



EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*

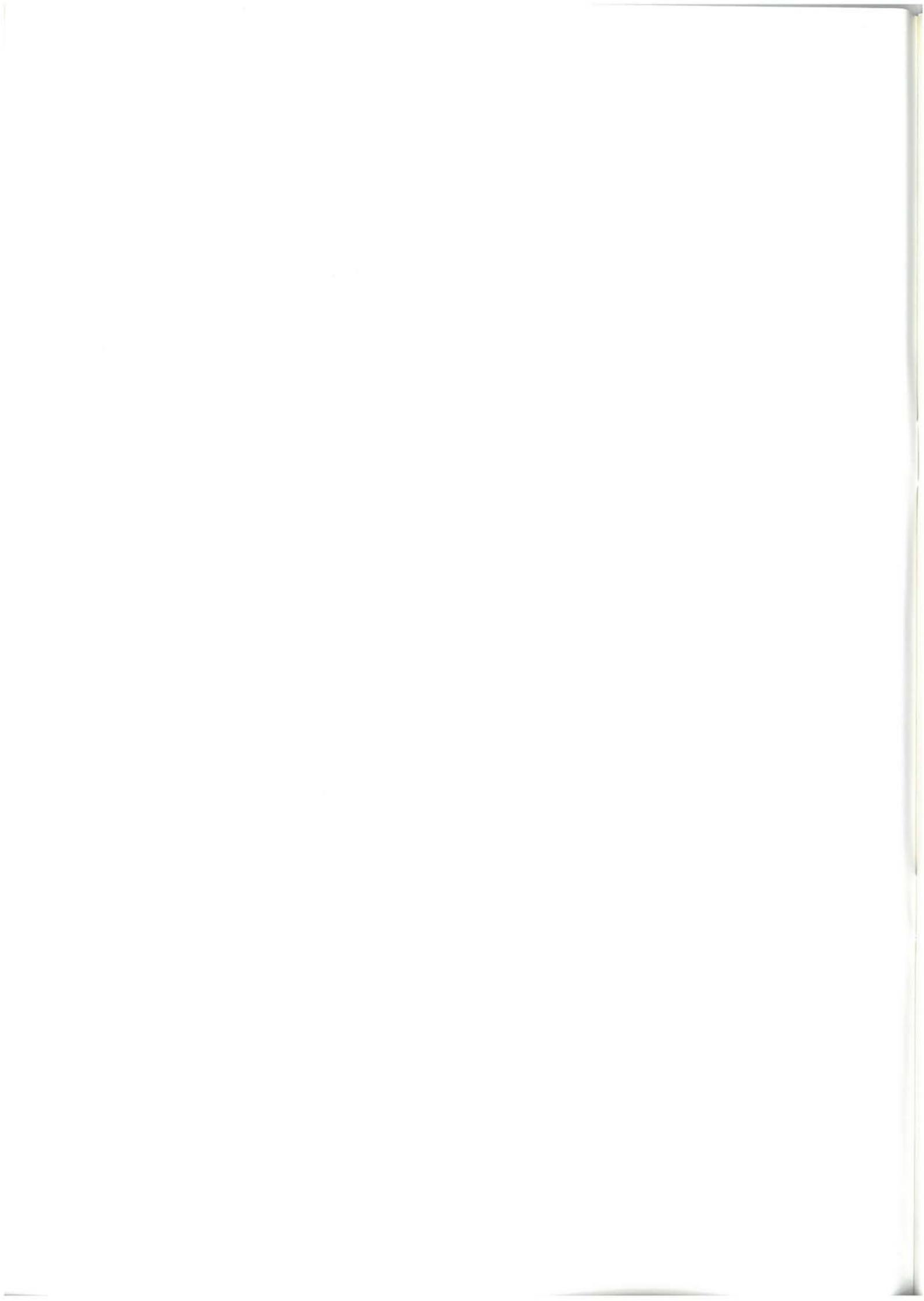


**113-I
SANTUARIO
DE ARANTZAZU**

E: 1/25.000







**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

**113-I SANTUARIO DE
ARANTZAZU**

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-1180-92

I.S.B.N.: 84-88302-63-0

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

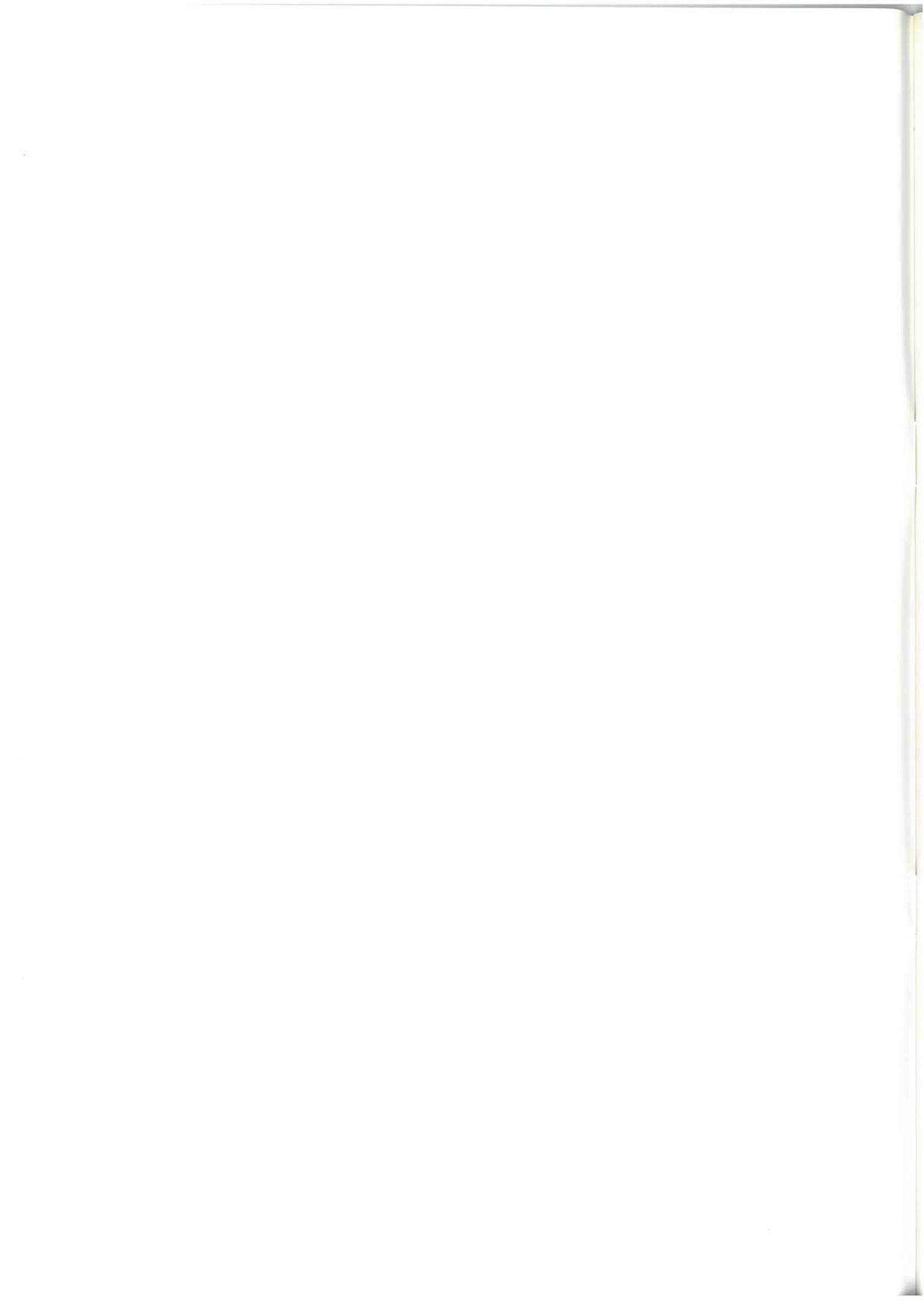
ENTE VASCO DE LA ENERGIA

- A. Garrote Ruiz
- L. Muñoz Jiménez

INGEMISA

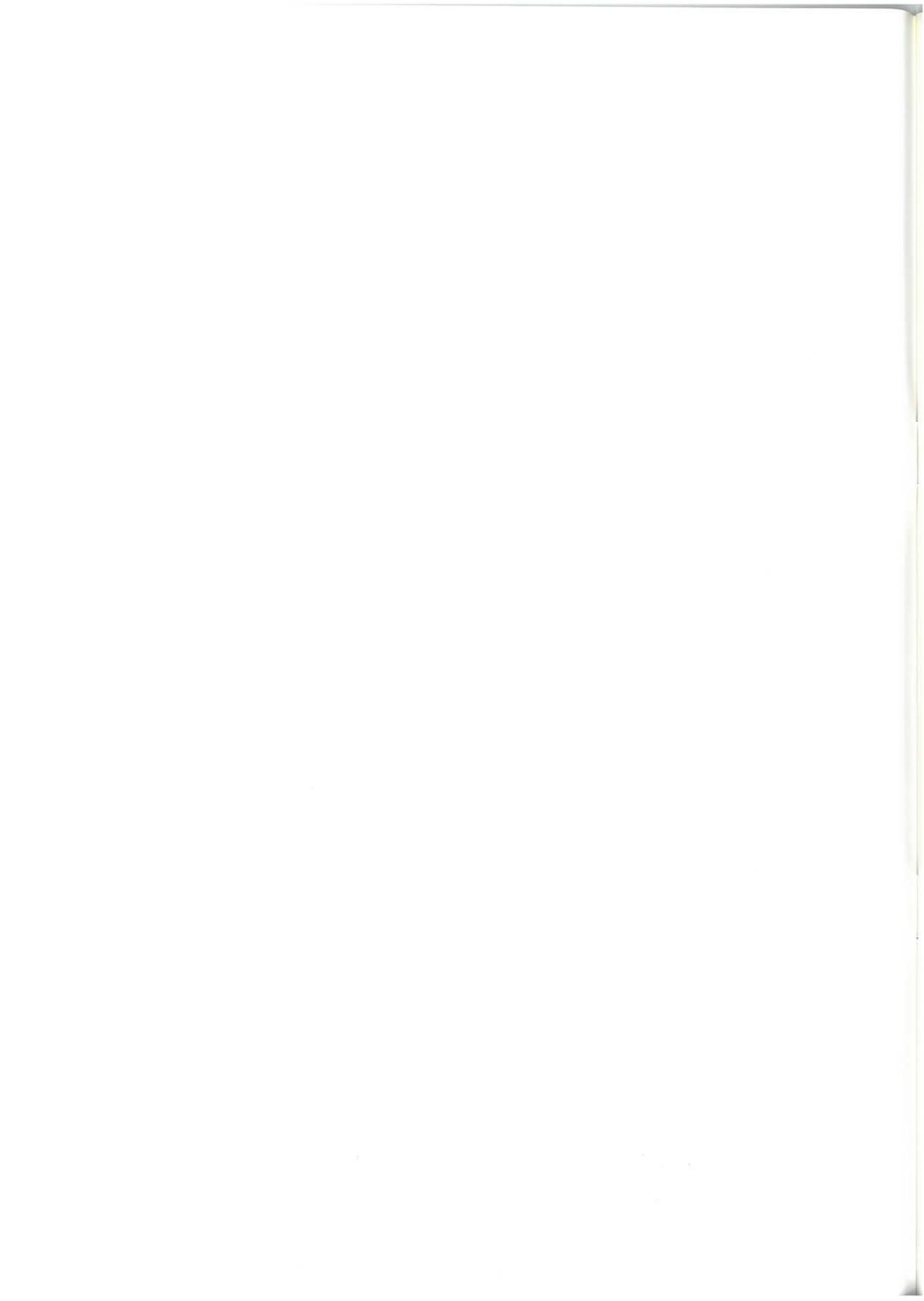
- L. Tejerina Lobo
- E. Eguiguren Altuna
- I. García Pascual

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 Albocenomaniense o Supraurgoniano.....	11
2.2. UNIDAD DE YURRE + GORBEA.....	12
2.2.1. Complejo Purbeck-Weald.....	12
2.2.2. Complejo Urganiano.....	12
2.2.3. Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano.....	18
2.2.4. Cretácico superior.....	20
2.3. CUATERNARIO.....	21
3. SEDIMENTOLOGIA	23
3.1. CICLO PURBECK-WEALD (Hauteriviense ? - Barremiense).....	24
3.2. CICLO URGONIANO (Aptiense - Albiense inferior - medio).....	24
3.3. CICLO ALBOCENOMANIENSE O SUPRAURGONIANO. (Albiense medio - Cenomaniense medio).....	36
3.4. CICLO CRETACICO SUPERIOR (Cenomaniense superior - Campaniense).....	40
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	45
BIBLIOGRAFIA	49



1. INTRODUCCION

El cuadrante 113 - I, Santuario de Arantzazu, está morfológicamente constituido por los relieves de las sierras de Aitzgorri al norte, y Urkilla y Narvaja al sur, y por los valles intermedios y adyacentes. A través de los mismos discurren numerosos arroyos que se convierten en ríos, como el Araoz en el norte, o el Zadorra en el sur.

El cuadrante presenta una orografía bastante abrupta, con notables diferencias de cota; así sobre los valles de Bolibar (400 metros), Araoz (450 metros) o del Zadorra (600 metros), se encuentran las alturas de Artzanburu (1365 metros), Buetraex (1320 metros), Erraitz (1296 metros), Zabal-Aitz (1257 metros), Markor (1241 metros), Oruko-punta (1240 metros), Saiturri (1190 metros), Aitznabartza (1176 metros), Mugarriluze (1125 metros), Kurutzeberri (1138 metros), etc.

Los núcleos de población más importantes ubicados dentro del cuadrante son, al norte, los barrios de Arantzazu (con el Santuario del mismo nombre) y Araotz; y al sur, la pequeña localidad de Elguea.

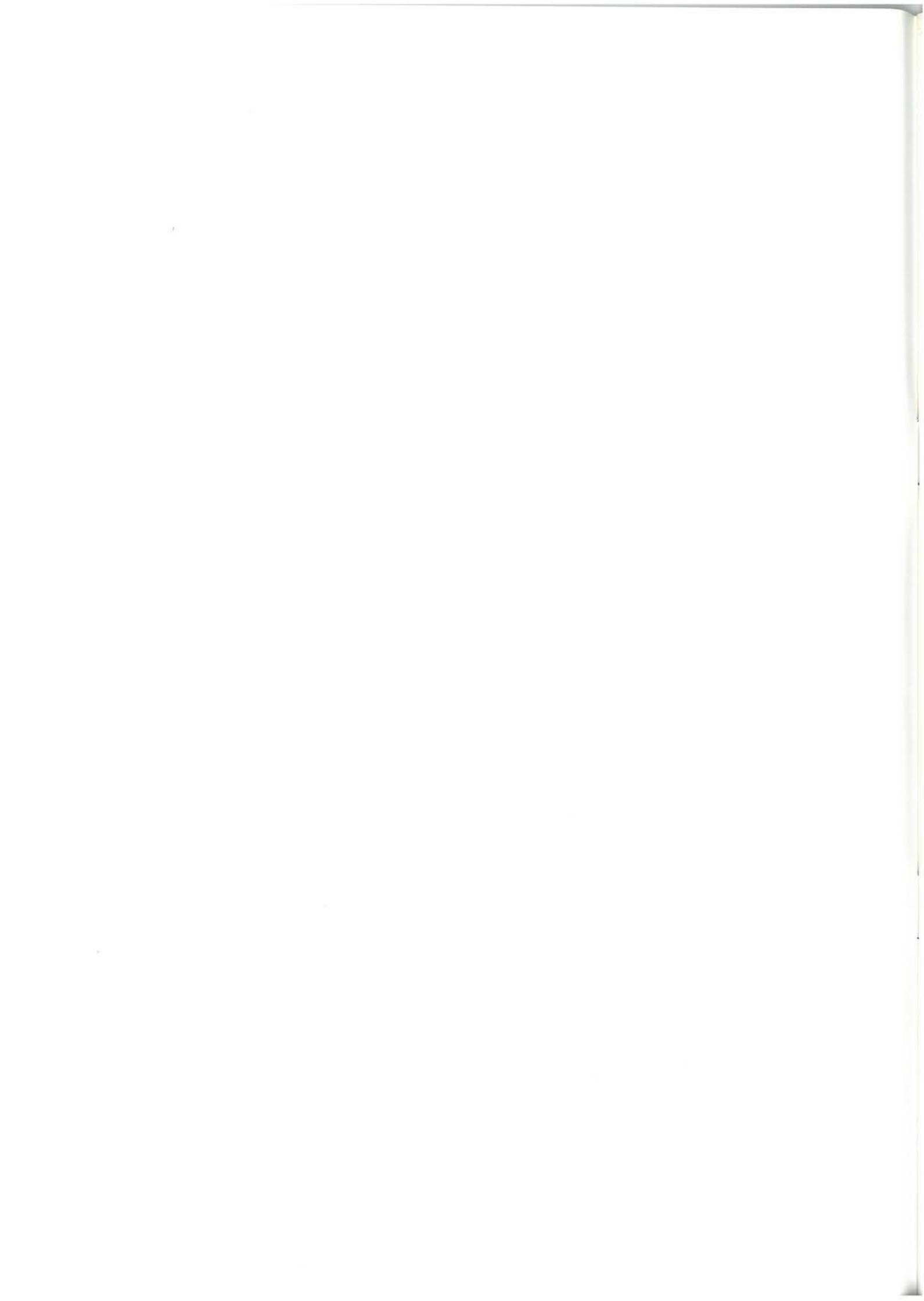
El presente cuadrante y su entorno próximo o regional han sido objeto de estudio en las últimas décadas por numerosos autores como RAT (en su Tesis Doctoral de 1959) o FEUILLÉE, quienes estudiaron el Cretácico (éste último

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 (1973).

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 a éste. 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

2.1. UNIDAD DE OIZ

Los materiales correspondientes a esta unidad afloran limitadamente en el ángulo noreste del cuadrante, al norte de la falla de Bilbao - Alasua. Constituyen el bloque cabalgado por la sierra de Aitzgorri y pertenecen al Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano.

2.1.1. Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano

Se trata de un potente complejo terrígeno constituido por lutitas y areniscas depositadas por la progradación de un abanico deltaico de gran magnitud y que alternan en mayor o menor proporción.

En base a criterios de abundancia relativa, puede establecerse dentro del complejo tres términos diferentes:

El término más bajo aflorante en este cuadrante se define como **argilitas y limolitas (1)**. Se definen así aquellos términos con un claro predominio de las granulometrías más finas. Se trata de un monótono conjunto de limolitas y argilitas oscuras, micáceas, con abundante materia orgánica y sulfuros dispersos. Generalmente presentan una laminación grosera. La estratificación está marcada por ocasionales niveles de areniscas, por la alineación de septarias o por frecuentes y característicos horizontes sideríticos.

En este cuadrante únicamente aflora el techo de este potente tramo lutítico, que se desarrolla sobre todo en los cuadrantes contiguos situados más al norte.

A techo se dispone un segundo término de **areniscas y lutitas (2)**, que alternan en bancos centimétricos - decimétricos, constituyendo paquetes de potencia métrica, alternantes a su vez con paquetes de predominio lutítico - limolítico. El resultado es un término en el que areniscas y lutitas aparecen en proporciones similares sin un dominio claro de ninguna de las dos litologías.

Las areniscas son de grano medio - fino, muy micáceas, con abundante materia orgánica (tallos y restos vegetales) y ocasionalmente con cantos blandos. Se encuentran bien estratificadas, con laminación paralela y cruzada de "ripples" y frecuentemente bioturbadas. A menudo presentan superficies intraerosivas y acuñamientos laterales.

La potencia de este tramo no se puede estimar debido al contacto mecánico con el resto de la serie suprayacente.

A techo se reconocen de nuevo dos tramos. El basal presenta las características correspondientes al término lutítico (1), anteriormente definido; mientras que, el de techo se asemeja al término (2) ya descrito. Únicamente,

hacia la base, el segundo tramo presenta algunos niveles areniscosos polifásicos de potencia métrica, con entidad cartográfica, que se han definido como **areniscas** (3).

La potencia de los tramos es difícil de estimar al estar limitados por contactos mecánicos. Un buen corte se puede establecer por la pista que desde el alto de Udana conduce al alto de Katabera.

2.2. UNIDAD DE YURRE + GORBEA

2.2.1. Complejo Purbeck - Weald

Son los materiales más antiguos reconocidos en este cuadrante. Presentan dos áreas de afloramiento bien diferenciadas, situadas en los ángulos noreste y noroeste del cuadrante.

En el ángulo noroeste, el complejo está constituido por dos términos diferentes separados por contacto mecánico. El término basal se ha definido como **lutitas negras y calizas** (4). Está constituido mayoritariamente por lutitas negras con abundante materia orgánica, entre las que se intercalan numerosos niveles centimétricos lumaquéllicos, con gasterópodos (glauconias) y bivalvos de aguas salobres o marinas restringidas, y frecuentes horizontes de potencia variable desde centimétrica a decimétrica, de calizas negras de grano fino, localmente dolomíticas. Aflora muy limitadamente en el valle de Bolibar, cuando los extensos depósitos coluviales lo permiten. Fuera de los límites del cuadrante, aflora ampliamente en las cercanías de Aretxabaleta.

A techo se dispone un término algo distinto, pues comienza a intercalar ya algunos bancos areniscosos. Este término se ha definido como **lutitas negras y areniscas estratificadas; niveles calcáreos (facies indiferenciada)** (5). Está constituido por una alternancia irregular de areniscas, limolitas y lutitas, en bancos decimétricos o incluso métricos. Los

niveles de grano más fino (lutitas y limolitas) suelen presentar características similares al término anterior. Generalmente los estratos de arenisca presentan potencias decimétricas; no obstante, y sobre todo hacia techo, algunos niveles pueden alcanzar incluso potencias métricas. La potencia de este término, bien aflorado al oeste de Kurutzeberri, se estima cercana a 300 metros.

Los materiales del Complejo Purbeck - Weald aflorantes en el ángulo noreste corresponden en su totalidad a este término. Además de las litologías características, se reconocen en esta zona algunos esporádicos niveles decimétricos de calizas micríticas oscuras algo dolomíticas, generalmente muy alteradas y decalcificadas.

2.2.2. Complejo Urganiano

El Complejo Urganiano fue definido por RAT (1959) y en él agrupó un conjunto de rocas sedimentarias con facies arrecifales o paraarrecifales y sus detríticos asociados.

Se considera como Complejo Urganiano toda la sucesión de materiales del Cretácico inferior con facies mayoritariamente marinas.

Constituyendo la base de este complejo se reconoce siempre un conjunto de materiales terrígenos, conocido como formación Ernaga. Esta formación sería equivalente a la formación Eretza definida en otros cuadrantes.

Este conjunto se compone de varios términos. El término mayoritario y más característico se ha definido como **areniscas de grano fino y limolitas calcáreas** (6). Afloran ampliamente en el ángulo noroeste por debajo de las calizas de Zaráia y más restringidamente en el ángulo noreste por debajo de las calizas de Katabera. La facies general se presenta como un monótono conjunto de limolitas o areniscas de grano fino oscuras, micáceas, muy biotur-

badas, 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, ostréidos y otros bivalvos. Frecuentemente estos niveles llegan a alcanzar potencias métricas adquiriendo entonces entidad cartográfica. Estos, junto con otros bancos más escasos de caliza de rudistas y corales, y calcarenitas con ostréidos, se han agrupado en el término **calizas y calizas arenosas** (7).

La potencia de este conjunto en el borde noroeste se estima cercana a 150 metros. Un buen corte puede establecerse por la pista que desde Bolibar a Goronaeta conduce al alto de Udalatza.

En el ángulo noreste la potencia del término (6) disminuye a 75 metros y presenta facies similares a las descritas. En esta zona, a techo del término, se dispone otro conjunto con características algo distintas, por encontrarse bien estratificado. Las areniscas y limolitas alternan en bancos netos de potencia decimétrica. Este término se ha separado y definido como **areniscas y limolitas** (8). Las areniscas son muy micáceas, algo calcáreas, se presentan en bancos polifásicos y localmente pueden contener fauna de orbitolinas. La potencia de este término se estima cercana a 125 metros. Localmente, se ha reconocido coronando este término un banco de potencia métrica de **areniscas calcáreas** (9). Las características de estos materiales pueden reconocerse por la pista que conduce al alto de Katabera.

A continuación y por encima de esta serie terrígena descrita, que constituye la base del Urganiano, se dispone un conjunto muy heterogéneo de rocas carbonatadas y terrígenas. Esta heterogeneidad obliga a una exposición por zonas o sectores de los distintos términos que componen el complejo. Así pues,

se estudiarán por separado el sector noroccidental y el sector nororiental, tratando finalmente de correlacionarlos. Por otro lado se debe decir que la diferenciación cartográfica de las calizas se establece: primero 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, las calizas puras se diferenciarán en base a criterios de ordenación interna de los litosomos (en bancos decimétricos, en bancos métricos, etc.).

Sector noroccidental

En el ángulo noroeste, por encima de los términos descritos y en parte como paso lateral de los tramos más bajos de las calizas de Zaraia, se reconoce un conjunto de materiales terrígenos definido como **areniscas laminadas y limolitas** (10). Se trata de un conjunto que se interdigita con los niveles más bajos de calizas de rudistas y corales del litosomo calizo de Zaraia. Al norte de este sector es donde presenta un menor desarrollo (de 25 a 30 metros de potencia). Lateralmente hacia el sur, con la desaparición parcial de la base de las calizas en esa dirección, el conjunto cobra mayor entidad (alrededor de 200 metros). Hacia el oeste, fuera ya de los límites del cuadrante (cuadrante de Legutiano, 112 - II), con la práctica desaparición o cambio lateral a facies de talud de la totalidad del litosomo calizo, el conjunto terrígeno alcanza una mayor potencia y desarrollo.

Interestratificados en este conjunto terrígeno se reconocen pequeños cuerpos o litosomos calizos que presentan importantes cambios laterales en cortos espacios. Así, en el borde norte, por la pista que conduce a Udalatza o Degurixa, se reconoce un cuerpo calizo de unos 30 metros de potencia en el que se pueden establecer varios términos. Así, el tramo basal es de **calcarenitas arenosas** (11), de unos 8 metros de potencia. Se trata de calcarenitas de grano medio - grueso, bioclásticas, con fragmentos de equinodermos, corales, rudistas y ostréidos

sobre todo, localmente muy arenosas. Por encima se dispone un banco de varios metros de potencia definido como **calizas de rudistas y corales en bancos métricos** (12), en donde la estratificación sólo es visible a esta escala. La fauna más común es la de equinodermos, ostréidos, rudistas y corales. A techo, de nuevo se reconocen calcarenitas muy arenosas similares al término (11), que presentan algunos niveles de potencia métrica libres de contaminación arenosa y que constituyen, por su organización interna en estratos decimétricos, otro término definido como **calizas de rudistas y corales en bancos decimétricos - métricos** (13). Coronando este cuerpo calizo, localmente se reconoce otro banco que por sus características responde al término (12) anteriormente descrito.

Los equivalentes laterales de este conjunto hacia el sur quedan restringidos a una o varias barras decimétricas - métricas de **calizas impuras** (14) y alguna barra aislada de potencia decimétrica - métrica de calizas (13), reconocibles en la pista que conduce a las casetas de Alabita.

El término (14) se presenta como un paquete de potencia métrica, constituido por varios niveles algo nodulosos de calcarenitas ligeramente arenosas, bioclásticas, alternantes con margas o limolitas calcáreas. Algunos niveles son localmente brechoides, con clastos de corales solitarios y fragmentos de ostréidos en una matriz de tipo margoso o limolítico.

Hacia el oeste o en el mismo límite del cuadrante y como equivalentes laterales, se desarrollan sin embargo **calizas brechoides** (15) y calcarenitas en una clara facies de talud.

Continuando con el corte de Zaraia, hacia techo, hasta completar el primer tercio basal del litosomo calizo, se reconoce una sucesión en donde diferentes barras calizas, asimilables a términos descritos hasta ahora (sobre todo calizas (13)), alternan con distintas intercalaciones terrígenas.

Estas últimas pueden ser bien de **areniscas** (16) o de **lutitas** (17). Las areniscas se presentan en paquetes de 2 a 5 metros de potencia, con una gran continuidad lateral, intercaladas entre las calizas. Estos paquetes están constituidos por varios estratos de areniscas silíceas. El término (17) está constituido fundamentalmente por lutitas entre las que se intercalan algunos niveles decimétricos - centimétricos de calcarenitas o calizas brechoides. Las calizas intercaladas se caracterizan por presentar localmente espectaculares nódulos negros de sílice. La continuidad lateral de este término es muy limitada, pasando tanto al norte como al sur a términos calizos. La potencia de todo el conjunto (calizas y terrígenos) puede estimarse variable entre 150 y 200 metros.

Los dos tercios superiores del litosomo calizo de Zaraia (alrededor de 800 metros) están constituidos mayoritariamente por calizas (12). Intercaladas entre potentes tramos de calizas de este tipo, y en parte en paso lateral, se reconocen amplias zonas de **calizas de rudistas y corales, masivas o en bancos métricos - decamétricos** (18). Una característica notable en esta parte del litosomo calizo es la presencia de frecuentes intercalaciones de grandes ostréidos (género *Chondrodonta?*), en edificios de aspecto biohermal.

También cabe citar la presencia esporádica de huecos irregulares (paleokársticos?) o zonas canaliformes, rellenas de caliza brechoides o ligeramente arcillosa.

Los mejores cortes de todo el litosomo se realizan por la pista que conduce a Degurixa, o por el sendero que parte de las casetas de Alabita y lleva al alto de Saiturri.

Hacia el noreste se reconoce un tránsito lateral de la mayor parte de estos dos tercios superiores calizos a facies calcáreas de cuenca en la que se distinguen varios términos. El término basal se ha definido como **calizas impuras (calizas arenosas, arcillosas y mar-**

gas) (19). Este término, por ser tan amplio tanto en su definición como en su desarrollo en gran parte del cuadrante, puede presentar ciertas variaciones locales. Así, en este sector está constituido por una alternancia irregular de margas oscuras y calcarenitas oscuras ligeramente arenosas o arcillosas, estratificadas en bancos decimétricos. La potencia es muy variable, aumentando considerablemente hacia el norte.

Hacia techo y con la progresiva desaparición de los bancos calcareníticos intercalados, se pasa gradualmente a otro término mayoritariamente margoso que se ha definido como **margas** (20). Estas litologías margosas se disponen a muro, a techo y como paso lateral de una barra de calizas (12). Esta barra de unos 10 ó 15 metros de potencia, a pesar de los numerosos cambios laterales que presenta y de que desaparece del cuadrante por el límite norte, tiene una gran continuidad cartográfica, puesto que aparece de nuevo, con una potencia muy superior, al norte de Araotz y sirve de nivel guía para correlacionar los dos sectores principales de afloramientos calizos.

Por encima de este nivel se dispone un conjunto muy potente (alrededor de 600 metros en la zona de Araotz) de **margas y margocalizas** (21) ("margas de Araotz"). Se trata de una sucesión muy monótona de margas y margocalizas, en la que se intercalan ocasionalmente algunos niveles (sobre todo a techo) de calizas arcillosas de potencias decimétricas - métricas.

Dentro del conjunto puede reconocerse con cierta frecuencia (sobre todo en las proximidades del paso lateral) algunas intercalaciones de potencias decimétricas - métricas de parabrechas calcáreas. Se trata de niveles discontinuos originados por fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria, constituidos por cantos de distinta procedencia inmersos en una matriz margosa. Muchos de los cantos son de margocalizas y calizas arcillosas procedentes de la resedimentación de la propia serie en la

que se intercalan. Muchos otros, sin embargo, son de calcarenitas bioclásticas y calizas de rudistas y corales procedentes de la destrucción del litosomo calizo de Zaraia. Tanto los niveles aislados de parabrechas como las zonas con una gran concentración de estos niveles han sido cartografiados y definidos con el término **parabrechas calcáreas y margas** (22). Muchos de los cantos (sobre todo los de calizas de rudistas y corales) llegan a alcanzar tamaños métricos. En estos casos se han separado en cartografía como **bloques olistolíticos calizos** (23).

Todos los términos de cuenca descritos, equivalentes laterales del litosomo de Zaraia, se reconocen con algunas limitaciones por la pista que desde Araotz conduce al alto de Udalatza. Mención aparte merecen las denominadas "margas de Araotz", que ofrecen magníficas exposiciones tanto en la mencionada pista como en las numerosas pistas y caminos que desde dicha localidad conducen a distintos puntos de los alrededores. Las "margas de Araotz" presentan una gran continuidad lateral, y en todos los cortes se mantiene la característica buena exposición. Como equivalentes laterales, al oeste y sur de la mayor parte del litosomo calizo de Zaraia, se reconocen **areniscas y areniscas conglomeráticas** (24). Se trata de areniscas de grano medio y grueso, estratificadas en bancos métricos - decimétricos, que presentan zonas de areniscas paraconglomeráticas con clastos de tamaño centimétrico envueltos en matriz arenosa. Aunque la mayoría de los clastos son de cuarcita, también se reconocen de forma esporádica otros de arenisca e incluso de caliza. Este término se dispone directamente a techo del término (10), constituido por areniscas y lutitas en las que se interdigitan niveles calizos, y que constituyen el paso lateral de los tramos más bajos del litosomo de Zaraia. Este término se reconoce en el norte de Elgea y más limitadamente al noroeste de Mugarriluze, cerca ya del límite oeste del cuadrante. En el cuadrante contiguo de Legutiano (112 - II) presenta un gran desarrollo.

Sector nororiental

En este sector se reconocen, como equivalentes laterales del tercio basal del litosomo calizo de Zaraia, tres cuerpos principales calizos de una gran continuidad separados por materiales carbonatados impuros asociables al término (19) anteriormente descrito. Estos cuerpos calizos originan la alineación montañosa de Buetraex - Aitzgorri, y los fuertes escarpes del norte.

El litosomo inferior puede considerarse constituido mayoritariamente por calizas (12). Localmente, sobre todo hacia el noroeste, aunque no ha sido posible reflejarlo en cartografía, pueden reconocerse también zonas de calizas masivas o monticulares (18). En estos cuerpos son muy frecuentes y característicos los montículos de rudistas y los biohermos de ostréidos. La facies mayoritaria del litosomo intermedio correspondería a calizas masivas (18). A diferencia de sus equivalentes en el sector noroccidental, aquí no se reconocen intercalaciones terrígenas tan importantes. El tercer litosomo presenta un tramo basal correspondiente a calizas estratificadas (13). El tramo de techo puede considerarse de nuevo como calizas masivas (18).

La potencia de estos litosomos es variable, pudiendo oscilar entre un mínimo de 20 metros y un máximo de 125 metros.

El término de calizas impuras (19) con el que se interdigitan los litosomos calizos, y que se desarrolla ampliamente a techo constituyendo la ladera sur del monte Buetraex, aunque se ajusta a la definición descrita anteriormente para el sector noroccidental, puede presentar aquí ciertas variaciones locales en cuanto a la ordenación y proporción relativa de las litologías. Esta cuestión es de esperar teniendo en cuenta la gran extensión de su área de afloramiento. Así, en la carretera que conduce de Oñati a Arantzazu, se presenta como un conjunto de calcarenitas oscuras de grano fino (arenosas y arcillosas) estratificadas en bancos decimétricos

con ocasionales margas. Sin embargo, en las laderas sur de los altos de Buetraex y Artzanburu, las margas arenosas oscuras son más frecuentes y forman bancos de varios metros de potencia, en los que se intercalan de una forma irregular niveles de calcarenitas arcillosas o arenosas en bancos decimétricos. Las margas arenosas frecuentemente están decalcificadas y adquieren localmente el aspecto de una lutita y limolita oscura. Por otra parte, en esta zona se debe señalar, además de una importante contaminación arenosa, la presencia de esporádicos niveles centimétricos de **areniscas y limolitas** (25). Una gran concentración de estos niveles se reconoce al sur del alto de Buetraex.

Dentro del conjunto (19) se reconocen además algunos niveles interestratificados de varios metros de potencia de calcarenitas y margas, con escasa contaminación arenosa - arcillosa, que podrían considerarse por su ordenación interna en bancos decimétricos como calizas (13).

Hacia la parte central del límite norte del cuadrante entra un cuerpo calizo constituido por varios términos. Este conjunto presenta una gran continuidad lateral, pudiendo seguirse sus afloramientos de una forma continua hasta llegar a enlazar con el litosomo calizo de Zaraia, en el sector noroccidental. El conjunto está constituido por un tramo basal que puede considerarse como calizas (18). Las mayores potencias, que varían entre 60 y 100 metros, se alcanzan en la mitad noroeste de su área de afloramiento. Hacia el sureste, en la vertiente sur del alto de Artzanburu, sin embargo, disminuye sensiblemente de potencia (de 1 a 5 metros), adquiriendo características de calizas (13). Localmente en esta zona puede llegar a constituir una **ortobrecha calcárea** (26). Finalmente, hacia el límite este del cuadrante llega a desaparecer, constituyendo en este punto un paquete de calcarenitas de grano medio - grueso estratificadas en bancos decimétricos.

El tramo de techo, al norte de Araotz, estaría constituido por calizas (13) que pasan lateralmente hacia el sureste a una serie compleja, reconocible en la carretera de acceso a esta localidad, constituida por bancos discontinuos de **calizas de rudistas y corales, brechas calcáreas, olistolitos calizos y calizas impuras** (27). La potencia de este tramo se estima cercana a 50 metros. Hacia el sureste este conjunto pasa lateralmente a su vez a margas y margocalizas (21) o "margas de Araotz".

Al noroeste de Arantzazu de nuevo se reconoce un tramo de techo equivalente en edad al término (27). En este caso, en vez de diferenciar cartográficamente un término similar, se han separado uno por uno sus elementos constituyentes. Así pues se reconocen niveles poco potentes de calizas (13 y 18) y de parabrechas calcáreas y margas (22) interestratificadas con calizas impuras (calizas arenosas, arcillosas y margas) (19), que se disponen en parte como paso lateral de las margas y margocalizas (21) de Araotz. Estos términos se reconocen en la carretera de acceso al Santuario de Arantzazu.

Las margas y margocalizas de Araotz pasan lateralmente hacia el sureste, en el sector, a materiales calizos equivalentes y disminuyen progresivamente su potencia hasta desaparecer en las cercanías de Urbia.

En el área de Arantzazu, las margas de Araotz pueden contener bloques aislados de olistolitos calizos.

En esta zona, al igual que en otras próximas, se dispone, a techo y en parte como paso lateral de las margas de Araotz, un conjunto de parabrechas calcáreas y margas (22) en el que destacan bloques olistolíticos de gran tamaño. Este conjunto se presenta como una franja de potencia variable que se extiende desde el oeste de Arantzazu hasta las cercanías de Urbia. Otro término diferenciado en esta zona y relacionado con las parabrechas, a las que pasa lateralmente, está constituido por calcarenitas

de grano medio - grueso, localmente brechoides, estratificadas en bancos decimétricos y alternantes con margas. Este término se ha definido como **calcarenitas bioclásticas y margas; niveles brechoides** (28). La potencia del conjunto es variable, estimándose una máxima de 30 metros.

A techo de este conjunto, y en parte como paso lateral, se dispone un litosomo calizo de gran potencia. La facies mayoritaria que constituye este litosomo es de calizas (18). Su mayor desarrollo vertical se reconoce al sur de Arantzazu. Dentro del conjunto se pueden distinguir dos intercalaciones de **calizas impuras (arenosas)** (29). La potencia de la barra basal es de unos pocos metros. Está constituida por calizas impuras, algo arenosas, con zonas de margas o limolitas, y cierto aspecto brechoide; presenta fauna de corales. La barra de techo alcanza una potencia de 5 a 10 metros y está constituida por calizas arenosas, margas y limolitas e incluso se reconoce algún nivel arenoso.

Las características de este conjunto pueden reconocerse por las pistas que circundan la peña Aurrekoaitza. La potencia total del conjunto es difícil de estimar debido a las fallas que afectan al muro y al techo. No obstante se puede afirmar que la máxima potencia superaría los 400 metros.

Este litosomo calizo desaparece hacia el oeste pasando lateralmente a ortobrechas (minoritarias y restringidas al mismo borde) y a parabrechas y margas con bloques olistolíticos. Hacia el este también desaparece, pasando lateralmente a una compleja sucesión constituida mayoritariamente por parabrechas y margas (22) con grandes bloques olistolíticos. Entre ellas se intercalan algunos litosomos importantes constituidos fundamentalmente por calizas (12), con pequeños y aislados montículos arrecifales de calizas masivas (18), que pueden observarse excepcionalmente en cortes paralelos a la estratificación. Más hacia el este, en la entrada a las campas de Urbia, todo el conjunto

queda reducido finalmente a calizas (13) y calizas impuras (19).

Las características de la serie descrita pueden reconocerse por la pista que desde Arantzazu conduce a las campas de Urbia.

Independientemente, pero englobado en la serie de talud, aparece aún otro cuerpo calizo masivo de estructura monticular (Zabalaitz), cuyo perfil sugiere el crecimiento superpuesto de sucesivas formas monticulares. Las terminaciones olistolíticas laterales y el aspecto del contacto de muro hacen pensar en la posibilidad de que toda la masa sufriera cierto deslizamiento sinsedimentario a favor de la pendiente del talud general.

El litosoma calizo de Arantzazu presenta un techo irregular. Por un lado cabe destacar la existencia de ciertos apéndices muy llamativos en cartografía ("pinnacle-reefs" originales, posteriormente tectonizados?), que sugieren la existencia de un relieve calizo muy irregular cuando comenzaron a depositarse materiales lutíticos del Complejo Albocenomaniense. La existencia de bloques olistolíticos hacia la base de este complejo parece que lo confirma. Además, la presencia, al este de Beriotza y entre las peñas de Zabalaitz y Aitzlotze, de cuerpos de parabrechas calcáreas y margas (22) con grandes bloques olistolíticos, apunta en este sentido. Además, localmente en el cauce del río Arantzazu, en las cercanías del campo de fútbol, se ha reconocido un conjunto de unos 150 metros de potencia definido como **margocalizas, margas y lutitas** (30) constituido por margocalizas y margas oscuras algo arenosas y lutitas. Estas litologías tan singulares, y el hecho de presentar a techo algún nivel de parabrechas, parecen sugerir la coexistencia de edificios carbonatados y sus facies de talud con las primeras avenidas lutíticas deltaicas del Complejo Supraurgoniano.

2.2.3. Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano

Sobre los materiales urgonianos y en parte como paso lateral con el techo de los mismos, se dispone un potente conjunto terrígeno constituido por lutitas y areniscas que ocupan aproximadamente los dos tercios meridionales del cuadrante.

Se trata de materiales depositados por la progradación de un abanico deltaico de gran magnitud. La máxima potencia se alcanza en el centro del cuadrante: entre 2.500 metros y 4.000 metros. Este complejo está formado por litologías de granulometría muy variable (conglomerados, areniscas y lutitas) que 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 con un término definido como **argilitas y/o limolitas** (31). Se definen así aquellos términos con un claro predominio de las granulometrías más finas (lutitas). 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 grosera. 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 de la paleocuenca urgoniana que rellena: en el borde oeste apenas sobrepasa los 50 metros, mientras que en el depocentro se acerca a los 600 metros. Las características de este término pueden reconocerse a través de las numerosas pistas y arroyos que desde Arantzazu y Araotz conducen a distintos altos de la sierra de Urkilla.

Dentro de este término lutítico y a distintas alturas se intercalan con frecuencia paquetes de potencia métrica constituidos por

areniscas masivas y estratificadas; niveles conglomeráticos (32) y areniscas y lutitas (33) con entidad cartográfica.

Progresivamente hacia techo del término lutítico estas últimas intercalaciones son más frecuentes, de manera que de una forma gradual se pasa a un nuevo y potente tramo constituido por estas litologías.

En este tramo, las **areniscas y lutitas** (33) alternan en bancos centimétricos - decimétricos constituyendo paquetes de potencias métricas alternantes a su vez con paquetes con predominio lutítico (limolítico). El resultado es un término en el que, pese a ser las lutitas estratónómicamente mayoritarias, éstas y las areniscas aparecen en proporciones similares, sin predominio claro de ninguna de las dos litologías.

Las areniscas son en general de grano medio - fino, 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. Presentan además fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria ("slumps"). Las lutitas están compuestas por detríticos de tamaño de grano fino (argilitas y limolitas). En corte fresco ofrecen coloraciones oscuras, muy características, debido generalmente a la abundancia de materia orgánica, o derivados de la misma, que puede hallarse dispersa en la roca o formar niveles milimétricos - centimétricos (ocasionalmente decimétricos). Gran parte de ella se encuentra en avanzado estado de transformación, apreciándose a simple vista las zonas carbonosas (generalmente en forma de vitrinita). También se aprecian sulfuros dispersos o concentrados en pequeños nódulos que al meteorizarse, y debido a los procesos de oxidación, confieren a la roca tonalidades rojizas, muy peculiares.

Al igual que en el término anterior, la geometría de la cuenca urgoniana condiciona la variabilidad de las potencias. La máxima estimada es cercana a 600 metros.

Progresivamente hacia techo, el término va haciéndose más arenoso, mediante un aumento de la frecuencia y potencia de los niveles de arenisca. De esta manera, algunos niveles arenosos cobran entidad cartográfica y se definen con el término **areniscas masivas y estratificadas; niveles conglomeráticos** (32). Sus afloramientos originan la alineación de cimas de la sierra de Urkilla. Dentro de este término se incluyen tanto los bancos areniscos de potencia métrica, como los tramos con un claro predominio de estos bancos sobre litologías más finas. En general se trata de niveles polifásicos de potencia métrica de areniscas de grano medio - grueso o incluso muy grueso, mal organizadas y estratificadas, 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.

A esta altura, el Complejo Albocenomaniense se presenta como un término general de areniscas y lutitas en el que se intercalan distintos cuerpos areniscos que constan de uno o de varios bancos. La potencia de este tramo es cercana a los 500 metros. Existen varias pistas que parten desde las localidades situadas al sur de la sierra de Urkilla (Larrea, Ozaeta, Narvaja) que ofrecen cortes parciales de este tramo.

El techo del Complejo Albocenomaniense de nuevo vuelve a estar constituido por facies mayoritariamente lutíticas. Las características de este tramo son similares a las descritas para el tramo basal. A muro aún se reconocen algunas intercalaciones poco potentes de areniscas (32) o de areniscas y lutitas (33).

Otras intercalaciones reconocidas a esta altura tienen distinto carácter y son más bien

escasas. Se trata de **calcarenitas y calizas arenosas (niveles de abandono)** (34) estratificadas en bancos métricos con abundante fauna de corales, orbitolinas, ostréidos y otros bivalvos. Se consideran episodios de abandono de la actividad deltaica, con el consiguiente aumento de la influencia marina. Litológicamente pueden variar desde una calcarenita bioclástica hasta una caliza muy arenosa.

Relacionada con estos niveles, al noroeste de Elgea se localiza otra intercalación definida como **parabrechas calcáreas** (35). Se trata de un nivel de potencia métrica constituido por cantos irregulares de calcarenitas similares a los niveles de abandono, en una matriz lutítica.

La potencia del tramo lutítico es variable. En el borde este se calcula cercana a los 600 metros, mientras que hacia el oeste aumenta bruscamente, aunque es difícil de estimar por estar el término tectonizado y mal aflorado. Debido a sus características constituye un amplio valle, parcialmente cubierto por coluviales y aluviales procedentes de la sierra de Urkilla. Por esta razón sus afloramientos son escasos y ocasionales. A pesar de esto existen áreas (al pie de la sierra o alrededores de Elgea) en las que afloran con cierta frecuencia, pudiendo observarse sus características. Los cortes más continuos pueden establecerse por las pistas que desde Ozaeta, Hermua y Larrea (cuadrante de Salvatierra) conducen al pie de la sierra.

Coronando el techo del tramo lutítico terminal del Complejo Albocenomaniense, se reconoce un paquete de unos diez metros de potencia, constituido por **areniscas calcáreas y limolitas** (36). Este conjunto origina un pequeño relieve al norte de Barria (cuadrante de Salvatierra). Se trata de una alternancia de lutitas y estratos centimétricos a decimétricos de areniscas calcáreas fuertemente bioturbadas, con abundante materia orgánica y muy micáceas.

2.2.4. Cretácico superior

Se define así (RAT, 1959) un potente conjunto de diversos materiales carbonatados comprendidos entre el Cenomaniense superior y el Maastrichtiense.

A techo de los últimos términos lutíticos y areniscosos del Complejo Supraurgoniano y constituyendo la base del Cretácico superior se reconoce un complejo de materiales carbonatados al que se podría denominar como Alternancias Cenomanienses, equivalentes al "Flysch de Bolas" definido por CIRY Y MENDIZABAL (1949). Dentro del conjunto se han diferenciado tres términos con distintas características.

El término basal se ha definido como **limolitas carbonatadas y/o margas; ocasionales niveles calcáreos** (37). Se trata de un monótono conjunto de limolitas calcáreas grises que intercalan de forma aislada niveles centimétricos de calizas o margocalizas comúnmente nodulosas. El término presenta cierta variación lateral; hacia el este, el conjunto puede considerarse más margoso que limolítico. La potencia parece disminuir de oeste a este desde 200 a 100 metros. Este término aflora únicamente de forma aislada y puntual (p.e. al norte de Barria en el cuadrante de Salvatierra), no pudiendo establecerse ningún corte tipo.

El contenido faunístico encontrado consiste en: *Rotalipora montalvensis* MORNOD, *Rotalipora turonica thomei* HAGN y ZEIL, *Rotalipora cf. cushmani* MORROW, *Rotalipora appenninica* RENZ, *Rotalipora brotzeni* (SIGAL), *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI).

Progresivamente hacia techo las esporádicas intercalaciones de calizas y margocalizas nodulosas se hacen más frecuentes, llegando finalmente a constituir una alternancia de bancos "duros" y "blandos" característica del siguiente término, que se ha definido como **alternancia irregular de margocalizas o calizas nodulosas y margas o limolitas**

(facies indiferenciada) (38). La potencia se estima cercana a 50 metros. Puede reconocerse de forma aislada y puntual (cauce del río Barrundia y al norte de la sierra de Narvaja).

A techo y constituyendo el término basal de las "Calizas Turonienses", se reconoce un término de **margas, margocalizas y calizas; niveles eslampizados** (39). Es característico de este término, como del anterior, la presencia constante de fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria. Se trata de un conjunto en el que las litologías citadas alternan irregularmente en bancos de potencia decimétrica. Litológicamente algunos tramos se asemejan en ocasiones a los términos anteriores; no obstante, la ordenación en bancos duros y blandos no es aquí tan clara. La potencia del tramo es variable a causa del carácter discordante del contacto con los materiales suprayacentes, y oscila entre 150 - 200 metros.

Este término puede reconocerse, también de forma puntual, ya que sus afloramientos son escasos, en el cauce del río Barrundia y al norte de la sierra de Narvaja.

El contenido faunístico más característico es el siguiente: *Dicarinella algeriana* CARON, *Dicarinella cf. imbricata* MORNOD, *Marginotruncana marianosi* DOUGLASS, *Marginotruncana sigali* REICHEL, *Marginotruncana schneegansi* SIGAL, *Marginotruncana renzi* GANDOLFI, *Marginotruncana cf. coronata* BOLLI, *Marginotruncana cf. pseudolinneiana* PESSAGNO, *Praeglobotruncana praehelvetica* TRUJILLO, *Praeglobotruncana helvetica* BOLLI, *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, *Praeglobotruncana cf. stephani* GANDOLFI, *Whiteinella cf. brittonensis* LOEBLICH y TAPPAN.

En contacto discordante sobre las "Calizas Turonienses" se dispone un potente complejo de edad Coniaciense definido como **calizas laminadas y margas compactas** (40). Sus afloramientos originan los relieves de la sierra de Narvaja.

La litología dominante es de calcarenitas de grano fino, finamente laminadas. Las calcarenitas presentan una gran variedad en cuanto al contenido arcilloso. Así pues, es posible encontrar, entre términos puros y términos muy arcillosos (que presentan el aspecto de margas compactas), todos los términos intermedios que se quiera establecer.

El contenido faunístico encontrado es el siguiente: *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Spiroplectamina baudoviana* d'ORBIGNY, *Spiroplectamina longa* LALIKER, *Marginotruncana coronata* BOLLI, *Marginotruncana renzi* GANDOLFI, *Marginotruncana angusticarinata* GANDOLFI, *Marginotruncana sigali* REICHEL, *Marginotruncana marginata* REUSS, *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO, *Dicarinella cf. canaliculata* REUSS, *Hedbergella cf. hessi* PESSAGNO.

Las calcarenitas forman paquetes de potencia decimétrica - métrica, localmente arenosos, separados por minoritarios niveles de margas y margocalizas muy compactas. Los contactos entre las distintas litologías son generalmente graduales y transicionales, con frecuentes pasos laterales y verticales entre sí, determinados por progresivos aumentos y disminuciones del contenido arcilloso. Son frecuentes, sobre todo a muro, algunos niveles eslampizados y contactos intraerosivos. El conjunto aflora ampliamente, pudiendo establecerse un corte tipo por las pistas que, desde Narvaja y Arriola, conducen a la vertiente sur de la sierra de Urkilla.

2.3. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios ocupan una gran extensión en el cuadrante, aunque están prácticamente restringidos a la vertiente sur de la sierra de Urkilla.

Se han distinguido en cartografía los siguientes términos:

Depósitos aluvio - coluviales antiguos (41). Constituyen restos distales de amplios abanicos aluviales, en vías de desmantelamiento por el sistema aluvio - fluvial actual. Se localizan aisladamente al sur de la sierra de Urkilla.

Depósitos aluvio - coluviales (42). Pertenecen al ciclo actual de conos aluviales, que se nutren en parte de los depósitos previos de tipo (41). Este tipo de acúmulos llega a quedar en algunos casos aislado en depresiones kársticas (Degurixa), a punto de romper su conexión con el área - fuente terrígena y

mezclándose a lo largo del tiempo con los depósitos arcillosos residuales propios del karst.

Depósitos coluviales (43). Se trata de depósitos más o menos actuales, de carácter calizo, silíceo o mixto, originados por deslizamientos de ladera en zonas de elevada pendiente (oeste de Zaráia, sobre el valle de Bolívar, interior de la sierra de Urkilla, etc.).

Depósitos antropogénicos (44). Se encuentran restringidos a una pequeña escombrera en el área del barranco de Acebal, al sur de la sierra de Urkilla.

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 mútua.
- **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 área de trabajo aparecen materiales pertenecientes al Cretácico inferior y, en series discontinuas, a la base del 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 a sistemas deltaicos y de abanicos submarinos (Complejo Albocenomaniense 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 Albocenomaniense 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. Estas varían desde un simple cambio litológico brusco, hasta un "onlap" o solapamiento sobre un sustrato previa o simultáneamente estructurado, llegando incluso a ser paraconformidades o ligeras discordancias con fuerte pérdida de registro. Algunas de estas secuencias deposicionales 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 Ereza o formación Ernaga, GARCIA - MONDEJAR, 1982). En el momento del tránsito se desarrollan en algunas áreas pequeños biohermos de ostréidos o rudistas (ver por ejemplo la figura 3.6 y cuadrante de Zegama).

Analizado en el conjunto del Arco Vasco, el Complejo Purbeck - Weald presenta características de medio salobre a marino restringido, muy localmente 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 2.000 metros de materiales terrígenos en el corte de Areatza - Villaro (INGEMISA, 1982), o los más de 1.300 metros en la vertiente sur del monte Ganekogorta (GARCIA MONDEJAR y

GARCIA PASCUAL, 1982). Estas diferencias son el reflejo de una fuerte subsidencia diferencial, acompañada de influencia terrígena continental, en todo el área del Anticlinorio de Bilbao, mientras que Gernika constituía un paleoalto a salvo de la contaminación terrígena situado en una zona distal, más alejada de la línea de costa occidental y meridional purbeck - wealdense (ver figuras 3.1 y 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 (figura 3.3). Así, aparecen repetidamente series y ciclos de "lagoon" salobre en situación fronto - deltaica. En la sucesión 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 de secuencias de relleno de bahías inter - distributarias.

La evolución paleogeográfica no presenta una polaridad clara. En un medio de llanura de inundación o estuario lutítico salobre se dan áreas de "lagoon" carbonatado, y pequeñas cuencas palustres con lignito, en las que aparecen incluso huellas de pequeñas raíces. En ese escenario penetran cíclicamente lóbulos deltaicos o de desbordamiento de canales. Tan sólo al final del ciclo se manifiesta una tendencia transgresiva dibujada por la primera invasión marina del Cretácico, que llevará 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

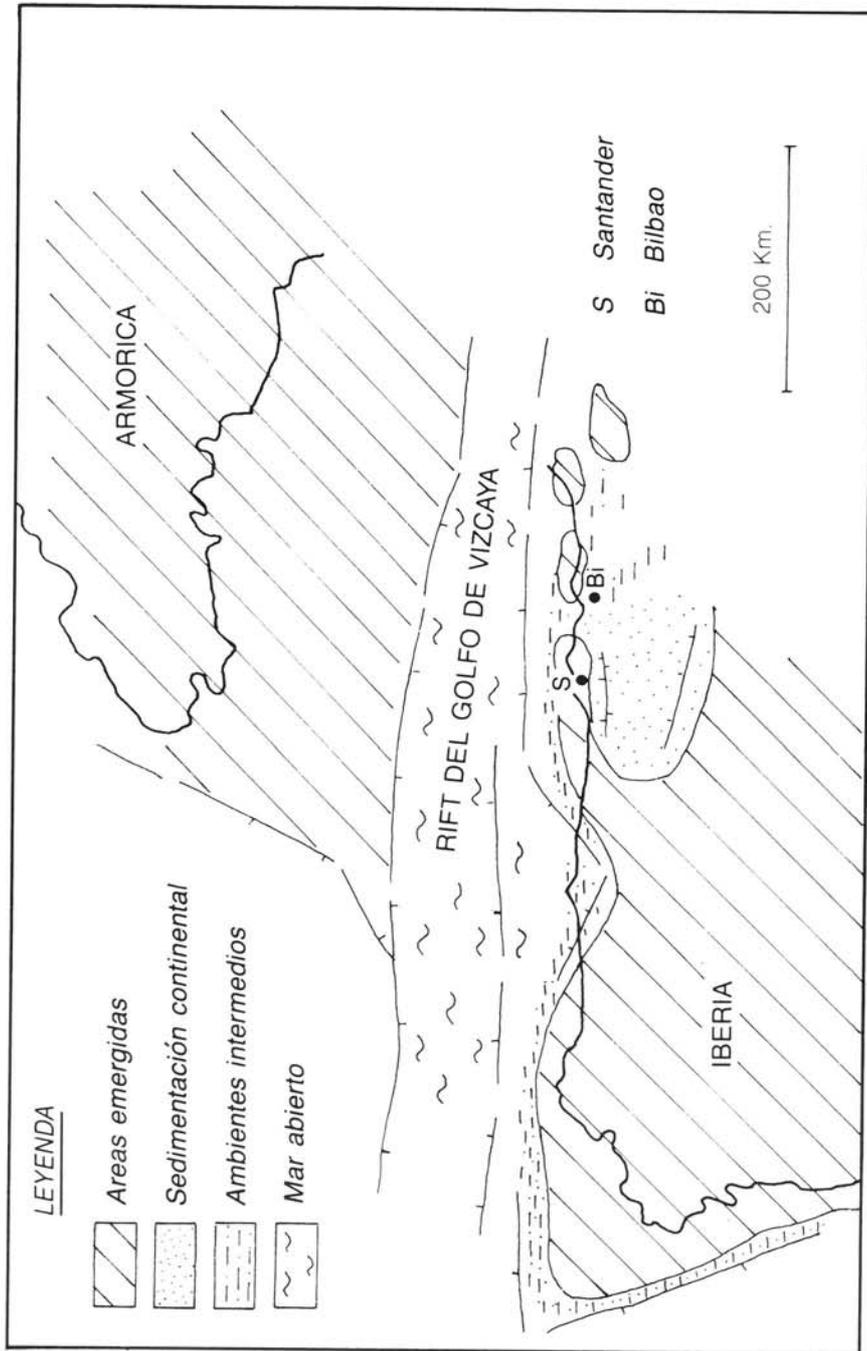
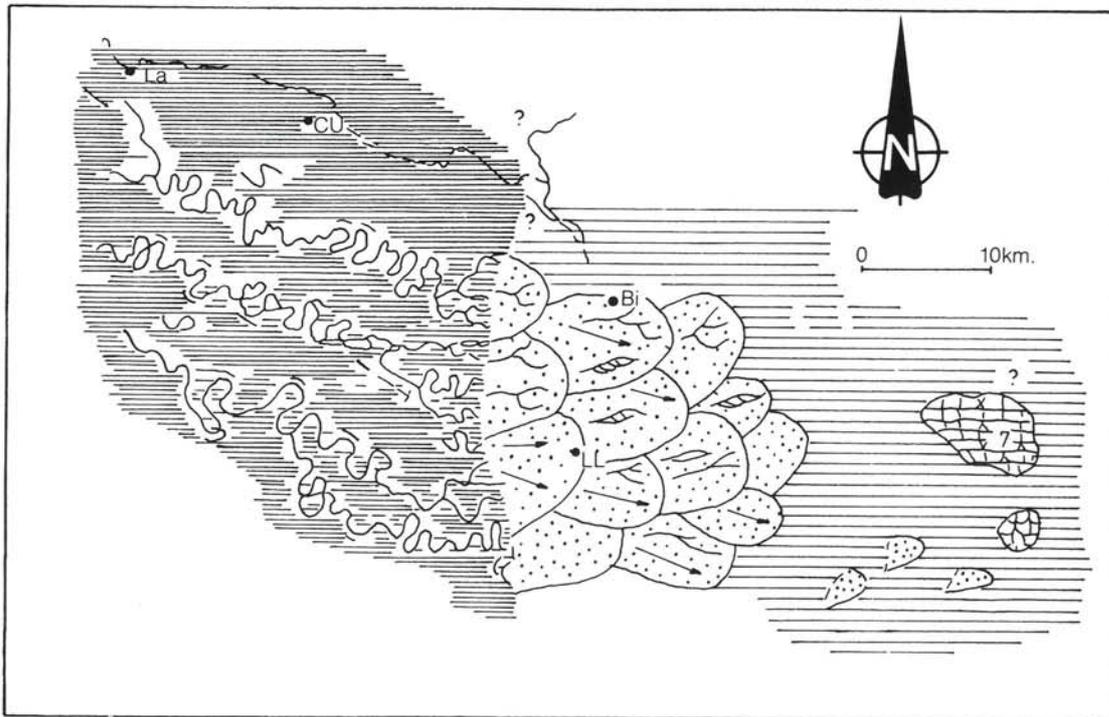
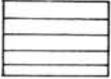
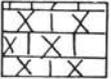
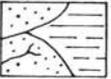


Figura 3.1.—Marco paleogeográfico imaginado para el Complejo Purbeck-Weald en la Cuenca Cantábrica. Tomado de INGEMISA, 1982.



- 
Continental fluvial (ríos meandriformes)
- 
Continental fluvial (llanura de inundación)
- 
Continental lacustre (depósitos arcillosos)
- 
Continental lacustre (calizas con laminación de algas)
- 
Continental lacustre (areniscas deltaicas)
- 
Paleocorrientes medidas

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

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).

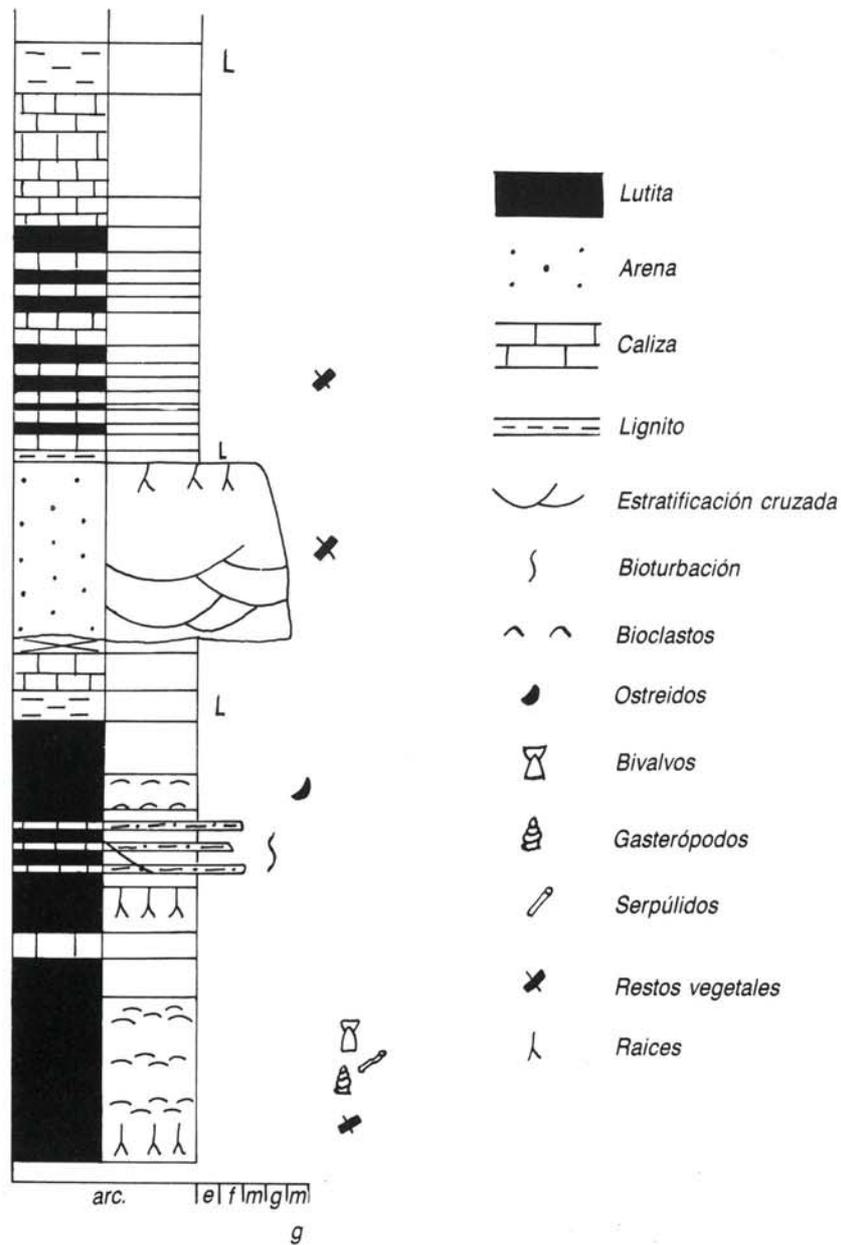


Figura 3.3.—Diagrama esquemático de la "Unidad 4" de la sucesión de "Vale Verde", según WRIGHT (1985).

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 se dan con más frecuencia en los edificios arrecifales es el "reef mound" o montículo arrecifal micrítico. 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 (ver figura 3.4 C y D). Los montículos suelen aparecer preferentemente marcando frentes locales de plataforma, de manera que atestiguan diferencias batimétricas de rango muy variable en el fondo marino.

Para el Ciclo Urgoniano se han diferenciado un total de tres secuencias deposicionales, que serán descritas a continuación, en alguna de las cuales ha sido necesario diferenciar subsecuencias (figuras 3.4 y 3.5).

El desarrollo de calizas en el entorno del cuadrante fue incipiente en el Aptiense inferior (1.^a secuencia deposicional urgoniana; ver cuadrante de Legutiano; barras basales en Zegama, figura 3.6), creciente en el Aptiense medio - Albiense inferior (2.^a secuencia, litosomos principales de Aitzgorri y Zaraia) y verdaderamente espectacular en el Aptiense terminal y Albiense superior (3.^a secuencia, correspondiente a la formación de grandes taludes en Aitzlotze, Arantzazu y Andarto).

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 (cuadrantes de Zegama y Beasain), con facies carbonatadas

someras en las que se desarrollaron inicialmente y de forma esporádica colonias de ostréidos, 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 Idiazábal en el cuadrante de Legutiano, parcialmente interpenetrada con las calizas de Zaraia) y al sureste (áreas de Anarri e Iturrigain, cuadrante de Asparrena).

Durante la segunda secuencia, las alternancias de ambientes con mayor y menor contaminación margosa (S2, en la figura 3.4) 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 litosomo de Aitzgorri en bancos arrecifales, como el de Zaraia, y cuencas restringidas "intra - plataforma" donde se depositan primero las margas de Urbia (S2₂) y posteriormente las series de talud de Arantzazu y Andarto y las margas de Araotz (S3). Ambas series margosas de cuenca están separadas por un episodio generalizado de crecimiento calizo, representado por el litosomo lenticular de Orkatzategi con grandes montículos progradantes en general hacia el oeste.

Los tránsitos laterales entre las series son muy bruscos (figura 3.4 A - D), respondiendo al esquema general tecto - sedimentario urgoniano que se plasma en la figura 3.7.

Mientras los bancos arrecifales crecían en Aitzgorri, en los sectores de Anarri y Etxegarate (cuadrante de Zegama: ver figura 3.5) se iban formando escalones de profundidad creciente hacia el noreste (figura 3.8), 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

Figura 3.4.—Esquema cartográfico simplificado del complejo arrecifal de Aitzgorri, con indicación de secuencias, subsecuencias, y su correlación a través de las margas de Araotz. Observense los bruscos tránsitos laterales y la disminución de potencia al sureste.

A - Esquema general del Complejo.

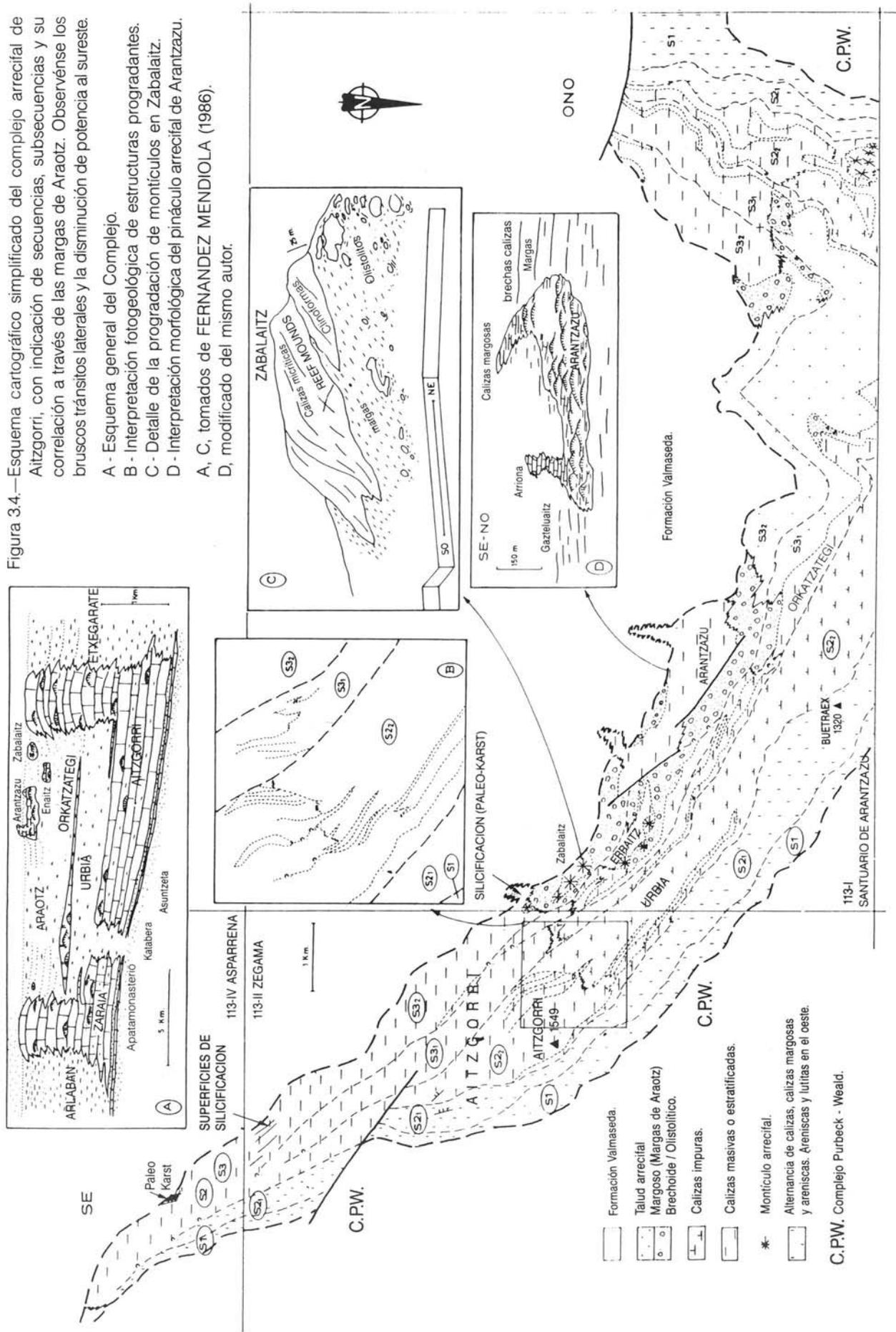
B - Interpretación fotogeológica de estructuras progradantes.

C - Detalle de la progradación de montículos en Zabalaitz.

D - Interpretación morfológica del pináculo arrecifal de Arantzazu.

A, C, tomados de FERNANDEZ MENDIOLA (1986).

D, modificado del mismo autor.



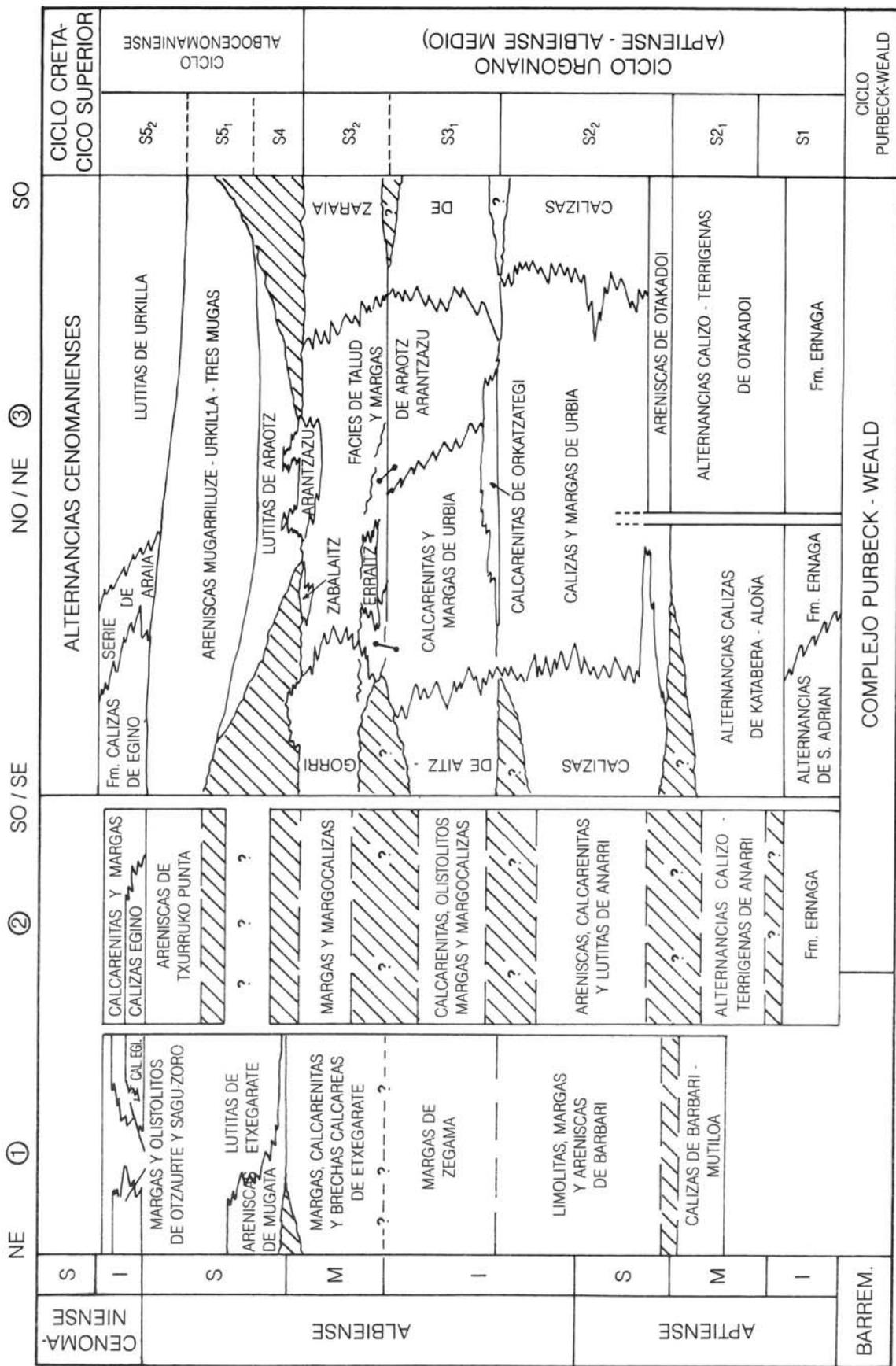


Figura 3.5.—Organización y distribución secuencial en el Cretácico inferior del área de trabajo.

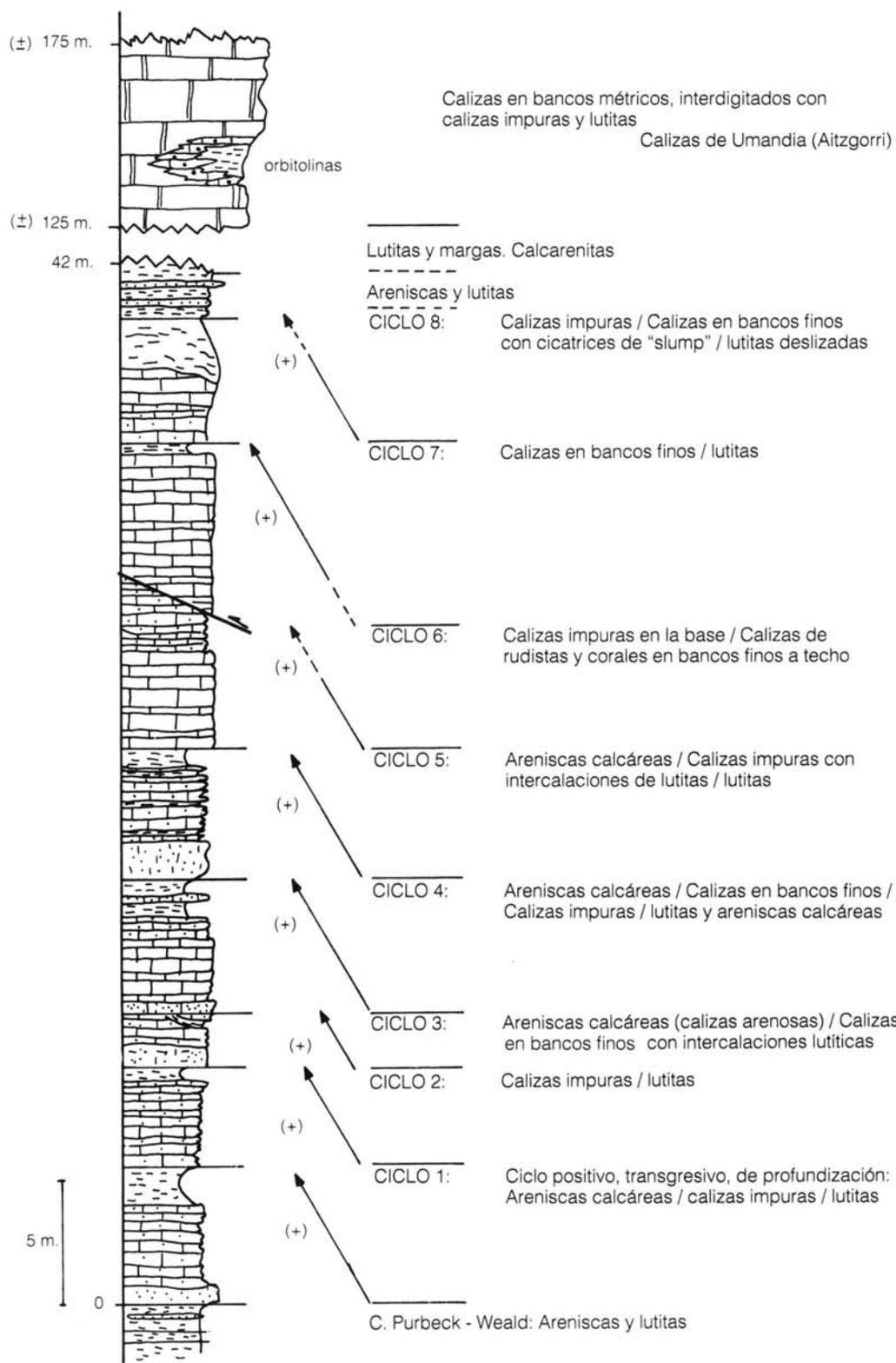


Figura 3.6.—Sucesivos ciclos positivos que conforman una macro-secuencia negativa (secuencia 1 del texto) en la base de las calizas de Umandia (Aitzgorri).

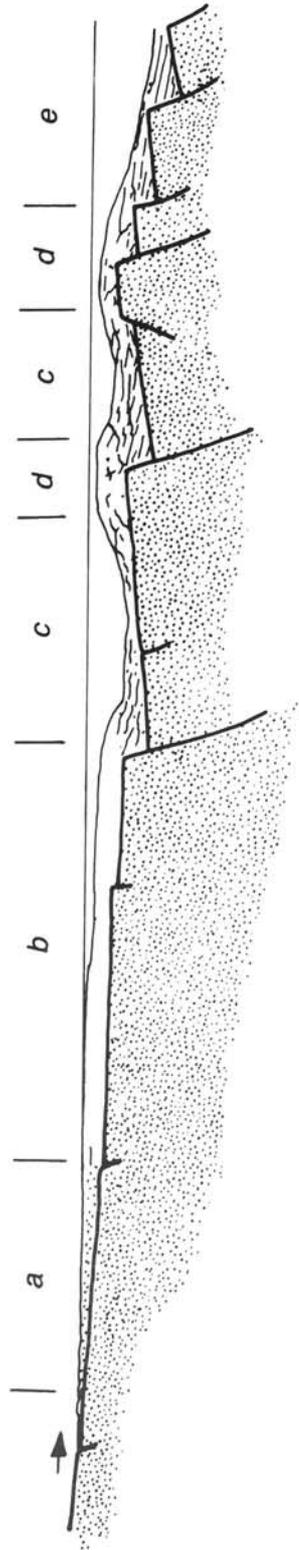
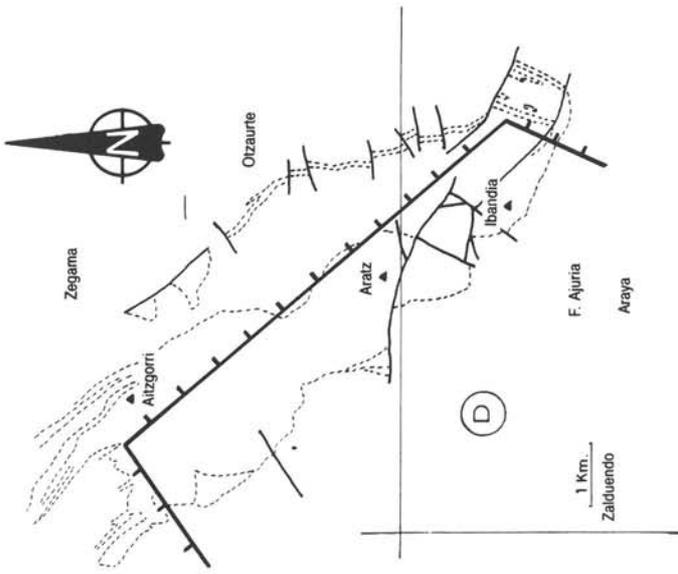


Figura 3.7.—Esquema general del funcionamiento tectosedimentario urgoniano:

- 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).



- 1.-Lagoon submareal mixto: terrígeno-carbonatado
- 2.-Parches arrecifales de rudistas y corales
- 3.-Eje terrígeno continental
- 4.-Bajíos terrígenos
- 5.-Expansiones microdeltaicas (mareales?)
- 6.-"Crevasse-Splays"
- 7.-Flampa-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

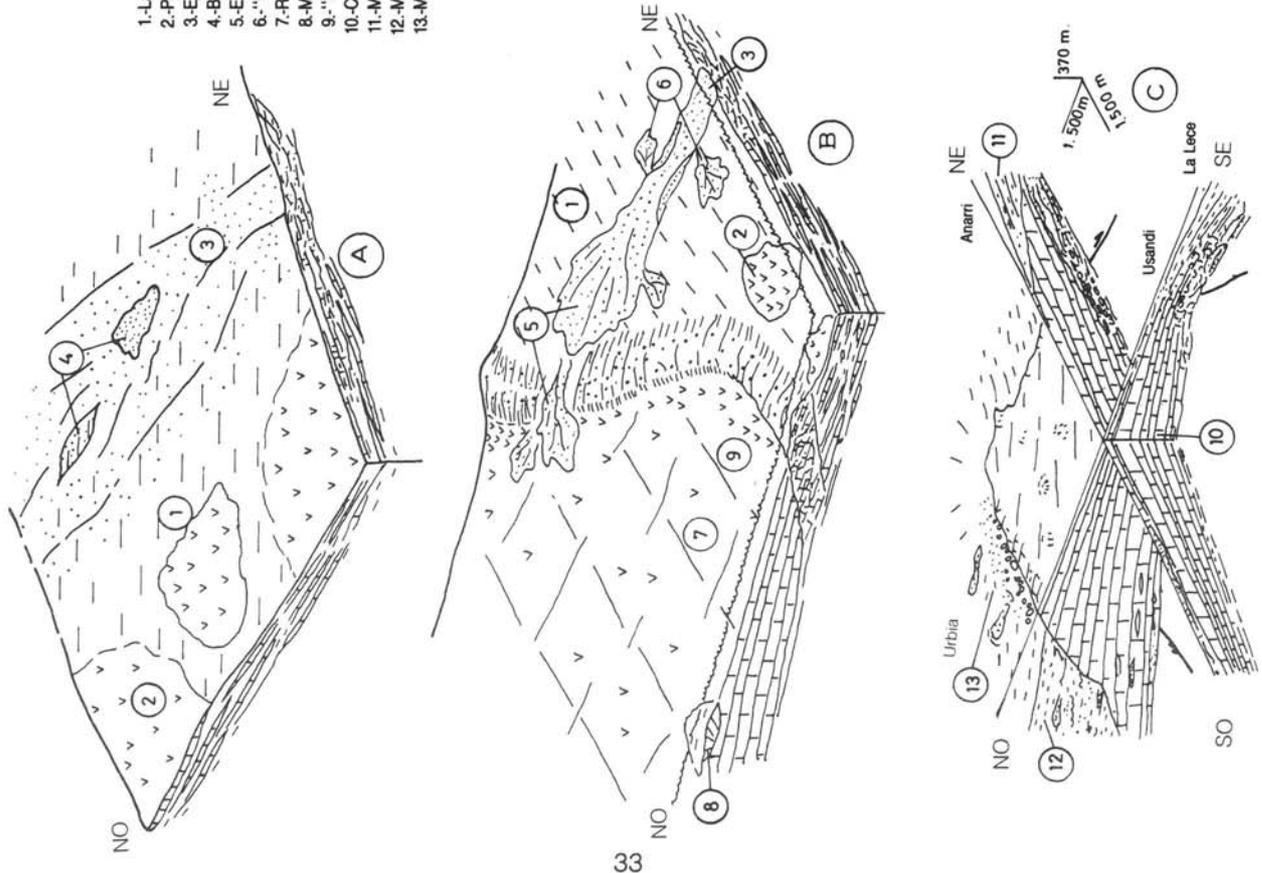


Figura 38. —

- (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 tectostratigráfica 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 noreste y sureste.
- (D) Probable situación de las fallas de zócalo con actuación sinsedimentaria. Las líneas rectas marcan los límites aproximados de los cuadrantes.

como bloques calcareníticos desplomados por la pendiente (figura 3.9). El área principal de acumulación de los elementos alóctonos es el surco de Zegama, limitado por umbrales y fallas sinsedimentarias.

Por otro lado, el límite occidental del banco de la sierra de Aitzgorri viene marcado por un abanico deltaico arenoso y conglomerático separado de aquél por el accidente sinsedimentario de Bolibar (cuadrante de Legutiano), que pertenece al sistema del accidente de Mondragón, y que tuvo influencia al menos durante el lapso urgoniano. Las incipientes entradas deltaicas que se manifiestan en Zaraia adquieren su mayor entidad durante el tránsito Aptiense - Albiense e invaden, en una nueva pulsación tectosedimentaria, el banco de Zaraia por última vez. El subsiguiente levantamiento del área trae consigo una nueva somerización y la aparición en Alabita de posibles paleokarsificaciones y canales rellenos de sedimentos brechoides.

En los últimos estadios del 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 Zaraia, Arantzazu, Zabalaitz y Erraitz (ver figura 3.4. 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, donde se intercalaban rítmicamente en la serie margosa. Simultáneamente, otros flujos de derrubios se deslizaban también desde Zaraia hacia el oeste, acumulándose en el área de Urkulu, en el límite con el cuadrante de Legutiano.

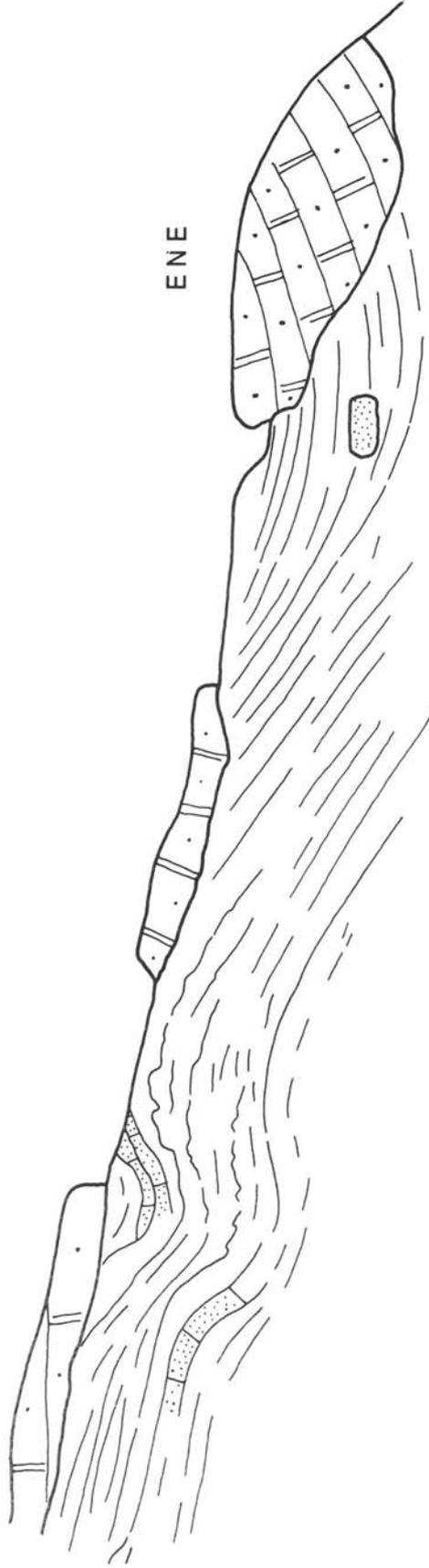
Al terminar la época de máximo desarrollo tiene lugar el comienzo de la decadencia del sistema arrecifal. En los últimos estadios de crecimiento del gran edificio de Aitzgorri y de los

bancos secundarios de Arantzazu, Zabalaitz y Erraitz, 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 Valmaseda), 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 esencialmente carbonatada. Las calizas de rudistas se dispusieron en áreas de menor subsidencia relativa, a cubierto de la contaminación terrígena continental que invadía la cuenca. Las áreas de tránsito entre altos y surcos paleogeográficos están marcadas por la abundancia de fenómenos de inestabilidad gravitatoria ("slumps" y flujos de barro y derrubios).

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 las calizas) y surcos (donde lo hicieron los terrígenos), en respuesta a una tectónica de bloques que dejó partes del fondo marino dentro de la zona fótica y otras por debajo de la misma (figura 3.7). A esta acción tectónica se agregó la originada por movimientos halocinéticos de la sal triásica,

OSO



ENE

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

Figura 3.9.—Truncaciones por desplome de calcarenitas masivas (encrinitas) sobre una serie margo-calcarenitica previamente "estumpizada".

Esquema realizado a partir de foto, zona de Aldabide.
Dimensiones aproximadas de la sección: 250 m. X 40 m.

como en el sector sureste del litosoma de Aitzgorri y en otros muchos del entorno (Eskubaratz, Dima, Gernika, Ugao-Miraballes...). 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; GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL, 1982), contribuyendo decisivamente a la localización de facies de calizas y a la creación de taludes en sentido radial.

Los datos sedimentológicos del episodio urgoniano llevan a considerar, por todo lo anteriormente expuesto, que las estructuras más importantes del arco plegado vasco, el Sinclinorio de Bizkaia y el Anticlinorio Nord - Vizcaíno, y quizá en menor medida el Anticlinorio de Bilbao, en el que se encuadra la zona 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 ALBO - CENOMANIENSE o SUPRAURGONIANO (Albiense medio - Cenomaniense medio)

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

En su encuadre regional, los materiales albocenomanienses de la formación Valmaseda presentan caracteres deltaicos, estando además situados entre las facies fluviales de la formación Utrillas al sur y las formaciones de Zufía y Eguino (plataformas terrígeno - carbonatadas) y Durango (talud terrígeno) al norte. La distribución paleogeográfica regional esta representada en la figura 3.10.

El Ciclo Albocenomaniense viene a situarse generalmente en "onlap" sobre los relieves arrecifales urgonianos, lo que implica hiatos locales en la sedimentación (figura 3.5). Este es el caso de la zona objeto de este estudio, a techo de la formación Aitzgorri. Dentro del cuadrante se observa una notable reducción de potencias hacia el ESE y ONO en los tramos basales de la formación Valmaseda, 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 Eguino, en los cuadrantes de Zegama y Asparrena.

En este cuadrante la formación Valmaseda se puede dividir en tres tramos, según se muestra en la figura 3.5. 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 los umbrales arrecifales en ambos márgenes del surco urgoniano del mismo nombre, provocando la muerte de las comunidades biológicas en los arrecifes y pináculos de Zaráia, Arantzazú y Aitzlotze. Los canales areniscosos, con su amplitud creciente, dibujan el relleno paulatino del surco. La segunda secuencia (S5) tiene dos partes: 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 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 3.5) las que logran atravesar el umbral y sepultan definitivamente los arrecifes albienses. Las paleocorrientes medidas en el extremo sureste (cuadrantes de Zegama y Asparrena) muestran una gran unidireccionalidad, indicando una dirección de aporte hacia el norte y noreste (figura 3.11).

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 calcareníticos y arenosos (área de Elgea), hasta biostromos o biohermos hectométricos de corales y rudistas (calizas de la formación Eguino).

Así pues, los materiales deltaicos de procedencia meridional (formación Valmaseda) primeramente rodean y luego terminan por sobrepasar la barrera caliza de Aitzgorri, cayendo por sucesivos escalones (básicamente los mismos umbrales urgonianos) hasta el surco de Zegama. Parece apuntarse que los principales abanicos terrígenos se localizan sobre altos urgonianos (Umandia, Zاراia, 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 por 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 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 Valmaseda. Enorme subsidencia generalizada.
- 4.—Ligera actuación de los altos de Zاراia - Maturana, Gazteluberri - Otzaurte y Aitzgorri - Eguino (Cenomaniense);

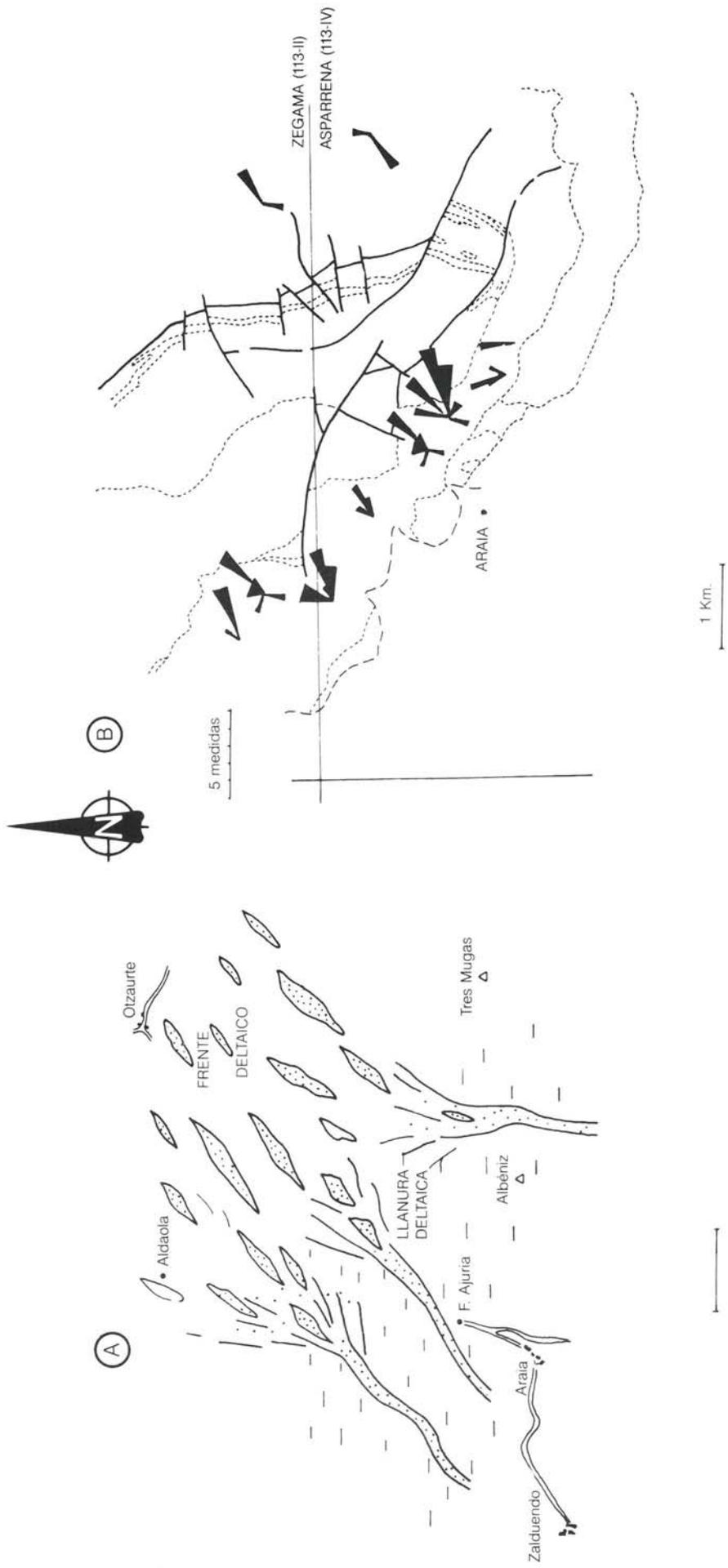


Figura 3.11.— (A) Interpretación paleogeográfica del sistema deltaico de la formación Valmaseda. (B) Esquema de paleocorrientes para dicha formación al norte de Araia. Base geológica MAGNA. Reproducido de IGME - CADEM (1985).

cuadrantes de Zegama y Asparrena): 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 Valmaseda 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 superior - Campaniense)

El Cretácico superior del cuadrante y su entorno se encuadra dentro del denominado Surco Alavés (figura 3.12 B), con más de 4.500 metros de espesor de sedimentos margosos y calizo - arcillosos en facies nerítico - pelágicas. El surco de Salvatierra, en cuyo margen norte se encuentra situado el cuadrante, es, junto con el de Vitoria, una de las depresiones subsidiarias, rodeadas por umbrales paleogeográficos (N, NO, NE, S y SE) al parecer de origen diapírico. Hacia el sur y el oeste de los surcos existió una plataforma poco subsidente, con sedimentos carbonatados de facies someras.

Los materiales del Cretácico superior que afloran en el cuadrante abarcan un lapso comprendido aproximadamente entre Cenomaniense superior y Coniaciense inferior. Lo cubierto del área y la fuerte tectonización a la que ha sido sometida dificultan el reconocimiento de los materiales en el campo y, en mayor medida, la diferenciación de las secuencias.

El Cretácico superior en el entorno del cuadrante se estructura en cinco secuencias deposicionales. Estas se encuentran separadas por discontinuidades (figuras 3.13 y 3.14), que en el Cenomaniense y Turoniense suponen

una fuerte pérdida de registro sedimentario, mientras que en el Senoniense, escasamente representado en el cuadrante, se trata más bien de solapamientos con hiatos crecientes hacia los bordes del surco de Salvatierra. Los materiales presentes abarcan las dos primeras secuencias (S6 y S7), muy reducidas, y parte de la base de la S8.

Durante el depósito de la **secuencia S6** tiene lugar un aumento de la batimetría en el área, lo que trajo consigo un gran incremento de la influencia marina; de esta forma se depositaron materiales propios de plataforma externa. Simultáneamente con la sedimentación tenían lugar movimientos tectónicos en el fondo marino que provocaban inestabilidad y deformaciones en los sedimentos sin consolidar, llegando incluso a deslizarse por las pendientes hacia depresiones locales. Así, algunos términos como las areniscas calcáreas basales se encuentran concentrados preferentemente en los surcos locales de Ozaeta y Luzuriaga (figura 3.14 A), mientras que no siempre se preservaron en los altos adyacentes. La tendencia transgresiva o de profundización que se da en el área se ve truncada, hacia el inicio del Turoniense, por un levantamiento del fondo que creará el alto complejo de Maturana. Sobre sus flancos se apoyarán en "onlap" los materiales de la siguiente secuencia, llegando incluso a desaparecer localmente.

Los principales afloramientos de la **secuencia S7** se localizan en su práctica totalidad en los cuadrantes de Murgia y Legutiano, limítrofes con el de Santuario de Arantzazu por el oeste. Relictos de escasa potencia se encuentran en este área (surco de Luzuriaga).

Sobre la discontinuidad basal de la secuencia se depositaron sedimentos de plataforma medio - distal con signos de inestabilidad sinsedimentaria. Corresponden a facies de talud equivalentes a las calizas turonienses situadas al este del diapiro de Murgia. Así pues, en el entorno del alto de Maturana la serie

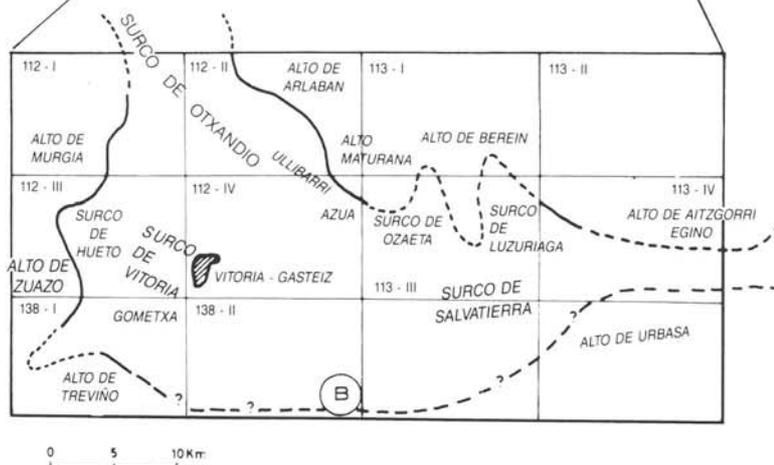
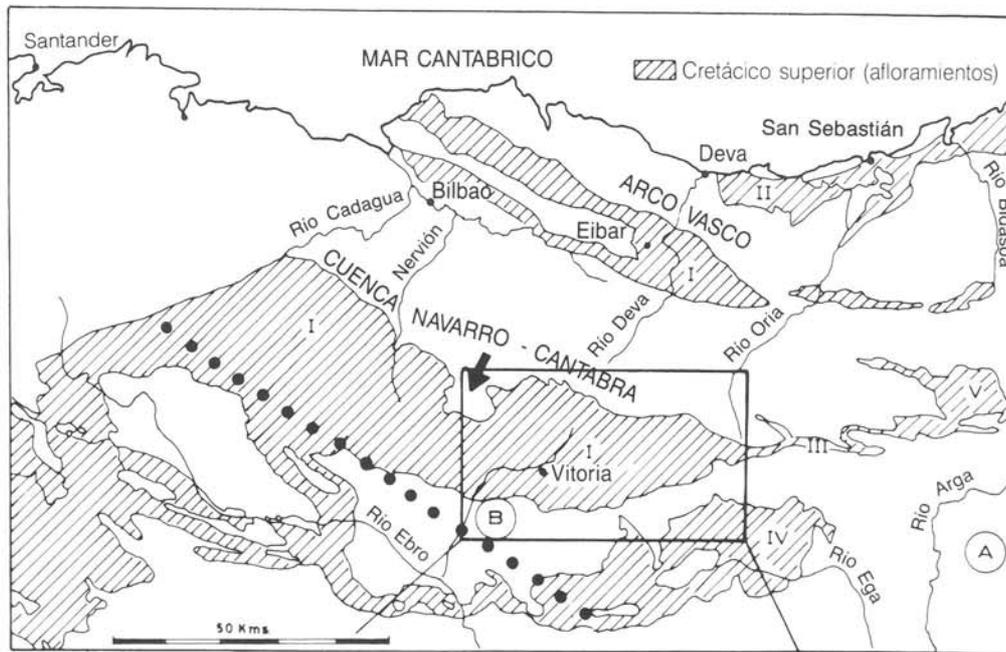
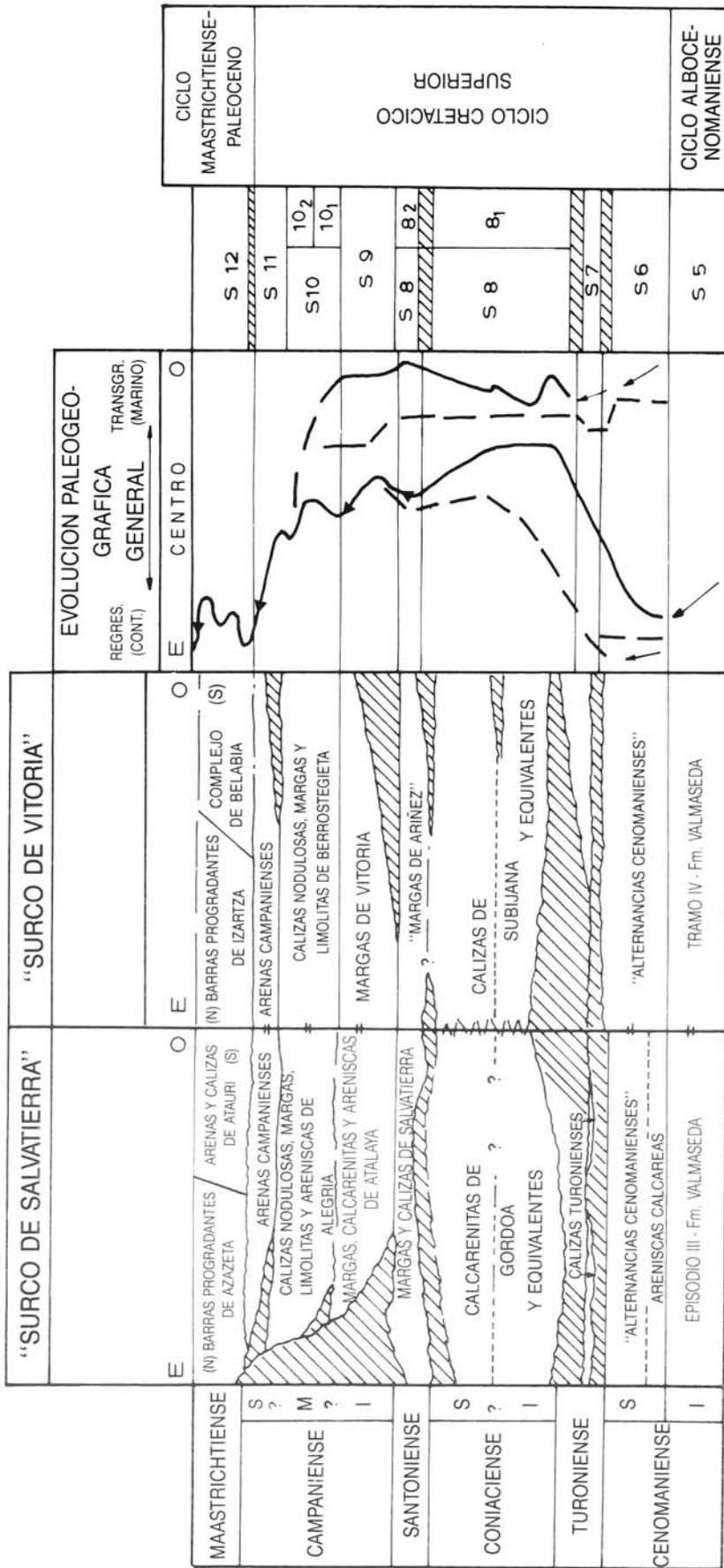


Figura 3.12.— (A) Situación regional de los surcos de Vitoria y Salvatierra con respecto a los afloramientos del Cretácico superior en la Cuenca Cantábrica oriental. La línea de puntos gruesos indica el límite septentrional del área costera o de transición (modificado de AMIOT, 1982).
 (B) Localización y geometría de los surcos y de los altos o umbrales paleogeográficos que las rodean y que funcionaron en el Cretácico superior, dentro del área de referencia del estudio. Se incluye toponimia que se cita en el texto.



Discontinuidad estratigráfica.  Hiato erosivo o no - deposicional.

Figura 3.13.—Distribución de ciclos y secuencias en el surco de Salvatierra. Comparación con el surco de Vitoria. Inicialmente las dinámicas transgresivas y regresivas locales eran diferentes por sectores (actividad de los umbrales). A lo largo del Campaniense se uniformizan las distintas tendencias.

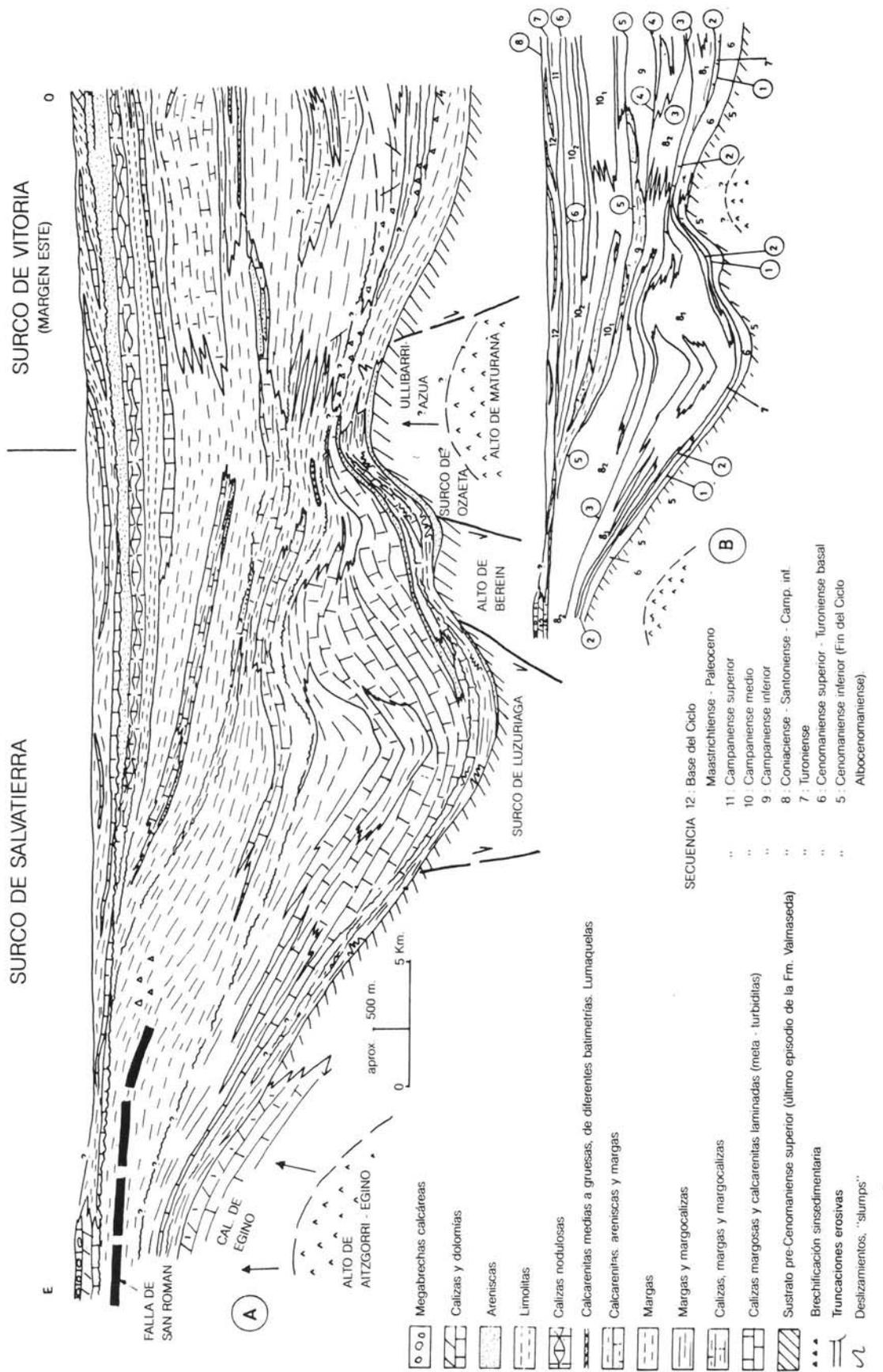


Figura 3.14.— (A) Esquema estratigráfico general del surco de Salvatierra y su enlace con el surco de Vitoria a través del umbral o alto de Maturana. (B) Distribución de discontinuidades (números rodeados con un círculo) y secuencias deposicionales, tal como se describen en el texto.

turoniense se dispuso en "onlap" transgresivo sobre el Cenomaniense basculado y fue posteriormente erosionada (o no llegó a depositarse) a partir del Turoniense superior.

Posteriormente, en el Coniaciense inferior, se deposita la base de la **secuencia S8** (S8₁). En esta época tiene lugar una transgresión

pulsante con episodios regresivos poco acentuados, limitados al alto local de Berein (figura 3.14) y simultáneos con la regresión en los umbrales diapíricos de Murgia y Zuazo. A continuación, y fuera ya del ámbito del cuadrante, se reanudó la dinámica transgresiva generalizada hasta el Santoniense - Campaniense inferior.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los materiales aflorantes en la hoja de Santuario de Arantzazu pertenecen a dos unidades diferentes. En el ángulo noreste afloran escasamente materiales del Cretácico inferior pertenecientes a la Unidad de Oiz. El resto del cuadrante está ocupado por materiales del Cretácico inferior y Cretácico superior pertenecientes a la Unidad de Yurre + Gorbea.

El límite entre estas unidades lo constituye un accidente de importancia regional conocido como falla de Bilbao - Alsasua (figura 4.1). En este cuadrante la falla lleva una dirección aproximada N 130° E. Aunque no se reconoce su plano se le supone muy verticalizado o con fuertes buzamientos al sur. En su proximidad se originan ciertas perturbaciones tectónicas como verticalización e incluso inversión de la serie.

Este accidente ha tenido al parecer una actuación compleja y continuada 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. Durante este tiempo, el 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, durante la última fase de la Orogenia

Alpina, supone una zona de debilidad que permite la génesis de un cabalgamiento de vergencia noreste, 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 aflora en el cuadrante contiguo del norte y que ha sido puesta de manifiesto en el sondeo Aitzgorri - 1.

UNIDAD DE OIZ

La Unidad de Oiz está constituida en este cuadrante por una sucesión monoclinial normal de materiales cretácicos, de dirección N 140° - 150° E, buzantes al suroeste, únicamente afectada por suaves inflexiones.

Hacia el norte del cuadrante se desarrolla un sistema de fallas paralelo a la falla Bilbao - Alsasua. Son fallas muy verticalizadas o que presentan fuertes buzamientos al sur, con un juego principal de falla inversa de poco salto, y probablemente asociadas genéticamente a la falla principal de Bilbao - Alsasua.

En las cercanías de las fallas se originan pliegues asociados de dirección N 135° E. Estos pliegues son suaves en las zonas más externas y pasan a apretados, con flancos verticalizados o incluso invertidos, en las proximidades de las fallas.

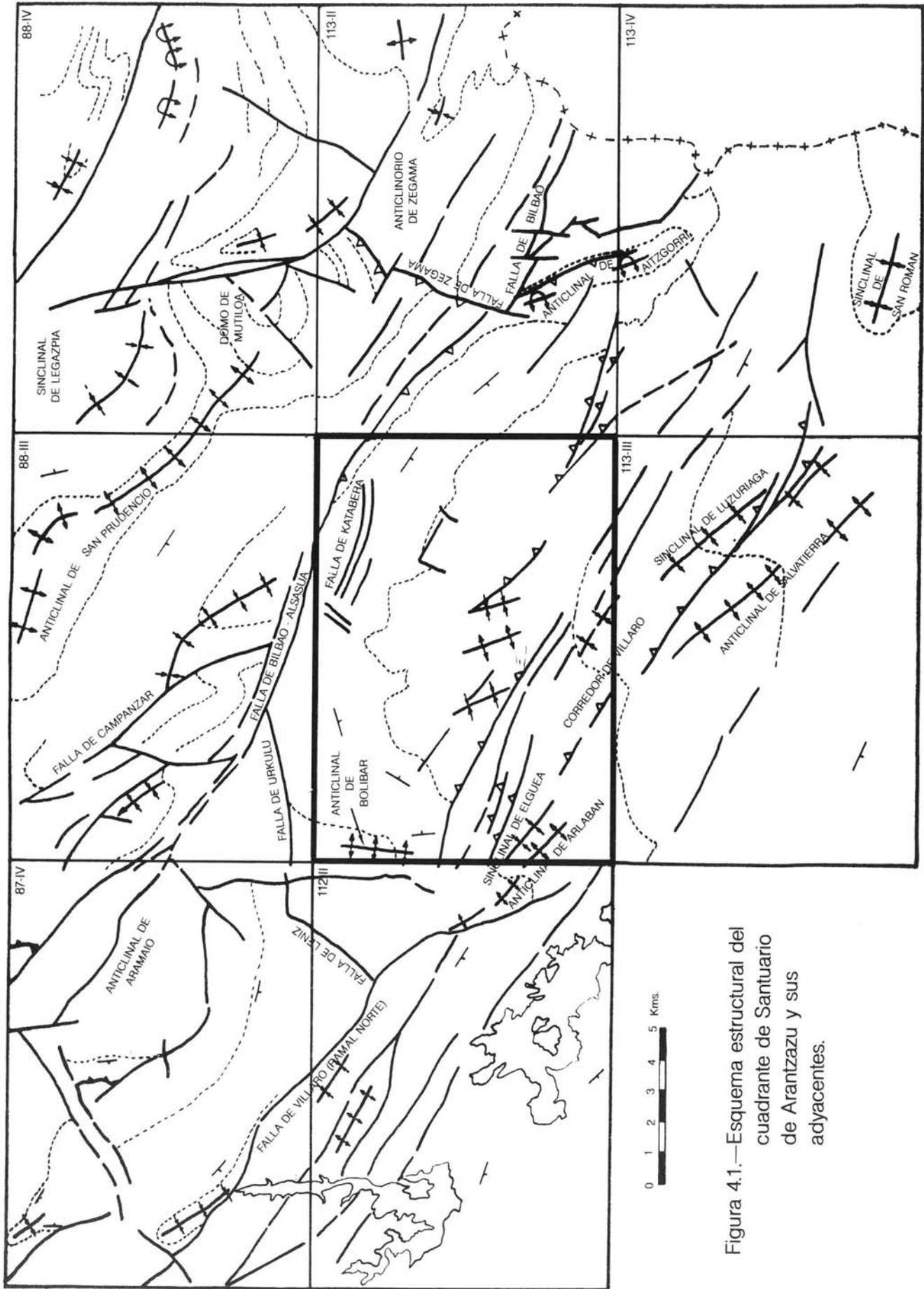


Figura 4.1.—Esquema estructural del cuadrante de Santuario de Arantzazu y sus adyacentes.

UNIDAD DE YURRE + GORBEA

La Unidad de Yurre + Gorbea ocupa la mayor parte del área considerada. En otros cuadrantes contiguos 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.

A pesar de que la falla de Villaro (o al menos el corredor de fracturas asociadas) se reconoce con claridad en este área, no se puede considerar como un límite formal que separe unidades. Por esta razón las unidades de Yurre y Gorbea, individualizadas en otros cuadrantes, se consideran aquí como una sola unidad.

La Unidad de Yurre a escala regional coincide con el núcleo del Anticlinorio de Bilbao, y constituye un bloque con una tectónica muy compleja originada por la interferencia de estructuras de tipo regional N 120° E con otras estructuras posteriores, generadas por los movimientos de cizalla de las fallas que la limitan.

En este cuadrante, a grandes rasgos, el bloque comprendido entre la falla o corredor de fallas de Villaro y la falla de Bilbao - Alsasua puede considerarse como la continuación de la Unidad de Yurre, que constituye aquí una serie monoclinial muy potente y poco tectonizada que buza suavemente hacia el suroeste. La tranquilidad tectónica que caracteriza a esta unidad en el cuadrante se ve perturbada en varias zonas. Hacia el noroeste del cuadrante se aprecia una suave inflexión de las capas, que llegan a disponerse en dirección N 10° - N 20° E, constituyendo así el flanco este de una macroestructura anticlinal suave conocida como **anticlinal de Bolibar**. Dicha estructura, cuyo eje lleva una dirección N - S y buza suavemente al sur, presenta en el cuadrante contiguo de Legutiano su flanco oeste. Las zonas de charnela y núcleo son parcialmente reconocibles en el

mismo borde oeste del cuadrante; en el se aprecian, cuando los recubrimientos cuaternarios lo permiten, fallas y estructuras menores N - S algo más apretadas.

Hacia el sur, en la intersección del anticlinal de Bolibar y el corredor de fallas de Villaro, se reconocen estructuras de interferencia. Este es el caso de una suave estructura anticlinal, de flanco norte horizontalizado y flanco sur algo más inclinado (genéticamente ligada al movimiento inverso del ramal norte de la falla de Villaro), que se reconoce al norte de Elguea. El eje (N 110° E) de esta estructura buza aquí suavemente al este mientras que en el cuadrante contiguo de Legutiano buza en sentido contrario, conformando en conjunto una estructura domo anticlinal. Más hacia el oeste, en ese mismo cuadrante, se reconoce la estructura en cubeta subsecuente.

Otra zona con ciertas perturbaciones tectónicas se reconoce al norte del cuadrante, en las proximidades de la falla Bilbao - Alsasua. En la ladera sur de los altos de Buetraex y Katabera se desarrolla un sistema de fallas inversas (**falla de Katabera**) de dirección aproximada E - O, subverticales o con cierta vergencia al sur. Estas fallas, que al parecer controlan las mineralizaciones de Pb - Zn de Katabera, podrían considerarse como simples estructuras retrovergentes originadas por el avance del cabalgamiento de la Unidad de Yurre + Gorbea sobre la Unidad de Oiz, o bien como estructuras secundarias generadas como consecuencia de la componente de desgarre que tiene este accidente.

Al sur de lo que constituiría la Unidad de Yurre y en el ámbito del corredor tectónico de Villaro, como consecuencia quizá de movimientos de desgarre entre los distintos bloques individualizados, se origina a lo largo de la sierra de Urkilla un sistema de pliegues muy suaves, de ejes N 150° E, que buzan ligeramente al sur.

En la zona más suroriental del corredor tectónico de Villaro se reconoce parcialmente el cierre periclinal de una gran estructura

sinclinal N 130° - 150° E, desarrollada ampliamente en el cuadrante contiguo de Salvatierra y conocida como sinclinal de Luzuriaga. El corredor de fallas afecta sobre todo al flanco norte, originando verticalizaciones o incluso inversiones locales de la serie, así como numerosas estructuras menores (pliegues e inflexiones), como respuesta a los movimientos de desgarre de los distintos bloques individualizados.

Al sur del corredor tectónico de Villaro, en las proximidades de Elguea, se reconocen parcialmente los cierres perianticlinales muy tectonizados de dos grandes estructuras, anticlinal y sinclinal, desarrolladas ampliamente en el cuadrante contiguo de Legutiano y conocidas como **anticlinal de Arlabán** y **sinclinal de Elguea**. A escala regional se manifiestan como pliegues de ejes N 130° - 150° E, buzantes al sureste, que están afectados por el sistema de fallas de Villaro.

En este cuadrante la **falla de Villaro** se manifiesta como un amplio corredor de fallas verticales que entran en dirección NO - SE por el límite oeste de la hoja, entre la localidad de Elguea y la depresión de Alabita, y se continúa hacia el ángulo sureste del cuadrante afectando fundamentalmente a materiales del Albien superior y del Cretácico superior. Aunque estos accidentes están muy verticalizados,

algunos de ellos pueden presentar localmente buzamientos de 70° a 80° al norte. En este caso se manifiestan como fallas inversas vergentes al sur, cuyo movimiento origina en su proximidad, en el bloque cabalgante, pliegues paralelos (localmente angulares) de plano axial vergente al sur y verticalización e incluso inversión en el bloque cabalgado.

La falla de Villaro tiene también una componente de cizalla, y es probable que intervenga en la propia génesis de las estructuras. De cualquier modo, las relaciones temporales entre los movimientos compresivos y los de cizalla de la falla de Villaro son difíciles de establecer. Se supone que son simultáneos, según un modelo de deformación continua. Por esta razón, las estructuras reconocidas en este ámbito tectónico no son fáciles de atribuir a uno u otro mecanismo.

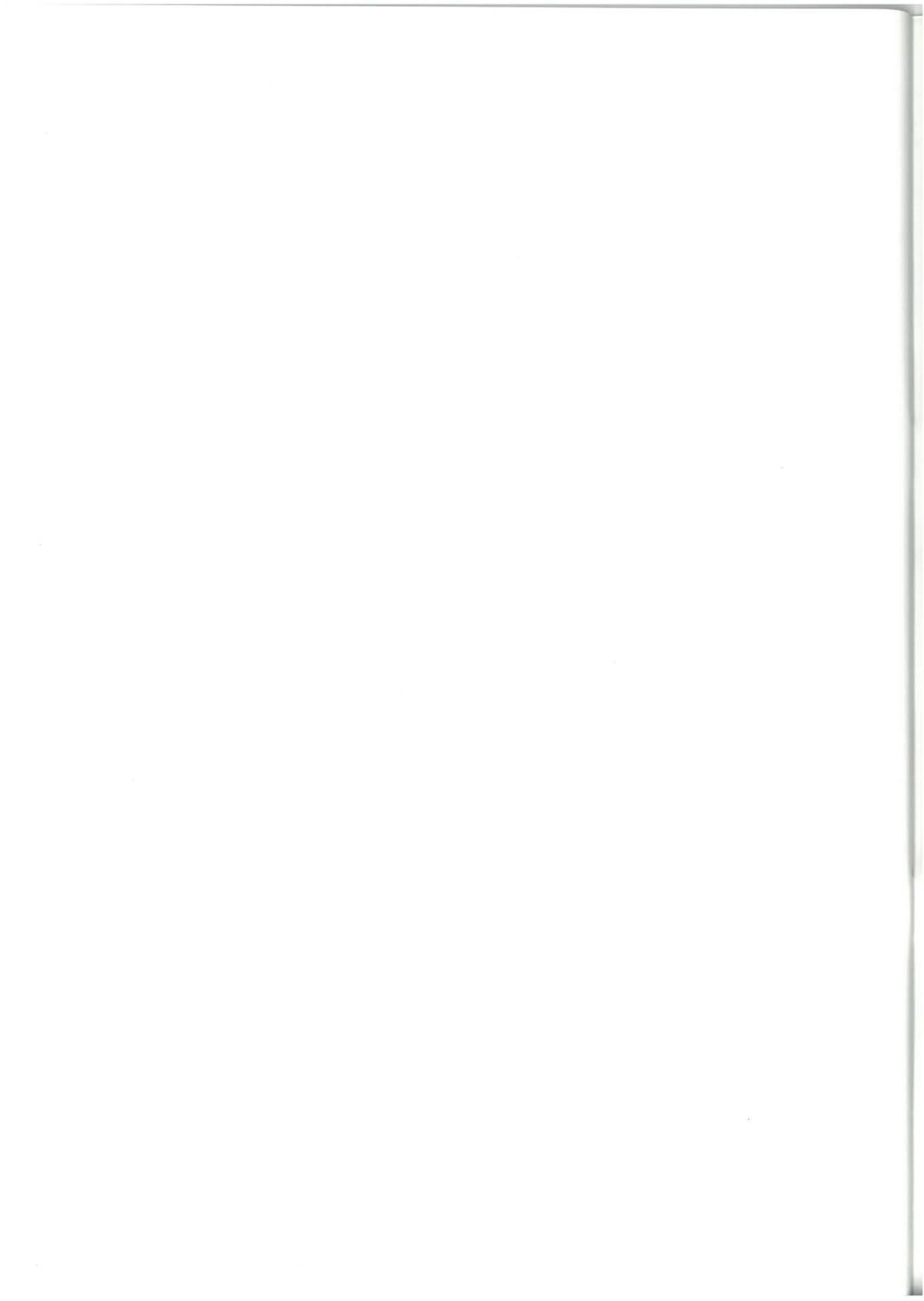
Al igual que la falla de Bilbao - Alsasua, la falla o corredor de fallas de Villaro tuvo una actuación sinsedimentaria. Es también un viejo accidente tardihercínico que se reactivó durante las distintas fases de la Orogenia Alpina, condicionando la geometría y la ubicación de las cuencas mesozoicas y controlando la sedimentación. En este cuadrante constituyó un límite a partir del cual desaparece el litosoma calizo de Zaraia, desarrollándose en su lugar distintas facies terrígenas.

BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, J.M. (1975).—“Sedimentología y Paleogeografía del Albiense en la Cuenca Cantábrica”. Tesis Doctoral. *Estudios Geológicos* vol. XXXI, pp. 1 - 213. Instituto “Lucas Mallada”. C.S.I.C. (España).
- AMIOT, M. (1982).—Notas en “Domaine Navarre - Cantabre”; “Vue sur le Crétacé Basco - Cantabrique et Nord - Ibérique”. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*.
- 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*.
- CIRY y MENDIZABAL (1949).—“Contribution à l'étude du Cénomanién et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava, et de la Navarre occidentale”. *Annales Hébert et Haug. T. VII. Livre Jubilaire Charles Jacob*. Lab. Geol. Fac. Scien. Université de Paris.
- COOPER, M.R. (1977).—“Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance”. *Palaeogeogr. palaeoclimatol. Palaeocol*: 22.1.60.
- EVE (1986).—“Investigación Geológico - Minera del área comprendida en las hojas 1:50.000 de Landako (cuadrantes NE y SE) y Elorrio (cuadrantes NO y SO)”. Inédito.
- EVE (1986 b).—“Investigación Geológico - Minera de las hojas 1:50.000 de Landako (cuadrantes NO y SO) y Elorrio (cuadrantes NE y SE)”. Inédito.
- EVE (1986 c).—“Estudio geológico del Sector de Araya (Alava)”. Inédito.
- EVE (1988).—“Investigación Geológico - Minera de las hojas 1:25.000 de Orduña, Vitoria, Urbasa y Santa Cruz de Campezo”. Inédito.
- FERNANDEZ MENDIOLA (1986).—“El Complejo Urgoniano en el sector oriental del Anticlinorio de Bilbao”. *Tesis Doctoral, 421 pp. Universidad del País Vasco*.
- FEUILLÉE, P. (1967).—“Le Cénomanién des Pyrénées basques aux Asturies; essai d'analyse stratigraphique”. *Mém. Soc. Géol. France. Nouvelle Serie*, tomo 46, vol. 108, pp. 1 - 343.
- FEUILLÉE, P. y RAT, P. (1971).—“Structures et paléogéographies Pyrénéo-Cantabriques”. En: “*Histoire structurale du Golfe de Gascogne*”. Tomo, 2, VI - 1 a VI - 48.

- FEUILLÉE, P.; PASCAL, A. y RAT, P. (1983).—“Le système deltaïque de Valmaseda (Albien Supérieur - Cénomanién Inférieur)”. En: “*Vue sur le Crétacé Basco - Cantabrique et Nord - Ibérique*”. pp. 117 - 122.
- 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.*
- 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 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 de España”.
- IGME (1988).—“Memoria explicativa del Mapa Geológico de España 1:200.000. Hoja 5/12, Bermeo/Bilbao”.
- INGEMISA (1982).—“Síntesis geológica del País Vasco”. *Inédito*.
- JAMES, N.P. (1979).—“Shallowing - Upward sequences in carbonates”. En: *Facies Models*. Walker (1979) (ed.), pp. 109 - 121.
- MAGNIEZ, F. y RAT, P. (1972).—“Les foraminifères des formations à spongiaires et Tritaxia dans l'Aptien - Albien cantabrique (Espagne)”. *Rev. Esp. Micropaleont.* num. 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”. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* T. III. París. Ed. Echnip. pp. VI - 16 - 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 Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)”. *Mem. Inst. Geol. y Minero (IGME)*, T. 78, 3 vols., 357 pp. *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) (Tesis Doctoral).—“Les Pays Crétacés Basco - Cantabriques”. *Publications de l'Université de Dijon*.
- RAT, P. y PASCAL, A. (1979).—“De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens”. *Geobios* N. 3, pp. 385 - 399.
- VOORT, H.B. (1963).—“Zum Flysch problem im den West Pyrenäen”. *Geologische Rundschau* 53 pp. 220 - 233.
- WIEDMANN, J. (1979).—“A Geological itinerary through the Mid - Cretaceous of vascogotic and celtiberic Ranges (N. Spain). Mid - Cretaceous events”. *Field Meeting, Northern Spain*. September 1977.
- WILSON, J.L. (1975).—“Carbonate facies in geologic history.” SPRINGER - VERLAG, 471 pp.
- WRIGHT, V.P. (1985).—“Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal”. En: *Palaeoalgology* (THOMEY, D.F.; NITECKI, M.H.; editores); pp. 330 - 341.



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA