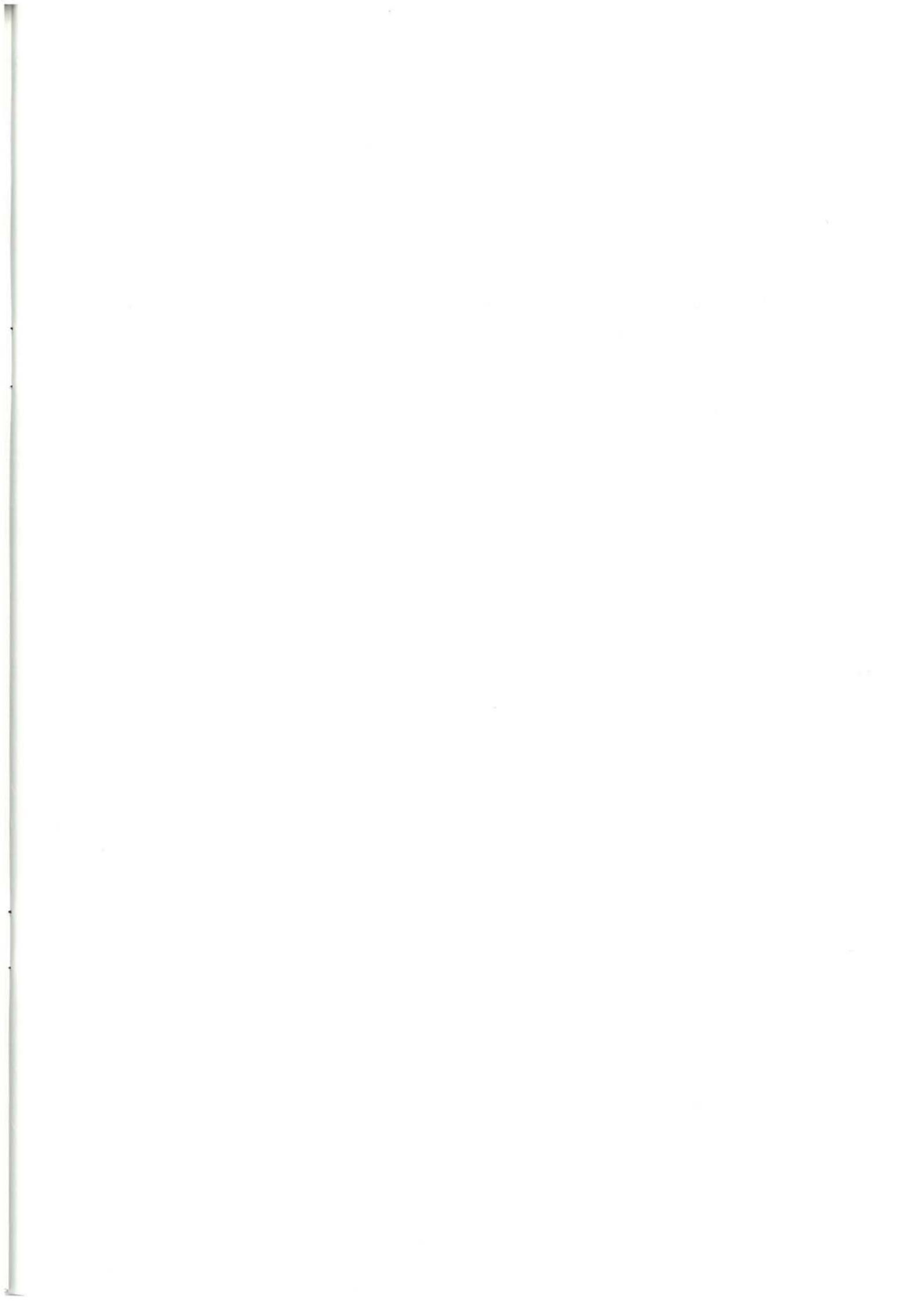
*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



38-III MUNGIA

E: 1/25.000







**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

38-III MUNGIA

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-1183-92

I.S.B.N.: 84-88302-20-7

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

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 1985.



INDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. DIQUES BASICOS (1).....	11
2.2. TRIAS KEUPER (2 a 5).....	11
2.3. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE GUERNICA.....	13
2.3.1. Jurásico (6 y 7).....	13
2.3.2. Jurásico superior (Malm) - Neocomiense (8 y 9).....	14
2.3.3. Complejo Urgoniano (10 a 17).....	14
2.3.4. Formación Deva (18 a 24).....	17
2.3.5. Cretácico superior (25 a 35).....	19
2.3.6. Terciario (36).....	23
2.4. CUATERNARIO (37 a 43).....	23
3. SEDIMENTOLOGIA	25
3.1. JURASICO.....	25
3.2. MALM TERMINAL - NEOCOMIENSE - BARREMIENSE (?).....	28
3.3. APTIENSE - ALBIENSE INFERIOR Y MEDIO (Ciclo Urgoniano).....	28
3.4. ALBIENSE SUPERIOR - CENOMANIENSE INFERIOR (Ciclo Supraurgoniano).....	32
3.5. CENOMANIENSE SUPERIOR - MAASTRICHTIENSE (Ciclo Cretácico superior)....	36
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	39
5. PETROLOGIA IGNEA	45
5.1. OFITAS TRIASICAS.....	45
5.2. DIQUES BASICOS.....	45
5.3. COMPLEJO VOLCANICO DEL CRETACICO SUPERIOR.....	45
BIBLIOGRAFIA	49

1. INTRODUCCION

El cuadrante de Mungia a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 38 del Mapa Topográfico a escala 1:50.000.

Presenta una geografía montañosa que se suaviza hacia el sur, dando lomas y colinas escalonadas hasta llegar al valle del río Butrón.

El borde este llega a presentar caracteres litorales, con playas como Laida, San Antonio de Albina, etc. asociadas a la morfología estuarina que le confiere la ria de Gernika.

El núcleo de población más importante es Mungia, destacando Mundaka, Sukarrieta y Busturia por su interés turístico.

Las cotas más elevadas las dan los altos de Sollube (686 metros) y Jata (601 metros). El cauce fluvial más importante es el río Butrón. Los arroyos son muy numerosos en todo el cuadrante; algunos llegan a tener un importante caudal.

Geológicamente, este cuadrante se sitúa en las estribaciones orientales de los Pirineos, dentro de la Cuenca Vasco - Cantábrica. Los materiales aflorantes más antiguos son de edad

triásica y sobre ellos se dispone una serie continua (aunque parcialmente condensada y reducida) que abarca desde el Jurásico hasta el Cretácico superior. Estos materiales están recubiertos en parte por sedimentos cuaternarios.

Las directrices observadas son concordantes con las estructuras regionales más importantes de la Cordillera Cantábrica en este área.

En cuanto a los estudios geológicos anteriormente desarrollados en el área, las primeras referencias corresponden a los trabajos de carácter general, entre los cuales destaca la Tesis Doctoral de RAT (1.959), que constituye una referencia obligada en la bibliografía geológica de la Cuenca. Posteriormente, en el año 1.975 el IGME publica la hoja n.º 38 del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), en donde queda incluido el presente cuadrante. Más recientemente, a partir de 1.984, la Universidad del País Vasco (UPV-EHU) viene desarrollando diversos trabajos de investigación y Tesis Doctorales sobre diferentes aspectos geológicos del Complejo Urgoniano y Supraurgoniano principalmente.



2. ESTRATIGRAFIA

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos, se han diferenciado, en un área más extensa que el propio cuadrante, varias unidades, separadas entre sí por accidentes estructurales de importancia regional. Igualmente ha sido precisa la individualización de algunos sectores, que aunque en algunas áreas pudieran considerarse subunidades diferentes, pasan lateralmente a formar parte de una única unidad.

Esta separación en unidades y sectores permite una mayor diferenciación de términos litológicos, que da lugar a una cartografía geológica más detallada, restando al mismo tiempo complejidad a las leyendas.

Así mismo evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieron un funcionamiento individual más o menos diferenciado durante la sedimentación (figura 2.1.).

Todos los materiales que afloran en este cuadrante se han incluido en la Unidad de Oiz, Sector de Guernica. Las únicas excepciones son los materiales triásicos y los sedimentos cuaternarios; los primeros debido a su carácter alóctono, y los segundos por ser depósitos muy tardíos, sin relación con la problemática geológica que ha condicionado la distribución según unidades y sectores.

2.1. DIQUES BASICOS (1)

Se han cartografiado varios diques básicos que encajan principalmente en la serie lu-

títico - areniscosa de la formación Deva y también en las margas y margocalizas del Cretácico superior. Dentro del presente cuadrante la mayor parte de los diques reconocidos se localizan en las proximidades de la falla de Arrillas - Axpe, en el vértice sureste de la hoja, aunque todos ellos presentan una entidad cartográfica muy reducida. Son de naturaleza básico - intermedia de grano fino a muy fino, generalmente con procesos de meteorización muy desarrollados que en ocasiones pueden hacer confundir estas rocas con estratos arenosos.

Las principales características de estos diques serán descritas en el capítulo de petrología ígnea.

2.2. TRIAS KEUPER (2 a 5)

Los materiales triásicos afloran, en este cuadrante, en el núcleo del anticlinal de la ría de Gernika, y en la zona de Mungia - Bakio, bien a favor de fracturas o con carácter diapírico. Están compuestos mayoritariamente por ofitas (2). Entre las masas ofíticas se disponen las arcillas abigarradas y yesos (3). Se pueden apreciar, igualmente, varios enclaves de naturaleza carbonatada.

Las **ofitas** (2) se encuentran en avanzado estado de meteorización. En los escasos afloramientos en que se observa la roca fresca (generalmente frentes de cantera reconocidos

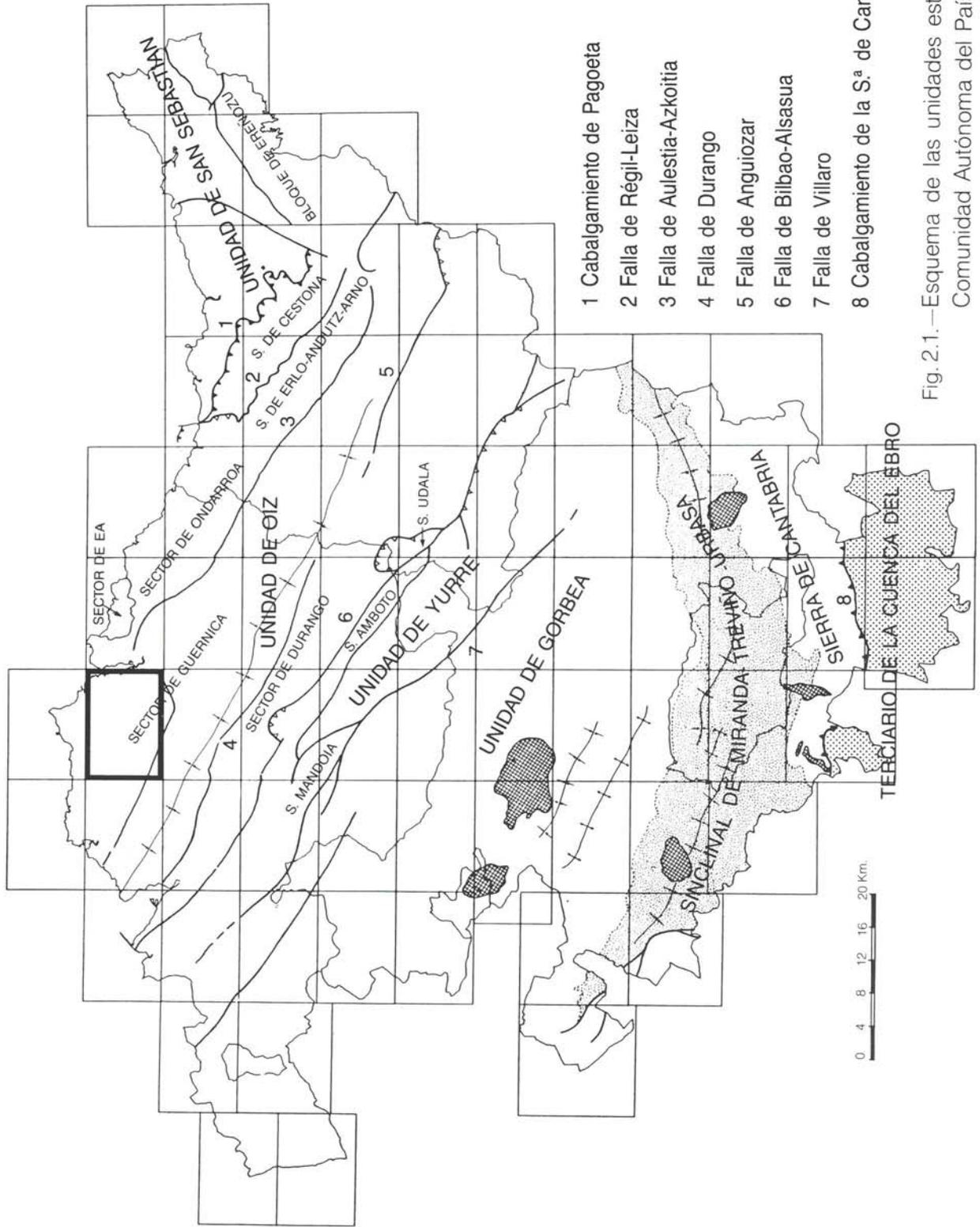


Fig. 2.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

en la zona de San Lorenzo de Mesterika) ésta presenta color verde oscuro. Están afectadas por un fuerte diaclasado decimétrico, localmente relleno por productos de alteración.

En cortes recientes se aprecia la estructura primaria de la roca, e incluso pueden recogerse restos "frescos" en forma de pequeños bolos.

Las **arcillas abigarradas y yesos** (3) aparecen en pequeños afloramientos, se distinguen por las coloraciones típicas de la facies germánica, rojas y verdes, y no presentan en general ninguna estructura. En marea baja aparecen afloramientos de arcillas en el margen de la ria, entre Albina y la isla de Kanala.

Localmente las arcillas presentan concentraciones salinas, generalmente yesíferas muy potentes sobre todo en zonas fracturadas próximas a los contactos, como en Meñakabarrena.

En las proximidades de los contactos se produce una brechificación en la que se pueden encontrar cantos de ofitas mezclados con yesos y rocas sedimentarias.

Se han cartografiado varios enclaves dentro de los materiales del Trías. Uno de ellos, situado en las proximidades de Basigo de Bakio, está formado por **calizas indiferenciadas** (4) posiblemente jurásicas, similares a las que aparecen en la zona del barrio de Markaida. Otro enclave muy reducido se encuentra casi en el borde oeste de la hoja; litológicamente es distinto al anterior, pues se trata de **dolomías** (5) con características muy parecidas a las del Lías inferior.

2.3. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE GUERNICA

Forman esta unidad un conjunto de materiales de naturaleza y edad variada, en serie continua hasta el Cretácico superior. La serie se ha dividido en cinco grandes conjuntos que de

muro a techo son: Jurásico, Malm - Neocomiense, Complejo Urganiano, formación Deva (Complejo Supraurgoniano) y Cretácico superior.

2.3.1. Jurásico (6 y 7)

Dentro de este cuadrante, aflora únicamente en el flanco oeste del anticlinal de Gernika, cartografiándose en la banda Forua - Altamira, y en Etxebarri, donde sus afloramientos se encuentran aislados por fracturas y parcialmente recubiertos por materiales cuaternarios. Aparece como una alternancia en niveles decamétricos de litologías predominantemente margosas, margocalizas y calizas. La potencia total puede superar los 100 metros.

Las **margas y margocalizas con ammonites y belemnites** (6), constituyen una alternancia de margas apizarradas en niveles centimétricos, regulares o nodulosos y margocalizas con algunos restos de ammonites piritizados, de pequeño tamaño, y localmente restos de belemnites. Las **calizas y margocalizas, localmente con oolitos y crinoides** (7) llegan a ser, en el corte de Altamira, calizas oolíticas en bancos decimétricos con niveles lumaquelicos de crinoides y algunos bivalvos, alternantes con margocalizas, con intercalaciones arenosas y ferruginosas muy frecuentes que producen "wavy laminations". En el cementerio de Busturia son calizas micríticas grises, con pequeños belemnites, pirita diseminada y bioturbaciones. Localmente adquieren caracteres brechoides y tonalidades más rojizas.

La mayoría de afloramientos situados al sur de Altamira se encuentran tectonizados por el emplazamiento de las masas ofíticas adyacentes, y consecuentemente alterados, de forma que tan sólo se han podido diferenciar tramos margosos y tramos resaltantes más carbonatados que se han asimilado a los términos (6 y 7), respectivamente. Estos se van uniformizando progresivamente hacia el sur.

Paleogeográficamente, estos materiales se formaron en condiciones de mar abierto, relativamente profundo, en el que más o menos regularmente se producían altos fondos oolíticos, con formación de depósitos de alta energía.

2.3.2. **Jurásico superior (Malm) - Neocomiense** (8 y 9)

Se localiza en una estrecha banda Forua - Altamira y en un pequeño afloramiento en San Antonio de Albina. En Albina está representado por **calizas estratificadas con moluscos** (8). Son calizas tableadas de color gris a negro. Se presentan solas o bien alternando con niveles de margas negras (con abundante materia orgánica) y/o lignito. Los estratos calizos pueden presentar laminación paralela milimétrica (micritas negras) así como aspecto calcarenítico. También pueden aparecer moluscos, formando espectaculares lumaquelas de fragmentos de conchas muy blancos y finos.

En la banda Forua - Altamira los términos aflorantes son **margas y margocalizas** (9) laminadas, algo arenosas, de color gris claro, con restos muy difusos de belemnites. La mayor proporción en arcilla y la decalcificación han convertido a esta roca en una marga a veces muy alterada y cubierta de suelo residual.

2.3.3. **Complejo Urgoniano** (10 a 17)

Aflora según una banda paralela a la costa y al margen de la ria, y en el cierre sur del anti-forme de Bakio. El afloramiento aislado de Albina se considera perteneciente a este mismo Sector de Guernica. Los términos que componen este complejo carbonatado son mayoritariamente arrecifales y paraarrecifales, mostrando una gran variedad de litologías calcáreas.

Las **margas arenosas, localmente niveles de caliza** (10) afloran según bandas paralelas en la base del paquete calizo y, manteniendo sus características litológicas, se

encuentran también como equivalente lateral, en facies de cuenca, de toda la potencia de dicho paquete, al que llegan a recubrir al menos parcialmente. La pequeña banda situada al sur de Altamira de menor extensión lateral y potencia (ésta ha sido exagerada en cartografía, siendo en realidad menor de 5 metros), presenta un carácter menos carbonatado, localmente con aspecto lutítico debido a la tectonización y posterior decalcificación. ROBADOR (1.984) señala dentro de esta última intercalación una superficie endurecida o "hard-ground" testimonio de una detención en el depósito de materiales.

En el afloramiento de Albina la presencia de niveles calizos da lugar a la siguiente secuencia:

- Alternancia de calizas, margas y areniscas calcáreas en niveles milimétricos - centimétricos (esporádicamente decimétricos).
- Margas oscuras con orbitolinas.
- Alternancia de margas y margocalizas grises.
- Alternancia de calizas nodulosas con orbitolinas, calizas estratificadas, margas y areniscas calcáreas.

Esta sucesión se considera como una facies de implantación arrecifal, equivalente al conjunto de margas arenosas, localmente niveles de caliza (10) más calizas impuras (11) en la banda de Altamira.

Como sedimentos de cuenca, estas margas afloran en los dos ángulos septentrionales de la hoja.

En la zona de Bermeo - Mundaka forman un tramo complejo, con litologías variadas que se interpenetran entre sí, sin que llegue a observarse una polaridad definida en sentido vertical,

horizontal, ni oblicuo. La litología mayoritaria es de margas y limolitas calcáreas. Estos sedimentos finos engloban niveles discontinuos de nodulos calcareníticos, así como micritas con fauna de ammonites y belemnites (en los pasos laterales a los parches calizos), estratos netos de areniscas (calcáreas y silíceas) y margocalizas.

En la zona de Bakio pueden hacerse varias precisiones diferenciales con respecto a la de Bermeo.

- Desaparecen casi completamente las litologías arenosas, mientras que las de grano más fino aumentan de tamaño, igualándose el porcentaje de margas y limolitas calcáreas.
- Se observa una polaridad vertical, situándose el predominio margoso a muro y el limolítico a techo.
- El contacto de techo es uniforme en la horizontal.

En resumen: la litología margosa es más uniforme, al tiempo que se aprecia una cierta organización. Como litologías accesorias se pueden citar margocalizas, niveles margosos que engloban cantos de calizas y estratos más o menos continuos de brechas calcáreas, todo ello reflejo de las facies distales del gran aparato megabrechoide situado más al norte, en la hoja de Bermeo.

Las cuatro facies de calizas que se describen a continuación representan el estadio de colonización - diversificación y dan forma física al arrecife como cuerpo rocoso en crecimiento, rodeado de materiales más terrígenos.

Las **calizas impuras** (11) constituyen una estrecha banda de transición a las calizas netas de rudistas, o forman, como en Mundaka, litosomas aislados en áreas en las que no llegó a desarrollarse un arrecife completo.

Consisten en una alternancia irregular de calizas y margas en estratos centimétricos - decimétricos con fragmentos de moluscos y fauna de orbitolinas que aumenta hacia el techo de la serie. Para el caso de Mundaka, la sucesión es la siguiente:

- Calizas brechoides, con restos de corales aislados por laminaciones "wavy" de margas arenosas.
- Calizas oscuras, arenosas, con gran cantidad de orbitolinas uniformemente dispersas.

A techo de este tramo, y coincidiendo con un aumento del carbonato en la roca, aparece un nivel estratiforme, o al menos estratoligado, de carácter calcítico - siderítico y de potencia métrica, con cristales dispersos de sulfuros alterados, probablemente pirita.
- Calizas de color gris claro, con abundantes rudistas.
- Nivel mixto, en alternancia irregular, de calizas nodulosas, areniscas calcáreas y calizas brechoides.
- Nivel de calizas margosas oscuras, netamente estratificadas. Bioclastos muy abundantes: bivalvos, corales, gasterópodos, etc. (frecuentemente piritizados).

Otras litologías minoritarias, irregularmente repartidas en la sucesión, están compuestas por limolitas decalcificadas, areniscas calcáreas y calizas margo-arenosas.

Calizas estratificadas en bancos decimétricos - métricos, con corales y rudistas (12). Representan la litología de tránsito horizontal y vertical entre las calizas impuras y las más masivas. Se presentan según tres tipos de organizaciones litoestratigráficas:

- Calizas en bancos decimétricos, generalmente con carácter micrítico, bioclástico o biostrómicico con predominio de corales y orbitolinas sobre rudistas.
- Alternancia de calizas generalmente biostrómicicas con rudistas y corales, en bancos métricos, y calizas impuras (arenosas, margosas, brechoides o nodulosas).
- Tramos indiferenciados en los que un examen macroscópico global pone de manifiesto características mixtas entre las litologías descritas.

En el caso concreto de la banda de Busturia, el escaso nivel de afloramiento lleva a definir este término dentro del tercer tipo.

Calizas estratificadas en bancos métricos, con rudistas y corales (13). Esta facies, junto con las calizas masivas conforman el núcleo arrecifal, progresivamente más libre de influencias terrígenas nocivas para el desarrollo de los bioconstructores. Presenta una uniformidad considerable en cuanto a lito y biofacies. La litología general es de calizas puras, 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 y corales, mientras que los primeros son orbitolinas y otros bioclastos finos así como intraclastos y oóides minoritarios. Son poco frecuentes los bancos calcareníticos extensivos, estando localizados generalmente en las proximidades de los tránsitos laterales a facies terrígenas (por ejemplo, en el extremo norte de la banda). La biofacies es muy variada y está compuesta principalmente (en orden de importancia): por rudistas (requiénidos, radiolítidos y monopléuridos); corales ramosos, masivos y/o cupuliformes, individuales y planares; ostréidos,

orbitolinas, restos de equinodermos, braquiópodos, gasterópodos, lamelibranquios, algas rojas y verdes principalmente, espongiarios, miliólidos y otros foraminíferos.

En la proximidad de fallas importantes, las calizas adquieren diversos grados de recristalización, con aparición de filones calcíticos incluso de potencia métrica, como es el caso de Altamira.

Calizas masivas con rudistas y corales (14). Forman un único nivel de calizas sin estructura observable.

La única característica que podría diferenciar este tramo de las calizas estratificadas, sería la mayor proporción de micrita, la ausencia casi total de calcarenitas, la menor fracturación de los fósiles de mayor tamaño y la aparición con frecuencia de biohermos de corales y ostreidos. Es posible que una proporción apreciable de los rudistas no fracturados se halle en posición de vida.

Así mismo es de destacar, por un lado, la ausencia de niveles más margosos, arenosos o brechoides que puedan marcar la estratificación, y por otro, la constancia y regularidad de la sedimentación calcárea que propicia la formación de masas calizas sin estructura interna. Las condiciones sedimentarias debieron ser de muy baja energía con acumulación de fango ("lagoon" arrecifal) o bien de energía variable, en un medio en el que existieron organismos fijadores ("bindstones") o atrapadores ("bafflestone") de barro calcáreo.

Además de las margas arenosas, localmente niveles de caliza (10), ya descritas, se han cartografiado otros términos definibles como sedimentos de cuenca relativa:

Margas con brechas bioclásticas, localmente canalizadas (15). Son margas arenosas con distribución irregular del contenido en carbonato, con bioclastos dispersos, pirita

y nódulos calcáreos supuestamente diagenéticos. En ellos se intercalan, formando una alternancia, niveles centimétricos de brecha bioclástica en matriz margosa. Los bioclastos principales son planares y muy elongados (puede tratarse de espongiarios o corales planos). En lámina delgada se pone de manifiesto una estructura coralina de tipo planar: máximo grosor 2 cm., longitud del orden de 5 - 8 cm. La textura varía de orto a parabrecha. Los bioclastos accesorios son muy variables en tamaño y procedencia: corales ramosos y masivos, braquiópodos, lamelibranquios y otros no reconocibles de visu.

Brechas y megabrechas calcáreas (16).

Son niveles brechoides de cantos calcáreos, cuyo tamaño supera varios metros e incluso llega a ser decamétrico en algún caso (Punta Marga), en matriz margoarenosa. Globalmente pueden presentar una organización en niveles decamétricos alternantes. Son observables sobre todo en los afloramientos costeros lavados por el mar, como los situados en el puerto de Mundaka y en la costa norte del mismo.

Las **areniscas silíceas y lutitas (17)** son cuerpos tabulares o cuneiformes de reducida extensión lateral, formados por bancos, en general decimétricos de areniscas de tamaño de grano medio, silíceas, ferruginosas, arcillosas y mal seleccionadas, con lutitas esquistasas.

Sobre las últimas manifestaciones sedimentarias del Ciclo Urgoniano, que poco a poco han ido adquiriendo carácter terrígeno, se deposita un conjunto netamente detrítico, la formación Deva, en paso transicional y localmente discordante.

2.3.4. Formación Deva (18 a 24)

Ha sido definida por G. MONDEJAR (1.982) y es equivalente al "Complejo Supraurgoniano" de RAT. (1.959), al "Flysch Negro" de FEUILLÉE (1.967) y al "Deva Flysch" de VOORT (1.963).

Se trata de un conjunto de sedimentos detríticos, muy potente, monótono y continuo lateralmente, formado por alternancias de lutitas y areniscas. Localmente se intercalan en la serie niveles de conglomerados y, de forma muy minoritaria, finos niveles de rocas volcánicas (algunos de los cuales han sido cartografiados exagerando su potencia).

Las lutitas se disponen en bancos de potencia muy variable, desde centimétrica a métrica, aunque los más comunes son de potencias decimétricas, separados unos de otros por bancos de areniscas u horizontes ferruginizados. Presentan coloraciones muy oscuras para los materiales de granulometría más fina (argilitas) y más claras para los términos limolíticos.

A menudo se observan nódulos carbonatados y ferruginizados, nódulos de pirita generalmente oxidados, así como una característica disyunción esferoidal. Ocasionalmente, algunos estratos pueden ser ligeramente carbonatados.

Las areniscas se disponen en bancos de potencias variables desde centimétricas a métricas (aunque los más frecuentes son los de potencias decimétricas) con poca continuidad lateral, y alternantes con lutitas. Presentan caracteres turbidíticos con estructuras tales como muros erosivos, grano selección, laminación paralela y "ripples".

Están compuestos fundamentalmente por fragmentos de cuarzo subredondeado, de tamaño de grano fino - medio, aunque son comunes también, sobre todo en estratos más potentes, tamaños de grano grueso y muy grueso.

Existen muchos restos vegetales dispersos en la roca así como concentrados en niveles de potencias máximas centimétricas.

Los conglomerados se disponen en estratos de potencias variables desde centimétricas a decimétricas, intercalados en la serie de

areniscas y lutitas alternantes. Se trata de ortoconglomerados y paraconglomerados, formados por cantos silíceos subredondeados desde milimétricos a centimétricos en matriz arenosa y/o lutítica.

Teniendo en cuenta como criterio la abundancia relativa de las litologías descritas, se ha subdividido este complejo detrítico en diferentes términos, que presentan características propias.

Areniscas y lutitas (18). Se definen así aquellos términos que muestran un porcentaje similar de estratos de lutitas y de areniscas alternantes (ocasionalmente pueden encontrarse finas intercalaciones de conglomerados).

Es la combinación litológica más frecuente del complejo y aflora extensamente en gran parte de la hoja. Hay buenos afloramientos en la carretera que une Líbano de Arrieta con Busturia.

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

Argilitas y/o limolitas (19). Se definen así aquellos términos en los que existe un claro predominio de los materiales lutíticos sobre los areniscos. Afloran sobre todo al sur de Bermeo cortándose en los últimos kilómetros de la bajada de Sollube y en el barranco de Artigas.

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

Areniscas con niveles de lutitas (20). Se definen así aquellos términos con un porcentaje medio de areniscas que puede situarse en

torno al 75%. La potencia de los bancos areniscos puede aumentar hasta más de un metro. Las series de Bouma están mejor desarrolladas, los muros son claramente erosivos, apareciendo con mayor nitidez todo tipo de estructuras sedimentarias. Destacan los "megaripples" en algunos estratos areniscos aislados, así como los niveles de microconglomerados basales.

En estos términos tan arenosos pueden apreciarse finas intercalaciones de lutitas que separan los diferentes bancos, o bien una disposición anastomosada de dos o más estratos de arenisca. La resistencia a la meteorización de estos materiales ocasiona relieves diferenciales que producen cotas de relativa importancia, como los altos de Gurutze, Leazagaray, Añetu, Atxaspi, Tollu, etc.

Areniscas (21). Son términos en los cuales el único componente son areniscas (apenas existen niveles de detríticos finos). Los bancos de arenisca tienen morfología lenticular y potencia variable de decimétrica a métrica. Se observan con frecuencia varios bancos anastomosados, o bien finísimas intercalaciones de litologías más finas. Forman los altos de Sollube, Arkotza y Goikolea.

Los bancos más potentes presentan comúnmente mayor tamaño de grano, llegando en ocasiones a constituirse en areniscas microconglomeráticas.

Algunos de los términos descritos hasta ahora afloran en el ángulo noroeste de la hoja con la particularidad de intercalar numerosos niveles de conglomerados. En consecuencia, se han definido los siguientes términos:

Areniscas, lutitas y conglomerados (22). Son términos que además de las areniscas y lutitas, con las características descritas anteriormente, incluyen numerosas intercalaciones de orto y paraconglomerados. Los paraconglomerados están compuestos por cantos de cuar-

zo y cuarcita, bien redondeados, elipsoidales y esféricos, de tamaño de grano que varía de milimétrico a centimétrico, inmersos en una matriz lutítica o arenosa. Presentan superficies planas de techo y muro, y una gran continuidad lateral.

Los ortoconglomerados son similares composicionalmente a los paraconglomerados, con matriz arenosa. Tienen poca continuidad lateral y potencias irregulares. Se disponen normalmente a muro de bancos arenosos, observándose granoselección bien definida. Pueden presentar además muro erosivo.

Areniscas y conglomerados (23). Son términos formados por alternancias de areniscas y lutitas similares a los descritos anteriormente como (20 y 21); esto es, con un claro predominio de los bancos arenosos sobre los detríticos finos, pero que intercalan numerosos niveles de ortoconglomerados.

Lutitas y conglomerados (24). Se ha definido este término para aquellas alternancias con un claro predominio de las litologías de granulometría fina (argilitas y limolitas), que incluyen algunos niveles de paraconglomerados. Únicamente se ha observado en un pequeño afloramiento en la zona de Mañuas.

La formación Deva presenta una organización "flysch" bien definida, encontrándose frecuentemente estructuras sedimentarias que indican el origen turbidítico de la serie. Por otra parte, en las proximidades de la zona donde afloran materiales del Complejo Urgoniano, se aprecia, una abundancia relativa del cemento calcáreo en lutitas y areniscas, respecto del silíceo.

2.3.5. Cretácico superior (25 a 35)

Sobre la sucesión detrítica que compone la formación Deva, y a partir del Cenomanienense (medio - superior), la sedimentación se hace en parte carbonatada, con episodios volcánicos y brechoides en su base, y adquiriendo poco a poco carácter "flyschoides".

El tránsito entre la formación Deva y el Cretácico superior es aparentemente gradual en algunas zonas como por ejemplo en el corte de Forua a Baldatika, donde se pasa de los últimos tramos de limolitas a las primeras margas mediante un progresivo aumento de carbonato.

Margas y margocalizas (25). Se trata de un conjunto de rocas carbonatadas impuras de aspecto masivo. En la zona norte de Metxikas esta representado mayoritariamente por margas, aunque localmente se trata de margocalizas e incluso calizas arcillosas que muestran una disposición en bancos. Localmente también intercalan finos niveles de areniscas, lutitas y brechas intraformacionales. Todo el conjunto puede alcanzar una potencia cercana a los 400 metros.

Sin embargo, en otras áreas cercanas (al norte de Agirre), el tránsito está ocupado por brechas polimícticas que ponen de manifiesto una inestabilidad tectónica clara.

Brechas polimícticas con cantos de areniscas y lutitas (26). Formadas por cantos redondeados y angulosos de tamaño variable (desde pocos centímetros a varios decímetros, ocasionalmente métricos) en una matriz lutítica arenosa. La naturaleza de los cantos es variada; predominan los cantos de areniscas y lutitas (pertenecientes probablemente a los niveles de la formación Deva infrayacente). También se encuentran, en menor proporción, cantos de naturaleza volcánica. La potencia máxima que alcanza en algunos puntos es aproximadamente de 200 metros.

Brechas polimícticas con cantos volcánicos (27). Se sitúan a techo de las anteriores; predominan los cantos de naturaleza volcánica sobre los de origen sedimentario. La matriz es de carácter margoso. Se encuentran además, cantos de caliza y margocaliza que localmente llegan a ser mayoritarios. Presentan una potencia máxima de 175 metros.

Un poco más arriba en la serie, comienzan a manifestarse episodios volcánicos. Numerosos y potentes niveles de volcanitas básicas

se interestratifican con margas, limolitas y areniscas en una serie mixta terrígeno - calcárea.

Las rocas volcánicas se han agrupado según su naturaleza en dos grandes grupos: rocas volcanoclásticas y rocas cristalinas (coladas masivas, coladas de almohadillas, diques y cuerpos granudos).

Como **rocas volcanoclásticas** (28) se han considerado rocas de granulometría variada; en el campo se pueden distinguir tres tipos: cineritas, tobas y brechas.

Las cineritas se disponen según finos bancos interestratificados en materiales de granulometría mayor.

Las tobas son abundantes. Presentan tonalidades verde claro muy características. Generalmente están muy meteorizadas, lo que las hace deleznales. 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 destrucción de ellas mismas. Con frecuencia presentan granoselección y otras estructuras sedimentarias.

Junto con tobas y cineritas se encuentran frecuentemente niveles interestratificados de margas y margocalizas. La continuidad lateral de estos niveles es restringida, con potencias variables, desde unos pocos centímetros a varios metros.

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 variada; abundan los fragmentos de lava almohadillada, encontrándose, además, fragmentos de roca vítrea, y de rocas con texturas fluidales y porfídicas.

Las rocas volcanoclásticas están bien representadas en algunos afloramientos al noreste de Metxikas y norte de Jainko - Oleaga.

Coladas, rocas microgranudas y diques (29). Los afloramientos más abundantes son de coladas, habiéndose reconocido dos tipos principales: coladas de lava almohadillada y coladas masivas.

Las condiciones de emisión del material lávico son las que determinan los diferentes tipos de colada. Las coladas de lava almohadillada son las más abundantes. Se presentan según cuerpos de geometría irregular (marcada por la cuenca de acumulación), mostrando potencias muy variadas, que oscilan desde unos pocos a varios 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. Presentan con frecuencia estructura interna (marcada por la concentración de vacuolas) y fracturas radiales. La forma de las almohadillas es más o menos esférica, modificada por la acumulación y adaptación de unas a otras. Los huecos existentes entre almohadillas se rellenan de material piroclástico, caliza, margocaliza, calcita y/o cuarzo. Se observan buenos afloramientos al oeste de Metxikas y en el corte de la carretera que une Mungia y Agirre.

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 de algunos centímetros a varias decenas de metros. Se disponen concordantemente, bien sobre rocas sedimentarias o 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 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 o pirita- que pueden llegar a mostrar una distribución preferente hacia el techo de la colada (en sentido ascendente) y según la dirección de flujo de la misma. El número de vacuolas aumenta de muro a techo en la colada confiriendo a la misma un aspecto zonado.

Muestran una fracturación intensa (espaciado decimétrico) por diaclasado. Puede verse un bello ejemplo de disyunción columnar en una cantera localizada junto a Fruniz, en el cuadrante situado al sur de éste (Lezama, 62-I).

Se reconocen diques de naturaleza básica que cortan el conjunto volcánico. Tienen potencias decimétricas e incluso métricas y presentan texturas microcristalinas y porfídicas. Pueden observarse en una cantera activa a pocos kilómetros de Rigoitia, en el cuadrante situado al sur de éste (Lezama, 62-I).

También se han localizado algunos afloramientos de dimensiones reducidas de rocas microgranudas básicas (gabro-diorita), que por su forma pueden ser pequeños lacolitos. En general están muy alterados; el único afloramiento de este tipo en el que se ha encontrado la roca fresca, se encuentra en el cuadrante de Lezama. Es una roca granuda a micro-granuda, con mayor proporción de leucocratos que de melanocratos, y disyunción en bolos. Los contactos con las rocas encajantes son difusos.

Agrupando las rocas volcánicas según su naturaleza (volcanosedimentaria y rocas volcánicas s.s) y analizando la cartografía obtenida a partir de estos criterios, se puede deducir que las rocas volcánicas se agrupan según cuatro conjuntos:

- En el conjunto basal dominan las coladas de lavas almohadilladas, aunque se encuentran otros tipos de coladas, e incluso niveles de rocas volcanoclásticas.

Presentan una potencia cercana a los 375 metros.

- Un segundo conjunto muestra sobre todo rocas volcanoclásticas (posiblemente por destrucción de parte del primero). Frecuentemente aparecen coladas interestratificadas de potencia y continuidad lateral relativamente reducida. Este conjunto hacia el oeste pierde potencia y desaparece. La potencia máxima observada es de unos 350 metros.
- El tercer conjunto volcánico estaría formado mayoritariamente por coladas con intercalaciones finas de rocas volcanosedimentarias con desarrollo lateral muy restringido. Las potencias observadas varían entre 200 y 100 metros.
- Un cuarto conjunto lo formarían nuevamente rocas volcanosedimentarias de muy escaso desarrollo horizontal, interestratificadas con rocas sedimentarias y en constante cambio lateral de facies con ellas. La potencia máxima observada alcanza los 225 metros.

Areniscas, lutitas, margas y brechas

(30). Componen una serie mixta terrígeno carbonatada en donde se intercalan rocas volcánicas y volcanoclásticas. A pesar de esta variedad litológica, las lutitas son en general la litología predominante. No obstante, las areniscas son más abundantes localmente, sobre todo hacia el muro de la formación.

Las areniscas son de grano medio, en niveles de potencia decimétrica, encontrándose en avanzado estado de alteración.

Las margas están estratificadas en bancos decimétricos, localmente brechoides.

Dentro de este grupo hay intercalaciones de brechas polimícticas como las descritas anteriormente.

Parte de esta serie se observa en los afloramientos de la carretera entre Líbano de Arrieta y Agirre o en el barranco del arroyo Meñakabarrena.

Alternancia de areniscas calcáreas y margas ("flysch detrítico") (31). A techo del conjunto volcánico se dispone una serie alternante de areniscas calcáreas y margas con caracteres turbidíticos. Están intensamente meteorizadas y decalcificadas.

Las areniscas son de tamaño de grano fino - medio y se disponen en bancos regulares de potencia variable, desde centimétrica a métrica. En esta serie se encuentran ocasionalmente niveles de microconglomerados silíceos con potencias que varían de 0.5 a 1.5 metros, que suelen tener asociados estratos de "grainstone" arenoso con orbitolinas (los cantos de cuarzo llegan a ser de varios milímetros).

Estos materiales únicamente afloran al este de Metxikas, mientras en otros cuadrantes (Lezama, 62-l) aflora más extensamente. Sin embargo, su potencia no ha podido ser estimada debido a que está fuertemente tectonizado.

Margas y margocalizas brechoides (32). Se disponen indistintamente sobre los materiales descritos anteriormente, o sobre las rocas volcánicas. Se trata de un conjunto de margas y margocalizas con numerosos niveles brechoides, que contienen cantos redondeados centimétricos a decimétricos de margocaliza en matriz margosa. Se puede considerar que la brechificación se debe a deslizamientos de una masa de marga y margocaliza en estado muy plástico.

Dentro del presente cuadrante, esta serie únicamente aflora al este de Metxikas, directamente encima de las rocas volcánicas.

La **alternancia de calcarenitas y margas ("flysch detrítico - calcáreo") (33)** es una serie alternante y muy potente que presenta

carácter turbidítico. Está compuesta de calcarenitas, margas con margocalizas, calizas micríticas y escasos niveles de arenisca calcárea en estratos de varios centímetros a varios decímetros, no superando nunca los dos metros. Se han localizado niveles de "chert" interestratificados en las margas, sobre todo a muro de esta serie.

Estos materiales se disponen directamente sobre los tramos de los Complejos Supraurgoniano y Volcánico. La potencia de la serie no ha podido ser estimada debido a que se dispone en contacto mecánico con series superiores.

Algunos afloramientos se observan en las cercanías de Mungia.

Alternancia de areniscas calcáreas, calcarenitas, margas y lutitas (34). Se trata de una serie que aflora en el área suroeste de la hoja. Está formada mayoritariamente por una alternancia de areniscas calcáreas, calcarenitas y margas, con características flyschoides. Ocasionalmente se observan algunos bancos de lutitas y calizas micríticas.

Los estratos presentan potencias variables desde centimétricas a decimétricas. Esta serie está limitada al norte y al sur por fallas, y se encuentra fuertemente tectonizada y plegada; debido a esto su potencia no ha podido ser estimada.

Algunos afloramientos pueden observarse en la carretera Bilbao - Mungia entre los barrios de Zabalondo y Basabitxi.

Margas y margocalizas grises y rojas (35). A techo de las alternancias anteriormente descritas se observa una serie formada por margas y margocalizas rojas de edad Maastrichtienense que alternan en bancos de potencias decimétricas. Esta serie aflora en una banda limitada por fallas tanto al norte como al sur, por lo que su potencia no ha podido ser estimada.

Sus afloramientos son escasos. Únicamente es visible en parte en la carretera Bilbao - Mungia, cuadrante de Getxo (37-IV), y en algún camino vecinal en el ángulo suroeste de la presente hoja.

2.3.6. Terciario (36)

Los materiales de esta edad, aflorantes en el ángulo suroeste de la hoja, se encuentran en contacto mecánico con la serie carbonatada maastrichtense anteriormente descrita.

Alternancia de areniscas calcáreas, calcarenitas, margas y calizas micríticas (36). Es una serie de edad Eoceno inferior que presenta caracteres flyschoides, formada por alternancias en bancos de potencias mayoritariamente centimétricas.

Las litologías dominantes son areniscas calcáreas, calcarenitas y margas. Ocasionalmente se observan tramos potentes formados mayoritariamente por calizas micríticas y margas, algunos de ellos incluso con entidad cartográfica.

En otros cuadrantes contiguos, Getxo (37-IV) y Bilbao (61-II), está mejor representada.

2.4. CUATERNARIO (37 a 43)

Los depósitos cuaternarios de mayor desarrollo en este cuadrante son los relacionados con la ría de Gernika y los afluentes del río Butrón.

Se distinguen dos tipos de depósitos de origen fluvial: el **aluvial** (38), formado por acumulación de materiales heterométricos, en los que abundan los tamaños más finos en la parte superior, y las **terrazas** (37), de características muy similares, pero con menor abundancia de finos. Sólo se ha cartografiado una terraza, en las proximidades de Markaida, al norte de Mungia.

Los depósitos de gravedad se han incluido en una sola unidad, con el nombre de **coluvial** (39), en la que la variabilidad es grande, abarcando desde las coladas de barro hasta los coluviales de bloques.

Bajo el nombre de **depósitos residuales** (40) se han incluido dos tipos de acumulaciones de finos, que prácticamente no han sufrido transporte: las arcillas de decalcificación situadas en el fondo de depresiones kársticas, como las de Apraiz y Malleku, y las acumulaciones de arcillas producto de la alteración de las ofitas, observables a lo largo de la carretera de Forua - Altamira.

Los **fangos estuarinos** (41) son depósitos de tamaño de grano limo o arcilla, normalmente de aporte continental. Se disponen horizontalmente, presentando estratificación cruzada de bajo ángulo a gran escala. En muchas ocasiones se intercalan con los **depósitos arenosos estuarinos** (42), sobre todo en la zona central de la ría de Gernika. Estos últimos, de origen marino, más frecuentes en la zona cercana a la desembocadura, son de características muy similares a los depósitos arenosos de playa aunque estos últimos presentan un mayor contenido en carbonatos por aportes internos de restos de conchas y un mayor porcentaje de granos mates debido a una mayor intensidad de la acción eólica.

En depósitos cercanos al límite actual de la ría, quizá atribuibles a restos de un aluvial o terraza antigua, hoy día desmantelada, se encuentran aún cantos rodados de sílex. Apuntamos este dato como posible origen del toponímico Pedernales - Sukarrieta.

Depósitos antropogénicos (43). Se han cartografiado varios depósitos, localizándose todos ellos sobre las marismas de Busturia y que corresponden generalmente a rellenos para desecar las mismas.

3. SEDIMENTOLOGIA

En el entorno del cuadrante en estudio aparecen materiales pertenecientes a las potentes sucesiones mesozoicas del ciclo alpino.

El presente capítulo es un intento de restablecer la evolución paleogeográfica; ésto se realiza para las distintas unidades tectoestratigráficas en la posición que ocupan en la actualidad. La correlación entre unidades puede ser problemática al desconocerse con exactitud sus posiciones originales; sin embargo, el presente cuadrante se localiza dentro de una misma unidad y sector.

3.1. JURASICO

En el área de estudio, el Jurásico comprende sucesiones eminentemente carbonatadas y margosas del Lías y Dogger, pudiendo en ocasiones aparecer el Malm (Oxfordiense y/o Kimmeridgiense). Las series jurásicas aflorantes en el área presentan características comunes, como son el carácter fundamentalmente marino de los materiales y la fuerte reducción de potencia. La evolución paleogeográfica se basa principalmente en datos de cuadrantes limítrofes (Elantxobe, 38-IV y Gernika, 62-II) en los que los afloramientos y las sucesiones jurásicas son más completos.

— El Lías calizo que describe SOLER y JOSE (1.972) (Hettangiense-Sinemuriense) comienza, en áreas colindantes, con

calizas parcialmente dolomitizadas y brechificadas por colapso (previa disolución de evaporitas intercaladas); se trata de las denominadas "carniolas infraliásicas", depositadas en un medio restringido y supra-mareal (tipo "sabkha").

Posteriormente se suceden, encuadrados en un ciclo transgresivo, depósitos de llanura mareal (figura 3.1.) de energía creciente (calizas y dolomías estromatolíticas y oosparitas dolomitizadas).

— El denominado "Lías margoso" (Carixiense - Toarciense), junto con el Dogger y localmente parte del Malm (Oxfordiense), están representados por un tramo uniforme, margoso y calizo, de potencia condensada, con frecuentes superficies ferruginizadas ("hard-grounds") y abundante fauna de ammonites, belemnites y crinoides, cuya distribución relativa varía en el tiempo y en el espacio. La base de este término parece ser localmente erosiva, por ejemplo, en Kanala, sobre el sustrato estromatolítico, con formación de brechas calcáreas aparentemente canalizadas.

La transgresión marina que ha quedado plasmada en la evolución de los medios sedimentarios durante Lías y Dogger (figura 3.2.), se detiene

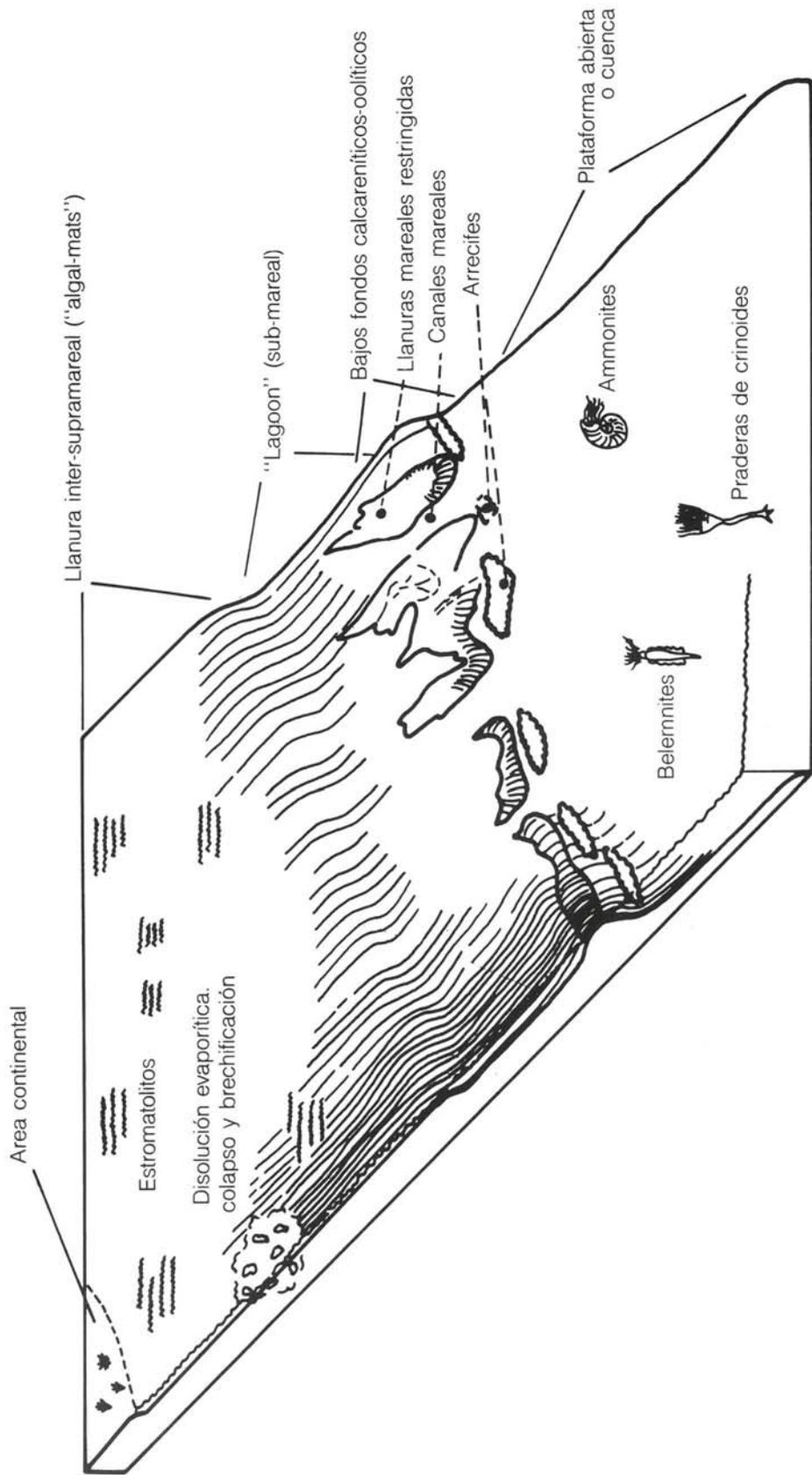


Figura 3.1.—Distribución paleogeográfica de ambientes marinos someros en el Lías inferior (escala vertical exagerada)

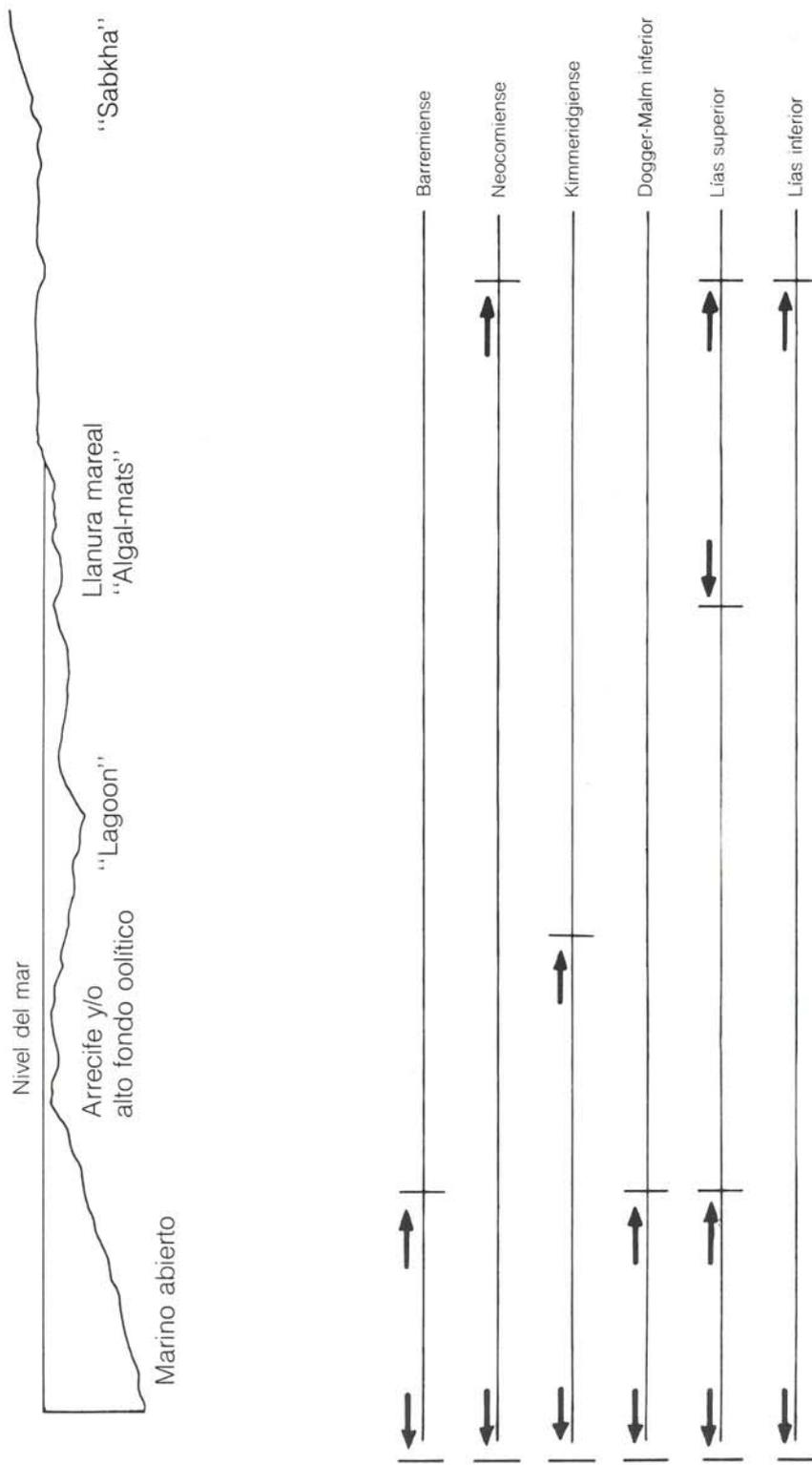


Figura 3.2.—Medios sedimentarios identificados en el área de estudio en el Jurásico y Neocomiense-Barremiense. La variedad ambiental del Lias inferior va disminuyendo al perder segmentos intermedios entre marino y mareal durante el Lias superior. Esto se debe a la transgresión que llegaría a su máximo de desarrollo durante el Dogger. La regresión durante el Kimmeridgiense y Neocomiense origina nuevamente la creación de medios sedimentarios de variedad creciente. La transgresión Barremiense anula a su vez dicha variedad hasta la llegada de los medios arrecifales del Aptiense inferior.

bruscamente entre el Calloviense y el Oxfordiense, iniciándose una etapa de rápida regresión, a veces marcada por discordancias erosivas (discordancia Kimmérica). Es frecuente que sobre materiales de medios marinos abiertos se depositen facies oolíticas (someras y de alta energía) así como las primeras manifestaciones terrígenas gruesas (areniscas) del ciclo jurásico en el área. Este tipo de facies oolíticas está bien representado en el presente cuadrante, especialmente en el área de Altamira.

La evolución paleogeográfica general se visualiza en la figura 3.3.

3.2. MALM TERMINAL - NEOCOMIENSE - BARREMIENSE (?)

Se trata de sucesiones mixtas calizo - terrígenas, depositadas en ambientes de aguas salobres (Malm - Neocomiense) evolucionando a marinas someras (Barremiense?) y algo más profundas (Aptiense basal, ya dentro del Complejo Urgoniano) dibujando un episodio transgresivo (figura 3.4.). Litológicamente el ciclo está representado en áreas adyacentes por calizas tableadas con estromatolitos y gasterópodos de aguas salobres, calizas oolíticas con componente arenoso - microconglomerático (situadas al sureste, fuera del cuadrante), y margas arenosas que dan paso a las primeras "praderas" de orbitolínidos del Aptiense inferior, típicas del mar urgoniano. Dentro del cuadrante en estudio, los materiales consisten principalmente en una sucesión margosa monótona, en tránsito gradual a las margas de la base del Complejo Urgoniano.

3.3. APTIENSE - ALBIENSE INFERIOR Y MEDIO (CICLO URGONIANO)

La evolución tectosedimentaria del Cretácico inferior marino comprende dos ciclos: uno

inicial constructivo carbonatado (Urgoniano), que trae consigo la implantación de sistemas arrecifales y paraarrecifales, y uno final destructivo que se completó con grandes aportes terrígenos a abanicos submarinos (formación Deva o Complejo Supraurgoniano).

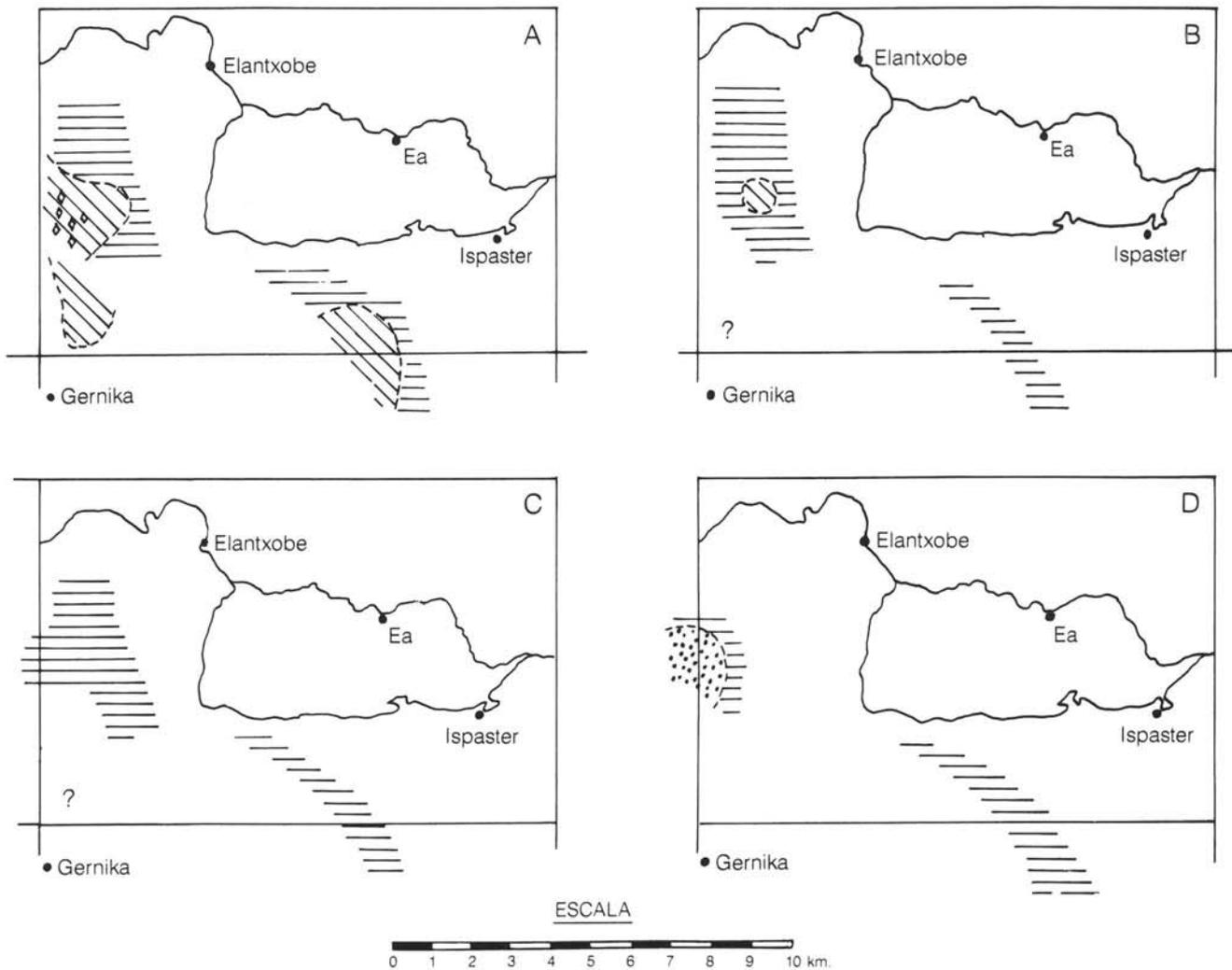
Las calizas de rudistas se dispusieron en áreas de menor subsidencia relativa, a cubierto de la contaminación terrígena continental que invadía la cuenca. Las áreas de tránsito entre altos y surcos paleogeográficos están marcadas por la abundancia de fenómenos de inestabilidad gravitatoria ("slumps" y flujos de barro y derrubios), como es el caso de las series megabrechoides de Bakio, Bermeo y Mundaka.

El desarrollo de calizas en el área fue incipiente en el Aptiense inferior (1.^a secuencia deposicional* urgoniana), claro y bastante extendido superficialmente, aunque no con demasiado espesor, en el Aptiense superior basal (2.^a secuencia), y verdaderamente espectacular entre el Aptiense terminal y Albiense superior (3.^a secuencia).

En este cuadrante se da una sedimentación margosa durante la primera secuencia, mientras que la segunda y tercera forman una serie calcárea de somerización hacia arriba, interrumpida únicamente por una superficie ferruginizada de no - deposición (ROBADOR, 1.984), quizá relacionada con la asimetría de las dataciones paleontológicas realizadas en el litosmo calcáreo.

El edificio resultante, situado sobre el paleoalto de Gernika, presenta claros tránsitos hacia NNO a facies más profundas de talud constructivo (ROBADOR, 1.984) y/o destructivo, y hacia SSE a facies terrígenas someras (figura 3.5). En estos medios de tránsito se desarrollan facies oolíticas (ángulo noroeste del cuadrante de Gernika), así como comunidades biológicas

* Se emplea el término secuencia deposicional, en el sentido de MITCHUM *et al.* (1.977), aludiendo al carácter de alternancias o parejas sedimentarias a gran escala que presentan los términos de la sucesión urgoniana y supraurgoniana.



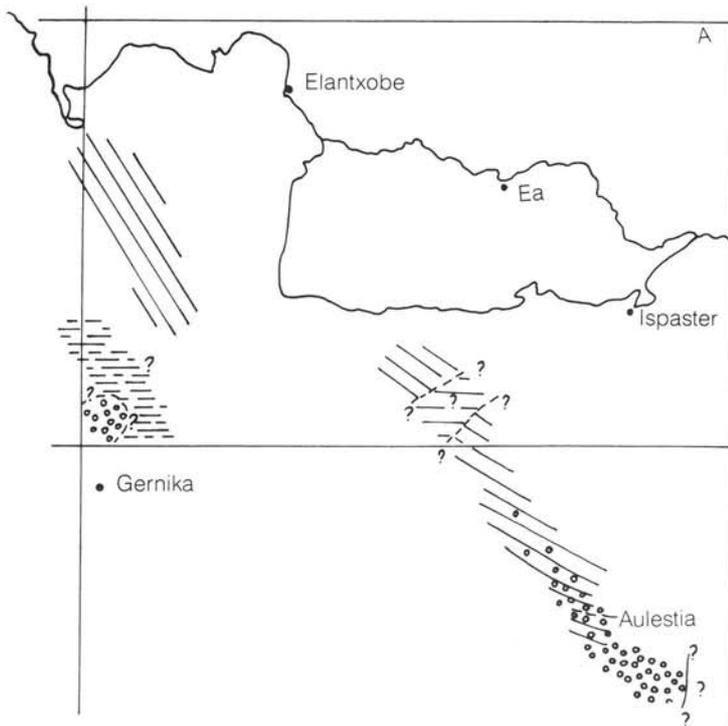
LEYENDA

-  (a) Mareal ("Tidal flat")
-  (a) Supramareal ("sabkha")
-  "Shoals" oolíticos
-  Nerítico / Cuenca relativa

Figura 3.3.—Evolución paleogeográfica del área en el Jurásico.

- A) Lías inferior
- B) Lías superior
- C) Dogger - Malm inferior
- D) Malm superior - Kimmeridgiense

Nótese la transgresión Lías-Malm inferior y la brusca reactivación tectónica Kimmeridgiense, con nueva creación de altos fondos oolíticos.



LEYENDA

-  SUBMAREAL E INTERMAREAL CARBONATADO
-  ALTOS FONDOS ("SHOALS") OOLITICOS
-  AREA DE BORDE DE "SHOAL"
-  NERITICO
a) Supuesto
-  NERITICO / LITORAL
a) Supuesto

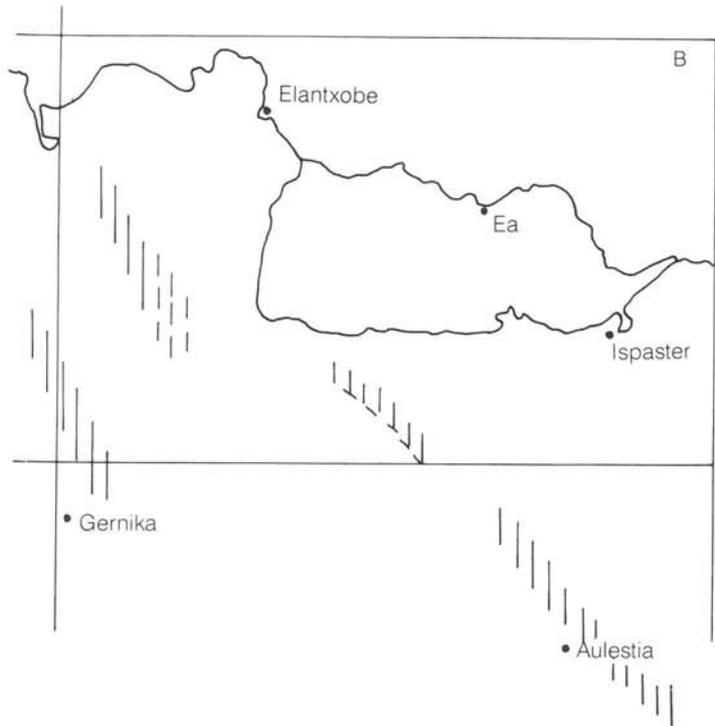


Figura 3.4.—Evolución paleogeográfica de los ambientes marinos someros durante el Neocomiense (A) y Barremiense-Aptiense basal (B). Se pone de manifiesto la primera transgresión cretácica.

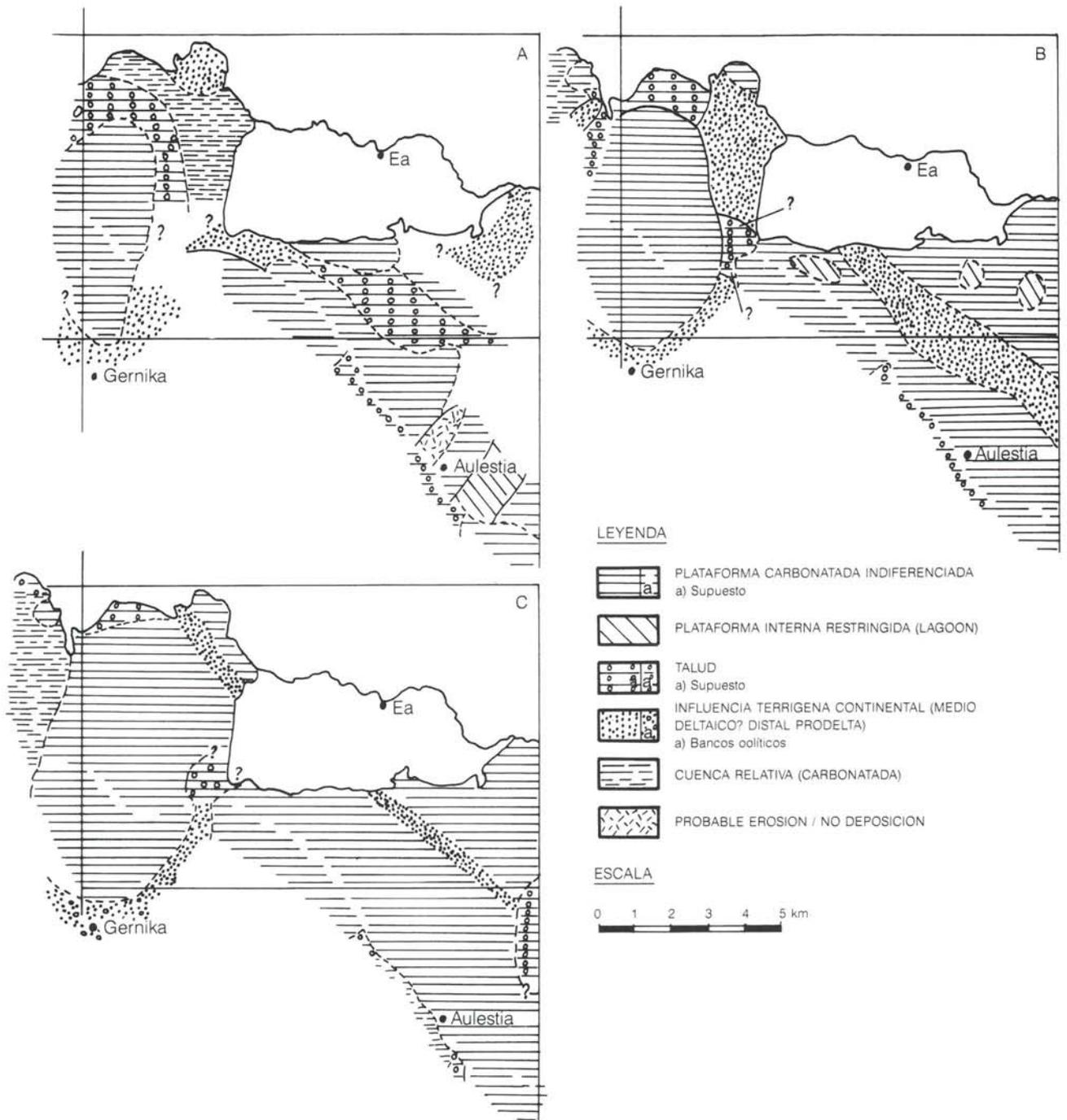


Figura 3.5.—Evolución paleogeográfica de los sistemas arrecifal-pararrecifal y deltaico (supuesto) durante las tres secuencias deposicionales urgonianas:

- A.-Barremiense-Aptiense inferior
- B.-Aptiense superior-Albiense basal
- C.-Albiense inferior y medio

Obsérvese la expansión de las plataformas, la evolución de los taludes y la migración y evolución de los ejes de aportes terrígenos.

progradantes hacia cuenca (Mundaka) y niveles claramente megabrechoides (Punta Margoa).

En áreas como las de Bermeo, Bilbao, Orozko, etc., no existió desarrollo de calizas con rudistas, sino que el equivalente temporal estuvo formado esencialmente por margas, pero también por lutitas, areniscas y calizas. Las construcciones masivas fueron especialmente importantes en este episodio, sobre todo en las zonas de tránsito a facies margosas donde se puede observar algún montículo arrecifal. En conjunto, el esquema que se deduce es el clásico de plataforma - cuenca de WILSON (1.975), con las matizaciones de su gran espesor frente a su relativamente pequeña extensión superficial.

La aparición de las sucesiones megabrechoides de Mundaka, Laida - Laga, Bakio, Bermeo y Ea implica la existencia de un área fuente carbonatada en proceso de desmantelamiento (figura 3.6). Los parámetros sedimentológicos indican en los tres últimos casos una procedencia en general septentrional de los aportes, como ya se vislumbraba con respecto a los abanicos terrígenos (deltaicos?) presentes en el área de Ogoño (cuadrante de Elantxobe) y a las calizas arrecifales y areniscas deltaicas de Gorliz - Armintza. Este hecho implica la existencia de un antiguo continente hercínico septentrional, cuyas costas estaban colonizadas por arrecifes urgonianos (figura 3.7).

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 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, estructurados según

directrices N 125° y N 25° E, que dejó partes del fondo marino dentro de la zona fótica y otras por debajo de la misma. A esta acción tectónica se agregó la originada por los movimientos halocinéticos, como en el caso de Gernika, (figura 3.5). La migración de los materiales triásicos impulsada por reajustes de los bloques del zócalo creó intumescencias locales en las áreas de alto, (ANTIGÜEDAD *et al.*, 1.983; GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL, 1.982) contribuyendo decisivamente a la localización de facies de calizas y a la creación de taludes en sentido radial.

3.4. ALBIENSE SUPERIOR - CENOMANIENSE INFERIOR (CICLO SUPRAURGONIANO)

Se trata del episodio terrígeno que cierra el ciclo marino arrecifal urgoniano y lo separa de la sedimentación carbonatada de tipo "flichsch" o plataforma, característica del Cretácico superior a partir del Cenomaniense superior.

Tras la sedimentación megabrechoide y las facies "flichschoides" y arenoso - carbonatadas que la recubren, comienza el depósito, según las zonas, de facies finas de llanura de cuenca turbidítica ("basin plain"), o bien de facies de lóbulo (o de orla de lóbulo) de abanicos submarinos.

Sobre las facies descritas prograda un abanico submarino en macrosecuencia negativa: llanura de cuenca, orla de lóbulo distal, lóbulo proximal (con signos de inestabilidad) y canales distributarios de "debris - flows" conglomeráticos.

La dirección de procedencia de los aportes era en general del norte o noreste, lo que implica un área - fuente cristalina septentrional - como ya dedujera VOORT (1963) - posteriormente sumergida, que suministrase gran cantidad de clastos silíceos (figura 3.8)

SSE

NNO

Forua

Busturia

Mundaka

Bermeo

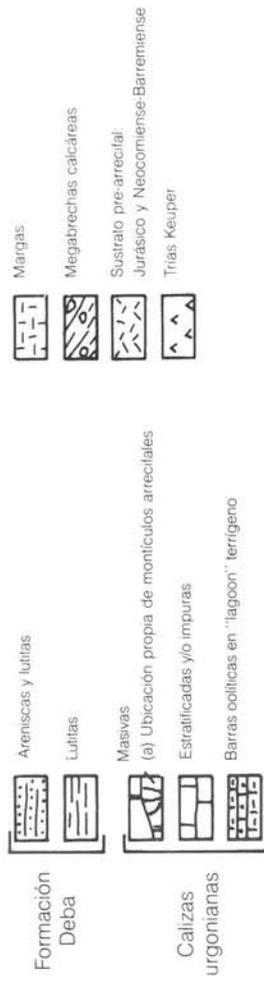
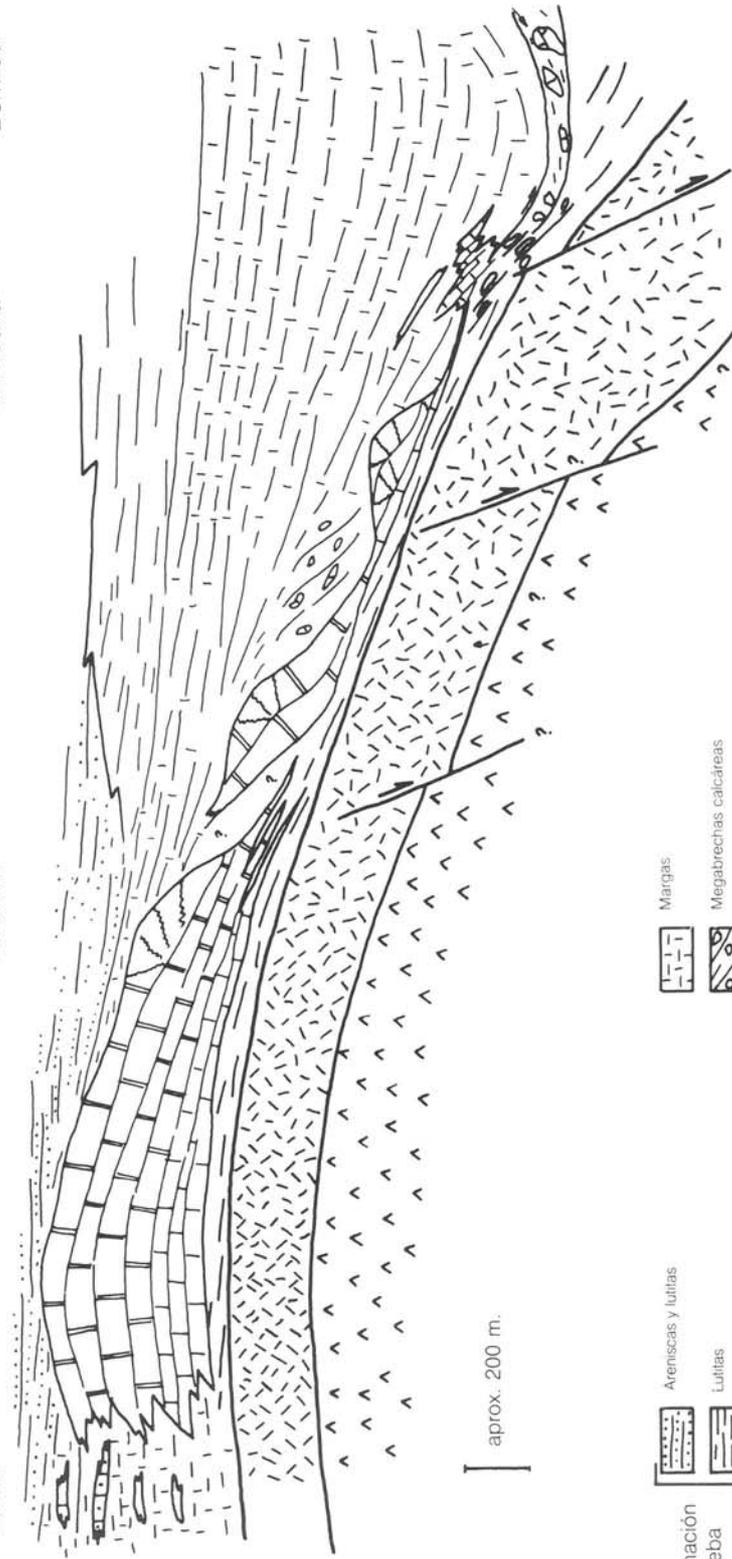


Figura 3.6.—Esquema estratigráfico y paleogeográfico de la banda Forua-Busturia-Bermeo, ilustrando la transición desde un medio de "lagoon" terrígeno con oolitos, hasta una cuenca carbonatada "profunda", con depósitos de megabrechas calcáreas. La escala horizontal no es real. La longitud del corte supera los 10 Km.

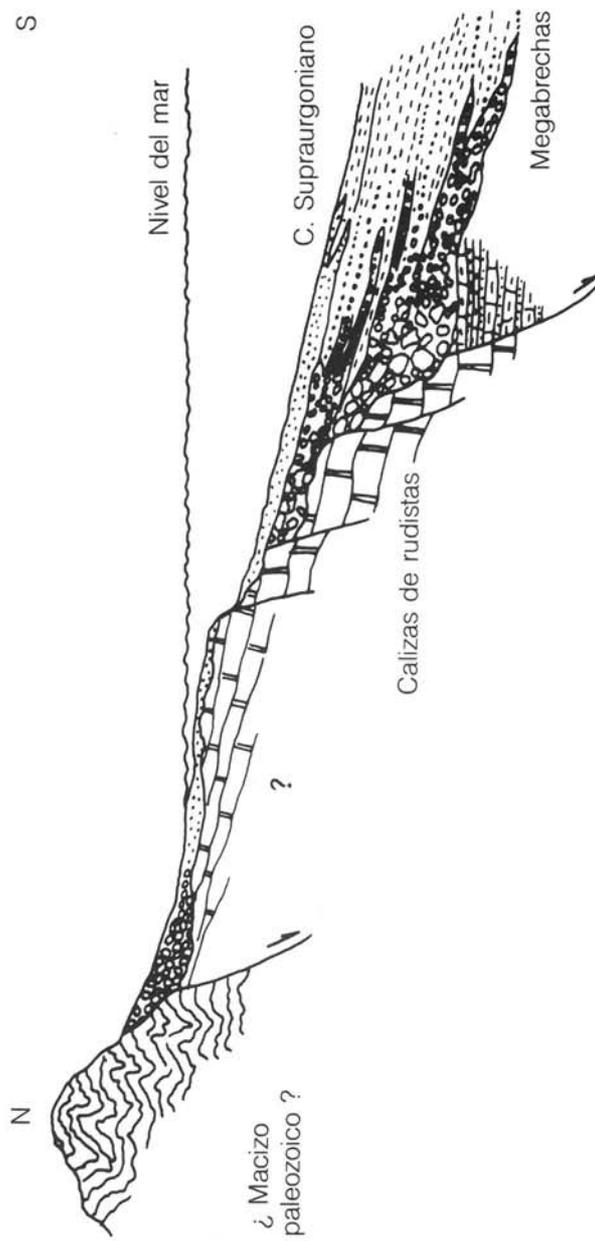


Figura 3.7.—Zona de Bakio. Esquema interpretativo de la disposición de elementos tectosedimentarios en el Albiense-Cenomaniense. Sin escala. Tomado de ROBADOR (1984).

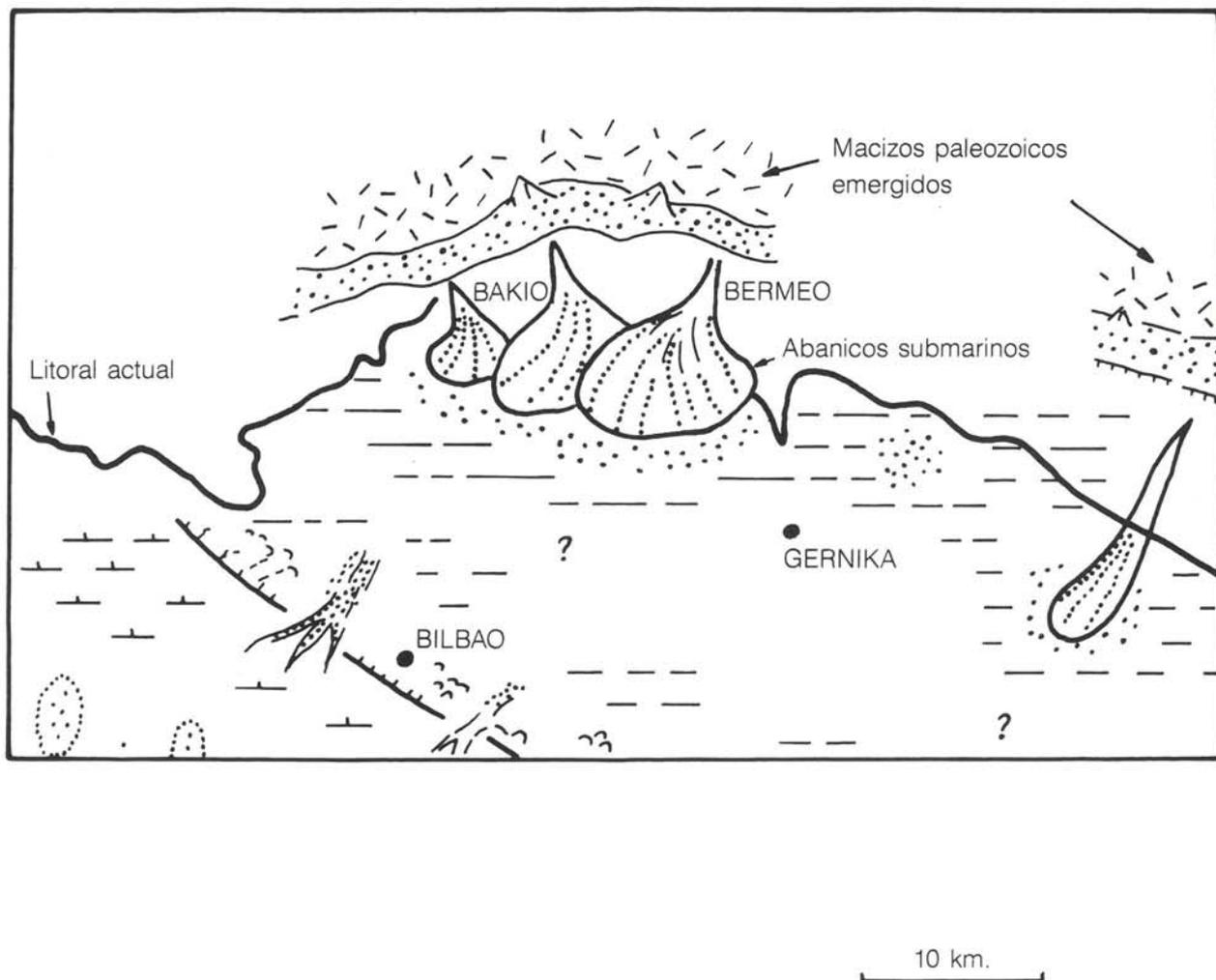


Figura 3.8.—Esquema paleogeográfico (muy generalizado) de los alrededores del área estudiada para el Albiense superior - Cenomaniense inferior ("Supraurgoniano). Según PUJALTE, 1986.

Tras detenerse la progradación del abanico, se crea una superficie erosiva discordante y comienza un nuevo episodio retrogradante - transgresivo que culmina con el depósito de las margas del Cretácico superior. La geometría de los lóbulos indica un control de las canalizaciones por parte de umbrales que coinciden con la localización actual de los emplazamientos triásicos de Mungia (en sus diversas ramas), Bakio, Gernika (contra cuyo flanco se acuña espectacularmente toda la formación Deva) y, presumiblemente, Bermeo.

El resultado geométrico general es el de dos abanicos coalescentes (Lemoiz - Jata y Matxitxako - Sollube) con canalizaciones radiantes hacia SSO y SE.

3.5. CENOMANIENSE SUPERIOR - MAASTRICHTIENSE (CICLO CRETACICO SUPERIOR)

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

A nivel general de la Cuenca Cantábrica, la transgresión iniciada en el episodio Urgoniano continuó durante el Cenomaniense, interrumpida por una fase regresiva en el Cenomaniense superior. La máxima intensidad de la transgresión se produjo en el Turoniense inferior. El Turoniense superior vino marcado por una regresión generalizada; mientras que el período Coniaciense - Santoniense inferior es de nuevo transgresivo; le sigue una regresión en el Santoniense superior que continuó hasta el fin del Cretácico. La elevación final viene marcada por calizas "garumnienses" de agua dulce. En el "surco flysch", por el contrario, se mantuvo la tendencia transgresiva, hasta un máximo constituido por las calizas rojas del Danés (ORUE - ETXEBARRIA, 1.983).

Se han reconocido, en los Territorios de Gipuzkoa y Alava, pequeñas discontinuidades en

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

Finalmente, la transgresión del Cretácico superior, la permanencia del "surco flysch" y el volcanismo sinsedimentario, deben ir ligados a la continuación de la fase de deriva en la apertura del golfo de Bizkaia. La regresión del Cretácico final 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 presente cuadrante la evolución paleogeográfica del Cretácico superior está basada en los datos que proporcionan los afloramientos de dirección NO - SE que constituyen el margen septentrional del "surco flysch". Se describen, por tanto, los acontecimientos que tienen lugar en un área marginal, suponiendo que el surco principal experimenta una subsidencia más o menos continuada. La evolución del entorno pasa por los siguientes momentos (figura 3.9).

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

2.—Dicho relieve se mantiene o se agudiza hasta el Turoniense, debido al funcionamiento de las fallas sinsedimentarias heredadas (que originan bloques según las directrices N 125° E y N 25° E) y posiblemente a la efusión y acúmulo de rocas volcánicas y volcanosedimentarias.

3.—Entre Turoniense y Santoniense se produce el relleno de los surcos locales, satélites del "surco flysch" principal, y se inhibe considerablemente la sedimentación en las zonas de alto, dando lugar a posibles hiatos, discordancias e incluso lagunas erosivas en dichas zonas.

4.—En el Campaniense inferior comienza el relleno definitivo del desnivel existente entre los extremos NO y SE del "surco flysch". En el Campaniense superior se consigue la uniformidad casi total del fondo marino, salvo en el área de Rigoitia.

5.—En el Maastrichtiense se mantienen las condiciones creadas durante el Campaniense superior.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Dadas las especiales características de las estructuras tectónicas presentes en la hoja de Mungia, y la reducida extensión de ésta, es necesario extenderse fuera de sus límites para analizar y explicar el funcionamiento de estas estructuras.

Tal y como se observa en la figura 4.1., la disposición estructural de los materiales aflorantes en esta hoja y sus alrededores está condicionada por la presencia de una serie de fallas con gran continuidad cartográfica que rompen y desplazan fragmentos de corteza. Las directrices de los elementos estructurales presentes en cada uno de estos fragmentos o bloques individualizados no siempre coinciden; por el contrario, en ocasiones estas directrices son oblicuas entre sí. Como ejemplo de lo dicho, puede observarse que en el flanco sur oeste del anticlinal de Gernika la orientación de los materiales es $N 160^\circ E$ aproximadamente; sin embargo, en la zona de Líbano de Arrieta, la orientación más generalizada que muestran las rocas sedimentarias e ígneas de edad Cretácico superior es $N 120^\circ E$; por último, los materiales de la formación Deba que afloran en los alrededores del monte Sollube, se estructuran de forma compleja, por lo que resulta difícil definir una orientación general.

Esta complicada disposición estructural que se observa en el cuadrante de Mungia y en sus alrededores es consecuencia de las di-

versas fases de deformación que han afectado a estos materiales durante la orogenia alpina. Los elementos estructurales reconocidos son, por una parte, las grandes fracturas ya mencionadas que rompen la continuidad de la cobertura, entre las que cabe destacar: la falla de Aulestia - Azkoitia, la falla de Arrillas - Axpe y la falla de San Lorenzo de Mesterika - Bakio. Por otra parte, se han cartografiado también varios pliegues con extensión cartográfica importante, alguno de los cuales se extiende fuera del cuadrante, como el anticlinal de la ría de Gernika, el anticlinal de Bakio y el sinclinal de Matxitxako.

La cartografía geológica realizada en el cuadrante y en zonas vecinas pone de manifiesto la existencia de dos fases de deformación superpuestas. La primera fase de deformación reconocida es también la de mayor importancia a nivel regional, y produjo los grandes pliegues y fracturas de dirección $N 120^\circ E$. A las estructuras formadas en esta fase se les superpone otra cuyas directrices son $N 20^\circ - 30^\circ E$ aproximadamente; estructuras asociadas a esta fase son el anticlinal de Bakio y el sinclinal de Matxitxako. La interferencia de estas dos familias de pliegues produce figuras cartográficas similares a domos y cubetas, tal y como cabría esperar al ser sus directrices prácticamente ortogonales.

Los pliegues de segunda fase, orientados $N 20 - 30^\circ E$, se han reconocido desde la ría

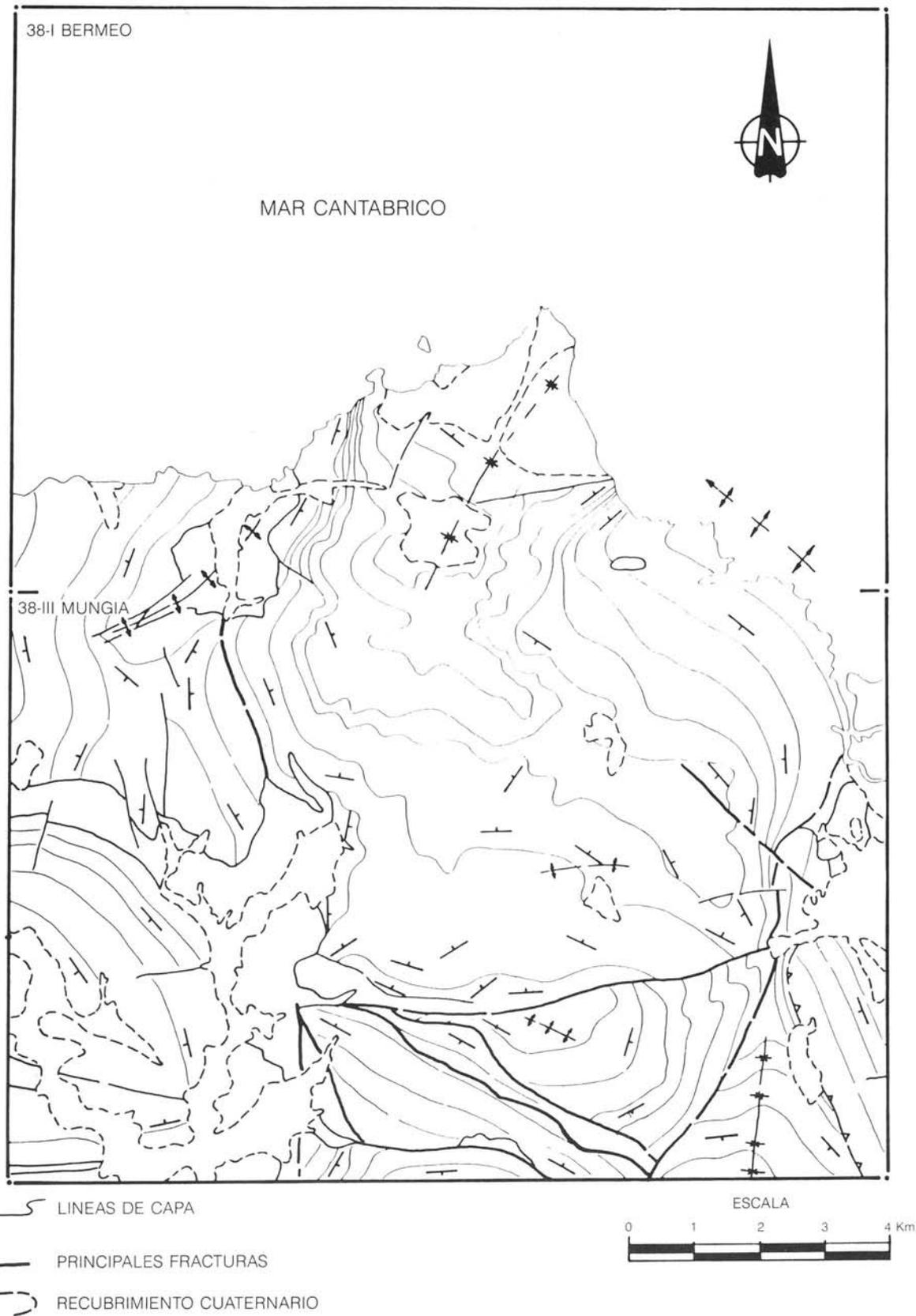


Figura 4.1.—Disposición estructural de los materiales aflorantes en la hoja de Mungia (y Bermeo).

de Gernika hasta la zona de Plentzia, en la banda aflorante entre la falla de Barrika - Aulestia - Azkoitia y la costa. En esta zona, las series aflorantes son fundamentalmente detríticas y/o margosas, estratificadas en bancos poco potentes, lo cual favorece que tengan un comportamiento dúctil frente a los esfuerzos tectónicos. Sobre el origen de estos pliegues N 20° - 30° E, cabe pensar que se trate de estructuras secundarias originadas por el funcionamiento de los desgarres principales en sus movimientos más tardíos.

A continuación se describen las principales características de las estructuras tectónicas con mayor representación en el cuadrante de Mungia, (ver figura 4.2):

ANTICLINAL DE LA RIA DE GERNIKA

Es una estructura anticlinal cuya orientación actual es N 160° E aproximadamente, en clara colisión con el resto de estructuras cartografiadas en esa zona.

En el núcleo de la estructura afloran materiales de edad triásica, y en los flancos se encuentran los materiales jurásicos y del Cretácico inferior, en serie prácticamente continua. En la hoja de Mungia afloran, parcialmente el núcleo y el flanco oeste del anticlinal, que queda interrumpido por la falla de Arrillas - Axpe; hacia el SE ocurre algo similar y tanto los dos flancos como la zona de núcleo son cortados por la falla de Gernika - Ibarrangelua.

El anticlinal de la ría de Gernika presenta sentido de inmersión hacia el NO y su orientación inicial debió ser N 120° E (NO-SE) por lo que cabe pensar que se originó durante la primera fase de deformación ya mencionada. La orientación anómala que actualmente muestra esta estructura es consecuencia de la rotación que la acción combinada de las fallas, de Arrillas - Axpe y Gernika - Ibarrangelua, ha producido en este bloque de corteza entre ellas delimitado.

ANTICLINAL DE BAKIO

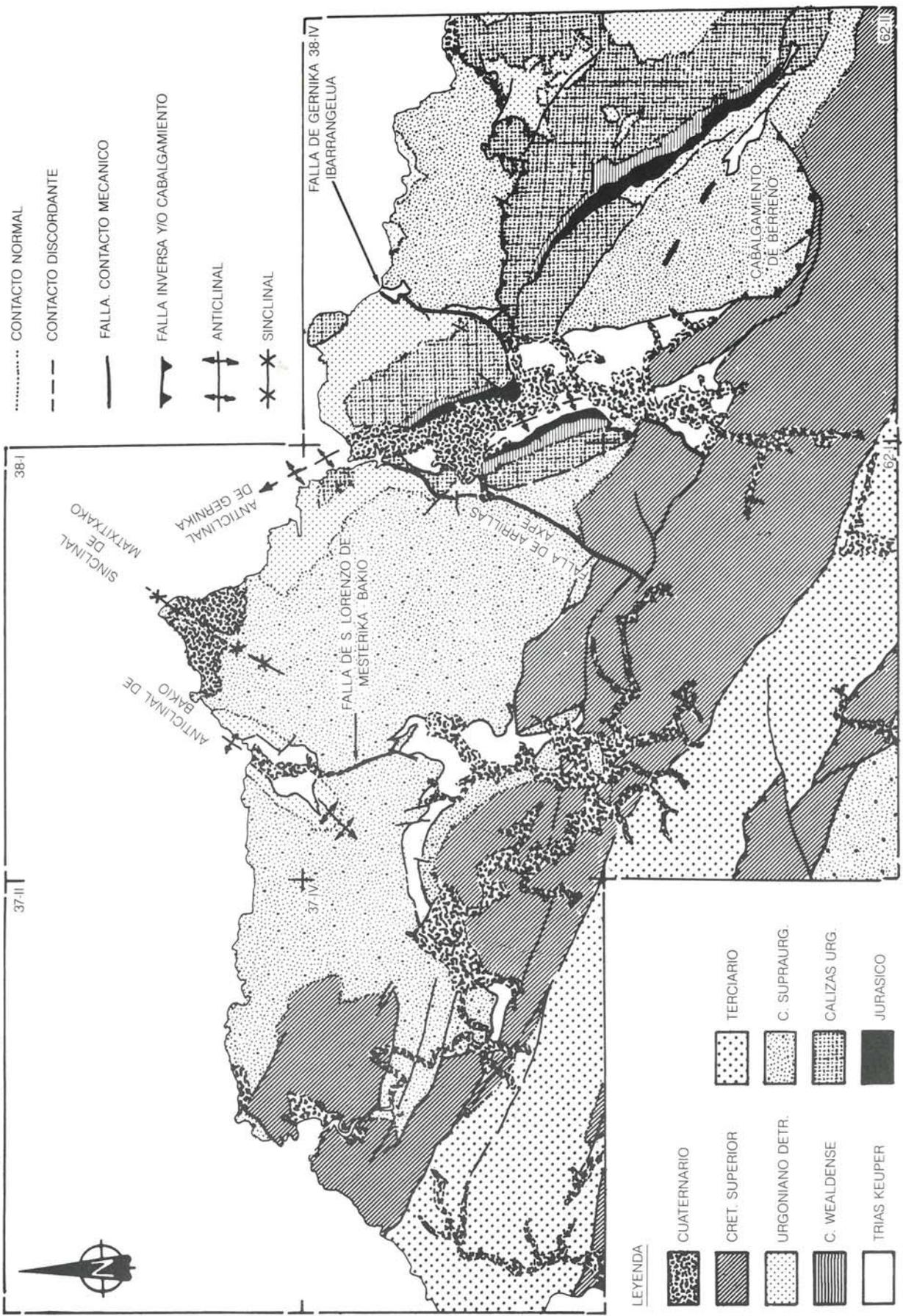
Presenta orientación aproximada N 30° - 40° E, y en su núcleo afloran materiales triásicos, mientras que en los flancos solamente hay representación de las secuencias urgoniana y supraurgoniana.

En la hoja de Mungia aflora exclusivamente la terminación perianticlinal de esta estructura, el resto continúa hacia el noreste dentro del cuadrante de Bermeo (38-I). Hacia el este, el anticlinal de Bakio da paso al sinclinal de Matxitxako, cuya zona de núcleo queda bien representada en la mencionada hoja de Bermeo; sin embargo, en el presente cuadrante sólo aflora el cierre meridional de esta estructura sinclinal, localizado en la zona de Zabalena. Más hacia el sur, en la zona del Sollube, hasta Añetu, los materiales de la formación Deva muestran la interferencia de las dos fases de plegamiento; esto unido a la falta de niveles-guía origina que la cartografía resultante sea complicada. En la figura 4.1 se ha sintetizado la disposición estructural de los materiales aflorantes en ésta y otras zonas de la hoja, así como en la hoja de Bermeo (38-I) donde algunas de las estructuras mencionadas tienen su continuación.

FALLA DE AULESTIA - AZKOITIA

La traza cartográfica de esta importante falla puede seguirse desde la costa oeste de Bizkaia hasta la zona del Oria, en el levante guipuzcoano. Lleva dirección N 120° E aproximadamente y se trata de un accidente cortical antiguo, probablemente heredado del ciclo hercínico, con una historia compleja. Parece claro que esta falla fue activa durante la sedimentación de los materiales cretácicos, y su funcionamiento debió originar los materiales brechoides descritos con los números (26 y 27). Asimismo debió condicionar la salida de los materiales volcánicos durante el Cretácico superior, pues estos materiales presentan sus

Figura 4.2.—Esquema geológico del cuadrante 38-I "BERMEO" y sus alrededores.



mayores potencias en las proximidades de esta fractura.

En su última etapa de funcionamiento durante la orogenia alpina se ha comportado como un desgarre dextral, aunque no puede descartarse que haya tenido otro tipo de movimiento en etapas anteriores, aún dentro de la orogenia alpina.

En el presente cuadrante la falla de Aulestia - Azkoitia es desplazada por otro accidente importante, la falla de San Lorenzo de Mesterika - Bakio. Su continuación hacia el oeste coincide con la banda de afloramiento de materiales que se sigue desde San Lorenzo de Mesterika, hasta el límite oeste de la hoja.

Por último, cabe señalar que la resolución cartográfica de este importante accidente puede ser más compleja que la presencia de un único plano de falla. Por el contrario tal y como se observa en la cartografía geológica, en la zona de Aguirre, el accidente se resuelve en varios planos de fractura más o menos paralelos, que en conjunto involucran una extensa superficie.

FALLA DE ARRILLAS - AXPE

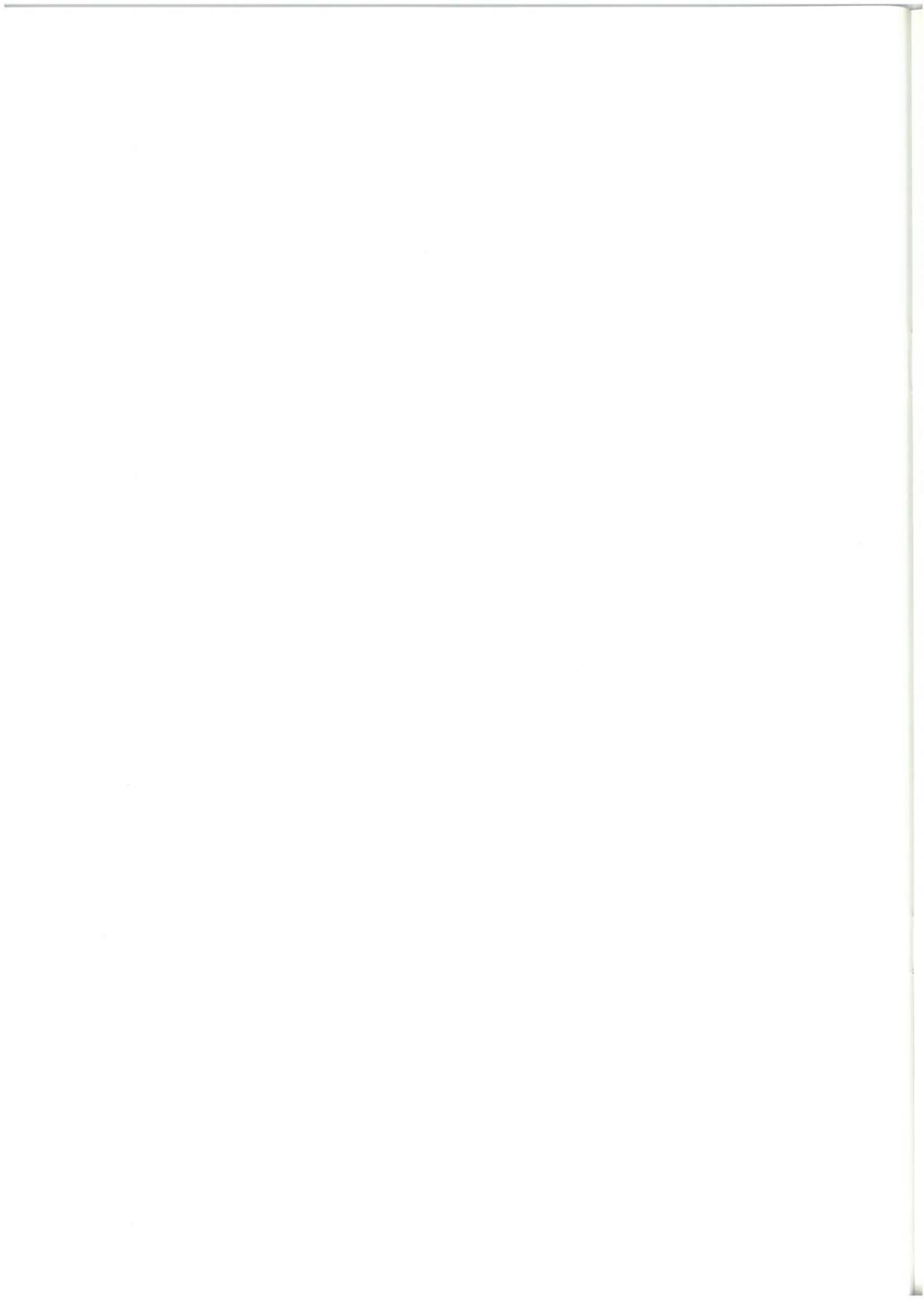
Su orientación es N 20° E y puede seguirse desde las proximidades de Rigoitia, en la hoja de Lezama (62-I), hasta la zona de Axpe - Busturia, en el presente cuadrante.

Se trata de un desgarre asociado al funcionamiento de la falla de Aulestia - Azkoitia. Tal y como se ha representado en la figura 4.2, esta fractura, junto con la de Gernika - Ibarrange-lua (cuyo trazado discurre fuera de este cuadrante), desplaza y hace rotar el anticlinal de la ría de Gernika, propiciando la orientación anómala que actualmente presenta esta estructura con respecto al resto de las estructuras cartografiadas en la zona.

FALLA DE SAN LORENZO DE MESTERIKA - BAKIO

Su trazado en dirección norte - sur aproximadamente, puede seguirse desde Bakio hasta la zona de Botiolas, en el cuadrante de Lezama (62-I). En su intersección con la falla de Aulestia - Azkoitia, en Larrauri, condiciona la salida de materiales triásicos que tienen una extensa representación cartográfica. Más hacia el norte la traza cartográfica de la falla discurre entre materiales de la formación Deva, hasta quedar definitivamente oculta por los depósitos aluviales del río.

Resulta aventurado realizar mayores precisiones sobre el funcionamiento de esta falla, sin embargo cartográficamente resulta claro que, hacia el oeste de la fractura las intercalaciones de rocas volcánicas son muy escasas y poco potentes; adicionalmente, a esa misma altura se produce un importante cambio de facies en los materiales del Cretácico superior.



5. PETROLOGIA

En el presente cuadrante aparecen dos tipos de rocas ígneas de origen bien diferenciado: ofitas del Trías y rocas asociadas al complejo volcánico del Cretácico superior.

5.1. OFITAS TRIASICAS (2)

Están compuestas por un entramado de cristales prismáticos de plagioclasa y melancratos. Los componentes principales son plagioclasa calcárea y piroxeno casi totalmente uralitizado. Como accesorios se encuentran feldespato potásico, menas metálicas, rutilo y esfena. Los minerales secundarios 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. La epidota es muy frecuente como producto de alteración.

La textura es ofítica microgranuda, holocristalina y homométrica de grano fino.

La mayoría de la hornblenda tiene origen uralítico, no quedando del piroxeno original más que algunos relictos. La hornblenda marrón, a su vez, sufre 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" las fracturas de la roca.

5.2. DIQUES BASICOS (1)

Son las etapas previas al volcanismo del Cretácico superior, cortan las series lutíticas - detríticas de la formación Deva.

Microscópicamente es una roca microgranuda, holocristalina y homométrica, compuesta por plagioclasas cálcico-sódicas idio - hipídiomorfas, que forman un entramado con albita y algún piroxeno totalmente alterado a anfíbol. La calcita se forma en una última fase de alteración y relleno, y presenta hábito idiomorfo.

5.3. COMPLEJO VOLCANICO DEL CRETACICO SUPERIOR

Dentro del complejo volcánico del Cretácico superior se han diferenciado tres conjuntos petrográficos: rocas microgranudas, rocas porfídicas y rocas volcanoclásticas.

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

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

Mineralógicamente están compuestas por: plagioclasas de hábitos idiomorfos - hipidiomorfos, con maclas polisintéticas y de "Carlsbad" zonadas; piroxeno monoclinico (augita) de hábito idio - hipidiomorfo, 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 (biotita de anfíbol, sericita de plagioclasa o epidota de plagioclasa) y melanocratos (serpentina ofreciendo textura mallada, posiblemente pseudomorfizando a olivino), calcita de plagioclasa y melanocratos.

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

Se podrían clasificar como basaltos microcristalinos (microgabros para "sills" y lacolitos).

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

La composición mineral es la siguiente:

Como minerales principales: plagioclasa (oligoclasa - andesina) en fenocristales maclados y zonados, de hábito idiomorfo y tamaño de 1 a 6 mm., con grado medio - alto de alteración. En ocasiones se observa una generación más temprana incluida en fenocristales de piroxeno monoclinico, augita, de hábito idiomorfo y tamaño variable (hasta 5 mm.). Presentan maclas y un grado de alteración medio (en ocasiones alto). También se encuentran como relictos o pseudomorfizados por otros minera-

les. 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 cristallitos 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 son calcita, clorita, cuarzo y menas en vacuolas. Como alteración de melanocratos se encuentran clorita, calcita, menas, epidota y biotita. La plagioclasa se altera a calcita, sericita y epidota. Algunas menas metálicas proceden de la alteración de la esfena.

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

Prácticamente todas las rocas de este grupo son porfídicas; suelen presentar textura fluidal (traquítica, pilotaxítica e hialopíltica).

Las diferencias entre coladas masivas y de lava almohadillada solamente pueden estable-

cerse 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 (1.982).

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 de esfericidad media. Tienen tamaño centimétrico y bordes difusos.

La composición mineral de los fragmentos es similar a la de la matriz que los engloba, aunque la cristalinidad y el color son diferentes. En los casos observados son rocas vítreas con cristales aislados de plagioclasa y numerosas vacuolas, que presentan textura fluidal. La alteración y los rellenos ofrecen una mineralogía variada: calcita y/o clorita y/o cuarzo en vacuolas, en agregados desordenados y/o radiales y como rellenos en fracturas. Se observa igualmente que se produce desvitrificación.

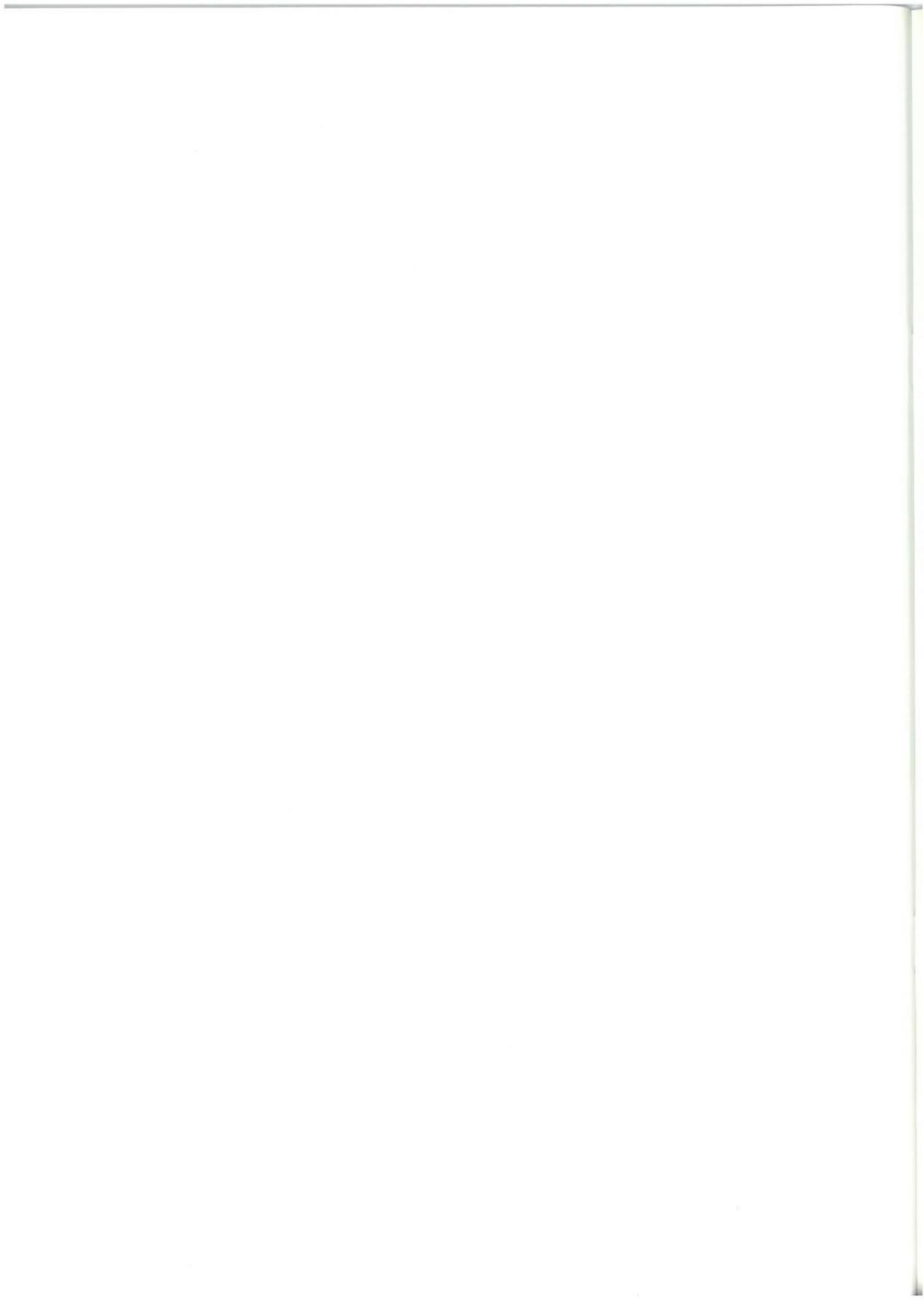
Rocas piroclásticas. Son denominadas así las formadas por actividad explosiva. Se han diferenciado:

Brechas de lava almohadillada: (Brechas de explosión). Se trata de rocas formadas por fragmentos de lava almohadillada, subangulosa, de tamaño centi-decimétrico inmersas en una matriz tobácea, más fina, en proporciones variables. Los fragmentos pueden llegar a ser muy escasos, presentan textura hialopilitica, perfitica y pilotaxítica, con numerosas vacuolas rellenas de clorita y/o calcita y/o cuarzo. La matriz está compuesta por piroclastos finos (lapilli) en avanzado estado de alteración, que produce clorita, epidota y calcita.

Brechas: (brecha intrusiva o tobasita). Se trata de rocas formadas por fragmentos, de tamaño y morfología variados, 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 componentes sedimentarios originales. Suelen presentar estructuras sedimentarias, grano selección, superficies de erosión, laminación, etc.

Este grupo se ha subdividido según el tamaño de los granos en tobas y cirenitas.



BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, M.J. (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 Bilbao (Vizcaya)”. Bol. IGME.
- AZAMBRE, B. y ROSSY, M. (1976).—“Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc Basque; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique”. *Bull SGF* T. XVIII 6, pp. 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, Vizcaya”. *Dpto. de Geología (Estratigrafía). Universidad del País Vasco. Comunicación Congreso de Sedimentología de Mahón - Menorca*. Sept. - Oct. 1983.
- BOILLOT, G. *et al.* (1973).—“La zone nord - pyrénéenne, ses prolongements sur la marge continentale nord - espagnole et sa signification structurale”. *C.R.Ac.Sc.*, serie D, vol. 227, pp. 2629 - 2632.
- BOILLOT, G. *et al.* (1974).—“Le rôle des décrochements tarde - hercyniens dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous - marins a l'ouvert et au nord de la Peninsula Ibérique”. *Revue Geogr. Phys et Geol. Dyn.* Vol. XVI - 1, pp. 75 - 86.
- BOILLOT, G. y CAPDEVILLA, R. (1977).—“The Pyrénées: subduction and collision?”. *Earth and planetary science letters*, pp. 151 - 160.
- CAMPOS, J. (1976).—“Estudio geológico del Pirineo vasco al W del río Bidasoa”. Tesis Doctoral, *Munibe Scda. de Ciencias Aranzadi*, año 31 fasc. 1 - 2.
- COOPER, M. R. (1977).—“Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeocol*”: 22, 1 - 60. Amsterdam.
- CUEVAS, J.; GARROTE, A. y TUBIA, J. M. (1981).—“Análisis y significado de diferentes tipos de estructuras en el magmatismo del Cretácico superior de la Cuenca Vasco - Cantábrica (1.ª Parte)”. *Munibe* vol. 1 - 2, pp. 1 - 20.
- CHOUKROUNE, P. (1974).—“Structure et évolution tectonique de la zone nord - pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de la chaîne á schistosité sub - verticale”. Thèse sc. nat. Montpellier. 276 p.

- CHOUKROUNE, P. y MATTAUER, M. (1978).— "Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord - pyrénéenne". *Bull. Soc. Geol. France*, vol. XX, pp. 689 - 700.
- DEREGNAUCOURT, D. y BOILLLOT, 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.
- DEWEY, J. F. *et al.* (1973).— "Plate tectonics and the evolution of the Alpine System". *Bull. Geol. Soc. Am.*, pp. 3.137 - 3.180.
- FEUILLÉE, P. (1967).— "Le Cenomanien des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique". (Tesis Doctoral). *Mémoires de la Société Géologique de France*. Paris (nouvelle série) Mémoire N. 108. fascic. 3, 343 pp.
- FEUILLÉE, P. (1970).— "Y-a-t'il des Flysch Pyrénéens?". *Bull. Soc. Géol. France* N. 4, pp. 603 - 611.
- FEUILLÉE, P. y MATHEY, B. (1976).— "The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the Northern Basques Pyrénées: Submarine out flow of Diapiric mas, some comments". *Sediment. Géol.*, Vol. 16, pp. 85 - 87.
- 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.
- FEUILLÉE, P., PASCAL, A., RAT, P. (1983).— "Le système deltaïque de Valmaseda (Albien Supérieur - Cenomanien Inférieur)". pp. 117 - 122.
- FLOQUET, M. y RAT, P. (1975).— "Un exemple d'interrelation entre socle, paléogéographie et structure dans l'arc pyrénéen Basque: la Sierra d'Aralar". En: *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*. Vol. XVII. Fasc. 5, pp. 497 - 512.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1979).— "El Complejo Urgoniano del Sur de Santander". *Universidad del País Vasco*. Facultad de Ciencias Dpto. de Geología. Lejona (Bilbao).
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982).— "El Cretácico de España. Aptiense - Albiense".
- GARCIA MONDEJAR, J. *et al.* (1977).— "Ciclos sedimentarios mayores del Jurásico superior - Cretácico inferior de Santander".
- GARCIA MONDEJAR, J. y GARCIA PASCUAL, I. *et al.* (1982).— "Estudio geológico del Complejo Urgoniano del Anticlinorio de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua". KOBIE.
- 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*.
- HUGHES, C.J. (1982).— "Igneous Petrology". Department of Geology Memorial University of Newfoundland, ST John's Newfoundland. Canada *Elsevier scientific publishing Company*.
- INGEMISA (1982).— "Síntesis Geológica del País Vasco".
- JAMES, N. P. (1978).— "Facies models 10. Reefs". *Geoscience*. Canada vol. 5, n.º 1, pp. 16 - 26.
- JAMES, N. P.— "Shallowing - Upward Sequences in Carbonates". En: *Facies Model*. Walker (1979) pp. 109 - 121.
- LE PICHON, X. *et al.* (1971).— "Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne". *Centre Océanologique de Bretagne*,

- Brest. France. Contribution n.º 41 du Groupe Scientifique du Centre Océanologique de Bretagne. VI - 11, pp. 1 - 44.
- MAGNIEZ, F. y RAT, P. (1972).—“Les foraminifères des formations a spongiaires et *Tri-taxia* dans l'Aptien - Albien cantabrique (Espagne)”. *Rev. Esp. Micropaleont.* num. extr., XXX aniv., pp. 159 - 178.
- MATHEY, B. (1982).—“Región Vasco - Cantábrica y Pirineo Navarro. El Cretácico Superior del Arco Vasco”. En: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, pp. 111 - 135.
- MATHEY, B. (1983 b).—“Le système du flysch gréseux”. En: *Mémoire géologique de l'Université de Dijon*. Tomo 9 “Vue sur le Crétacé basco - cantabrique et nord - ibérique”. pp. 97 - 106.
- MITCHUM, Jr. R. M. *et al.* (1977).—“The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis”. (In: *PAYTON, CH. E. 1977: “Seismic stratigraphy applications to the hydrocarbon exploration”*). Tulsa (Oklahoma). Am. Ass. Petrol. geol. pp. 53 - 62.
- MONTADERT, L. *et al.* (1973).—“L'histoire structurale du golfe de Gascogne”. In: *Histoire structurale du golfe de Gascogne*. T. III. Pais. Ed. Technip. pp. VI - 16, VI - 18.
- MONTADERT, L. *et al.* (1974).—“Continental Margins of Galicia - Portugal and Bay of Biskay” In: *The Geology of Continental Margins* BURK y DRAKE, Ed. Springer-verlag. Berlin, pp. 323 - 342.
- OLIVE DAVO, A.; AGUILAR TOMAS, M. L.; RAMIREZ DEL POZO, J. y RAMIREZ MERINO, J. I. (1984).—“Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoniana en el sector oriental de la Cuenca Cantábrica”. *I Congreso Español de Geología*. Segovia 9 - 14 de Abril de 1984. TOMO I; pp. 53 - 65.
- ORUE - ETXEBARRIA (1983).—“Los foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Sinclinatorio de Bizkaia”. *Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco*.
- PEYBERNES, B. y SOUQUET, P. (1975).—“La Chaîne des Pyrénées ne résulte pas d'un coulissage le long d'une 'faille nord - pyrénéenne’ ”. *Bull. Soc. Hist. Nat Toulouse*. III, pp. 204 - 210.
- PEYBERNES, B. (1976).—“Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées Franco - Spagnoles, 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.
- PUJALTE, V. (1981).—“Sedimentary succession and paleo - environments within a fault - controlled basin: the “wealdien” of the Santander area, Northern Spain”. In: *Sedimentary Geology*, 28, pp. 293 - 325.
- PUJALTE, V. (1982).—“La evolución paleogeográfica de la cuenca “wealdense” de Cantabria”. *Cuadernos de Geología Ibérica*.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Bioestratigrafía y microfácies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)”. *Memoria IGME*. T. 73, pp. 1 - 357.
- RAT, P. (1959 a) “Les Pays Crétacés Basco - Cantabriques”. (Tesis Doctoral). *Publications de l'Université de Dijon*.
- RAT, P. y FEUILLÉE, P. (1967).—“Structures et paléogéographies Pyrénéo - Cantabriques”. *Institut des Sciences de la terre. Université de Dijon*. France. V.I. pp. 1 - 48.
- RAT, P. y PASCAL, A. (1979).—“De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens”. *Geobios* N 3, pp. 385 - 399.

- RAT, P.; AMIOT, M.; FEUILLÉE, P.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A. et SALOMON, J. (1983).—“Conclusion - Remarques - Suggestions”. En: *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*. Tomo 9, pp. 177 - 180.
- RIAZA MOLINA, C. (1984).—“De la importancia de las fallas N 20 en la creación del Golfo de Vizcaya. Estudio de detalle del arco Santanderino”. *Congreso Español de Geología*. Tomo III, pp. 265 - 278.
- ROBADOR MORENO, A. (1984).—“Estudio geológico del sector de Bermeo (entre Baquio y Guernica)”. *Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco*.
- ROSSY, M.; MATHEY, B. y SIGAL, J. (1979).—“Precisions sur l'âge du magmatisme Crétacé supérieur du synclinorium de Biscaye (Espagne)”. *VII Reunión Ann. Sci. Terre. Lyon*, 411 pp.
- SOLER Y JOSE, R. (1972).—“Las series jurásicas y el “Purbeckiense” Neocomiense de Guernica”. *Boletín Geológico y Minero*. T. LXXXIII - III, pp. 221 - 230.
- SOUQUET, M. P. *et al.* (1975).—“Nouvelle interpretation de la structure des Pyrénées”. *Comptes Rendus Hebd. des Séances de l'Académie des Sciences, Série D* Vol. 281, pp. 609 - 612.
- VOORT, H. B. (1963).—“Zum Flysch problem in den West Pyrenäen”. *Geologische Rundschau* 53, pp. 220 - 233.
- WIEDMANN, J. (1979).—“A geologic itinerary through de Mid - Cretaceous of Vascogotic and Celtiberic Ranges (N. Spain). Mid Cretaceous events” *Field Meeting Northern Spain*. September, 1977.
- WILSON, J.L. (1975).—“Carbonate facies in geologic history”. Berlin Springer - Verlag, 471 pp.

EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA