



EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*

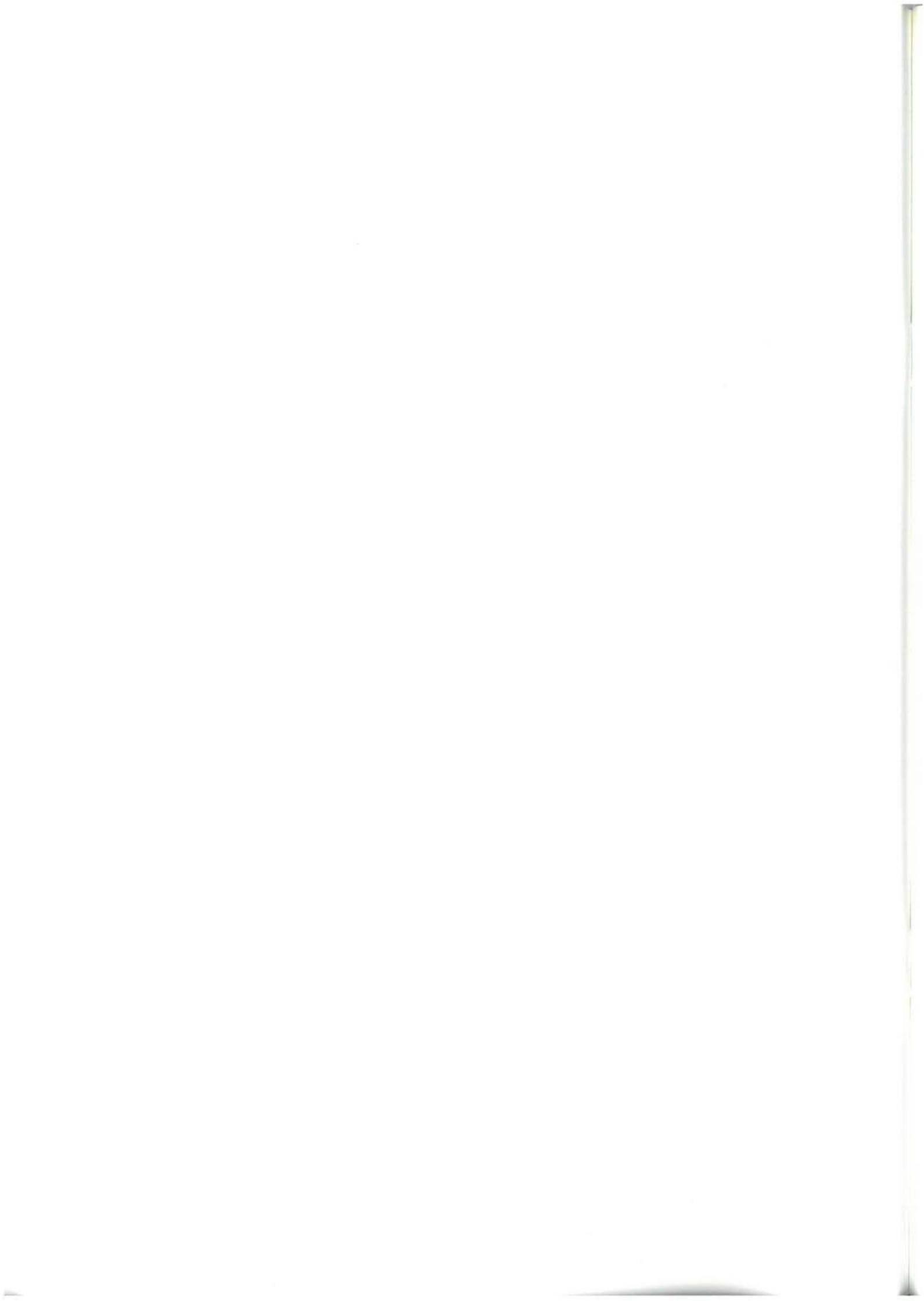


113-II ZEGAMA

E: 1/25.000







**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

113-II ZEGAMA

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-1164-92

I.S.B.N.: 84-88302-39-8

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

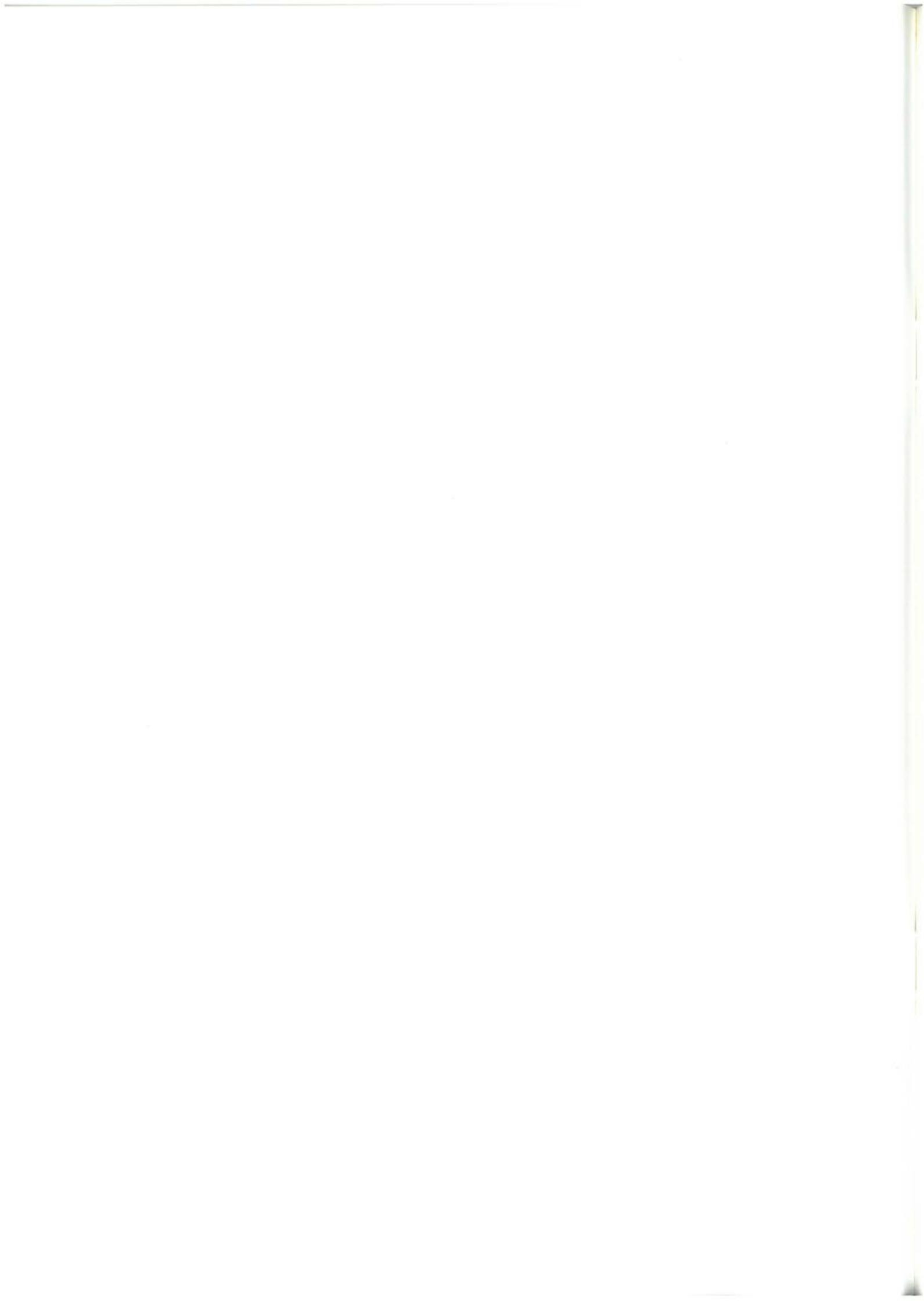
ENTE VASCO DE LA ENERGIA

A. Garrote Ruiz
L. Muñoz Jiménez

I N G E M I S A

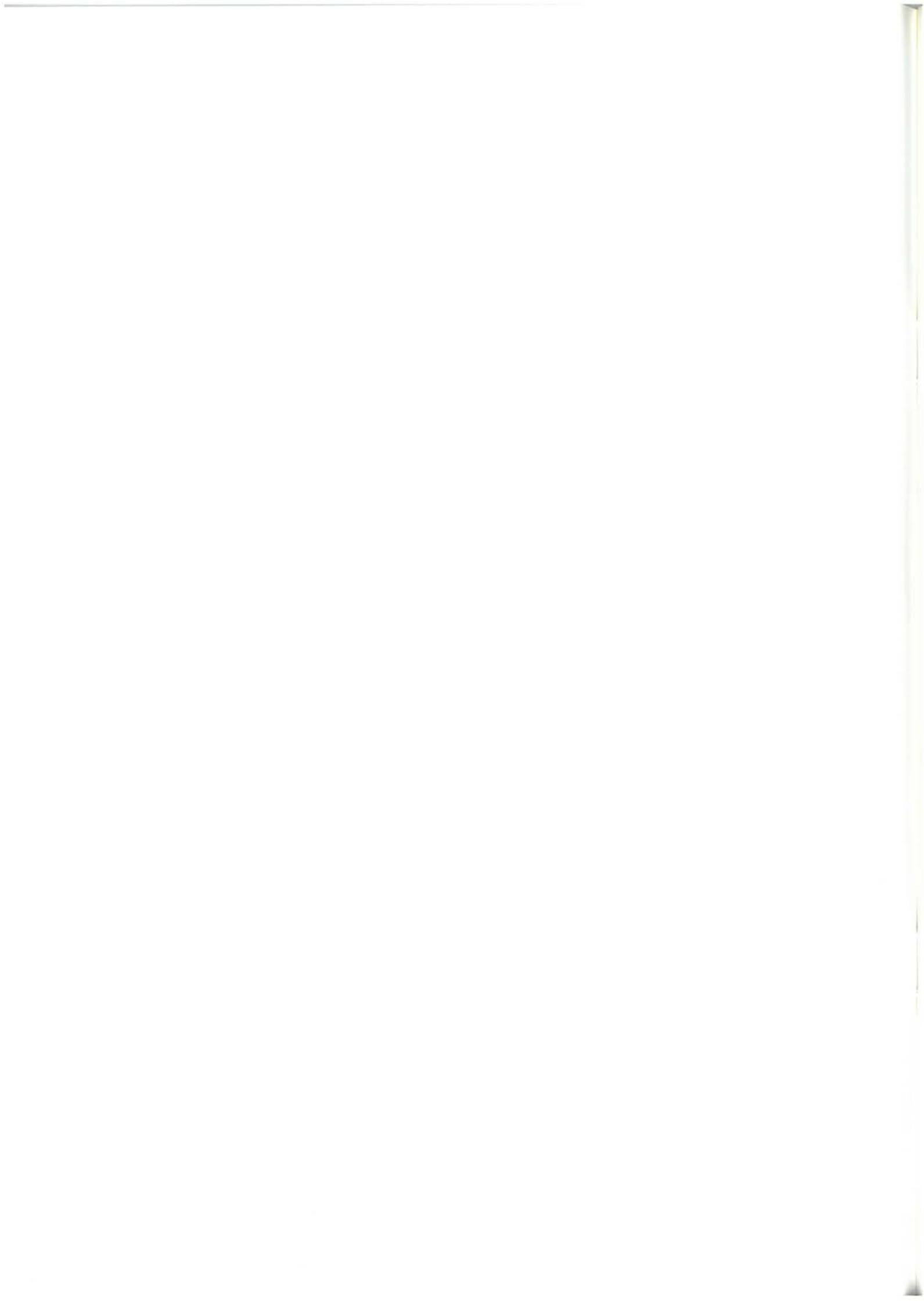
L. Tejerina Lobo
E. Eguiguren Altuna
I. García Pascual

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1990.



INDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. UNIDAD DE OIZ.....	11
2.1.1. Complejo Urgoniano.....	12
2.1.2. Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano.....	15
2.1.3. Formación Egino (?).....	16
2.1.4. Cretácico superior.....	17
2.2. UNIDAD DE YURRE + GORBEA.....	18
2.2.1. Complejo Purbeck-Weald.....	18
2.2.2. Complejo Urgoniano.....	19
2.2.3. Complejo Albocenomaniense (Formación Balmaseda).....	22
2.2.4. Formación Egino (?).....	23
2.3. CUATERNARIO.....	24
3. SEDIMENTOLOGIA	25
3.1. CICLO PURBECK-WEALD (Hauteriviense ? - Barremiense).....	26
3.2. CICLO URGONIANO (Aptiense - Albiense medio).....	31
3.3. CICLO ALBOCENOMANIENSE (SUPRAURGONIANO).....	39
3.4. CICLO CRETACICO SUPERIOR (Cenomaniense - Campaniense).....	45
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	47
4.1. UNIDAD DE OIZ.....	47
4.1.1. Anticlinorio de Zegama.....	47
4.1.2. Domo anticlinal de Barbari - Mutiloa.....	53
4.1.3. Falla de Zegama.....	54
4.2. UNIDAD DE YURRE + GORBEA.....	54
4.2.1. Anticlinal de Aitzgorri.....	54
4.3. FALLA DE BILBAO-ALSASUA.....	55
BIBLIOGRAFIA	57



1. INTRODUCCION

El cuadrante de Zegama presenta un relieve muy accidentado. En él destacan tres sierras principales orientadas en general de Noroeste a Sureste: la de Aitzgorri con alturas como Aitzgorri (1549 metros), Aratz (1445 metros) o Katabera (1425 metros); la de Mariñamendi-Zumarrain, en la que destaca el pico de Zumarrain (883 metros), Mariñamendi (783 metros) y pico de Gazteluberri (859 metros) y, al Este, la de Mugata-Balankaleku con cotas como Mugata (784 metros), Palatondia (961 metros), Balankaleku (983 metros) o Aiera (925 metros).

Entre estas sierras se localizan valles altos como el de Zegama (río Oria) entre 300 y 500 metros, el del río Ursuaran o el valle de Ataun, situado al pie de la sierra de Aralar, al Este del cuadrante.

Los núcleos de población más importantes, además de Zegama, son, entre otros, Motosoro y Lauztierreka (barrios de Ataun), Ursuaran (barrio de Idiazabal), Barbari (barrio de Zerain), o las Casas de Otzaurte, pertenecientes al municipio de Segura.

Desde el punto de vista geológico, los materiales aflorantes en el cuadrante presentan edades que abarcan desde el Barremiense ("facies Weald") hasta el Santomiense, predominando los asimilables al denominado "Complejo Urganiano".

A nivel regional, la hoja se encuentra en la zona Sureste de la cuenca Vasco-Cantábrica, siendo su elemento estructural más importante la falla de "Bilbao-Alsasua" (localmente conocida como falla de "Aitzgorri") que atraviesa el cuadrante de Noroeste a Sureste, separado las unidades de Oiz (al Norte) y de Yurre + Gorbea (al Sur).

En cuanto a trabajos previos en la zona, el presente cuadrante y su entorno próximo o regional han sido objeto de estudio en las últimas décadas por numerosos autores como RAT (en su Tesis Doctoral de 1959) o FEUILLÉE, quienes estudiaron el Cretácico (éste último especialmente el Cenomaniense) del área y posteriormente, en 1971, la estructura regional y su relación con la paleogeografía.

Otros trabajos regionales de interés son los de RAMIREZ DEL POZO, de carácter eminentemente paleontológico (1971) o de síntesis geológica (1973), así como los de GARCIA RODRIGO y FDEZ. ALVAREZ (1972).

Posteriormente, entre 1975 y 1984, se lleva a cabo en el área la cartografía a escala 1:50.000 del plan MAGNA, que aporta una visión muy útil a escala de medio detalle del entorno geológico próximo al cuadrante. Más recientemente, a partir de 1983, comienzan en el área los estudios del Grupo de Estratigrafía de la Universidad del País Vasco, a cargo de

J. GARCIA-MONDEJAR y K. FERNANDEZ MENDIOLA, centrados en el complejo arrecifal de Aitzgorri.

Los últimos estudios que se han llevado a cabo en el entorno del cuadrante han corrido a cargo del EVE entre 1986 y 1990, con la

cartografía 1:25.000 de los cuadrantes limítrofes. Finalmente, el ITGE realiza en 1989 su nueva cartografía de síntesis a escala 1:200.000, de gran utilidad para visualizar las estructuras y relaciones estratigráficas regionales.

2. ESTRATIGRAFIA

En el ámbito del cuadrante se reconocen materiales del Cretácico inferior, encuadrados en los complejos litológicos "Purbeck-Weald", "Urgoniano" y "Albocenomaniense" o "Supraurgoniano", así como términos asimilables a la formación "Egino", y otros afloramientos, aislados tectónicamente, que pertenecen al Cretácico superior. El rango de edades abarca desde aproximadamente el Barremiense hasta el Santoniense inferior, faltando en la serie parte del Cenomaniense superior, el Turoniense y el Coniaciense inferior.

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos se han diferenciado en la región nororiental del Arco Vasco varias "unidades" separadas entre sí por accidentes estructurales de importancia regional, cuyas trazas cartográficas rebasan ampliamente los límites de este cuadrante. Esta distinción de unidades permite una diferenciación más precisa de términos litológicos y evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieron un cierto comportamiento tectosedimentario diferencial durante la sedimentación.

La denominada "falla de Villaro", línea o corredor de fractura que desde el Oeste separa las unidades de Yurre al Norte y Gorbea al Sur, pierde progresivamente importancia hacia el Sureste, de manera que ya en este cuadrante sólo se considera una única unidad de

"Yurre + Gorbea". Esta unidad queda separada de la gran unidad de Oiz por un accidente regional que se conoce como "falla de Bilbao - Alsasua", localizable con nitidez en el alto de Otzaurte, y jalonado por escamas tectonizadas de Cretácico superior (figura 4.1).

Así pues, los términos litológicos quedan estructurados en dos sucesiones diferenciadas, que se describirán de Norte a Sur:

—Unidad de Oiz.

—Unidad de Yurre + Gorbea.

2.1. UNIDAD DE OIZ

Esta unidad ocupa más de la mitad nororiental del cuadrante. Constituye una estructura antiformal de dirección aproximada N 120° E. El núcleo de esta estructura está constituido por los materiales más antiguos del Complejo Urgoniano, mientras que los flancos norte y sur están ocupados por rocas del Complejo Albocenomaniense. El flanco sur enlaza con la zona de núcleo con contactos algo tectonizados pero más o menos normales, mientras que el flanco norte se dispone con contactos claramente mecánicos. Esta unidad limita al Sur con la unidad de Yurre + Gorbea mediante un corredor tectónico correspondiente a la ya citada falla de Bilbao - Alsasua.

2.1.1. Complejo Urgoniano

El término más bajo reconocido dentro de esta unidad corresponde a **“calizas de rudistas y corales estratificadas en bancos decimétricos - métricos”** (1). Se trata de biomicritas que pueden presentar alguna intercalación detrítica. Afloran limitadamente al Norte del cuadrante en las cercanías del barrio de Barbari, estando mejor expuestas más al Norte, ya en el cuadrante de Beasain.

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

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

En este caso, las facies biostrómicas, e incluso biohérticas, parecen mayoritarias sobre las detríticas, constituyendo pequeños núcleos constructivos aislados. La biofacies, muy variada, está compuesta principalmente por rudistas, corales (ramosos, masivos y/o cupuliformes, individuales o planares), ostreidos, orbitolinas, restos de equinodermos, braquiópodos, gasterópodos, lamelibranquios, algas rojas y verdes, espongiarios, miliólidos, y otros foraminíferos.

A techo se dispone un conjunto de **“margas”** (2) algo decalcificadas. La potencia que presentan es cercana a 100 metros. El contacto de las margas con las calizas infrayacentes constituye un horizonte de interés, puesto que en él se sitúan las importantes mineralizaciones de cinc-plomo de la mina Troya (cuadrante de Beasain). En este cuadrante y en esta

posición se reconocen algunos pequeños indicios de calcopirita y hierro.

Hacia techo, las margas comienzan a ser menos calcáreas dando paso de forma gradual al siguiente término, definido como **“limolitas y areniscas calcáreas; tramos de margas y margocalizas”** (3). El término comienza con argilitas algo calcáreas que progresivamente comienzan a hacerse algo más arenosas. Así se convierten en limolitas calcáreas que intercalan algunos niveles centimétricos de areniscas. Hacia techo, los niveles areniscosos se hacen más potentes (decimétricos) e incluso llegan a constituir paquetes métricos en alternancia con limolitas. A esta altura, además, comienzan a intercalarse paquetes métricos de margas y margocalizas, algo arenosas. Dentro del conjunto se reconocen numerosos “slumps”. Los niveles de arenisca presentan frecuentemente cantos blandos y restos carbonosos. Dentro de los tramos lutíticos son frecuentes las septarias. La potencia de este conjunto es difícil de estimar debido a la tectónica que le afecta. En otras áreas, fuera del cuadrante, se ha estimado variable entre 100 y 300 metros. Un buen corte, aunque parcial, puede reconocerse en la carretera que une el barrio de Sagu-Zoro con Barbari. También parcialmente se reconoce en la carretera de Zegama a Barbari, además de por las numerosas pistas que desde la carretera de Zegama a Segura ascienden al barrio de Barbari.

Por encima se dispone un potente y monótono conjunto constituido por **“margocalizas y margas”** (4). En este conjunto la estratificación puede encontrarse enmascarada por una intensa y generalizada esquistosidad. Además, estas litologías deben de ordenarse en bancos métricos con frecuentes pasos laterales entre sí. La potencia es difícil de estimar debido a la tectónica y la variabilidad de la misma. Lo que sí se observa es una tendencia a aumentar ligeramente de Noroeste a Sureste. Así en el borde noroeste podría estimarse cercana a 400 metros, y en las cercanías de Zegama superaría esta cifra.

Dada la gran extensión de su área de afloramiento cabe suponer que el conjunto no sea del todo homogéneo. Además la definición del término no pretende expresar con exactitud la complejidad litológica que presenta, puesto que junto con margas y margocalizas, se reconocen calizas o calcarenitas de grano fino, arcillosas o algo arenosas.

Los mejores cortes de este término se localizan, en la zona occidental, en el barranco de Brinkola, en la subida al alto de Arrano - Aitza y por las carreteras que desde Zegama conducen a los barrios de Dintia, Olarán y Goiena. En el cierre perianticlinal de Etxegarate (ángulo noreste del cuadrante) se pueden realizar diversos cortes por las pistas que suben a los barrios de Motasoro y Lauztierreka desde la carretera de Ataun.

Dentro del conjunto, en el área de Urrezulo, se reconocen algunos bancos interestratificados de potencias métricas (hasta 10 metros) algo más carbonatados que el resto de la serie. Se han definido como **“calizas”** (5). Se trata de bancos de calizas y calizas arcillosas. Aunque muy localmente pueden aparecer algunos rudistas, generalmente no presentan ningún tipo de macrofauna.

Por encima del término (4) y en parte como paso lateral del mismo, se desarrolla hacia el Sureste de Zegama un conjunto carbonatado - terrígeno de gran complejidad y singularidad litológicas. La facies más desarrollada se ha definido con el término **“margas y turbiditas calcáreas; brechas calcáreas”** (6).

Se trata de un conjunto de litologías similares al término (4) (margocalizas y margas), pero que intercalan niveles de calcarenitas y otras brechas calcáreas.

Las calcarenitas presentan generalmente estructuras turbidíticas con secuencias de BOUMA más o menos completas, pudiendo tener la base brechoide con cantos de calcarenita

y/o caliza arrecifal. La frecuencia con que se intercalan estos niveles calcareníticos es muy variable, pudiendo reconocerse tramos con una gran concentración o, por el contrario, con intercalaciones muy aisladas. La potencia de los bancos es también variable desde centimétrica a decimétrica y cuanto mayor es la concentración de niveles calcareníticos, mayor es la potencia media de los mismos.

El término (6) se reconoce ampliamente, sobre todo al Este de la carretera del puerto de Etxegarate. En el ángulo noreste del cuadrante presenta una potencia que puede superar los 1000 metros, aunque el intenso replegamiento métrico que sufre la serie puede alterar la medida de la potencia. En esta zona se observa cómo el término se dispone a techo de materiales margosos y margocalizos similares a los descritos para el término (4).

Dentro del conjunto, y a distintas alturas, se reconocen además frecuentes niveles “eslumpizados” de potencias decimétricas - métricas. Alguno de estos niveles, sobre todo los de mayor potencia, han sido cartografiados y definidos como **“niveles métricos eslumpizados”** (7). El grado de eslumpización es generalmente muy avanzado, sobre todo en el Oeste, llegando a constituir brechas calcáreas (parabrechas sobre todo), con cantos de calcarenitas, margocalizas y margas procedentes de la eslumpización y resedimentación de la propia serie, envueltos en una matriz de margocalizas y margas. Otros cantos frecuentes, aunque mucho menos numerosos, son de caliza arrecifal alóctona, procedente de otras formaciones.

Los niveles brechoides, aunque se reconocen con cierta frecuencia, son particularmente más numerosos en la franja comprendida entre la carretera del puerto de Etxegarate y los altos de Zumarrain y Mariñamendi, y más concretamente en la cabecera del arroyo Ursuaran (zona de Revuelta Chica).

Esta franja presenta ciertas particularidades paleogeográficas que condicionan la potencia y litologías constituyentes del término (6). En esta zona, el término está afectado por una importante contaminación terrígena. Como consecuencia de ello, muchos de los niveles de calcarenitas pueden aparecer como muy arenosos. De la misma forma, muchos tramos de margas aparecen como margas arenosas oscuras o incluso como limolitas.

Hacia la base del término (6) la contaminación terrígena es particularmente más intensa. Esto se traduce en la aparición y diferenciación cartográfica de nuevos términos en este área.

El término **“margas oscuras, limolitas calcáreas, calcarenitas arenosas y areniscas; niveles de brechas olistostrómicas”** (8) se dispone a techo del conjunto margoso - margocalizo (4) y se define como un conjunto basal de litología variada y compleja, pero fundamentalmente constituido por limolitas y/o margas oscuras que intercalan de forma irregular bancos de potencia decimétrica de calcarenitas arenosas o areniscas. Estos bancos a menudo son discontinuos estando afectados por fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria. Presentan un tamaño de grano medio - grueso, y una laminación con características perturbaciones hidoplásticas. La frecuencia de los bancos es muy variable, pudiendo concentrarse hasta llegar a constituir una alternancia con los niveles “blandos” (margas y limolitas) o por el contrario, aparecer muy aislados.

Además de las litologías citadas, se reconocen con frecuencia, dentro del término, niveles “eslumpizados” y brechoides intercalados.

Localmente, dentro del término descrito, se pueden diferenciar cartográficamente algunos tramos de **“areniscas y limolitas”** (9). Se trata de intercalaciones de potencia métrica de estas litologías, frecuentemente “eslumpizadas”.

También se han cartografiado hacia la base del término (8) unas **“limolitas calcáreas”** (10). Se trata de niveles métricos fundamentalmente limolíticos con escasos bancos centimétricos - decimétricos de areniscas intercaladas. Frecuentemente presentan fenómenos de “eslumpización”. Localmente (área de Etxegarate) pueden incorporarse al término **“bloques olistolíticos de areniscas”** (11). Se trata de olistolitos procedentes de estratos semiconsolidados deslizados.

Otras intercalaciones cartografiadas a esta altura son las **“calcarenitas arenosas”** (12) o las **“calcarenitas y brechas calcáreas”** (13). Se reconocen en el área del alto de Garnagaña y al Sur de Ursuaran. Se trata de niveles de potencia métrica de calcarenitas arenosas en general, que localmente presentan zonas de orto y parabrechas. Los cantos son de calcarenita bioclástica o bien de caliza arrecifal, en matriz margosa o calcarenítica.

A la misma altura de la serie, y quizá como equivalente lateral, se reconocen en el área del puerto de Etxegarate y cabecera del arroyo Ursuaran algunos bancos métricos discontinuos de **“calcarenitas bioclásticas (encrinitas)”** (14). Las calcarenitas son de grano medio grueso y están constituidas mayoritariamente por bioclastos, entre los que destacan por su abundancia los fragmentos de crinoides. La mayoría de estos bancos discontinuos se consideran como estratos deslizados.

Localmente (área de Aldabide y Revuelta Chica) presentan claramente morfologías olistolíticas. En estos casos se han cartografiado y definido como **“bloques olistolíticos de calcarenitas bioclásticas”** (15).

Hacia techo, este tipo de bloques deslizados se hacen muy comunes en el término general calcarenítico - margoso (6).

Continuando hacia arriba en la serie, el término general (6) presenta de nuevo cierta

contaminación arenosa. A esta altura, algunas intercalaciones areniscosas alcanzan entidad cartográfica y se han diferenciado con el término (9).

Finalmente, constituyendo el techo del Complejo Urgoniano, y únicamente en esta zona central, se dispone un conjunto potente (aproximadamente 140 metros) de litología variada y compleja. Se ha definido como **“margas, parabrechas calcáreas, limolitas y areniscas”** (16). Este término, al parecer, vuelve a aparecer hacia el Noreste con potencias métricas y litología algo diferente: **“lutitas calcáreas con septarias y areniscas; niveles eslumpizados”** (17). Parece lógico pensar que el término varíe de potencia o incluso llegue a desaparecer en función del carácter más o menos erosivo de la base (areniscosa o lutítica respectivamente) del Complejo Albocenomaniense.

Las margas constituyen la litología mayoritaria. Muchos tramos margosos presentan cierta contaminación terrígena, convirtiéndose en margas oscuras o incluso lutitas. Dentro del conjunto se intercalan de forma irregular distintos tipos de parabrechas, constituidas por cantos centimétricos - decimétricos de calcarenitas o calizas arrecifales, inmersos en una matriz margosa o lutítica. Otras intercalaciones frecuentes son de areniscas y lutitas o de calcarenitas bioclásticas. Algunos de estos últimos niveles presentan entidad cartográfica y se han diferenciado como (14). Precisamente, procedentes del desmantelamiento sinsedimentario de estos bancos calcareníticos, se reconocen nuevamente bloques olistolíticos (15).

2.1.2. Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano

Se trata de un potente complejo terrígeno depositado por la progradación de un abanico deltaico de gran magnitud que atravesó una cadena de umbrales arrecifales y se precipitó por el talud hasta el fondo de una cuenca local, de profundidad variable según las zonas.

Dentro del conjunto, los constituyentes mayoritarios (areniscas y lutitas) alternan en mayor o menor proporción. En base a criterios de abundancia relativa, pueden establecerse dentro del complejo varios términos diferentes.

Con el término **“argilitas y/o limolitas”** (18) se definen aquellos tramos con un claro predominio de los materiales de granulometría fina. Se pueden definir como un monótono conjunto de limolitas oscuras, algunas argilitas e incluso areniscas desorganizadas de grano muy fino, micáceas, con abundante materia orgánica y sulfuros dispersos. En general presentan una laminación grosera. La estratificación viene marcada por ocasionales niveles areniscosos de carácter plano-paralelo, por la alineación de septarias o por frecuentes y característicos horizontes sideríticos.

A distintas alturas dentro del complejo, los bancos de areniscas constituyen tramos con entidad cartografiable por su potencia o bien por su frecuencia. Estos se han definido con el término **“areniscas masivas y estratificadas”** (19).

En estos tramos las areniscas son mayoritarias respecto a las litologías más finas. Se presentan en bancos de potencias variables desde decimétrica hasta métrica. Son de grano medio - fino, muy micáceas, con abundante materia orgánica (restos vegetales) y ocasionalmente cantos blandos. Aunque localmente presentan un aspecto masivo, generalmente están bien estratificadas con laminación paralela y cruzada de “ripples”, y fuertemente bioturbadas. A menudo presentan superficies intraerosivas, acñamientos laterales y fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria.

En otros tramos reconocibles dentro del complejo, las areniscas y lutitas alternan en bancos centi-decimétricos formando paquetes métricos, que alternan a su vez con paquetes de argilitas o limolitas. El resultado final es un término en el que, pese a ser las lutitas estratonó-

micamente mayoritarias, éstas y las areniscas aparecen en proporciones similares, sin predominio claro de ninguna de las dos litologías. Estos tramos se definen con el término **“areniscas y lutitas”** (20).

Las características de las litologías constituyentes son las mismas que para los términos anteriores.

El Complejo Supraurgoniano presenta en la unidad de Oiz tres grandes zonas de afloramiento coincidentes con el flanco norte, flanco sur y zona de núcleo del anticlinorio de Zegama.

En el flanco norte la serie describe una clara macrosecuencia positiva: comienza con un potente término de areniscas (19) y sobre él se dispone un tramo de potencia variable (orden máximo hectométrico) de areniscas y lutitas (20) en el que aún se reconocen algunos tramos cartografiados de areniscas (19). Finalmente, hacia techo, los tramos lutíticos comienzan a ser mayoritarios sobre las alternancias dando paso a un potente tramo constituido fundamentalmente por argilitas y/o limolitas (18). Las potencias en esta serie son muy difíciles de estimar debido a lo replegado de los materiales, especialmente las lutitas. El corte-tipo de los dos tercios inferiores de la serie se realiza por la vertiente norte del puerto de Etxegarate y por la pista que, desde Idiazabal (fuera del cuadrante), asciende a la cima del monte Mugata.

En la zona de núcleo del anticlinorio Zegama - Etxegarate la serie, mucho menos areniscosa, está constituida mayoritariamente por areniscas y lutitas (20), entre las que se intercalan barras areniscosas (19) de potencia decamétrica, muy replegadas, y algún fino nivel lutítico. Hacia el Sur, el componente areniscoso continúa disminuyendo en la vertiente sur del puerto de Etxegarate, hasta llegar a un neto predominio lutítico.

Toda esta zona está afectada por una fuerte tectónica compresiva y de desgarre, que ori-

gina pequeñas escamas sigmoidales de materiales carbonatados aislados por fallas, así como contactos de mecanización creciente entre margas y areniscas. Estos llegan a convertirse en despegues muy netos de génesis compleja, como ocurre en Egirola y Balankaleku.

En el flanco sur la serie comienza con unos pocos metros de argilitas y/o limolitas (18). A techo se intercalan dos o tres barras, de uno a tres metros de potencia, constituidas por areniscas (19) y que presentan una gran continuidad lateral. Sus afloramientos originan una alineación casi continua de relieves que se extiende en dirección Noroeste-Sureste a lo largo de todo el cuadrante. A esta altura se reconocen frecuentemente niveles “eslumpizados.”

Hacia techo se desarrolla un potente tramo de litologías mayoritariamente lutíticas (18), en el que se intercalan esporádicos y poco potentes niveles de areniscas. Únicamente en el extremo noroeste de esta banda llegan algunas intercalaciones a tener cierta entidad.

En esta zona, el tramo lutítico comienza a intercalar, a cierta altura, paquetes de potencia métrica constituidos por una alternancia de areniscas y lutitas en bancos centi-decimétricos. Progresivamente hacia techo aumenta la frecuencia de estas intercalaciones. El resultado final es un tramo de areniscas y lutitas (20).

La potencia de este término no se ha podido estimar debido a la tectónica que afecta al techo. Lateralmente hacia el Este desaparece o simplemente queda representado por dos o tres intercalaciones aisladas dentro del término lutítico general.

La potencia total del conjunto argilítico, y los tramos alternantes intercalados, es difícil de calcular debido a la tectónica que los afecta. A pesar de ello se puede estimar un espesor mínimo de unos 900 metros.

2.1.3. Formación Egino (?)

Coronando al Complejo Supraurgoniano se reconocen en el flanco norte y en el sur distintos términos que, aunque son equivalentes en edad, presentan ciertas particularidades litológicas a un lado y a otro del anticlinorio.

En el flanco norte, intercalados con materiales lutíticos del Complejo Supraurgoniano, se localizan cuerpos discontinuos de **“brechas olistostrómicas”** (21). Probablemente están originadas por el desmantelamiento, caída en masa y resedimentación de edificios carbonatados y sus “orlas” de cuenca, a juzgar por las litologías constituyentes.

En el área de Basaegi (al Sureste de Segura), interestratificados con lutitas, se disponen los niveles de brechas más bajos reconocidos. Son niveles de potencias decimétricas o incluso métricas constituidos por cantos muy variados. Aunque los cantos de caliza arrecifal son los más espectaculares, se reconocen además otros fragmentos redondeados de margocalizas, margas, calcarenitas bioclásticas, areniscas e incluso septarias de tamaño centimétrico, todos envueltos en una matriz lutítica.

Más a techo alcanzan estas brechas aún mayor desarrollo, constituyendo un cuerpo muy potente que se extiende desde el alto de Aitz-Leor hasta el barrio de Saguzoro. Aquí, la potencia de los niveles brechoideos puede ser de varios metros. Los bloques de caliza arrecifal alcanzan grandes tamaños, adquiriendo localmente entidad cartográfica. En estos casos se han separado y definido como **“bloques olistolíticos calizos”** (22). Aunque estos “cantos” son los más espectaculares debido a su tamaño y litología, más numerosos son los cantos redondeados de calizas y margocalizas de “talud”, y de areniscas. Dentro del conjunto brechoide se reconocen paquetes lutíticos interestratificados (“autóctonos”) que no están involucrados en los procesos de deslizamiento o brechificación. A diferencia del resto de las

lutitas del Complejo Supraurgoniano, éstas son ligeramente calcáreas, llegando incluso algunos niveles a ser margosos. Otras intercalaciones están constituidas por una alternancia de niveles centimétricos de calcarenitas y margas, afectados por una intensa “eslumpización”.

Un buen corte de todo el conjunto puede establecerse a través del cauce del río Oria.

En el flanco sur (área de Otzaurte) los materiales están estructurados en grandes elementos sigmoidales desplazados por la tectónica tangencial asociada a la falla de Bilbao - Alsua. Se reconocen unas facies de calizas autóctonas y, en tránsito lateral, una serie terrígena fina con olistolitos calizos e intercalaciones brechoideas carbonatadas.

Los términos autóctonos son principalmente **“calizas de corales, algas y crinoides; olistolitos calizos”** (23), en litofacies similar a la urgoniana, aunque con una biofacies distinta y con carácter masivo, localmente calcarenítico (“packstone”-“grainstone”). En los bordes de los cuerpos calizos nucleares aparecen **“calizas margosas nodulosas; calcarenitas”** (24). Se trata de facies de tránsito o de “orla” a los terrígenos circundantes, en las que ocasionalmente se concentran restos de orbitolinas. Localmente pueden encontrarse bancos calcareníticos con deformaciones hidroplásticas, aislados entre limolitas, como en las curvas al Oeste de Otzaurte. Otro elemento de esta orla son las **“calizas brechoideas y brechas calcáreas estratificadas o masivas”** (26), facies de talud carbonatado de litosomas calcáreos como el de Gazteluberri, la cual se interdigita con terrígenos más distales. En la pista que asciende hacia Bidarte-Gaña puede realizarse un buen corte de las facies de talud descritas. Por la carretera de Otzaurte a Zegama pueden reconocerse los grandes olistolitos calizos (decamétricos) desprendidos del talud arrecifal de la “formación Egino”. Estos grandes clastos están englobados en un extenso cuerpo terrígeno de 600 a 700 metros de potencia

mínima (muro y techo están mecanizados), que consiste principalmente en **“limolitas calcáreas y margas decalcificadas”** (25). Son limolitas masivas o laminadas, a veces esquistosas o con disyunción en bolas, que intercalan niveles de septarias, finos estratos areniscosos y niveles más carbonatados métricos a decamétricos, que se han diferenciado como **“margas y limolitas calcáreas; niveles de calcarenitas, areniscas y brechas calcáreas”** (27). Todas estas facies afloran en la carretera de Otzaurte a Zegama y en las pistas que desde ella ascienden hacia el Sur a Osineta, Aldaola, Añabaso, etc.

2.1.4. Cretácico superior

Está representado por dos exiguos retazos mecanizados, en la zona de desgarre de la falla de Bilbao - Alsasua. Consiste en un solo término de **“margas y niveles de margocalizas; calcarenitas de crinoides”** (28), que aflora al pie del pico Gazteluberri, en la carretera de Otzaurte. Consta de margas calcáreas fuertemente esquistosadas entre las que aparecen bancos decimétricos de margocalizas que marcan la estratificación. Afloran únicamente en los taludes de la vía férrea, al Sureste de Otzaurte, y en la misma carretera, donde además aparecen algunos niveles mecanizados de calcarenitas de crinoides (encrinitas). La fauna presente en las margas ha sido datada en conjunto como Coniaciense superior - Santonien inferior - medio, con lo cual se pone de manifiesto que, por efecto de las fallas, faltan los materiales correspondientes, al menos, al Cenomaniense superior, Turoniense y Coniaciense inferior.

La fauna encontrada es la siguiente: *Dicarinella carinata* (D'ALBIEZ), *Dicarinella concavata* (BROTZEN), *Dicarinella primitiva* (D'ALBIEZ), *Marginotruncana coronata* (BOLLI), *Marginotruncana angusticarinata* (GANDOLFI), *Marginotruncana pseudolinneana* (PESSAGNO), *Rosita fornicata* (PLUMMER), *Globotruncana lapparenti* (BOLLI), *Globotruncana*

bulloides (VOGLER), *Praeglobotruncana* sp., *Hedbergella* cf. *flandrini* (PORTHAULT), *Hedbergella* cf. *hessi* (PESSAGNO), *Hedbergella* sp., *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORB.), *Heterohelix* sp.

2.2. UNIDAD DE YURRE + GORBEA

Los materiales pertenecientes a esta unidad se sitúan ocupando la mayor parte del tercio suroccidental del cuadrante (figura 4.1.).

Sus afloramientos constituyen una estructura anticlinal, de eje en dirección N 150° E y ligeramente vergente hacia el Sureste.

Esta estructura está limitada al Norte por el accidente regional citado anteriormente, la falla de Bilbao - Alsasua, que la separa de la unidad de Oiz.

La falla de Bilbao - Alsasua sigue una dirección N 120° E - N 130° E cortando oblicuamente la estructura anticlinal. Esta situación provoca que el núcleo y flanco norte, verticalizado o incluso invertido, sólo se reconozcan al Sureste de la unidad, mientras que hacia el Noroeste sólo estaría representado el flanco sur.

2.2.1. Complejo Purbeck-Weald

Ocupando el núcleo tectonizado y parte del flanco sur del anticlinal, se sitúan los materiales más antiguos de esta unidad pertenecientes al “Complejo Purbeck-Weald”.

Este complejo es un conjunto, definido por PUJALTE (1977), de carácter esencialmente terrígeno y cuyo techo (Barremiense superior aproximadamente) aflora en el núcleo del anticlinal de Aitzgorri. La potencia mínima del conjunto puede estimarse en torno a los 350 y 400 metros. El complejo consta, de muro a techo, de los términos que se describen a continuación:

“Lutitas negras y areniscas estratificadas o desorganizadas; niveles calcáreos

(facies indiferenciada)" (29). Se trata de una facies general mayoritaria compuesta por lutitas negras, micáceas, carbonosas y piríticas, muy alteradas. Presentan escasa laminación y pueden ser carbonatadas en corte fresco, presentando localmente bioturbaciones y restos de bivalvos. Entre ellas se intercalan niveles minoritarios de areniscas silíceas agrupadas en tramos métricos. Las areniscas, de grano medio e incluso grueso, presentan laminaciones paralelas y cruzadas de "ripple", estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, planares y de surco, etc. Las estructuras son más abundantes en los estratos más gruesos, de potencia decimétrica e incluso métrica. Cuando un tramo lutítico con escasas intercalaciones areniscosas adquiere dimensiones representables, se diferencia en cartografía como "**niveles de lutitas negras laminadas**" (30).

De la misma forma, cuando el espesor de los tramos areniscosos intercalados en la facies indiferenciada (29) lo justifica, éstos se han diferenciado en cartografía como "**niveles de areniscas silíceas**" (32). Este término se sitúa a cualquier altura en la serie y presenta estratificaciones cruzadas de surco y planares de bajo ángulo, morfologías canaliformes, "mega-ripples" y laminaciones "flaser" con bidireccionalidad de corrientes, todo ello característico de un medio mareal. Aparecen también areniscas calcáreas con restos de bivalvos.

Dentro de la serie general lutítico-areniscosa, aparecen dos términos con características particulares. El primero de ellos, habitual en las series purbeck-wealdenses, son los "**niveles de micritas negras y/o calcarenitas; dolomías**" (31). Las calcarenitas, a veces totalmente dolomitizadas, son bioclásticas, de grano medio-grueso, colores grises oscuros y carácter masivo; o bien están formadas por laminaciones milimétricas de conchas planares de bivalvos, con finas intercalaciones de lutitas negras. Las micritas son de tipo masivo, oscuras, a veces dolomíticas, con estratificación centimétrica y abundantes cristales piríticos.

El reducido espesor que presentan los niveles (generalmente inferior a los 2 - 3 metros) obliga a exagerarlos en cartografía.

El segundo término destacable por sus llamativas características son las "**areniscas de grano fino y limolitas rojas y verdes**" (33). Los colores verde (inicial) y rojo (por alteración) constituyen el rasgo definitorio de unas limolitas masivas, bioturbadas o con cierta laminación paralela, y niveles de areniscas de grano fino a muy fino, micáceas, que se sitúan a diversas alturas en la parte superior de la serie.

En el cuadrante limítrofe por el Sur (Asparrera, 113-IV) aparecen, en las proximidades del contacto entre los complejos Purbeck-Weald y Urganiano, bloques rodados de conglomerado silíceo con cantos hasta centimétricos, seguramente desprendidos de las areniscas basales urgonianas. No se puede descartar que pertenezcan al techo de la serie purbeck-wealdense.

2.2.2. Complejo Urganiano

Por encima de la sucesión descrita se disponen, en ambos flancos del anticlinal, materiales del Complejo Urganiano.

El Complejo Urganiano fue definido por RAT (1959). En una concepción actual, este conjunto estratigráfico puede definirse como un complejo arrecifal y paraarrecifal (calizas de rudistas y corales), que incluye terrígenos asociados al sistema bioconstructor y que es de edad Cretácico inferior.

Generalmente los materiales que responden a estas características se sitúan en el lapso Aptiense - Albiense inferior - medio. En este cuadrante, sin embargo, aparecen cuerpos calizos y facies terrígenas asociadas, equivalentes laterales de la "formación Egino" que corresponden a una edad Albiense terminal - Cenomaniense inferior. Estos materiales se describirán a techo del Complejo Albocenomaniense.

La serie urgoniana presenta distintos términos a un lado y a otro de la estructura anticlinal.

En el flanco sur y constituyendo la base de este complejo, se reconoce un conjunto de materiales terrígenos conocido como "formación Ernaga". Esta formación sería equivalente a la "formación Ereza" definida en otros cuadrantes más occidentales.

El término mayoritario y más característico de este conjunto terrígeno se define como **"areniscas de grano fino y limolitas masivas, calcáreas o decalcificadas"** (34). Aflo- ra sobre todo en la mitad noroccidental del flanco sur.

Se presenta como un monótono conjunto de limolitas o areniscas de grano fino oscuras, micáceas, muy bioturbadas, algo calcáreas y carentes de una organización clara en estratos bien definidos. La estratificación no obstante puede venir marcada por ocasionales intercalaciones de estratos netos, decimétricos, de calizas arenosas rojizas con abundante fauna de orbitolinas, ostreidos y otros bivalvos. Hacia el borde noroeste del cuadrante, este término puede intercalar otro conjunto de características algo distintas. Se trata de una **"alternancia irregular de areniscas y limolitas"** (35), bien ordenadas en estratos netos. Las areniscas son micáceas, algo calcáreas y se presentan alternando con limolitas en bancos muy netos, comúnmente polifásicos. Localmente pueden contener fauna de orbitolinas.

Los materiales que definen por excelencia el Complejo Urganiano son las calizas arrecifales de rudistas y corales. La diferenciación cartográfica de estas calizas se establece, en primer lugar, en base a criterios litológicos, separando por un lado calizas "puras" de rudistas y corales, de otras "impuras" (calizas arenosas, arcillosas, etc.). En segundo lugar, dentro de las calizas "puras" se diferencian una serie de términos en base a criterios de orde-

nación interna de los litosomos (en bancos decimétricos, métricos, etc.).

Las primeras manifestaciones calcáreas se producen en la base del término terrígeno (34). Son **"calizas de rudistas y corales en bancos métricos"** (36), tal como fueron descritas en el término (1), en la unidad de Oiz. Litologías similares conforman barras a muro del litosomo de Aitzgorri, así como intercalaciones en la parte media del mismo (sector sureste), y facies de "orla" entre el cuerpo masivo principal y los materiales más arcillosos del sector noroccidental.

Hacia el Sureste, las intercalaciones calizas dentro del término terrígeno (34) comienzan a generalizarse, haciéndose menos potentes y no cartografiables. En esta situación se define una **"alternancia irregular de calizas arrecifales, lutitas y areniscas"** (37).

Por encima de la sucesión terrígeno-carbonatada descrita se dispone un cuerpo muy potente de rocas carbonatadas que constituye la alineación montañosa de la sierra de Aitzgorri.

Este gran litosomo calizo, de unos 2100 metros de potencia (2200 metros según FERNANDEZ-MENDIOLA, 1986), se considera en su mayor parte constituido por **"calizas de rudistas y corales, masivas o estratificadas en bancos métricos - decamétricos"** (38). La estratificación es observable especialmente en el monte Aratz y en la zona de Aitztonor - Altua.

Estas calizas se presentan generalmente en litosomos decamétricos con textura mayoritariamente fangosoportada y clastos calcáreos de tamaño arena muy fina hasta varios centímetros en su dimensión más larga. Estos últimos están constituidos por fragmentos de rudistas, ostreidos, corales y pequeños bivalvos, mientras que los primeros son orbitolinas y otros bioclastos finos, así como intraclastos y ooides minoritarios. En la formación de los bancos

masivos son importantes los procesos de fijación algal ("bindstones") y el desarrollo de corales masivos ("framestones").

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

Hacia el Noroeste se reconoce un paso lateral generalizado de todo el litosomo hacia facies de calizas más impuras. En esta dirección, las calizas (38) y (36) del tercio basal comienzan a intercalar distintos tramos de **"calizas impuras (calizas arenosas, arcillosas y margas)"** (39). Este término, por ser tan amplio tanto en su definición como en su desarrollo, puede presentar ciertas variaciones locales. En general se considera como una alternancia irregular de margas y calcarenitas oscuras ligeramente arenosas o arcillosas, estratificadas en bancos decimétricos. Las variaciones locales que el término puede presentar se deben a la proporción relativa de las litologías constituyentes. Interstratificadas con estos paquetes de calizas impuras se reconocen barras potentes de **"calizas de rudistas y corales en bancos decimétricos - métricos"** (40).

Como características generales presentan un mayor porcentaje relativo de facies biostrómicas sobre las biohémicas, así como una mayor presencia de calizas impuras o finas intercalaciones terrígenas que marcan la estratificación. Todo esto suele llevar aparejado un predominio de corales y orbitolinas sobre los rudistas, generalmente de pequeña talla.

El tránsito lateral de calizas (38) a calizas impuras (39) en los dos tercios superiores del litosomo se efectúa, de forma muy brusca, después de un tránsito previo a calizas (36). Como

consecuencia de ello, el término (39) puede incluir algunos paquetes calcareníticos, con poca contaminación arenoso - arcillosa que se consideran como calizas (40).

Dentro del litosomo calizo de Aitzgorri se reconocen algunas intercalaciones de calizas (36), así como de **"calizas nodulosas y margas"** (41).

Finalmente, a techo del litosomo y en parte como paso lateral de los últimos paquetes calizos, se reconocen en el borde oeste del cuadrante **"margas y parabrechas calcáreas"** (42). Se trata de un conjunto de margas que contienen localmente cantos de calizas de rudistas y corales. En los casos en que los clastos llegan a alcanzar tamaños métricos, se han separado en cartografía como **"olistolitos calizos"** (43).

Lateralmente, hacia el Sureste, el término (42) no incluye ya niveles de parabrechas. Con este criterio se pasa lateralmente a otro definido como **"margocalizas, margas y lutitas"** (44). Se trata de un término que aflora de forma discontinua a techo de las calizas y en parte como paso lateral de las mismas. Está constituido por margas y margocalizas oscuras algo arenosas y lutitas. Estas litologías tan singulares, y el hecho de presentar a techo algún nivel de parabrechas (al menos en los cuadrantes contiguos), sugieren la coexistencia de edificios carbonatados y sus facies de talud con las primeras avenidas lutíticas deltaicas del Complejo Supraurgoniano.

Las calizas de la "formación Aitzgorri" pasan lateralmente hacia el Este (flanco noreste del anticlinal del mismo nombre) a una sucesión terrígeno-carbonatada o "serie de Anarri" (equivalente de la "serie de Iturrigain"), en la que alternan materiales lutíticos, areniscosos, calizos y margosos-margocalizos en diversas facies. En cartografía se han distinguido cuatro nuevos términos que, junto con algunos de los anteriores, conforman la sucesión que se describe.

La serie consiste en una alternancia decamétrica entre terrígenos y barras calizas o calcareníticas en diversas litofacies. Entre los términos terrígenos aparecen areniscas de grano fino y limolitas masivas (34), alternancias de areniscas y lutitas (35) y **“limolitas decalcificadas”** (46), éstas últimas sin ninguna característica definitoria especial.

Los términos calcáreos presentes son las ya conocidas calizas en bancos métricos (36), impuras (39) o en bancos decimétricos-métricos (40), así como **“calcarenitas masivas o estratificadas”** (45), de carácter bioclástico, que incorporan localmente niveles de ortobrecha calcárea.

A techo de la serie aparecen facies más claramente de talud-cuenca: olistolitos decamétricos (43) de calizas masivas, o facies mixtas como las **“margas y niveles de calcarenitas”** (47). Estas son alternancias más o menos regulares de calcarenitas en estratos centimétricos y margas localmente esquistosas, a veces con abundantes orbitolinas.

La sucesión se cierra con **“margas, margocalizas masivas y calizas nodulosas o estratificadas”** (48), sobre las cuales se disponen en discordancia erosiva (allí donde el contacto no sea mecánico; ver cuadrante de Asparrena) las facies areniscosas de la “formación Balmaseda”.

El corte-tipo se establece por el arroyo Anarri y por las pistas que recorren el alto de Ultzama.

2.2.3. Complejo Albocenomaniense (formación Balmaseda)

Sobre los materiales urgonianos, y en parte como paso lateral con el techo de los mismos, se dispone un potente conjunto terrígeno constituido por litologías de granulometría muy variable (lutitas, areniscas y conglomerados). Sus afloramientos constituyen, en parte, los flancos suroeste y noreste del anticlinal.

Se trata de materiales depositados por la progradación de un abanico deltaico de gran magnitud (“formación Balmaseda”, flanco suroeste) que chocaba contra una barrera arrecifal (Aitzgorri) y la rebasaba parcialmente, originando depósitos terrígenos de talud proximal (flanco noreste).

Las distintas litologías alternan en mayor o menor proporción. En base a estos criterios de abundancia relativa pueden establecerse dentro del complejo tres términos diferentes.

El conjunto comienza en el flanco sur con un término definido como **“argilitas y/o limolitas”** (49). Se definen así aquellos términos con un claro predominio de las granulometrías más finas (lutitas). Los tramos basales están en paso lateral con el techo del Complejo Urganiano. En estos tramos es frecuente encontrar olistolitos calizos que ponen en evidencia este hecho. Hacia techo se reconoce un monótono conjunto de limolitas y argilitas oscuras, micáceas, con abundante materia orgánica y sulfuros dispersos. Generalmente están mal clasificadas presentando una laminación gruesa. La estratificación está marcada por ocasionales niveles de arenisca, por la alineación de septarias o por frecuentes y característicos horizontes sideríticos. La potencia de este término es variable y está determinada por la geometría del borde de la paleocuenca urgoniana que rellena. En el extremo oeste del afloramiento se estima cercana a 200 metros, llegando a desaparecer hacia el extremo sureste. Las características de este término pueden reconocerse por la pista que desde el sondeo de Urkilla conduce a las campas de Urbia.

Dentro de este término lutítico, y a distintas alturas, se intercalan con frecuencia paquetes de potencia métrica constituidos por una alternancia en bancos centimétricos - decimétricos de areniscas y lutitas sin entidad cartográfica. Progresivamente hacia techo las intercalaciones son más frecuentes, de manera que se pasa a un potente tramo constituido por estas alternancias.

En este tramo, las areniscas y lutitas alternan en bancos centimétricos - decimétricos constituyendo paquetes de potencia métrica alternantes a su vez con paquetes con predominio lutítico - limolítico. El resultado es un término en el que areniscas y lutitas aparecen en proporciones similares, y por tanto, definido como **“areniscas y lutitas”** (50).

Las areniscas tienen generalmente grano medio - fino, siendo muy micáceas, con abundante materia orgánica (tallos y restos vegetales parcialmente transformados en carbón) y ocasionalmente con cantos blandos. Se encuentran bien estratificadas, con laminación paralela y cruzada de “ripples” y frecuentemente muy bioturbadas. A menudo presentan superficies intraerosivas y acuñamientos laterales, además de fenómenos de inestabilidad sin sedimentaria (“slumps”). Las lutitas presentan las mismas características ya descritas para el término (18) en la unidad de Oiz.

A distintas alturas, pero sobre todo en los dos tercios superiores de este tramo, se reconocen intercalaciones de potencia métrica de **“areniscas masivas y estratificadas; niveles conglomeráticos”** (51). Sus afloramientos originan ciertos resaltes.

Dentro de este término se incluyen tanto los bancos areniscosos de potencia métrica como los tramos con un claro predominio de estos bancos sobre litologías más finas.

En general se trata de bancos polifásicos de potencia métrica de areniscas de grano medio - grueso o incluso muy grueso, mal organizadas y estratificadas, y que presentan amplias zonas con límites difusos e irregulares de paraconglomerados, con cantos silíceos que llegan a ser incluso de varios centímetros. Muchos niveles suelen presentar morfología canaliforme con estratificación cruzada planar y de surco.

A esta altura, el Complejo Albocenomaniense se presenta como un término general de

areniscas y lutitas (50) en el que se intercalan distintos cuerpos areniscosos que constan de uno o varios bancos. La potencia de este tramo es difícil de estimar al estar afectado por una tectónica tangencial. No obstante podría acercarse a 500 metros. Sus características pueden observarse por varias pistas que desde Galaretta o Zaldondo conducen a la zona de Urbia.

El techo del Complejo Albocenomaniense vuelve a estar constituido por facies mayoritariamente lutíticas. Las características de este tramo son similares a las descritas para el tramo basal. Únicamente destacar que aquí pueden ser más frecuentes las facies argilíticas.

La potencia del tramo no se puede establecer puesto que sólo aflora la serie de muro.

Las intercalaciones reconocidas a esta altura tienen distinto carácter y son más bien escasas. Se trata de **“calcarenitas y calizas arenosas (niveles de abandono)”** (52), estratificadas en bancos métricos. Se consideran niveles de abandono. Litológicamente pueden variar desde una calcarenita a una caliza arenosa. La fauna de orbitolinas, ostreidos y otros bivalvos, típica de estos niveles, al menos en otras áreas, no se ha reconocido en este cuadrante.

Debido a las características litológicas, este tramo lutítico constituye un amplio valle parcialmente cubierto por coluviales y aluviocoluviales procedentes de la sierra de Urkilla. Por esta razón sus afloramientos son escasos y ocasionales, si bien existen algunas áreas (al pie de la sierra) en las que afloran con cierta frecuencia, pudiendo observarse sus características.

En el flanco noreste del anticlinal es más difícil establecer la serie, ya que los materiales se encuentran fuertemente replegados y tectonizados. Aquí, la sucesión es mayoritariamente areniscosa (51), con escasas intercalaciones de areniscas y lutitas (50). Esta litología se dispone preferentemente como facies de “orla”

hacia el Noroeste y Sureste del cuerpo areniscoso principal de Txurrukopunta.

2.2.4. Formación Egino (?)

Está representada en esta unidad por los mismos materiales que en la de Oiz, presumiblemente equivalentes laterales del complejo Gazteluberri - Otzaurte a través de la falla de Bilbao - Alsasua. Se localizan en un núcleo sinclinal fuertemente apretado y fracturado, en la zona de Garagarza. La mayoría de los contactos entre tramos están más o menos mecanizados, cuando no se trata de verdaderas fallas. Como facies arrecifales, a priori autóctonas, se encuentran **“calizas arrecifales coralinas, masivas o en bancos métricos; olistolitos calizos”** (53), en todo similares a las de Gazteluberri o con pequeñas diferencias en su bio o litofacies, más masiva y menos calcarenítica. Las **“calizas nodulosas, calizas margosas o calcarenitas con orbitolinas”** (54) se sitúan asimismo en los bordes del litosoma de Garagarza como facies de “orla” a materiales más distales y con mayor componente terrígeno.

Las **“brechas calcáreas en matriz lutítico - margosa; margocalizas estratificadas”** (55) son intercalaciones de calcarenitas nodulosas brechificadas, con algún canto disperso de caliza arrecifal, que se intercalan en un cuerpo bien estratificado de **“margas y margocalizas masivas; niveles calcareníticos y brechoides”** (57). Esta serie aflora en el flanco noreste del sinclinal de Garagarza, que queda aislado por la tectónica de sus equivalentes laterales, y en pequeñas “escamas” mecanizadas que desaparecen hacia el alto de Ultzama. Por su lado, las calizas autóctonas evolucionan hacia el Sureste pasando a brechas y megabrechas (55), y finalmente a terrígenos repre-

sentados por un pequeño afloramiento de **“limolitas calcáreas y margas decalcificadas”** (56).

2.3. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios cartografiables no alcanzan gran desarrollo en este cuadrante. Consisten principalmente en depósitos coluviales que se localizan en las vertientes de las sierras y que pueden ser de tres tipos:

—**“Coluviales con bloques calizos deslizados”** (58). Son depósitos calcosilíceos en laderas mixtas por las que se deslizan bloques calizos hasta hectométricos, algunos de los cuales se encuentran actualmente en proceso de desprendimiento (Malbaundi - Iruetxeas). Locamente pueden encontrarse muy cementados e incluso crear notables resaltes topográficos.

—**“Coluviales silíceos antiguos”** (59). Coluviales de bloques areniscosos que han quedado actualmente aislados en depresiones kársticas (Urbia), mezclados con materiales propios de este medio.

—**“Coluviales indiferenciados”** (60). Depósitos de ladera, fundamentalmente silíceos, desarrollados en materiales terrígenos urgonianos y albocenomanienses.

Otro tipo de materiales cuaternarios, de escasa entidad, son los **“depósitos aluviales”** (61), presentes muy localmente en el arroyo Anarri, y los **“depósitos antropogénicos”** (62), limitados a pequeñas escombreras del ferrocarril en Otzaurte, Irumugarrieta y al Norte de Zegama.

3. SEDIMENTOLOGIA

En el presente capítulo se intentará una aproximación a la sedimentología y paleogeografía del cuadrante y su entorno próximo bajo un triple enfoque:

—Geométrico - estratigráfico, referido a las dimensiones horizontales y verticales de los cuerpos rocosos y a su relación mutua.

—Secuencial, es decir, relativo a la sucesión de ambientes en el transcurso del tiempo.

—Paleogeográfico, relativo a la coexistencia de diferentes ambientes sedimentarios en un período determinado.

Esta interpretación se realiza para las distintas unidades tectoestratigráficas en la posición que ocupan en la actualidad. Para el análisis paleogeográfico se parte de la base de que el eventual desplazamiento sufrido por las unidades en este cuadrante no debe ser muy importante a la escala de trabajo.

En el cuadrante aparecen casi exclusivamente materiales pertenecientes al Cretácico inferior y, localmente con contactos mecánicos, al Cretácico superior, con edades comprendidas entre aproximadamente Barremiense y Santoniense medio.

Después de los episodios de transición representados por el Complejo Purbeck-Weald, y

a partir de la invasión marina o transgresión aptiense, la evolución sedimentaria del Cretácico inferior marino comprende dos nuevos ciclos: uno inicial, constructivo carbonatado (Urgoniano), que trae consigo la implantación de sistemas arrecifales y paraarrecifales (algunos de ellos localmente destructivos), y otro final, destructivo, que se completó con grandes aportes terrígenos procedentes de sistemas deltaicos y de abanicos submarinos (Complejo Albocenmaniense o Supraurgoniano).

De acuerdo con las facies de los materiales aflorantes y según su organización, se describen seguidamente estos ciclos sedimentarios y paleogeográficos mayores:

—Ciclo Purbeck-Weald (Hauteriviense? - Barremiense).

—Ciclo Urgoniano (Aptiense - Albiense inferior - medio).

—Ciclo Albocenmaniense o Supraurgoniano (Albiense medio - superior - Cenomaniense medio).

—Ciclo Cretácico superior (Cenomaniense - Campaniense).

Cada uno de estos ciclos tectosedimentarios está compuesto por parejas o grupos de

elementos estratigráficos (cuerpos rocosos), algunos de los cuales pueden asimilarse al concepto de "secuencia deposicional" de MITCHUM et al. (1977): casi todas ellas comienzan o están separadas entre sí por superficies de discontinuidad que varían desde un simple cambio litológico brusco hasta un "onlap" o solapamiento sobre un sustrato previa o simultáneamente estructurado. Algunas de estas secuencias constituyen macrosecuencias de "profundización" o "somerización" en el sentido de JAMES (1979).

3.1. CICLO PURBECK-WEALD

(Hauteriviense? - Barremiense)

En este cuadrante afloran los niveles terminales del Complejo Purbeck-Weald (PUJALTE, 1977). Se trata de una serie terrígena areniscosa y lutítica, propia de un medio deltaico o de transición a marino, en cuyos episodios finales tiene lugar una transgresión que introduce en el área un medio de llanura mareal terrígena somera "formación Eretza" o "formación Ernaga", GARCIA-MONDEJAR, 1982). En el momento del tránsito se desarrollan en toda la zona pequeñas construcciones biohermales de ostreidos o rudistas, en ciclos muy característicos. Algunos de ellos son observables en los alrededores de San Adrián.

Analizado en el conjunto del Arco Vasco, el complejo Purbeck-Weald presenta características de medio salobre a marino restringido, muy locamente marino franco. Como rasgo distintivo cabe citar la diferencia de espesores entre los pocos cientos de metros de sucesión carbonatada en los afloramientos septentrionales (Gernika, Aulestia) y los más de 2000 metros de materiales terrígenos en el corte de Areatza-Villaro (INGEMISA, 1982), o los más de 1300 metros en la vertiente Sur del monte Ganekogorta (G.^a-MONDEJAR y G.^a PASCUAL, 1982). Estas diferencias son el reflejo de una fuerte subsidencia diferencial y de un basculamiento de los bloques del sustrato. Esta dinámica está en consonancia con la fuerte

influencia terrígena continental en todo el área del anticlinorio de Bilbao, mientras que Gernika constituía un paleoalto a salvo de la contaminación terrígena. La alineación de umbrales se encontraba alejada de la línea de costa occidental y meridional purbeck-wealdense (figuras 3.1., 3.2.).

En el entorno del cuadrante, y a tenor de las facies reconocidas, el medio deposicional durante el Neocomiense superior - Barremiense debió ser similar al descrito por WRIGHT (1985) para el Purbeck de Portugal. Así aparecen repetidamente series y ciclos comparables a la "unidad 4" de WRIGHT (figura 3.3.), que representa unos depósitos de "lagoon" salobre situado en un frente deltaico. En la sucesión lutítica del arroyo Anarri y su entorno, se intercalan niveles areniscosos que representan depósitos de canal (con estratificación cruzada planar y de surco, etc.), ciclos de desbordamiento en medios pantanosos con lignito, o bien secuencias de relleno de "bahías" entre canales distributarios.

También aparecen con cierta frecuencia intercalaciones carbonatadas que se corresponden en líneas generales con la "unidad 8" de WRIGHT (figura 3.4.). Representan momentos de calma en pequeñas cuencas cerradas, con interrupción de los aportes terrígenos y desarrollo de "tapices" algales o "algal-mats" en los que se asientan comunidades biológicas bentónicas. Estos episodios suelen cerrarse con épocas de clima árido, en las que se depositan yesos o sales, y que pudieron llegar a la desecación total de algunas cuencas.

La evolución paleogeográfica no presenta una polaridad clara: en un medio de llanura de inundación o estuario lutítico salobre se sitúan áreas de "lagoon" carbonatado y pequeñas cuencas palustres con lignito, en las que aparecen incluso huellas de pequeñas raíces. En este escenario penetran cíclicamente lóbulos deltaicos o de desbordamiento de canales. Tan sólo al final del ciclo se aprecia una tenden-

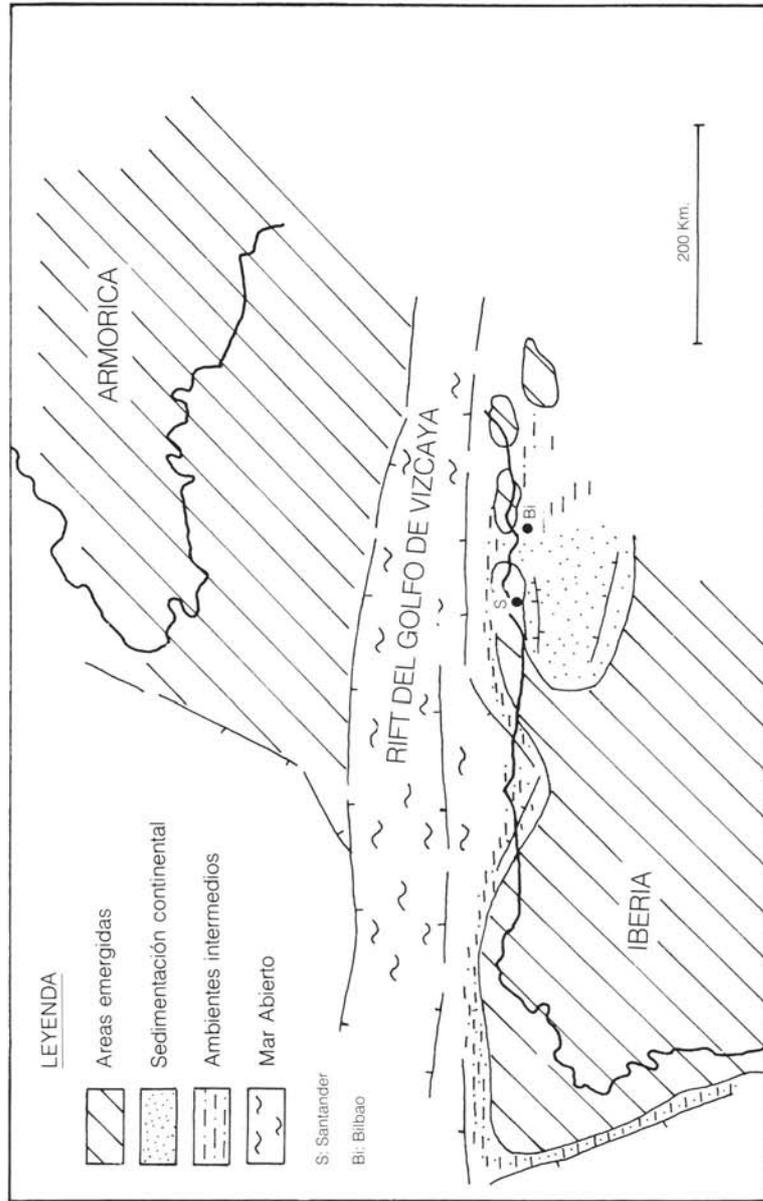


Figura 3.1.—Marco paleogeográfico imaginado para el complejo Purbeck-Weald en la cuenca Cantábrica. Tomado de INGEMISA, 1982.

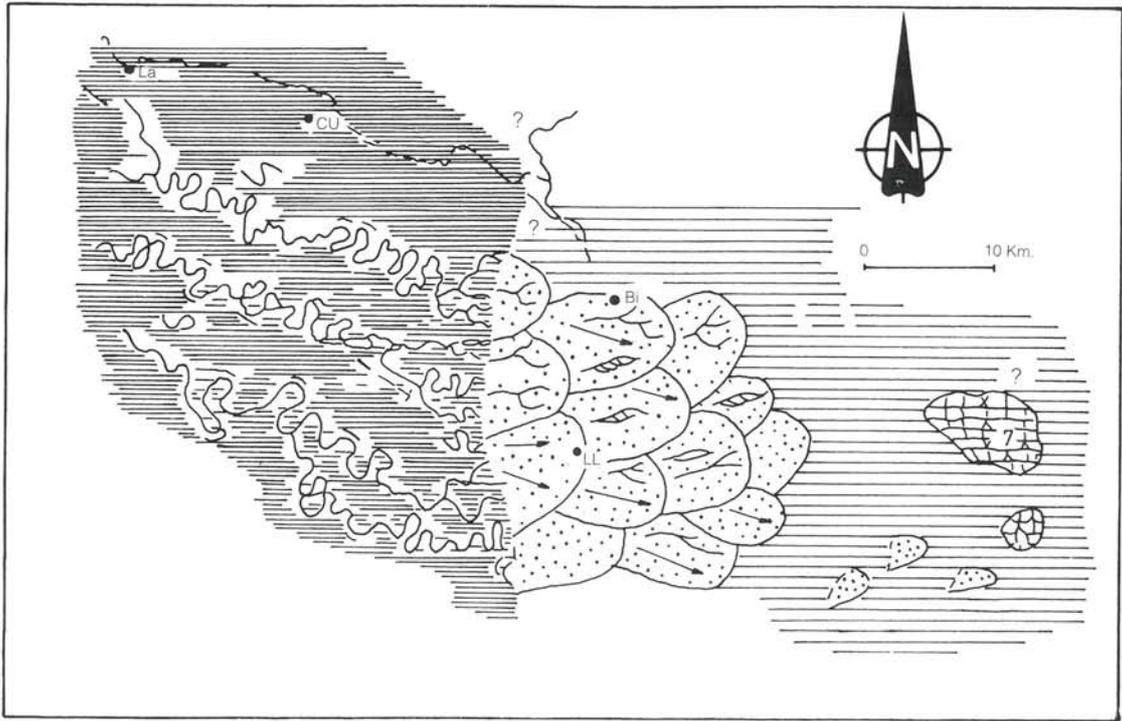
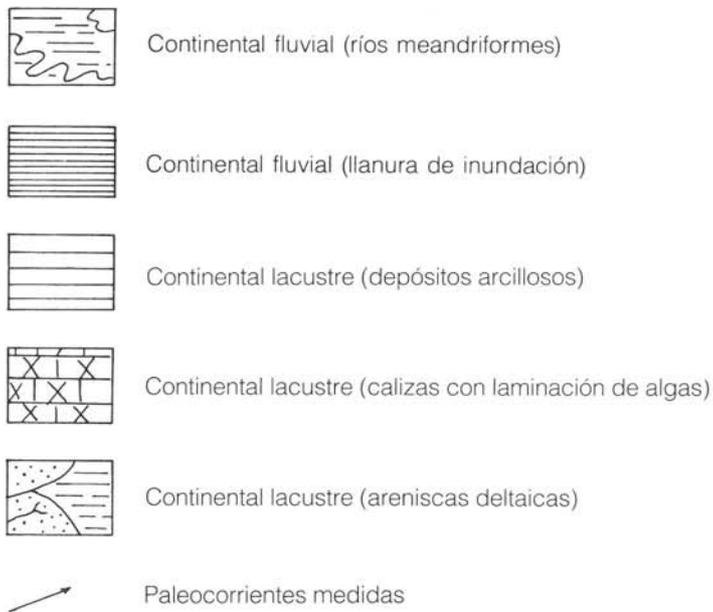


Figura 3.2.—Mapa paleogeográfico para la zona oriental de Cantabria y el Oeste de Bizkaia en el Barremiense superior. Tomado de GARCIA GARMILLA (1987).



La: Laredo; CU: Castro Urdiales; Bi: Bilbao; LL:Llodio

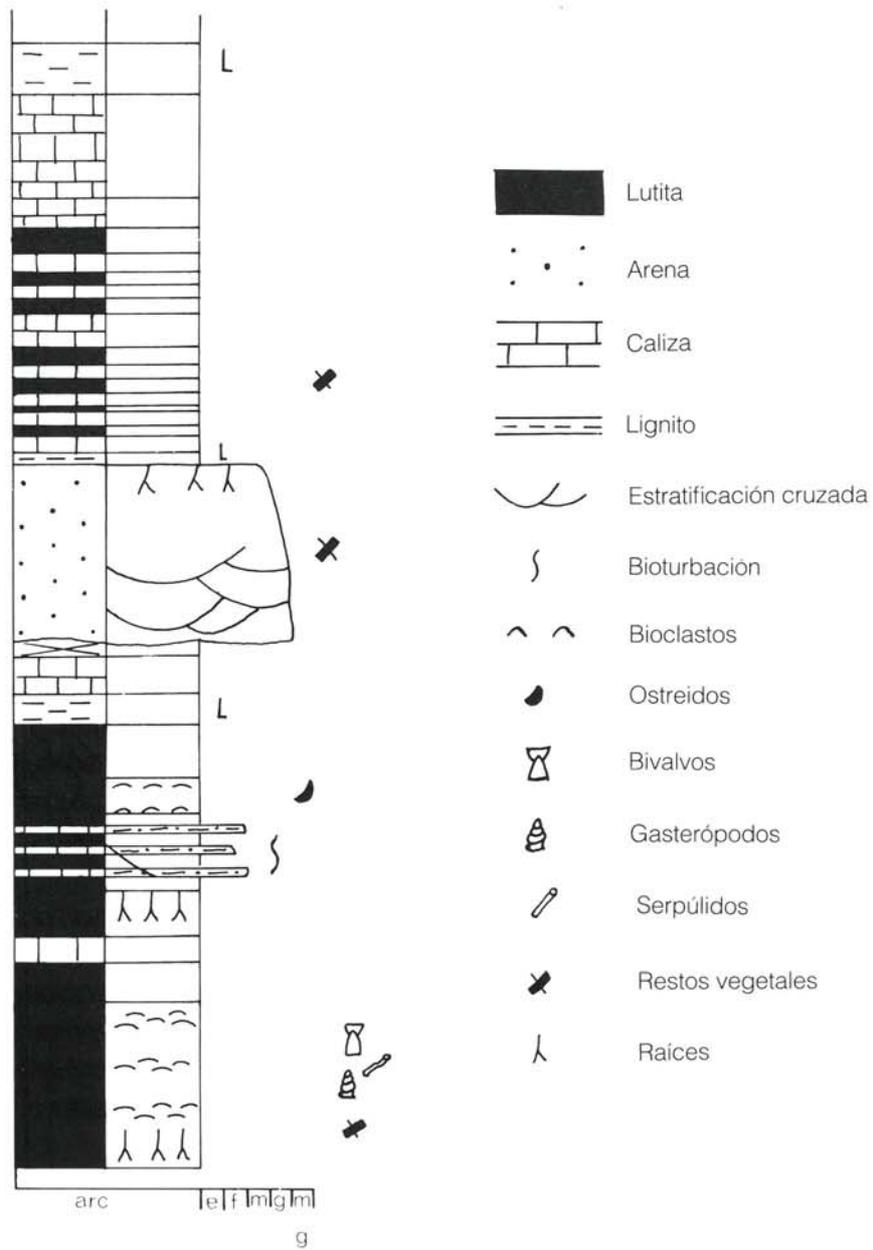


Figura 3.3.- Diagrama esquemático de la "Unidad 4" de la Sucesión de "Vale Verde", según WRIGHT (1985).

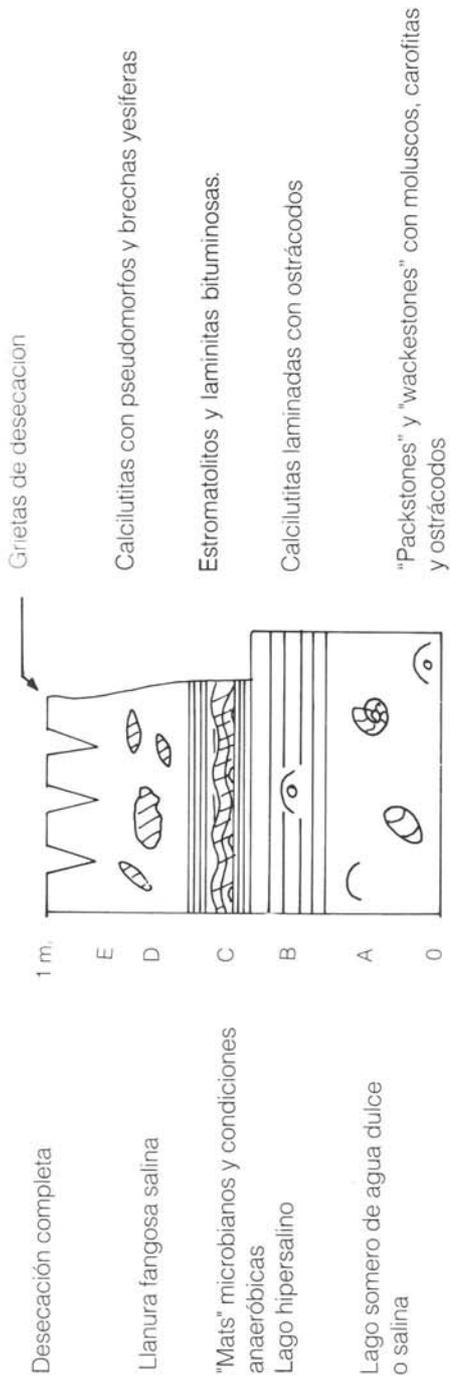


Figura 3.4.-Ciclo idealizado dentro de la "Unidad 8" de la sucesión de "Vale Verde" según WRIGHT (1985). Los términos B, C, y D son frecuentes en la sucesión wealdense del área de estudio y su entorno. El término A aparece sólo localmente y con frecuencia dolomitizado. El término E no ha sido observado en el área del cuadrante.

cia transgresiva dibujada por la primera invasión marina del Cretácico, que conducirá al establecimiento de medios mareales y arrecifales carbonatados (Ciclo Urgoniano).

3.2. CICLO URGONIANO

(Aptiense - Albiense inferior - medio)

Los materiales englobados bajo esta denominación pueden abarcar un intervalo temporal máximo Aptiense - Albiense medio, aproximadamente. El Complejo Urgoniano fue definido por RAT (1959), quien empleó el término de "complejo" por la heterogeneidad litológica que presenta, y el calificativo de "Urgoniano" por las calizas de rudistas y corales en facies urgonianas que suponen su rasgo más característico. Una de las estructuras que aparece con más frecuencia en los edificios arrecifales es el "reef mound" o montículo arrecifal micrítico (JAMES, 1978). Los crecimientos de este tipo suelen presentar un núcleo micrítico con rudistas, corales, algas y otra fauna, y unos flancos brechoides, calcareníticos o en paso gradual a depósitos biostrómicos normales de plataforma (figura 3.5. C, D). Los montículos suelen aparecer preferentemente marcando frentes locales de plataforma o banco carbonatado, de manera que atestiguan diferencias batimétricas de rango muy variable en el fondo marino.

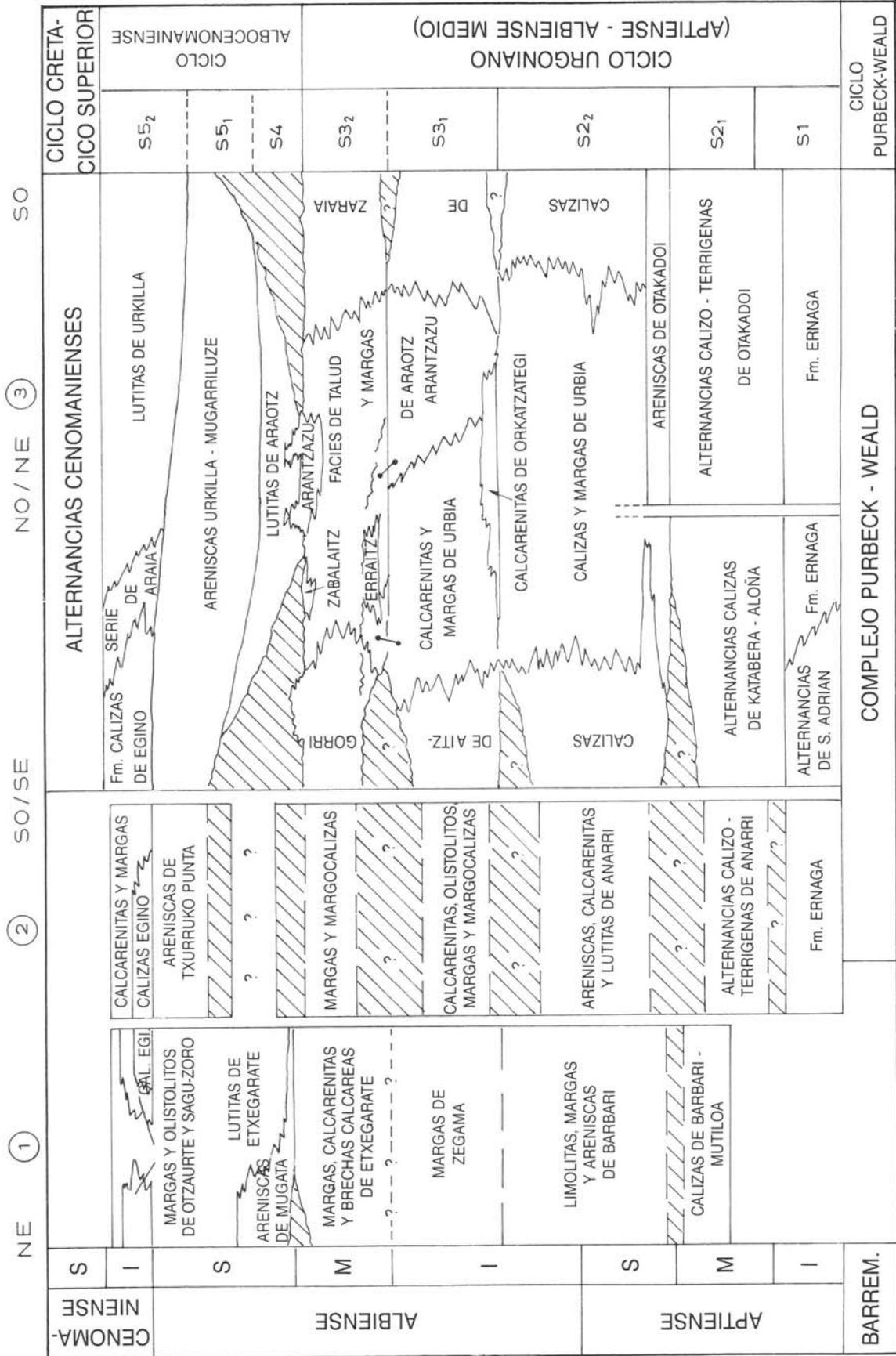
El desarrollo de calizas en el entorno del cuadrante (figuras 3.5. y 3.6.) fue incipiente en el Aptiense inferior (1.^a secuencia deposicional urgoniana; barras basales en San Adrián - Iruetxeas, figura 3.7.), creciente en el Aptiense medio - Albiense inferior (2.^a secuencia, litosomos principales de Aratz y Aitzgorri) y verdaderamente espectacular en el Aptiense terminal y Albiense inferior - medio (3.^a secuencia, correspondiente a la formación de grandes taludes en Aitzontor; también en Arantzazu y Andarto, cuadrante de Santuario de Arantzazu).

La evolución paleogeográfica a lo largo de este lapso fue la siguiente: la llanura mareal, que

se implantó en la mayor parte del Arco Vasco a partir de la base del Aptiense se divide en diferentes segmentos a lo largo de fallas sin-sedimentarias, quizá de escaso salto y de direcciones aproximadas N 120° E y N 30° - 45° E. Esto dió lugar a la formación de incipientes paleoaltos en la sierra de Aitzgorri y en el domo de Barbari - Mutiloa (centro septentrional del cuadrante), con facies carbonatadas someras en las que se desarrollaron inicialmente y de forma esporádica colonias de ostreoides, orbitolinas, etc... Más adelante, hacia el Aptiense medio, comenzó el crecimiento de arrecifes de rudistas y corales que formaron una estructura incipiente de "rampa" carbonatada. Paralelamente, las zonas deprimidas, más arenosas, quedaron restringidas al Oeste (serie de Idiazabal en el cuadrante de Legutiano, parcialmente interpenetrada con las calizas de Zaraia) y al Sureste (área de Anarri; también área de Iturri-gain, cuadrante de Asparrena).

Durante la segunda secuencia, las alternancias de ambientes con mayor y menor contaminación margosa (S2₁, en las figuras 3.5. y 3.6.) dan paso a una etapa de movimiento diferencial en los bloques del sustrato según la misma red de fallas sinsedimentarias. Esto origina el fraccionamiento del gran litosoma de Aitzgorri en bancos arrecifales, como el de Aitzgorri - Aratz o el de Zaraia (cuadrante 113-I), y cuencas restringidas "intraplataforma", donde se depositaron primero las margas de Urbia (S2₂) y posteriormente las series de talud de Aitzlotze (borde oeste del cuadrante) o las de Arantzazu y Andarto, y las margas de Araotz (S₃), mucho más desarrolladas, aflorantes casi exclusivamente en el cuadrante de Santuario de Arantzazu. Los tránsitos laterales entre las series son muy bruscos (figura 3.5. A-D), respondiendo al esquema general tecto - sedimentario urgoniano que se plasma en la figura 3.8.

Mientras los bancos arrecifales crecían en Aitzgorri, en los sectores de Anarri y Etxegarate (figura 3.6) actuaban las fallas sinsedimentarias del sistema Bilbao - Alsasua. Así se iban



1 Sector Etxegarate; 2 Sector Anarri; 3 Sector Aitzgorri - Zارايا.
 Figura 3.6.—Organización y distribución secuencial en el Cretácico inferior del área de trabajo.

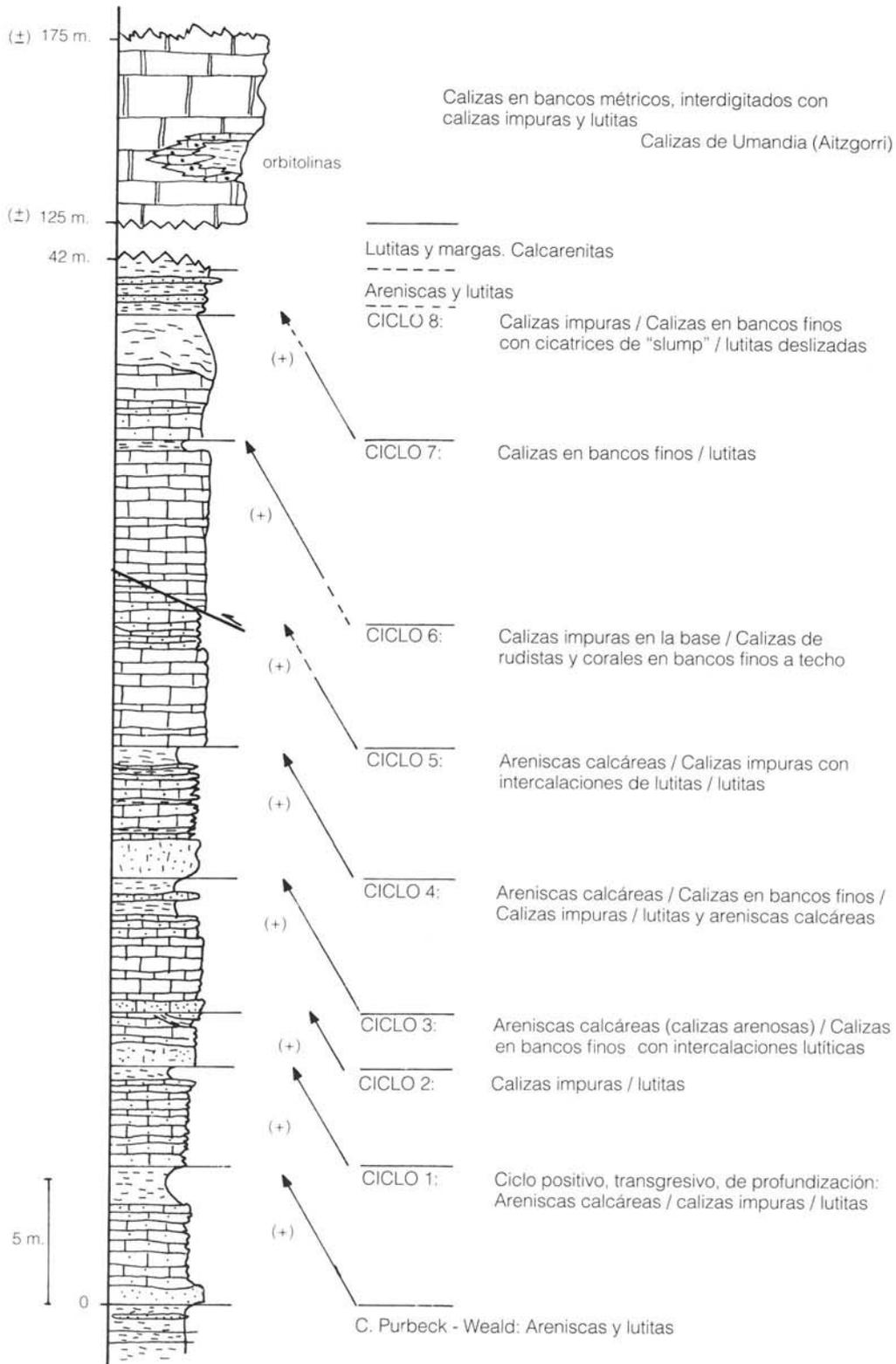


Figura 3.7.—Sucesivos ciclos positivos que conforman una "macro-secuencia negativa" (secuencia 1 del texto) en la base de las calizas de Umandia (Aitzgorri).

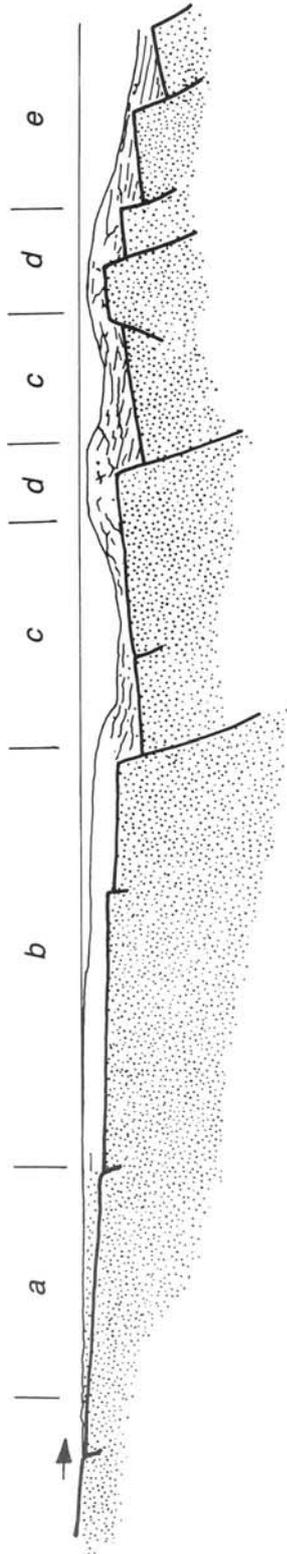


Figura 3.8.-Esquema general del funcionamiento tectosedimentario urgoniano:

- a) Facies de influencia continental.
- b) Plataforma carbonatada.
- c) Cuencas restringidas o "lagoons" de plataforma interna.
- d) Bancos arrecifales ("off-shore banks")
- e) Cuenca marina franca.

Tomado de RAT y PASCAL (1979).

formando escalones de profundidad creciente hacia el Noreste (figura 3.9.), donde la batimetría impedía el desarrollo de comunidades arrecifales. En estas cuencas se depositaban alternancias calizo - terrígenas de aguas someras o, en zonas más distales del talud submarino, margas y calcarenitas turbidíticas, unidades deslizadas, flujos de barro y derrubios, así como bloques calcareníticos desplomados por la pendiente (figura 3.10.). El área principal de acumulación de los elementos alóctonos es el surco de Zegama o Etxegarate, limitado al Noroeste por el domo anticlinal de Barbari - Mutiloa y la falla de Zegama, y al Sureste, probablemente, por una hipotética línea de paleoaltos Aitzgorri - Aralar. El límite septentrional quedaría fuera del ámbito del cuadrante y el meridional lo constituye el sistema de fallas Bilbao - Alsasua.

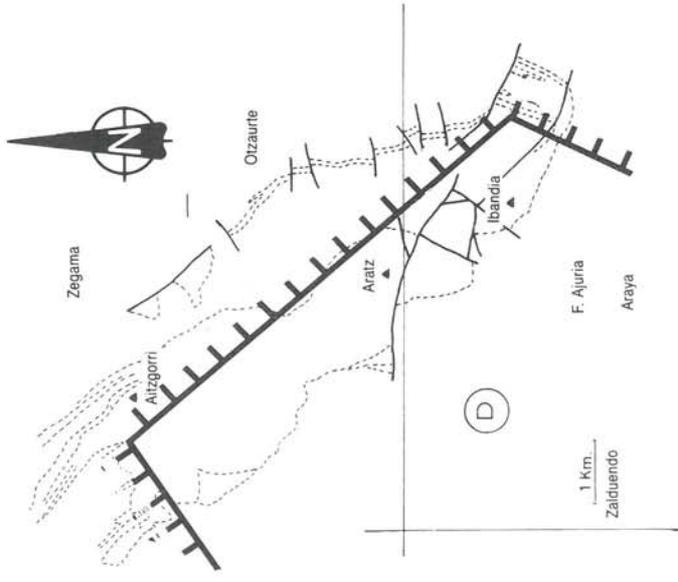
En los últimos estadios de crecimiento arrecifal, la expansión progresa durante todo el Albiense inferior y medio (S3) creando espectaculares taludes arrecifales progradantes y retrogradantes, cada vez más abruptos, en los litosomas de Zاراia, Arantzazu, Zabalaitz y Erraitz, todos ellos en el cuadrante de Santuario de Arantzazu (figura 3.5. B, C). Los taludes se desarrollaron a través de fases constructivas y destructivas, éstas últimas en forma de desprendimientos de grandes masas calizas. Los bloques y derrubios se deslizaban por pequeños cañones submarinos hacia el fondo de la cuenca margosa de Araotz.

Al terminar la época de máximo desarrollo, tiene lugar el comienzo de la decadencia del sistema arrecifal. En los últimos estadios de crecimiento del gran edificio de Aitzgorri, la elevación del fondo marino ocasionó localmente una exposición del techo de los arrecifes a un medio continental de aguas dulces (freático o vadoso), incluso con formación de sedimentos internos en huecos de disolución paleokárstica con silicificación asociada (zona de Aitzlotze). Simultáneamente, un sistema terrígeno deltaico progradante desde el Sur y Suroeste ("formación Balmaseda"), y quizá desde el Este, iba

alcanzando con sus facies más distales la barrera calcárea. Finalmente, hacia el Albiense medio - superior, el avance de los terrígenos rodeó el obstáculo por el Suroeste y Sureste, y comenzó a invadir las cuencas carbonatadas de Araotz - Urkilla y de Zegama - Etxegarate, respectivamente, solapando simultáneamente los márgenes del banco calizo.

Se puede decir, como resumen general, que la sedimentación urgoniana en el entorno regional fue en gran parte carbonatada. Las calizas de rudistas y corales se dispusieron en áreas de menor subsidencia relativa, a cubierto de la contaminación terrígena continental que invadía la cuenca. Las áreas del tránsito entre altos y surcos paleogeográficos están marcadas por la abundancia de fenómenos de inestabilidad gravitatoria ("slumps" y flujos de barro y derrubios).

La formación de calizas urgonianas en unas áreas y de terrígenos en otras, no fue una cuestión de azar en la cuenca urgoniana del Arco Vasco. Aparte de otros controles, como la proximidad a vías de llegada de aportes terrígenos continentales, el principal responsable de tal distribución fue la tectónica sinsedimentaria, creando subsidencias diferenciales acusadas en el fondo marino. Se constituyeron así altos (donde se dispusieron la calizas) y surcos (donde lo hicieron los terrígenos), en respuesta a una tectónica de bloques que dejó partes del fondo marino dentro de la zona fótica y otras por debajo de la misma (figura 3.8.). A esta acción tectónica se agregó la originada por movimientos halocinéticos de la sal triásica, como en el sector sureste del litosomo de Aitzgorri y en otros muchos del entorno (Eskubaratz, Dima, Gernika, Ugao - Miraballes, etc...). De esta manera, en el Aptiense y Albiense se encontraban en plena actividad los diapiros que posteriormente llegarían a perforar toda la cobertera cretácica. Estos diapiros crearon intumescencias locales en las áreas de alto (ANTIGÜEDAD *et al.*, 1983; G.^a MONDEJAR y G.^a PASCUAL, 1982; EVE, otros cuadrantes) contribuyendo



- 1 "Lagoon" submareal mixto: terrígeno-carbonatado
- 2 Parches arrecifales de rudistas y corales
- 3 Eje terrígeno continental
- 4 Bajos terrígenos
- 5 Expansiones microdeltaicas (mareales?)
- 6 "Crevasse - Splays"
- 7 Rampa-plataforma de rudistas y corales
- 8 Montículo arrecifal
- 9 "Shoal" o bajo calcarenítico
- 10 Calizas de plataforma
- 11 Margas y "lagoon" / talud somero
- 12 Margas de talud / cuenca profunda. "Slumps"
- 13 Megabrechas calcáreas

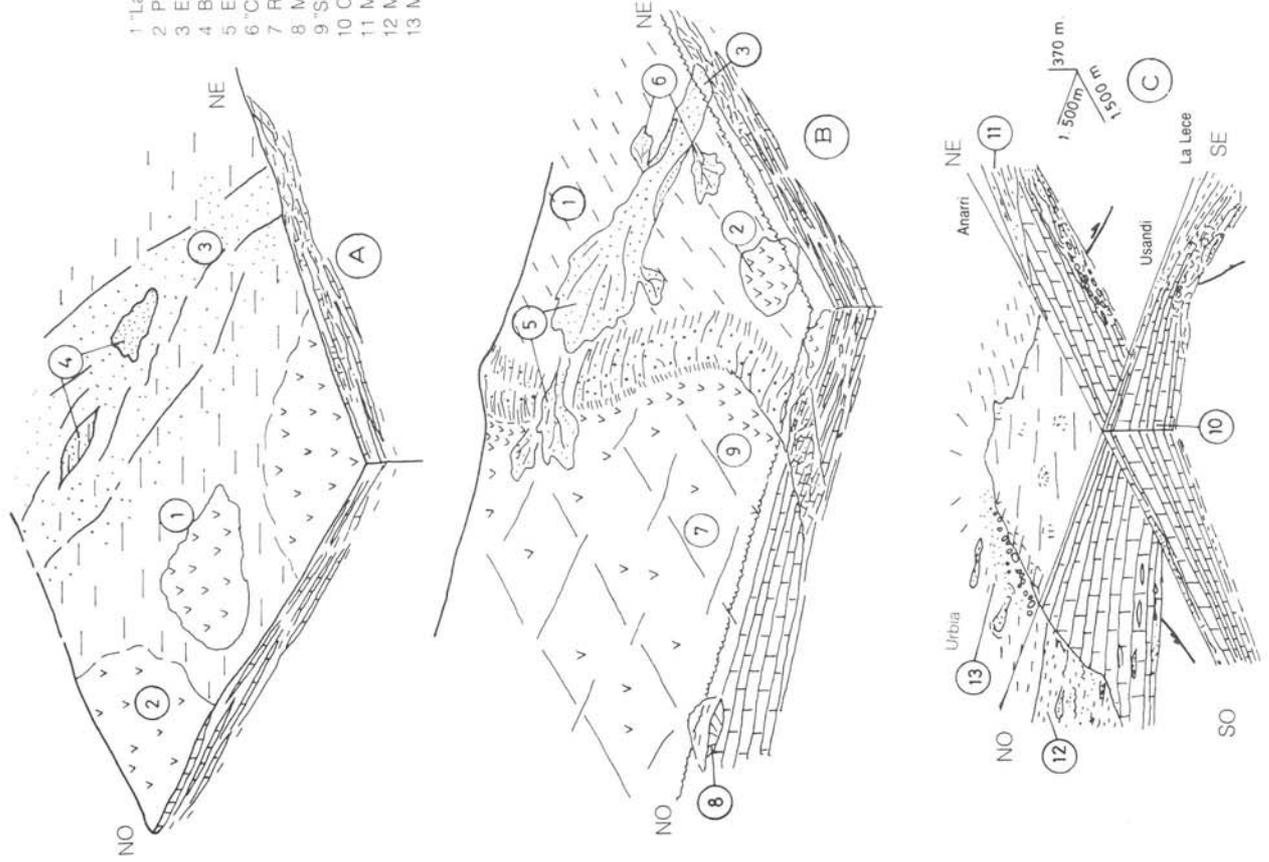
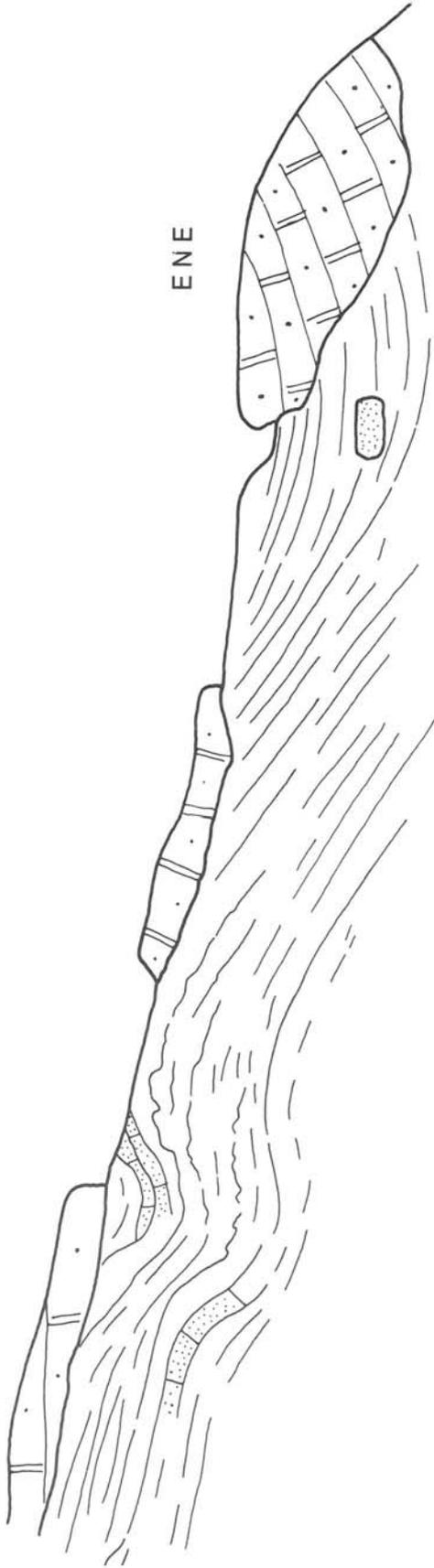


Figura 3.9.-

- (A) Reconstrucción paleogeográfica durante el depósito inicial de la serie de Iturrigain: Parches bioconstruidos en un "lagoon" con aportes continentales.
- (B) Id. durante el depósito terminal: Plataforma abierta, barrera calcarenítica y "lagoon" somero con "patch-reefs". IncurSIONES terrígenas
- (C) Reconstrucción tectonoestratigráfica y paleogeográfica del edificio calizo principal urgoniano (Aptiense-Albiense). Obsérvese el talud destructivo abrupto hacia el Noroeste (FERNANDEZ MENDIOLA, 1985) con "slumps" y megabrechas, y los taludes más suaves hacia el Noreste y Sureste.
- (D) Probable situación de las fallas de zócalo con actuación sinsedimentaria. Las líneas rectas marcan los límites aproximados del cuadrante.

OSO



ENE

-  Serie margosa con turbiditas calcáreas.
-  Niveles de calcarenitas turbidíticas oscuras.
-  Encrinetas masivas de grano grueso.

Figura 3.10.-Truncaciones por desplome de calcarenitas masivas (encrinetas) sobre una serie margo-calcareenítica previamente "estumpizada".
Esquema realizado a partir de foto, zona de Aldabide.
Dimensiones aproximadas de la sección: 250 m. X 40 m.

decisivamente a la localización de facies de calizas y a la creación de taludes en sentido radial. El emplazamiento de los diapiros en la cuenca no tiene aspecto de haber sido casual, sino que más bien refleja cada uno de los puntos de intersección de estructuras profundas de zócalo.

Los datos sedimentológicos del episodio urgoniano llevan a considerar, por todo lo anteriormente expuesto, que las estructuras más importantes del arco plegado vasco, el sinclínorio de Bizkaia y el anticlinorio Nor-Vizcaíno, y quizá en menor medida el anticlinorio de Bilbao (en el que se sitúa el cuadrante en estudio), no son el resultado únicamente de los procesos tectónicos alpinos, sino que ya tuvieron una importante preformación a modo de altos y surcos paleogeográficos, durante el transcurso de la sedimentación aptiense y albiense.

3.3. CICLO ALBOCENOMANIENSE (SUPRAURGONIANO)

Se trata del episodio terrígeno que cierra el ciclo marino somero arrecifal urgoniano y lo separa de la sedimentación carbonatada extensiva de las grandes plataformas del Cretácico superior.

En su encuadre regional, los materiales albocenomanienses de la formación Balmaseda presentan caracteres deltaicos, estando además situados entre las facies fluviales de la formación Utrillas al Sur, y las formaciones de Zufia y Egino (plataformas terrígeno-carbonatadas) y Durango (talud terrígeno) al Norte. La distribución paleogeográfica regional está representada en la figura 3.11.

El Ciclo Albocenomaniense viene a situarse generalmente en "onlap" sobre los relieves arrecifales urgonianos, lo que implica hiatos locales en la sedimentación (figura 3.6.). Este es el caso de la zona del cuadrante, situada a techo de la formación Aitzgorri. A ello se debe

la notable variación de potencias en el Alboce-nomaniense dentro del propio flanco sur del anticlinal de Bilbao, y con respecto a los sectores nororientales (formación Durango), encuadrados en el flanco norte. En el entorno del cuadrante se observa una notable reducción de potencias hacia el Este - Sureste en los tramos basales de la formación Balmaseda (ver cartografía y figura 3.6.), ocasionada por una subsidencia diferencial acusada. A raíz de esto se formarán umbrales suficientemente someros como para que se instauren sobre ellos los arrecifes aislados de la formación Egino, en el cuadrante de Asparrena.

La formación Balmaseda se puede dividir en tres tramos escasamente representados en el cuadrante, según se muestra en la figura 3.6. Los dos primeros son más areniscosos y corresponden al Albiense superior, período con la máxima velocidad de sedimentación. El episodio final es lutítico y corresponde al Cenomaniense inferior, período con una sedimentación más lenta.

Los tres tramos se estructuran en una macrosecuencia simétrica progradante-retrogradante. En la primera parte de la macrosecuencia, (S4), las lutitas de Araotz se acuñan en "onlap" sobre el umbral arrecifal de Aitzgorri, provocando la muerte de las comunidades biológicas en los arrecifes y pináculos de Aitzlotze, en el borde occidental del cuadrante. En la segunda parte, secuencia (S5), a una serie areniscosa de lóbulos deltaicos retrogradantes le sucede un episodio de prodelta con influencia marina creciente. Es de destacar que los primeros estadios de la progradación deltaica (cuadrante de 113-I) coexisten con los últimos arrecifes, antes de la destrucción total de la vida en las barreras urgonianas. Los sedimentos finos de prodelta logran rodear la barrera de Aitzgorri irrumpiendo en la cuenca de Araotz - Urkilla. Sin embargo, son las areniscas gruesas y conglomerados de Urkilla - Mugarriluze (S5₁ en la figura 3.6.) las que logran atravesar el umbral y sepultar definitivamente los

arrecifes albienses. Las paleocorrientes, en el extremo sureste del cuadrante, muestran una gran unidireccionalidad, indicando hacia el Norte y Noreste (figura 3.12). Las facies que van apareciendo hacia el Noreste muestran características mareales, apuntando a una profundización del medio de depósito con respecto al aparato deltaico que avanza desde el Sur. En este momento de máxima regresión deltaica, cuando la presión de los terrígenos gruesos decrece y permite ciclos de abandono en los lóbulos, se detecta la presencia de "niveles de abandono" calcareníticos con indicios de probable exposición subaérea o a las aguas meteóricas. En Mugata (sector de Etxegarate) llegaban por esta época las primeras avenidas arenosas erosivas (figura 3.13.).

A partir de este momento comienza ya el retroceso o retrogradación deltaica, que durará hasta el Cenomaniense medio. A lo largo de este estadio y coincidiendo con los momentos de abandono cíclico de lóbulos deltaicos, se produjeron localmente condiciones de ausencia de aportes terrígenos que permitieron un aumento de la influencia marina y la consiguiente instauración de crecimientos arrecifales. Estos son de muy diferente entidad, desde finos "niveles de abandono", hasta biostromos o biohermos hectométricos de corales y rudistas.

En efecto, las calizas de la formación Egino que aparecen en el sector de Otzaurte presentan una disposición similar a la del área - tipo en Egino (cuadrante de Asparrena, figura 3.14.) aunque con una potencia muy reducida. Son calizas fundamentalmente algales y coralinas, con frecuentes niveles detríticos y presencia de orbitolinas, todo lo cual apunta probablemente a una mayor batimetría que el área - tipo.

Así pues, los materiales deltaicos de procedencia meridional (formación Balmaseda) primeramente rodean y luego terminan por sobrepasar la barrera caliza de Aitzgorri, y caen por sucesivos escalones (básicamente los mismos umbrales urgonianos) hasta el surco de

Zegama. La serie es básicamente areniscosa y con frecuentes deslizamientos en los sectores de Txurrukopunta (y Asparrena, en el cuadrante del mismo nombre) y Etxegarate, manteniéndose entre ellos posibles surcos con sedimentos más finos (Tres mugas y Otzaurte, respectivamente). Esta distribución puede indicar la situación de los principales abanicos terrígenos, localizados sobre antiguos paleoaltos urgonianos (Umandia, Zaráia, quizá Aralar).

Las variaciones de subsidencia que se producen en el transcurso de la sedimentación albiense y cenomaniense fueron el resultado de movimientos verticales conocidos por los autores como "fase antecenomaniense" o "fase áustrica". En esta época se rejuvenecieron los relieves emergidos y se produjo una gran movilidad en el fondo marino con creación de nuevos altos y surcos, o acentuación de los ya existentes.

Paleogeográficamente, el **esquema evolutivo general** resultante durante el Cretácico inferior es el de una serie de plataformas relativamente estables a lo largo del tiempo. En su entorno se formaron taludes constructivos o destructivos, en diversas épocas y lugares, y se establecieron cuencas carbonatadas y ejes terrígenos mareales y/o deltaicos que aislaban entre sí las plataformas calcáreas principales y los bancos "off - shore" de diversa entidad que se fueron individualizando.

La tectónica sinsedimentaria parece atravesar cuatro etapas, algunas de ellas relacionadas con las secuencias deposicionales:

1.—Subsidencia lenta, uniforme y generalizada. Actividad halocinética incipiente (Neocomiense - Aptiense inferior). Depósitos wealdenses y de la formación Ernaga (o Ereza), muy monótonos.

2.—Subsidencia más acelerada, fracturación sinsedimentaria en pequeños bloques. Actividad halocinética creciente. (Bedouliense

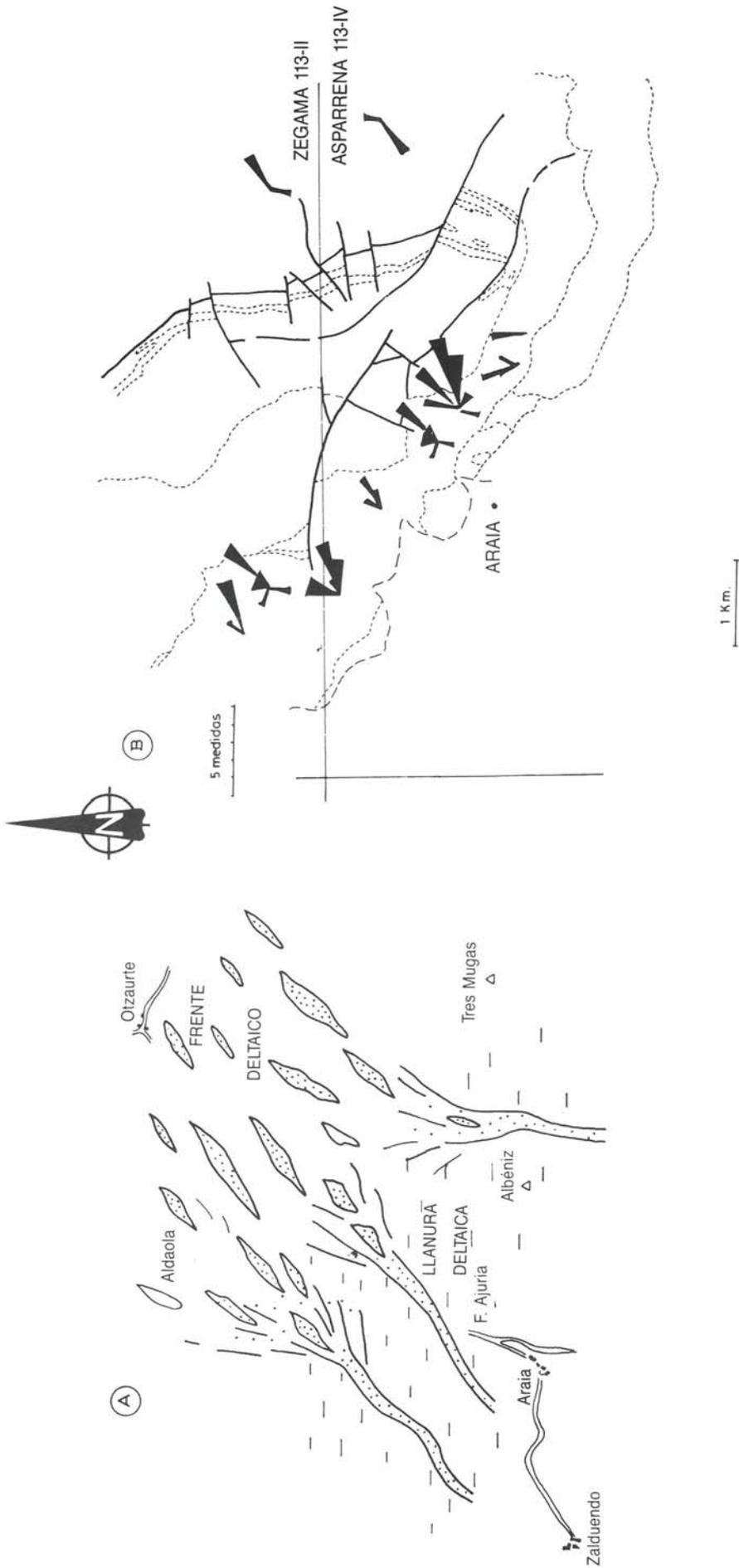


Figura 3.12.— A Interpretación paleogeográfica del sistema deltaico de la Fm. Balmaseda.
 B Esquema de paleocorrientes para dicha formación al Norte de Araia. Base geológica MAGNA. Las líneas rectas marcan los límites aproximados del cuadrante.
 Reproducido de IGME - CADEM (1985).

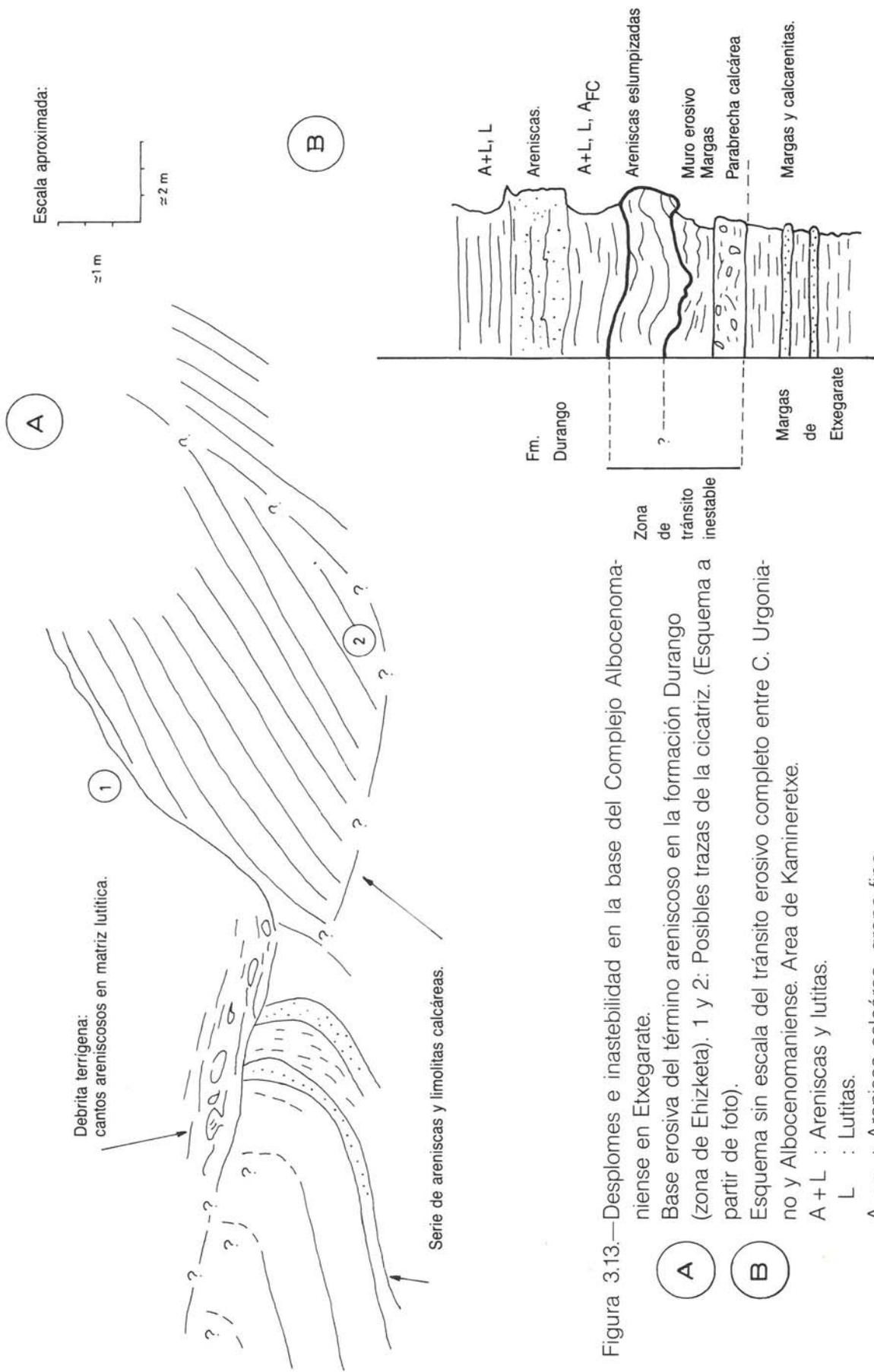


Figura 3.13.—Desplomes e inestabilidad en la base del Complejo Albocenomaniense en Etxegarate.

Base erosiva del término arenoso en la formación Durango

(zona de Ehizketa). 1 y 2: Posibles trazas de la cicatriz. (Esquema a partir de foto).

Esquema sin escala del tránsito erosivo completo entre C. Urgoniano y Albocenomaniense. Área de Kamineretxe.

A + L : Areniscas y lutitas.

L : Lutitas.

AFC : Arenisca calcárea, grano fino.

0

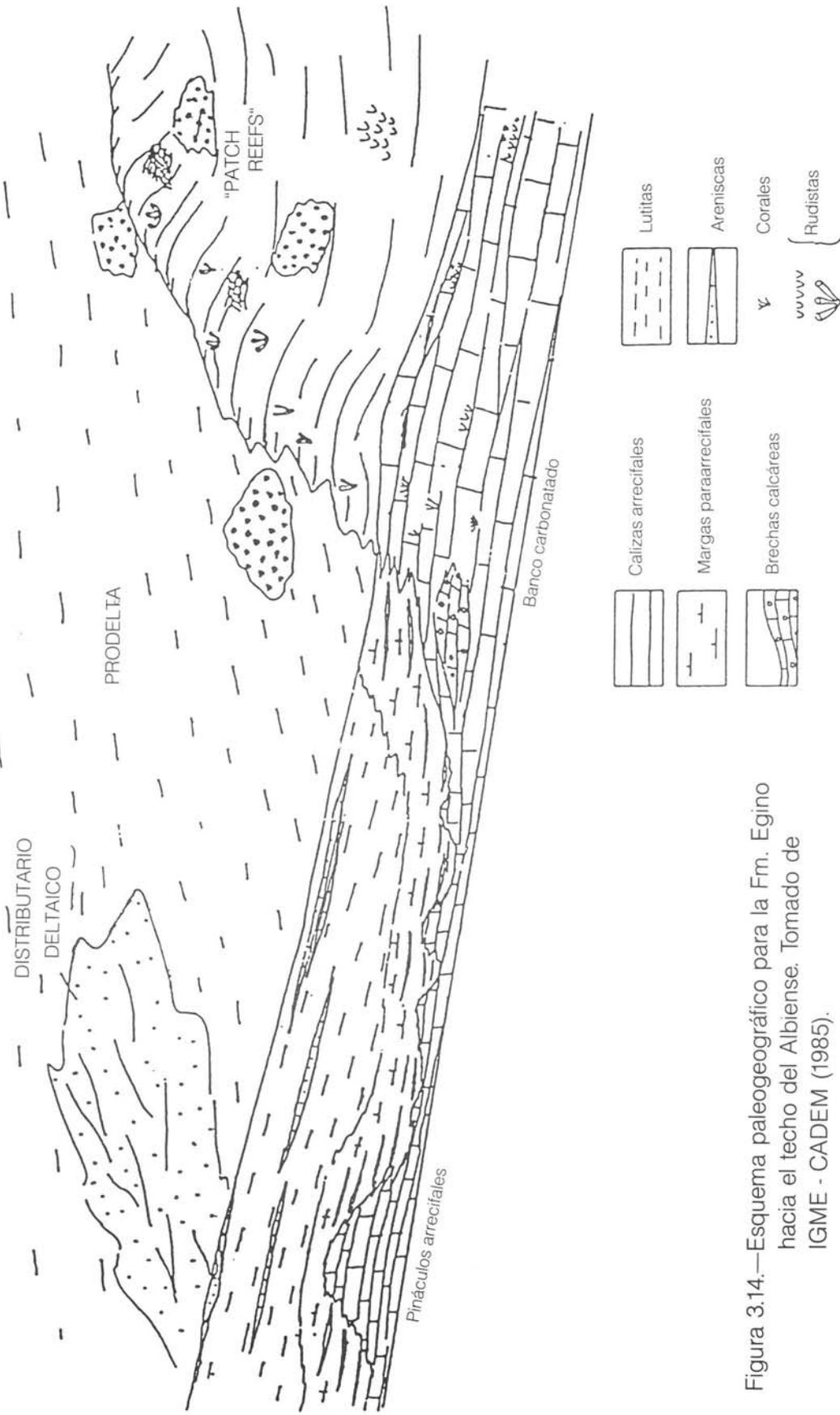


Figura 3.14.—Esquema paleogeográfico para la Fm. Egino hacia el techo del Albiense. Tomado de IGME - CADEM (1985).

superior - Gargasiense). Fraccionamiento de las calizas aptienses en microsistemas sedimentarios.

3.—Subsidencia muy rápida, generalizada. Fracturación en bloques principales sobre los cuales la influencia de la halocinesis parece ser moderada (Albiense). Mantenimiento de la compartimentación en grandes bloques hasta el Albiense medio con fuerte progradación de las plataformas y bancos arrecifales; acumulación de facies de talud destructivo. Llegada de la formación Balmaseda. Enorme subsidencia generalizada.

4.—Ligera actuación de los altos de Zaráia - Maturana (cuadrante 113-I), Gazteluberrí - Otzaurte y Aitzgorri - Egino (Cenomaniense): creación de arrecifes y facies destructivas. Nuevo predominio local de la halocinesis sobre la tectónica de bloques.

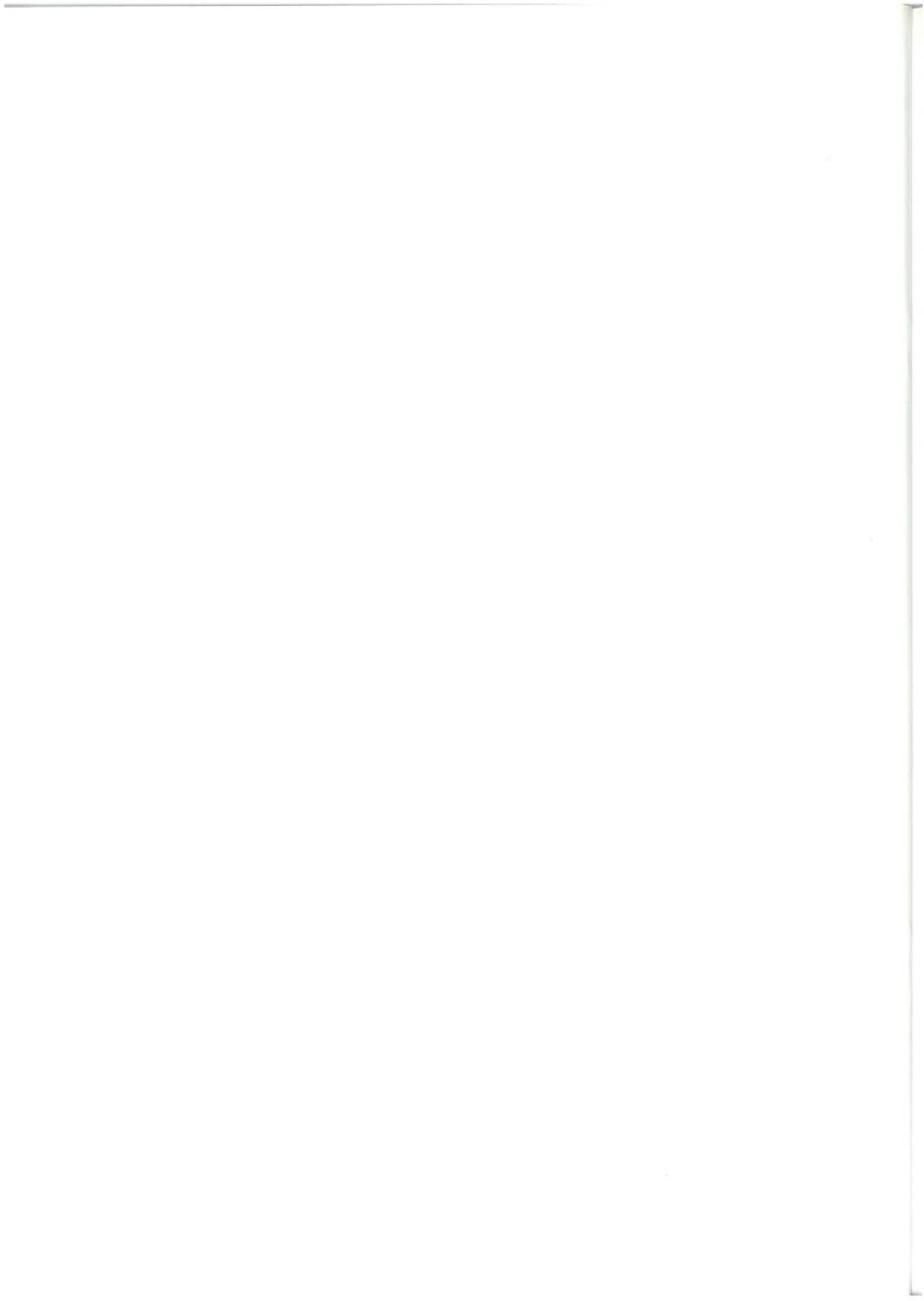
Finalmente, la llegada del enorme acúmulo de sedimentos que representa la formación

Balmaseda uniformiza el sustrato, de forma que pueden establecerse los amplios elementos paleogeográficos característicos del Cretácico superior en los surcos de Salvatierra y Vitoria.

3.4. CICLO CRETACICO SUPERIOR

(Cenomaniense - Campaniense).

Los materiales del ciclo Cretácico superior se encuentran escasamente representados en este cuadrante: únicamente en la charnela desgarrada del sinclinal de Otzaurte. Los diferentes retazos aflorantes tienen contactos mecánicos entre sí y conforman una serie discontinua, con dataciones cercanas al lapso Coniaciense superior - Santoniense medio. Se trata de depósitos margocalcáreos de plataforma externa entre los que se intercalan niveles encriníticos. Estos indican la presencia de episodios de energía creciente en un medio marino, en general profundo y con escasa dinámica de corrientes tractivas o turbidíticas.



4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Desde el punto de vista estructural, la hoja de Zegama pertenecería a dos grandes unidades:

—Al Norte y ocupando los dos tercios nororientales del cuadrante se disponen materiales del Cretácico inferior pertenecientes a la unidad de Oiz.

—El resto del cuadrante está ocupado por materiales del Cretácico inferior y superior pertenecientes a la unidad de Yurre + Gorbea (figura 4.1.).

El límite entre estas unidades lo constituye un accidente de importancia regional conocido como falla de Bilbao - Alsasua.

En un ámbito más amplio, la Cuenca Vasco - Cantábrica, y más concretamente el Arco Vasco, ha sufrido varias fases de plegamiento de edad terciaria. La fase principal consistirá en un acortamiento generalizado Norte - Sur. Es una tectónica compresiva que configura la cuenca con un dispositivo típico en abanico: tectónica tangencial acusada, con vergencias al Norte, en la zona septentrional; tectónica tangencial acusada, con vergencias al Sur, en la zona meridional, y una amplia zona central con estructuras erguidas y desgarres. Efectivamente, en hojas situadas al Norte de ésta como Villabona, Zarautz o Tolosa, se pone de manifiesto

una tectónica tangencial muy acusada, que origina grandes pliegues vergentes al Norte, isoclinales en ocasiones, fallas inversas y cabalgamientos, y como resultado un empilamiento de unidades alóctonas (figura 4.2.). En esta hoja la fase principal de plegamiento origina estructuras por lo general bastante erguidas, en consonancia con la zona de la cuenca que ocupa.

Sin embargo, en la parte suroccidental del cuadrante se manifiestan estructuras claramente vergentes, destacando la parte oriental de la falla Bilbao - Alsasua y el anticlinal y falla de Aitzgorri, que se describirán más adelante (figura 4.3. y 4.4.).

4.1. UNIDAD DE OIZ

La unidad de Oiz incluye en este cuadrante una amplia macroestructura anticlinal N 130° E conocida como anticlinorio de Zegama. Dentro del conjunto se reconoce un flanco norte individualizado mecánicamente de una zona de núcleo y flanco sur con cierta continuidad tectónica.

4.1.1. Anticlinorio de Zegama

El flanco norte se dispone en contacto mecánico con el núcleo del anticlinorio, mediante un accidente paralelo a la estructura (figura 4.4.).

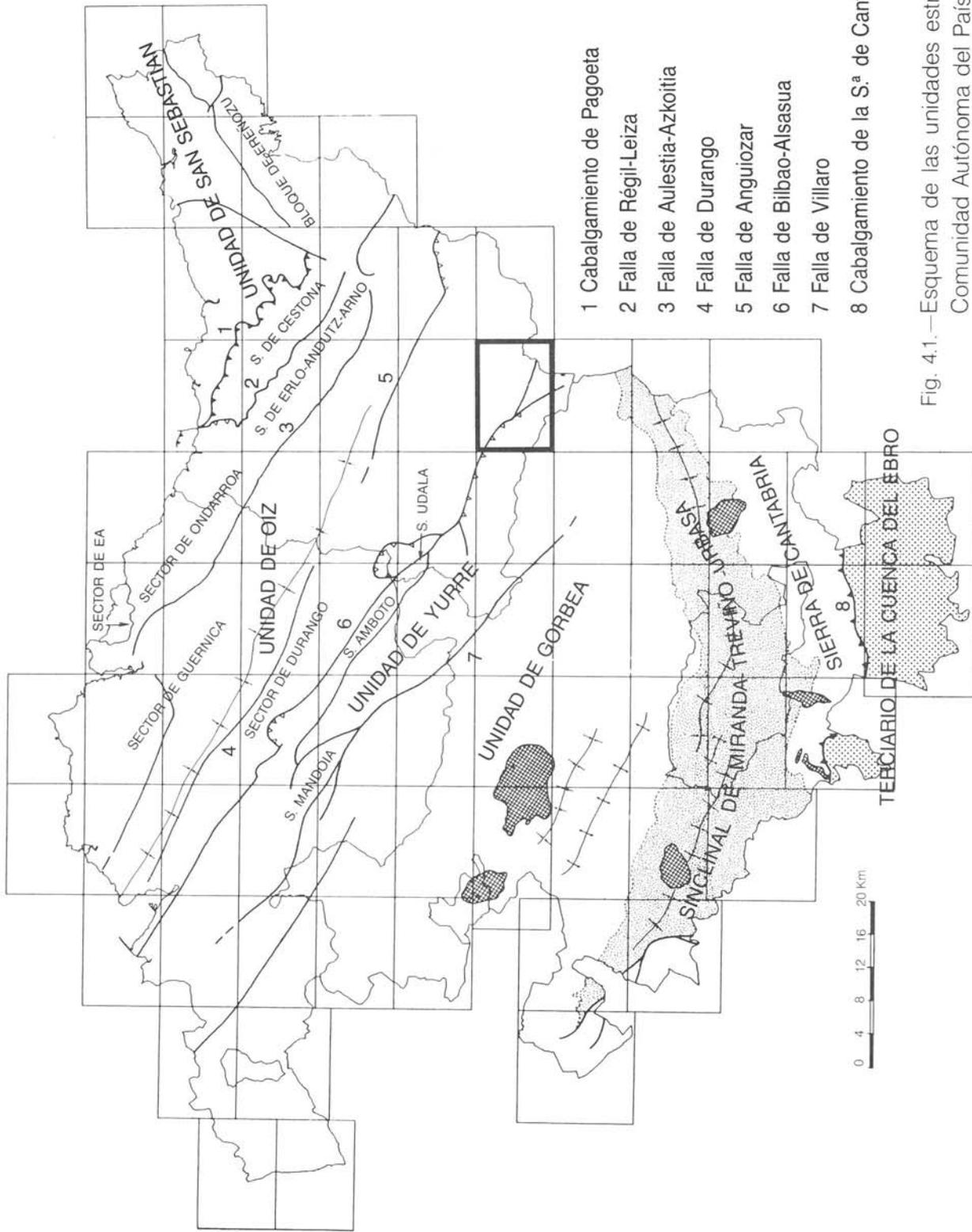
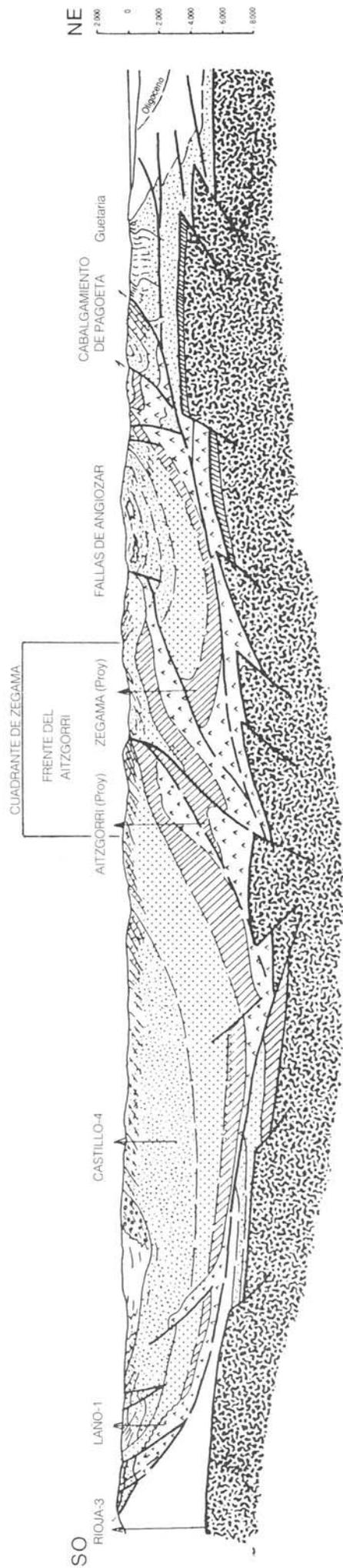


Fig. 4.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.



-  Terciario.
-  Cretácico superior.
-  Cretácico inferior.
-  Wealdense - Jurásico.
-  Triásico.
-  Permotrias.
-  Paleozoico.

Figura 4.2.—Tomado de "Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:200.000" (ITGE / EVE, 1991).

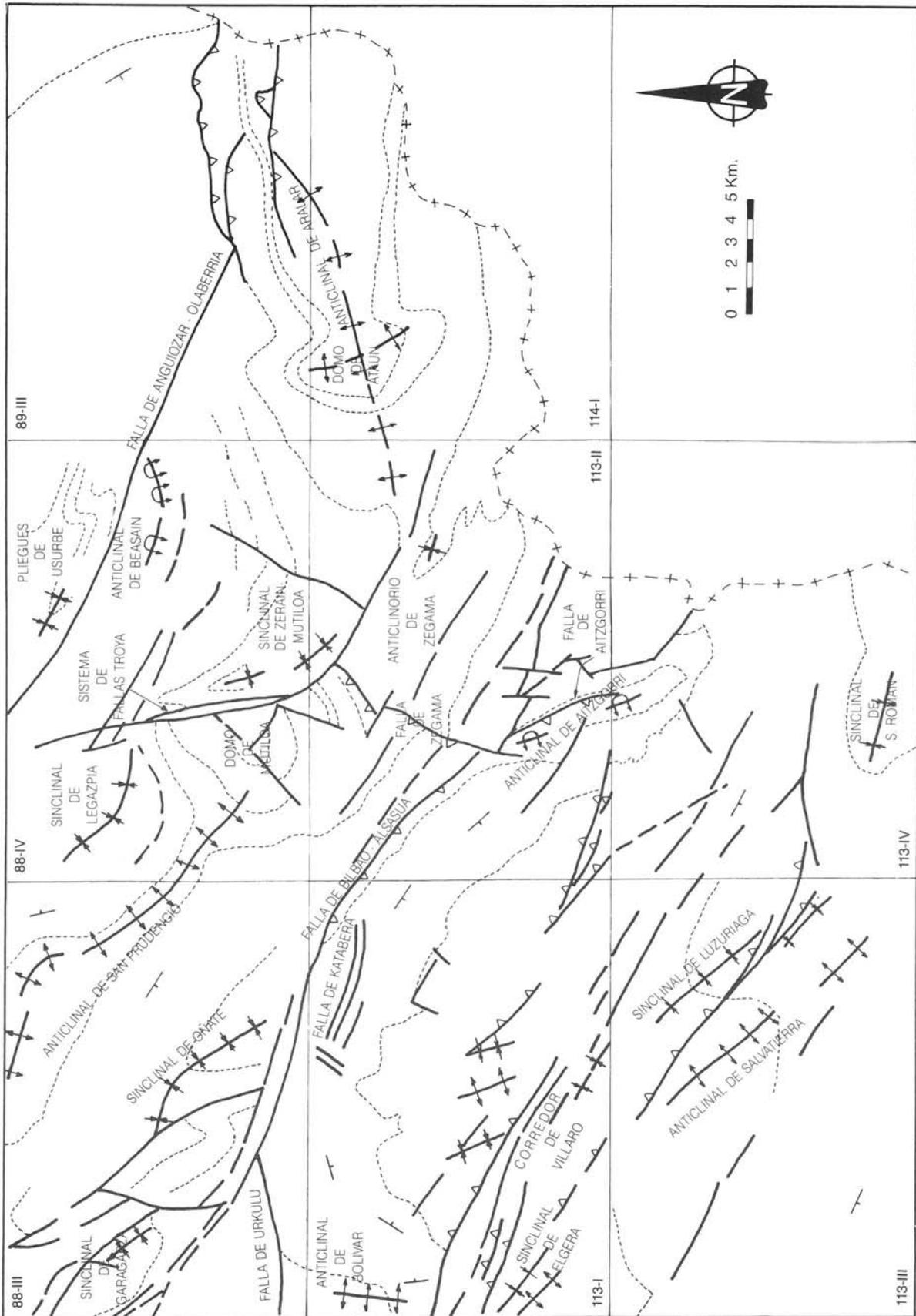


Figura 4.3.—Esquema estructural del entorno del cuadrante de Zegama. Principales elementos estructurales.

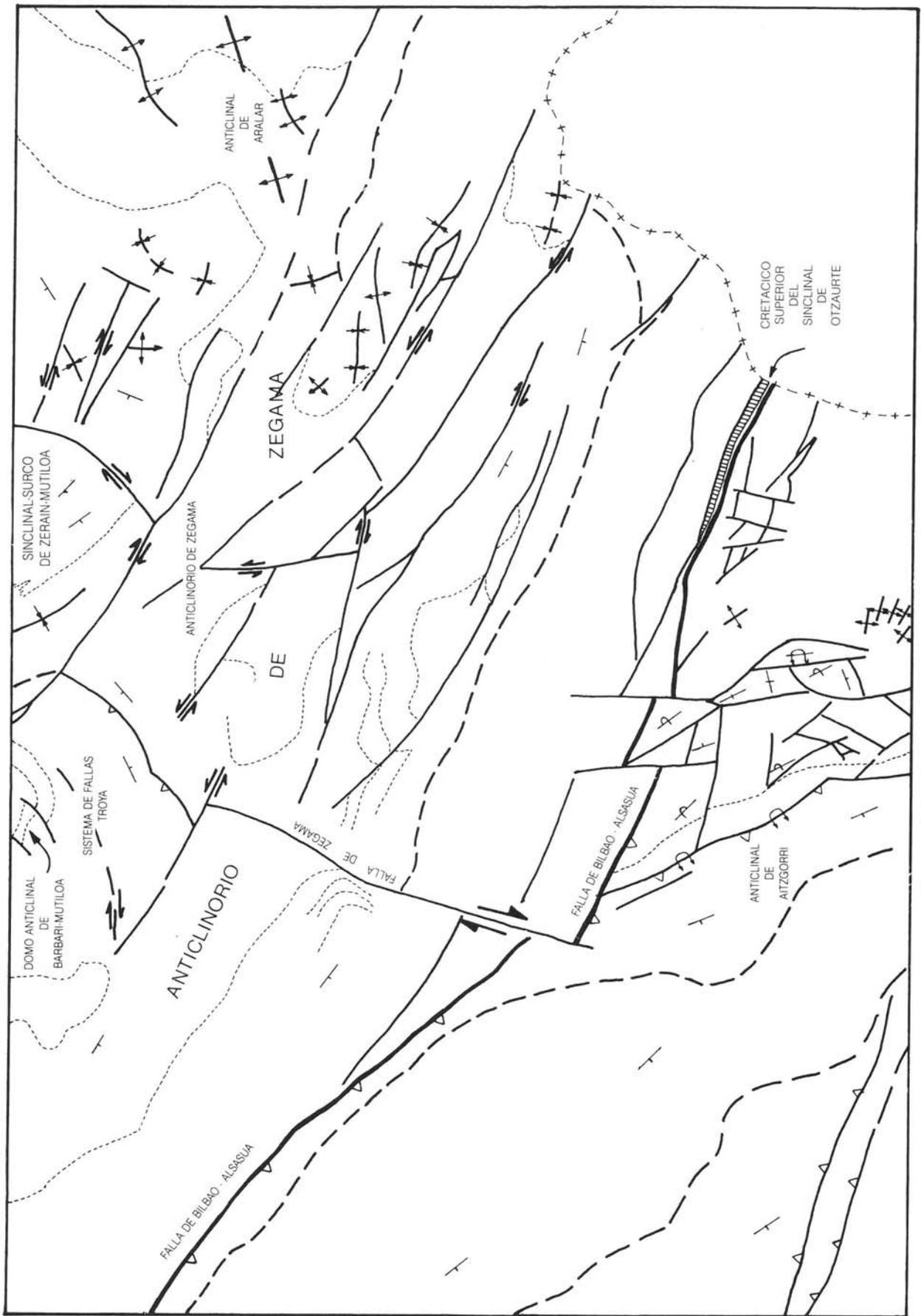


Figura 4.4.-Elementos estructurales del cuadrante de Zegama.

Presenta dos zonas con características estructurales bien diferentes. La zona este está constituida por el cierre periclinal de una gran estructura desarrollada ampliamente al Noreste, fuera de los límites del cuadrante, y conocida como anticlinal de Aralar. Dicho cierre, que buza al suroeste, está constituido aquí por varios pliegues menores cuyos ejes buzaban en el mismo sentido. Son pliegues suaves, poco apretados. Están afectados por un sistema de fallas paralelo que provoca en su proximidad verticalizaciones locales de la serie. La dirección de los ejes varía de N 80° E a N 110° E. Estas inflexiones pueden estar justificadas por el movimiento de desgarre del flanco norte con respecto al núcleo del anticlinorio de Zegama.

Al Oeste, el cierre periclinal enlaza con una zona tectónicamente distinta, constituida por una potente serie monoclinial buzante al Sur, localmente bastante verticalizada y aparentemente más moderna. Aunque no se observa con claridad, por causa de los recubrimientos, existe un accidente N 40° E que separa estos dos dominios. El régimen de dicho accidente es difícil de determinar pero quizá podría responder a una rampa lateral del cabalgamiento norte del anticlinal de Aralar (figura 4.3.).

El flanco norte está limitado al Sur por un importante accidente. Este accidente, donde se reconoce, está muy verticalizado o buza fuertemente al Sur. En el corte del puerto de Etxegarate provoca verticalización e incluso inversión de la serie. Podría considerarse como una falla inversa a la que quizá se asocia cierto movimiento de desgarre. Hacia el Oeste, en la carretera a Kortabarria, pone en contacto materiales de muy distinta edad, generando en su proximidad un plegamiento N 150° E suave que afecta a estructuras previas muy apretadas.

Ya en el límite norte del cuadrante la falla parece vertical o buzante al Norte y pone en contacto un bloque suroeste tectonizado de edad Aptiense, con un bloque donde los materiales, presumiblemente del Albiense superior-

Cenomaniense, están muy replegados según un sistema preferente de pliegues Norte - Sur. Este accidente, ya en el cuadrante de Beasain, se dispone completamente Norte - Sur, constituyendo el "sistema de fallas Troya" descrito en la memoria de ese cuadrante.

En el núcleo del anticlinorio de Zegama se reconoce un plegamiento paralelo que genera estructuras menores N 130° E a distintas escalas. Se trata de pliegues suaves algo trastocados por fallas paralelas N 130° E, por lo general verticalizadas o con fuertes buzamientos al Sur. Estas tienen una actuación compleja como fallas inversas de poco salto, con cierto componente de desgarre, y en su proximidad los pliegues N 130° E son más apretados, con flancos más verticalizados, llegando ocasionalmente a invertirse. La componente de cizalla individualiza bloques con movimientos relativos entre sí. Si el juego de desgarre es sinextroso se genera un plegamiento más o menos apretado N 150° E de las estructuras regionales N 130° E. Si es dextroso origina estructuras Este - Oeste menos importantes, como fallas inversas y pliegues con cierta vergencia sur.

En el flanco sur del anticlinorio disminuye la frecuencia de los pliegues. Únicamente se reconocen ya algunas estructuras falladas de este tipo, afectando al contacto Urgoniano - Supraurgoniano. El resto del flanco sur constituye en general una serie monoclinial buzante al Sur, aunque afectada por el mismo sistema de fallas inversas y de desgarre, que provocan verticalizaciones e inversiones locales en la serie, así como pliegues paralelos muy verticalizados.

Hacia el Sur el sistema de fallas continúa hasta la falla de Bilbao - Alsasua, accidente al que probablemente estén asociadas.

4.1.2. Domo anticlinal de Barbari - Mutiloa

Al Norte del cuadrante, en el barrio de Barbari, se reconoce parte de una estructura domo - anticlinal que cierra periclinamente al

Norte, en el cuadrante de Beasain, conformando el conocido "domo de Mutiloa" (figuras 4.3. y 4.4.). En la zona de estudio se reconoce parcialmente el cierre sureste que se manifiesta como una estructura algo compleja, limitada al Sureste por la falla de Zegama, y al Este y Noreste por el sistema de fallas Troya (ver cuadrante de Beasain).

El origen de esta estructura domo-anticlinal es algo complejo. Probablemente se trata de una estructura preformada con anterioridad por una intumescencia diapírica "precoz" durante el Aptiense medio. Esta intumescencia no tendría inicialmente reflejo en la sedimentación, exceptuando la formación de pequeñas fallas en el flanco este (sistema de fallas de Troya). La intumescencia evolucionará con el tiempo a una mayor asimetría en su flanco oriental, con la formación de un surco perimetral muy pronunciado hacia el Este. Hacia el Albiense medio la intumescencia controlará la potencia de las series (más potentes hacia el Este-surco) y condicionará la sedimentación de su entorno: facies arrecifales tipo Egino sobre el domo y formación de las brechas de Sagu - Soro, etc. (ver cuadrante de Beasain).

La fase principal de plegamiento heredará esta estructura previa conformando el sinclinal de Zerain - Mutiloa.

4.1.3. Falla de Zegama

La falla de Zegama se presenta, al menos en su parte más septentrional, como una falla inversa vergente al Sureste, y parece pertenecer al mismo sistema que el domo de Barbari - Mutiloa (figuras 4.3. y 4.4.). En la proximidad de este accidente se reconocen pliegues menores asociados, vergentes al Sureste. La dirección de los ejes N 20° E es algo oblicua y parece responder a un juego de desgarre dextroso. En su continuidad, al Sur de Zegama, se manifiesta como una falla N 40° E, claramente tardía puesto que corta a las estructuras principales N 120° E. La figura cartográfica que

origina sugiere una actuación como falla de desgarre dextrosa.

4.2. UNIDAD DE YURRE + GORBEA

Esta unidad se sitúa al Sur de la falla de Bilbao - Alsasua ocupando el tercio suroccidental del cuadrante.

En otros cuadrantes cercanos se establecía una diferenciación clara entre la unidad de Yurre y la unidad de Gorbea, siendo el límite entre ellas un accidente de importancia regional conocido como falla de Villaro (figura 4.1.).

La falla de Villaro, que se reconoce con claridad en el cuadrante de Legutiano (112-II), así como en los cuadrantes de Santuario de Arantzazu y Salvatierra, situados al Oeste y al Sur respectivamente, pierde su importancia, y a la vista de sus características ya no se considera que constituya un límite formal que separe unidades. Por esta razón las unidades de Yurre y Gorbea, individualizadas en otros cuadrantes, se agrupan aquí como una sola unidad.

La principal estructura reconocida en esta unidad es el anticlinal de Aitzgorri (figuras 4.3. y 4.4.).

4.2.1. Anticlinal de Aitzgorri

Se trata de un anticlinal vergente al Noreste cuyo eje lleva una dirección N 150° E. Esta estructura se compone a grandes rasgos de dos elementos estructurales claramente diferenciados. Por un lado, gran parte del núcleo y el flanco sur constituyen una serie monoclinial buzante al Suroeste y muy poco tectonizada, únicamente trastocada por el desarrollo de un sistema de fallas N 100° - 130° E. Por otro lado, el borde septentrional del núcleo anticlinal, y su prolongación hasta la falla de Bilbao - Alsasua, constituye una zona con una tectónica de pliegues y fallas muy compleja.

El conjunto poco tectonizado del flanco sur cabalga sobre el flanco noreste verticalizado o

localmente invertido a favor de una falla inversa N 150° E muy neta, vergente al Noreste y conocida como falla de Aitzgorri. Esta falla, considerada como un ramal sur de la falla Bilbao - Alsasua, provoca pliegues menores vergentes al Noreste, con flancos verticales o incluso invertidos. Hacia el Este, el corredor tectónico de fallas N 150° E, asociadas a la falla de Aitzgorri, y la falla de Bilbao - Alsasua limitan una cuña tectónica constituida por materiales terrígenos del Albiense. En dicha cuña se reconoce un plegamiento muy complejo. Esta complejidad tectónica está justificada por el movimiento relativo de las dos fallas que la limitan. El grado de deformación aumenta hacia las cercanías de la falla de Bilbao - Alsasua. Así en el área de Otzarate se reconocen los flancos de dos estructuras sinformes muy tectonizadas, en cuyos núcleos centrales se reconocen ya materiales carbonatados del Cenomaniense y Coniaciense-Santonense. Como ya se indicó anteriormente, la sucesión monoclinial que constituye el flanco sur del anticlinal de Aitzgorri, está trastocada por un sistema de fallas de dirección N 100 - 130° E. Este sistema de fracturas, a escala regional, forma parte del corredor de Villaro. Están muy verticalizadas, y algunas de ellas presentan buzamientos al Noreste de 70 a 80°; asociados a ellas se reconocen pliegues angulares que ponen de manifiesto el juego de las mismas como fallas inversas hacia el Sur (figura 4.5.).

4.3. FALLA DE BILBAO - ALSASUA

Este accidente cruza el cuadrante en dirección N 130° E. En su parte occidental discurre por la vertiente norte del macizo de Aitzgorri como una falla inversa muy neta, poniendo en contacto mecánico materiales del Weald con el Complejo Supraurgoniano. Aunque el plano de falla no se observa por causa de los recubrimientos cuaternarios, se supone que buza entre 40 y 60 grados al Sur.

En su parte más oriental se desdobra en dos ramales divergentes. El ramal norte, que

mantiene la dirección regional N 130° E, discurre por el alto de Otzarate y continúa fuera de los límites del cuadrante por el Norte de Alsasua. Constituye un corredor tectónico complejo de fallas verticalizadas con movimiento principal de desgarre. El ramal sur se manifiesta como una falla inversa muy neta N 150° E, desarrollada en el núcleo del anticlinal de Aitzgorri.

En conjunto, la falla de Bilbao - Alsasua se considera el accidente mediante el cual la unidad de Yurre + Gorbea cabalga sobre la unidad de Oiz (figura 4.1.). Este accidente ha tenido al parecer una actuación compleja y continua a lo largo del tiempo. Al principio constituiría uno de los grandes accidentes tardihercínicos que controlaron la ubicación y geometría de las cuencas mesozoicas. Esto ocurre al menos en el lapso de tiempo Aptiense - Albiense medio, período durante el cual este accidente constituyó el límite paleogeográfico a partir del cual el potente litosoma calizo de Aitzgorri pasaba hacia el Norte a facies calcáreo - margosas más profundas.

Finalmente, supone una zona de debilidad que permite la génesis de un cabalgamiento de vergencia noreste con cierto componente de desgarre favorecido tanto por la diferencia de espesor y competencia de la serie a un lado y otro de la falla, como por una intumescencia diapírica asociada, que llega a aflorar en el cuadrante de Mondragón y puesta de manifiesto por el sondeo petrolífero Aitzgorri - 1.

La falla de Bilbao - Alsasua presenta a escala regional una superposición de movimientos, bien como cabalgamiento, bien como falla de dirección. Las relaciones temporales entre ambos movimientos son complejas y difíciles de establecer, si bien concuerda más con un modelo de deformación continua, con una cierta componente rotacional, que con el modelo clásico de deformación por fases.

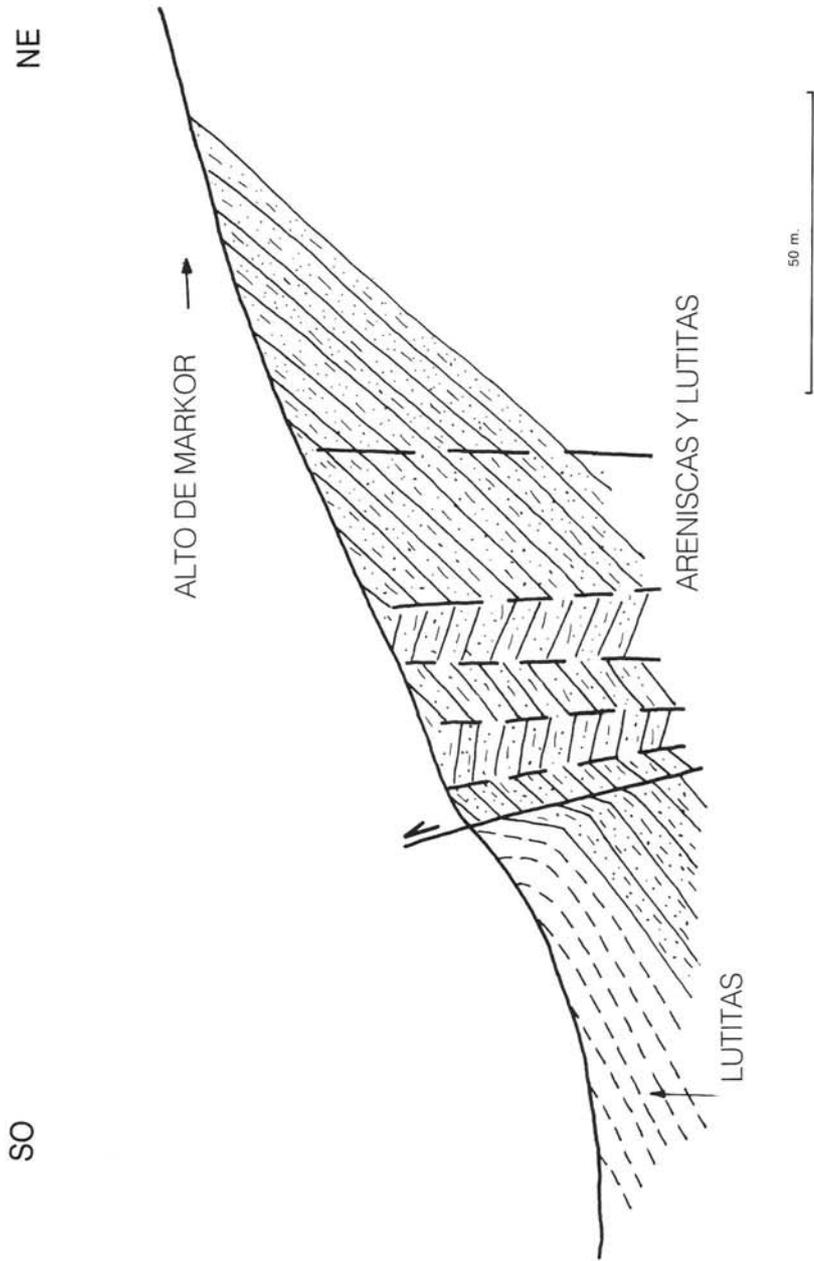
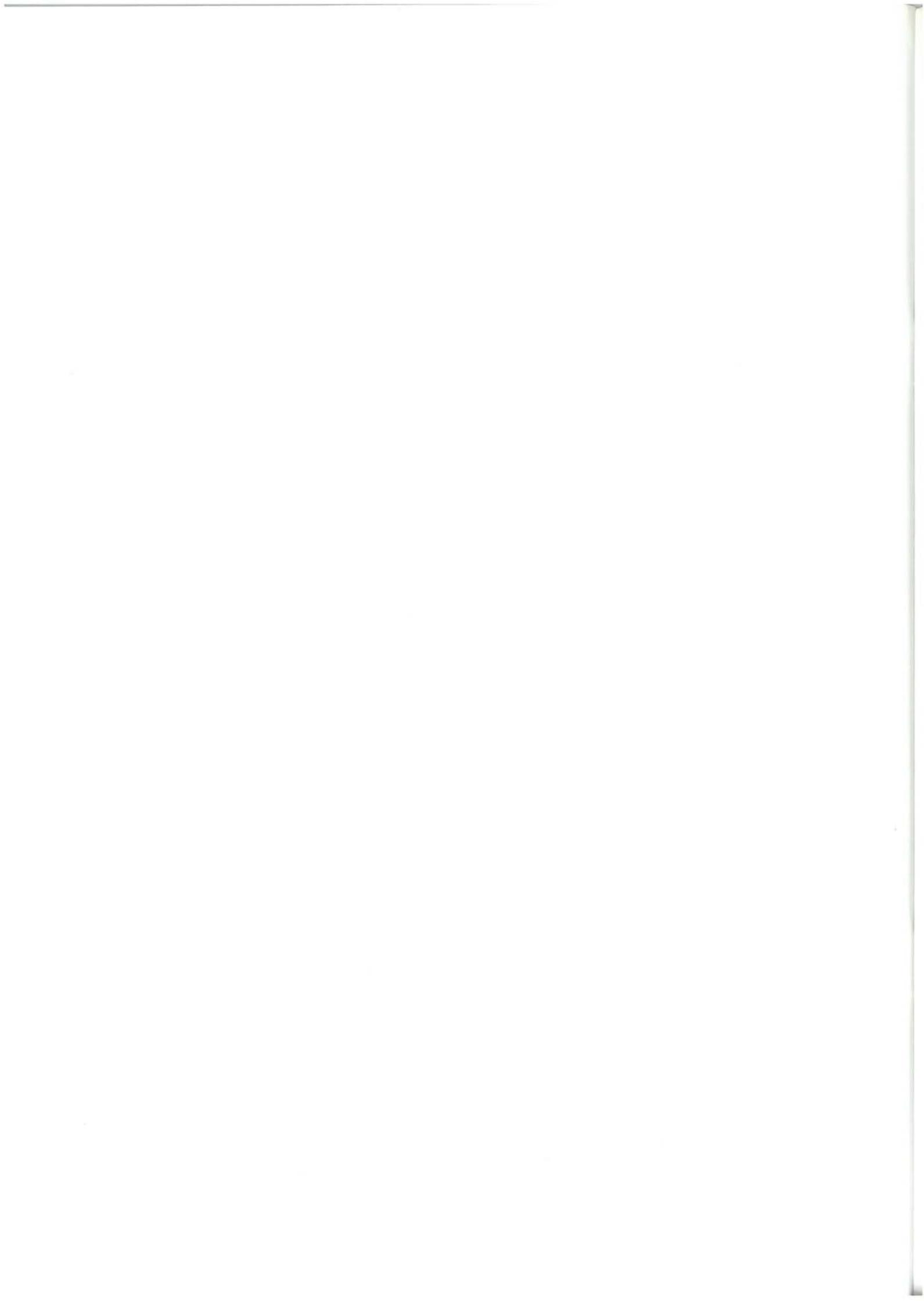


Figura 4.5.-Esquema del sistema de pliegues angulares asociados al corredor tectónico de la falla de Villaro, en la vertiente sur de la sierra de Urkilla (ángulo suroeste del cuadrante de Zegama).



BIBLIOGRAFIA

- ADAMS, A. E.; Mc KENZIE, W. S. & GUILFORD, C. (1984).—“Atlas of sedimentary rocks under the microscope”. *LOGMAN*, 104 pp.
- AGUILAR TOMAS, J. M. (1975).—“Sedimentología y Paleogeografía del Albiense en la Cuenca Cantábrica”. Tesis Doctoral. *Estudios Geológicos* vol. XXXI pp. 1 - 213. Instituto “Lucas Mallada”, C. S. I. C. (España).
- (*) ANTIGÜEDAD, I. *et al.* (1983).—“Argumentos sedimentológicos e hidrogeoquímicos sobre la existencia de un diapirismo de materiales triásicos en el área de Dima (Vizcaya)” *Vol. IGME*.
- (*) CADEM (1985).—“Investigación Geológico - Minera del área comprendida en las hojas 1:50.000 de Bermeo y Durango (cuadrantes NO, NE y SO)”. (Inédito).
- COOPER, M. R. (1977).—“Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance”. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 22.1.60.
- ESTEBAN, M. and KLAPPA, C. F. (1983).—“Subaerial exposure”. In SCHOLLE, BEBOUT & CLIDE (eds): “Carbonate depositional environments”, *AAPG MEMOIR* 33; TULSA, OKLAHOMA, 708 pp.
- (*) EVE (1986).—“Investigación Geológico - Minera del área comprendida en las hojas 1:50.000 de Landako y Elorrio”. (Inédito).
- (*) EVE (1986).—“Estudio geológico del Sector de Araya (Alava)”. (Inédito).
- (*) EVE (1987).—“Investigación Geológico - Minera a escala 1:25.000 en las hojas 1:50.000 de Bilbao y Algorta”. (Inédito).
- (*) EVE (1987).—“Cartografía 1:10.000 de la zona de Aralar (Gipuzkoa)”. (Inédito).
- (*) EVE (1988).—“Investigación Geológico - Minera de las hojas 1:25.000 de Orduña, Vitoria, Urbasa y Santa Cruz de Campezo”. (Inédito).
- (*) FERNANDEZ MENDIOLA, P. (1986).—“El Complejo Urganiano en el sector Oriental del anticlinorio de Bilbao”. *Tesis Doctoral*. 421 pp. *Universidad del País Vasco*.
- (*) FEUILLÉE, P. (1967).—“Le Cénomaniens des Pyrénées basques aux Asturies; essai d'analyse stratigraphique”. *Mém. Soc. Géol. France, Nouvelle Serie*, tomo 46, vol. 108, pp. 1 - 343.
- FEUILLÉE, P. et 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. et RAT, P. (1983).—“Le système deltaïque de Valmaseda (Albien Supérieur - Cenomanien Inférieur)”. En: “*Vue sur le Crétacé Basco - Cantabrique et Nord - Ibérique*”. pp. 117 - 122.
- FLÜGEL, E. (1982).—“Microfacies analysis of limestones” *SPRINGER - VERLAG*, 633 pp.
- (*) GARCIA GARMILLA, F. (1987).—“Las formaciones terrígenas del Wealdense y del Aptiense inferior en los anticlinorios de Bilbao y Ventoso (Vizcaya, Cantabria): Estratigrafía y Sedimentación” *Tesis Doctoral. Univ. del País Vasco*.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1979).—“Successions paléogéographiques du Complexe Urgonien dans le SE de la Région Basco - Cantabrique (Nord de l'Espagne)”. *Géobios* n.º 3, Lyon, pp. 71 - 78.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1979).—“El Complejo Urgoniano del Sur de Santander”, *Universidad del País Vasco*. Facultad de Ciencias. Dpto. de Geología. Lejona - Bilbao. *Tesis Doctoral*. Published University Microfilms International. 673 pp., 203 figs., 10 anexos.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982).—“Aptiense y Albiense”. En “*El Cretácico de España*”, *Univ. Complutense de Madrid*.
- GARCIA MONDEJAR, J. y GARCIA PASCUAL, I. (1982).—“Estudio geológico del Anticlinorio de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua”. *KOBIE* n.º 12, pp. 101 - 137.
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1981).—“El Jurásico Superior y el Cretácico Inferior en la Región Vasco - Cantábrica (parte occidental)”. Libro Guía de Jornadas de Campo. *Grupo Español del Mesozoico. PICG Mid Cretaceous Events*.
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1982).—“Región Vasco - Cantábrica y Pirineo Navarro. Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general”. En “*El Cretácico de España*”, *Univ. Complutense de Madrid*, pp. 145 - 160.
- (*) GARCIA RODRIGO, B. y FERNANDEZ ALVAREZ, J. M. (1973).—“Estudio geológico de la provincia de Alava”. *Memoria del IGME*. Vol. 1, 198 pp. 54 fot.
- (*) IGME (1978).—“Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 113 - Salvatierra”. Memoria explicativa.
- IGME (1987).—“Contribución de la Exploración Petrolífera al conocimiento de la Geología en España”.
- IGME (1988).—“Memoria explicativa del Mapa Geológico de España 1:200.000. Hoja 5/12, Bermeo/Bilbao”.
- (*) IGME - CADEM (1985).—“Estudio geológico a 1:10.000 en el área de Dima”. (Inédito).
- (*) INGEMISA (1982).—“Síntesis geológica del País Vasco”. (Inédito).
- (*) JAMES, N. P. (1978).—“Facies models 10. Reefs”. *Geoscience. Canada* vol. n.º 1, pp. 16 - 26.
- (*) JAMES, N. P. (1979).—“Shallowing-Upward sequences in carbonates”. En *Facies Models*. Walker (1979) (ed.) pp. 109 - 121.
- JAMES, N. P. (1979).—“Chapter 8. Reef environment”. En SCHOLLE et al. (eds): “Carbonate depositional environment”, *AAPG MEMOIR 33*; Tulsa, Oklahoma.
- MAGNIEZ, F. et RAT, P. (1972).—“Les foraminifères des formations à spongiarites et

Tritaxia dans l'Aptien - Albien cantabrique (Espagne)". *Rev. Esp. Micropaleont.* n.º extr. XXX aniv., pp. 159 - 178.

(*) MITCHUM, R. M. *et al.* (1977).—“The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis”. In PAYTON, CH. E. 1977; “Seismic stratigraphy applications to the hydrocarbon exploration” (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. Paris. Ed. Technip. p. VI - 61 - 1, VI - 16 - 18.

OLIVE, A. *et al.* (1984).—“Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoniana en el sector oriental de la Cuenca Cantábrica”. *I Congreso Español de Geología*. Segovia 9 - 14 Abril 1984. Tomo I; pp. 53 - 65.

PEYBERNES, B. (1976).—“Le Jurassique et le Crétacé Inférieur des Pyrénées Franco-espagnoles, entre la Garonne et la Méditerranée”. Tesis Doctoral. *Sciences Naturelles*. Toulouse. 459 pp. 149 figs., XLII Pl. h. t. Imp. C. R. D. P.

(*) PUJALTE, V. (1977).—“El Complejo Purbeck - Weald de Santander: Estratigrafía y sedimentación”. *Tesis Doctoral. Univ. del País Vasco*.

PUJALTE, V. y MONGE, S. (1985).—“A tide-dominated delta system in a rapidly subsiding basin: the middle Albian-lower Cenomanian Valmaseda Formation of the Basque Cantabrian Region”. *6th Eurp. Reg. Mtg. Sedim. I. A. S., Lleida*. Abst. pp. 381 - 384.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Bioestratigrafía y microfácies del Jurásico y Cretá-

cico del Norte de España (Región Cantábrica)”. *Mem. Inst. Geol. y Minero (IGME)*, T. 78, 3 vols., 357 pp., 50 figs., 19 tablas, 138 pls. *Tesis Doctoral*.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1973).—“Síntesis geológica de la provincia de Alava”. *Ob. Cult. C. A. M. de Vitoria*. 66 pp., 20 figs., 34 láms.

(*) RAT, P. (1959).—“Les Pays Crétacés Basco - Cantabriques”. *Publications de l'Université de Dijon*. Tesis Doctoral.

(*) RAT, P. et PASCAL, A. (1979).—“De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens”. *Geobios* N. 3, pp. 385 - 399.

READING, H. G. (editor) (1978).—“Sedimentary environments and facies”. *BLACKWELL*. 577 pp.

SERRANO, A. *et al.* (1988).—“Diapirismo del Triás salino en el Dominio Cántabro - Navarro”. *Libro homenaje a Rafael Soler*. AGGEP, Madrid, 1989.

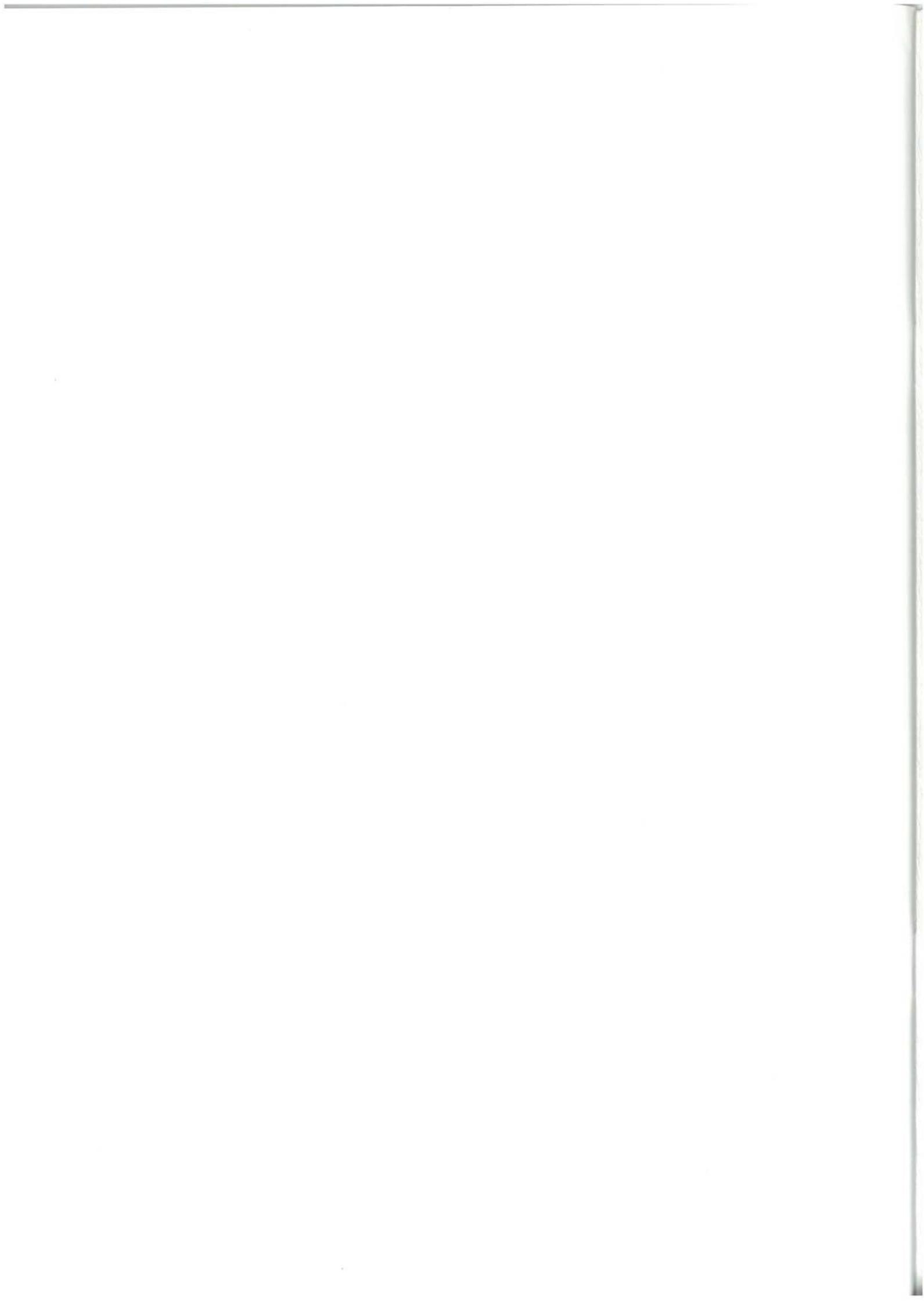
VOORT, H. B. (1963).—“Zum Flyschproblem im den West Pyrenäen”. *Geologische Rundschau* 53, pp. 220 - 233.

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

WILSON, J. L. (1975).—“Carbonate facies in geologic history”. *SPRINGER - VERLAG*, 471 pp.

(*) WRIGHT, V. P. (1985).—“Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal”. En *Paleogeology* (THOMEY, D. F., NITECKY, M. H.: editores); pp. 330 - 341.

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



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA