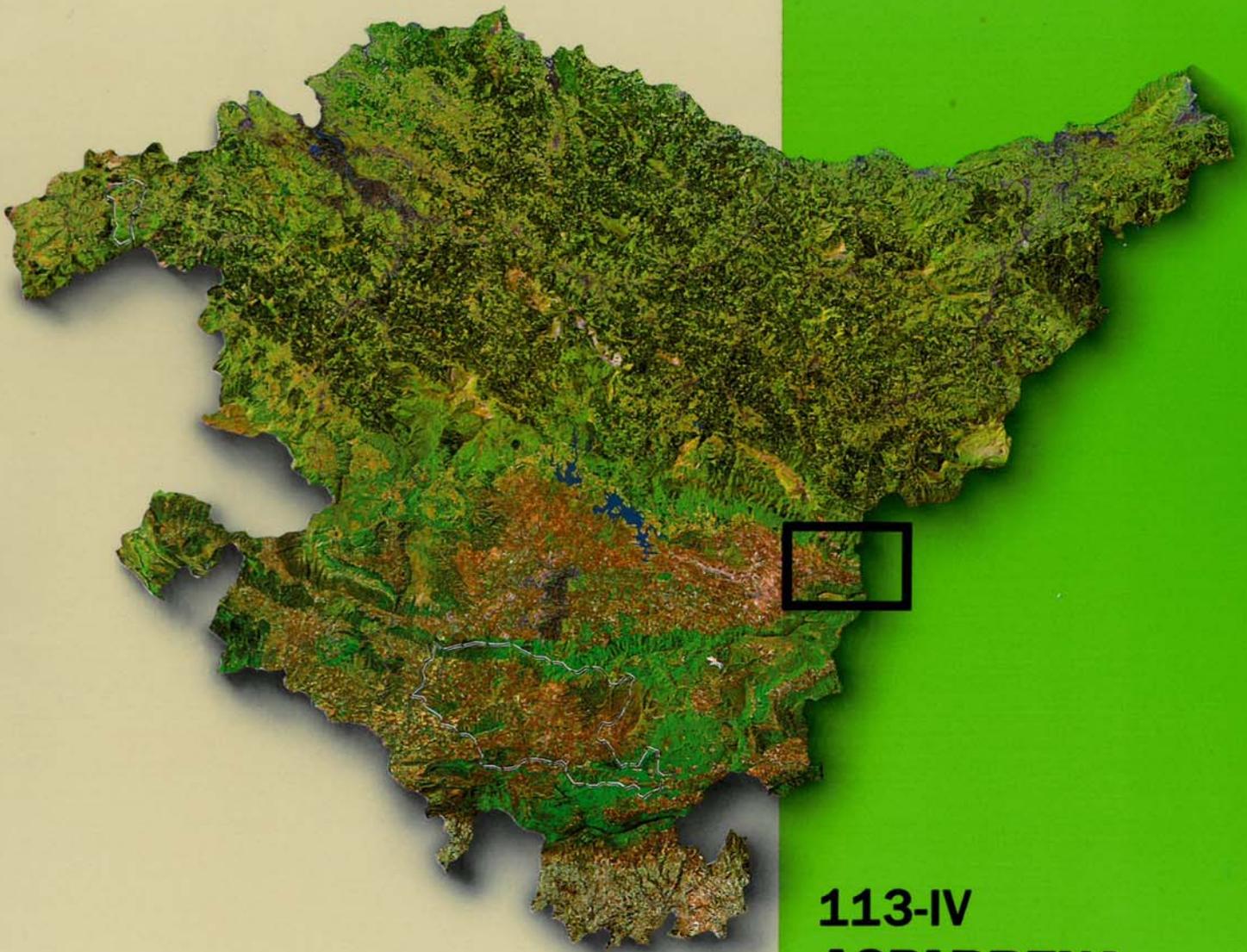




EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*

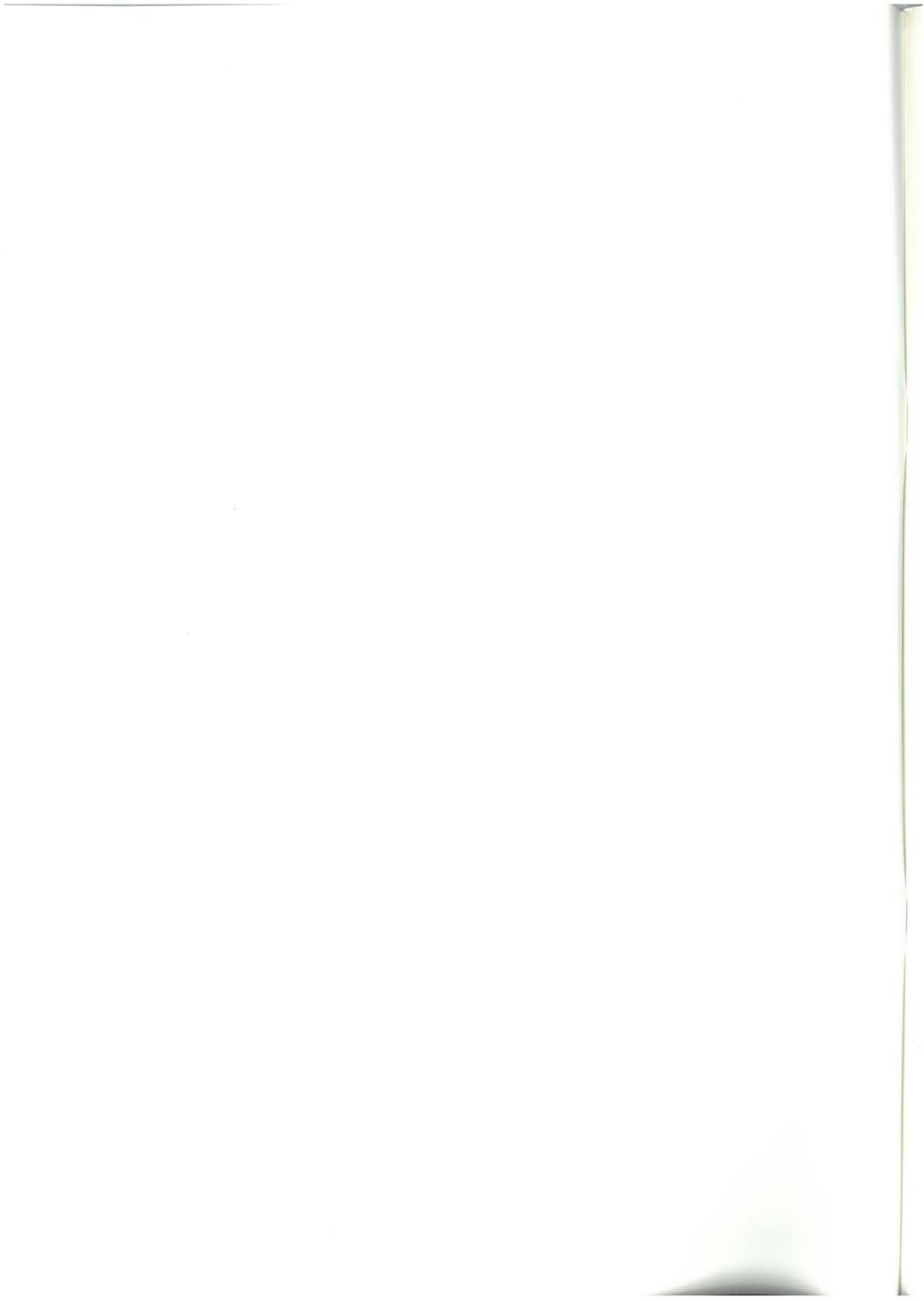


113-IV
ASPARRENA

E: 1/25.000







**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

**113-IV
ASPARRENA**

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.: 84-88302-73-8

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

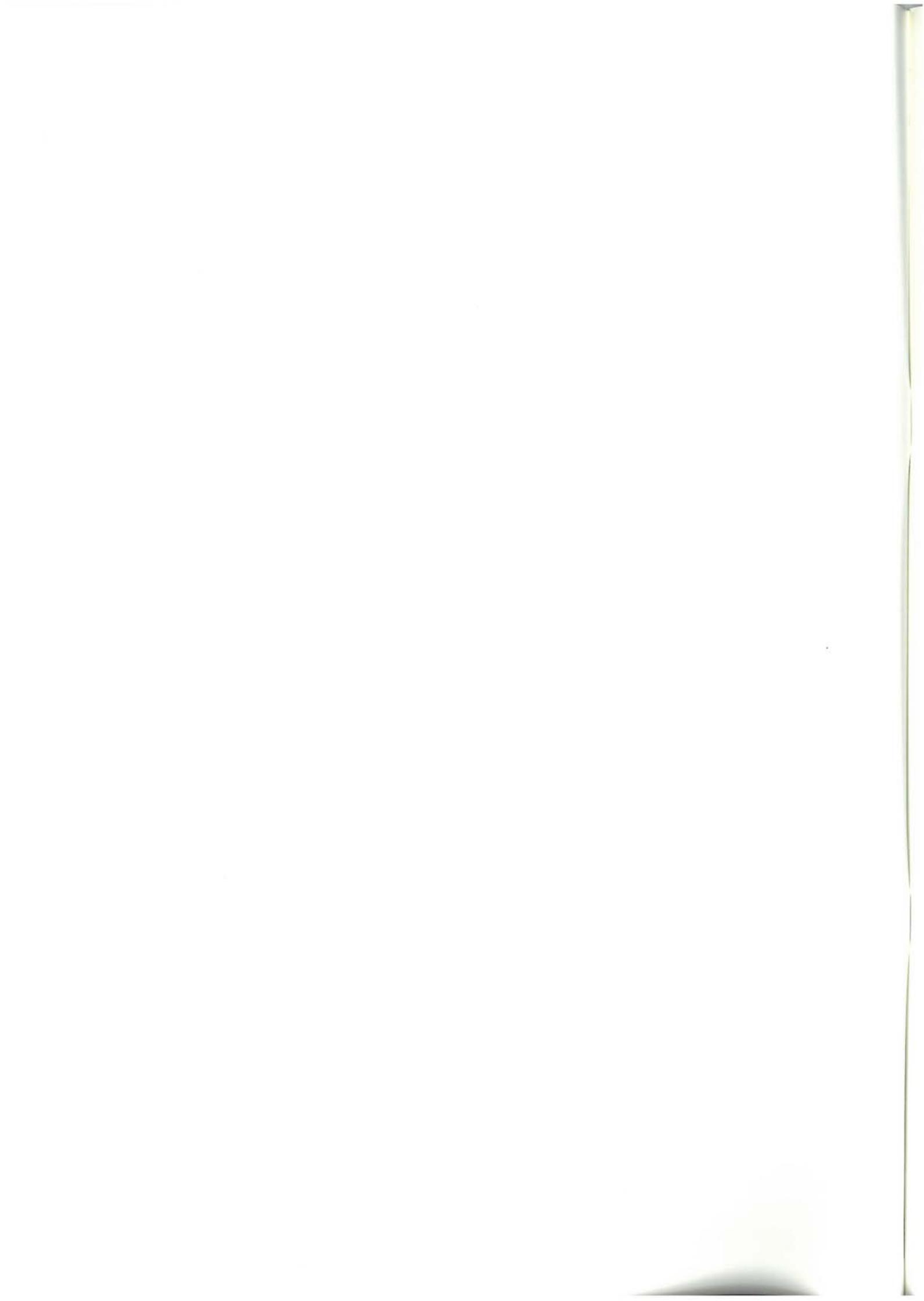
ENTE VASCO DE LA ENERGIA

- A. Garrote Ruiz
- L. Muñoz Jiménez

INGEMISA

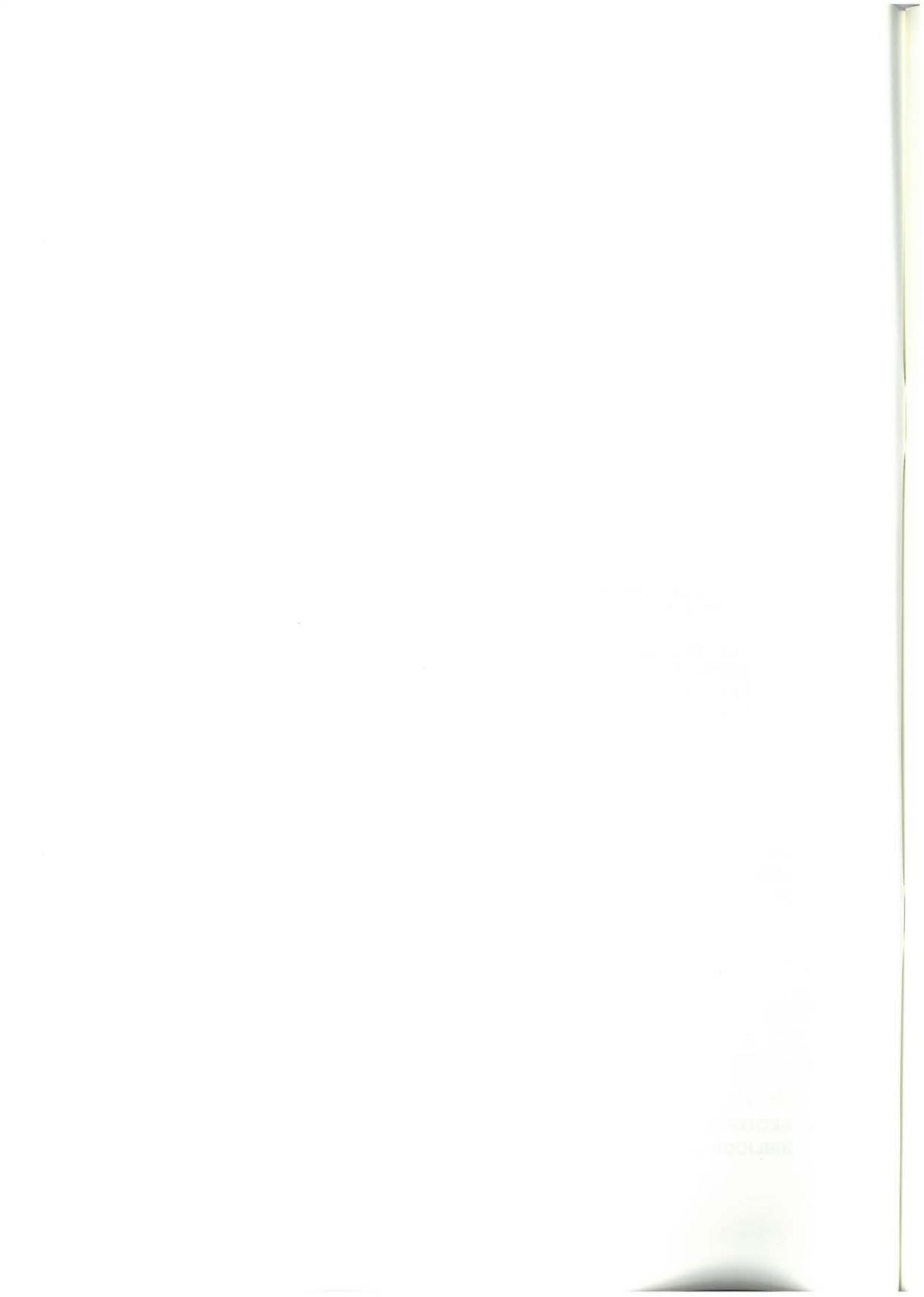
- A. Arriola Garrido
- E. Eguiguren Altuna
- I. García Pascual

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1988.



INDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. COMPLEJO PURBECK-WEALD (1 a 4).....	11
2.2. COMPLEJO URGONIANO (5 a 15).....	13
2.3. COMPLEJO SUPRAURGONIANO O ALBOCENOMANIENSE (16 a 30).....	17
2.3.1. Formación Valmaseda (16 a 21).....	17
2.3.2. Formación Eguino (22 a 30).....	18
2.4. CRETACICO SUPERIOR (31 a 40).....	20
2.4.1. Alternancias Cenomanienses y Calizas Turonienses (31 a 33).....	20
2.4.2. Alternancias Senonienses (34 a 39).....	22
2.4.3. Sucesión mixta Maastrichtiense (40).....	24
2.5. Terciario	25
2.5.1. Paleoceno (41 a 44).....	25
2.5.2. Eoceno (45 a 55).....	26
2.5.2.1. <i>Subsecuencia Luteciense</i> (45 a 48).....	26
2.5.2.2. <i>Subsecuencia Luteciense-Biarritziense</i> (49 a 55).....	27
2.6. CUATERNARIO (56 a 63).....	27
3. SEDIMENTOLOGIA	29
3.1. CICLO PURBECK - WEALD (Hauteriviense? - Barremiense).....	29
3.2. CICLO URGONIANO (Aptiense - Albiense inferior / medio).....	35
3.3. CICLO ALBOCENOMANIENSE (Albiense medio - Cenomaniense inferior).....	40
3.4. CICLO CRETACICO SUPERIOR (Cenomaniense superior - Campaniense superior)	46
3.4.1. Distribución secuencial en el cuadrante.....	46
3.4.2. Esquema evolutivo general en el Cretácico superior.....	52
3.5. CICLO MAASTRICHTIENSE - PALEOCENO.....	53
3.5.1. Distribución secuencial en el cuadrante.....	55
3.6. CICLO EOCENO (Luteciense - Biarritziense?).....	57
3.6.1. Organización secuencial en el cuadrante.....	57
3.7. ESQUEMA EVOLUTIVO GENERAL EN EL PALEOGENO.....	57
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	59
BIBLIOGRAFIA	65



1. INTRODUCCION

El cuadrante de Asparrena a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 113 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, Salvatierra.

Geográficamente se sitúa en el límite entre el noreste de Alava, el sur de Gipuzkoa y el oeste de la Comunidad Navarra.

Morfológicamente presenta de norte a sur tres zonas diferenciadas:

- La terminación sur de la sierra de Aitzgorri, con los montes Allarte (1.320 metros), Umandia (1.219 metros), Tres Mugas (1.118 metros) y las Peñas de Eguino (1.087 metros).
- El valle de Burunda, donde se asientan poblaciones como Salvatierra/Agurain, Olazagutia/Olazti y Araia.
- Al sur, las estribaciones septentrionales de la Sierra de Urbasa, que constituye una amplia meseta en cuyo límite norte sobresale el pico de San Román (1.197 metros).

La red hidrográfica comprende, al norte, la cuenca alta del río Alzania, y en el valle, numerosos arroyos (Ametzaga, Ukuma, procedentes de los manantiales septentrionales; Vicuña, etc...) tributarios del río Araia, que discurre hacia el este.

Geológicamente, dentro del área del cuadrante afloran materiales pertenecientes a los complejos sedimentarios del Purbeck - Weald, Urgoniano, Supraurgoniano, Cretácico superior y Terciario pre y sin-orogénico, además de los depósitos cuaternarios. El lapso de edades que abarcan va desde aproximadamente el Barremiense hasta el Eoceno, posiblemente Luteciense - Biarriztiense.

Las directrices estructurales en el área septentrional son las regionales N 120°, aquí ligeramente giradas hasta N 140° - 150°. El área sur está estructurada según amplios pliegues de flancos muy poco buzantes o subhorizontales y de dirección N 70° - 80° E, que constituyen la tónica en toda la Sierra de Entzia - Urbasa.



2. ESTRATIGRAFIA

En base a criterios estratigráficos y tectónicos se han diferenciado en las zonas septentrionales próximas a esta área varias unidades separadas entre sí por accidentes estructurales de importancia regional (figura 2.1.). Esta distinción de unidades ha permitido una mayor diferenciación de términos litológicos, y evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieron un cierto comportamiento tectosedimentario diferencial durante la sedimentación.

La línea o corredor de fractura que separa en otras zonas las unidades de Yurre al norte y Gorbea al sur, denominada "falla de Villaro", dada su orientación, debe atravesar diagonalmente el cuadrante de noroeste a sureste. A pesar de que no se aprecia una lineación definida, cartográficamente se evidencian anomalías geométricas y estructurales que delimitan una zona de desgarre de dirección aproximada N 110° E. Las perturbaciones observadas en el Cretácico superior del cuadrante indican, por tanto, la existencia en profundidad de un accidente regional que debe coincidir con una traza de la falla de Villaro. Sin embargo, al no ser claro el trazado en superficie, todos los materiales aflorantes quedan englobados en una única Unidad, que se denominará de "Yurre + Gorbea".

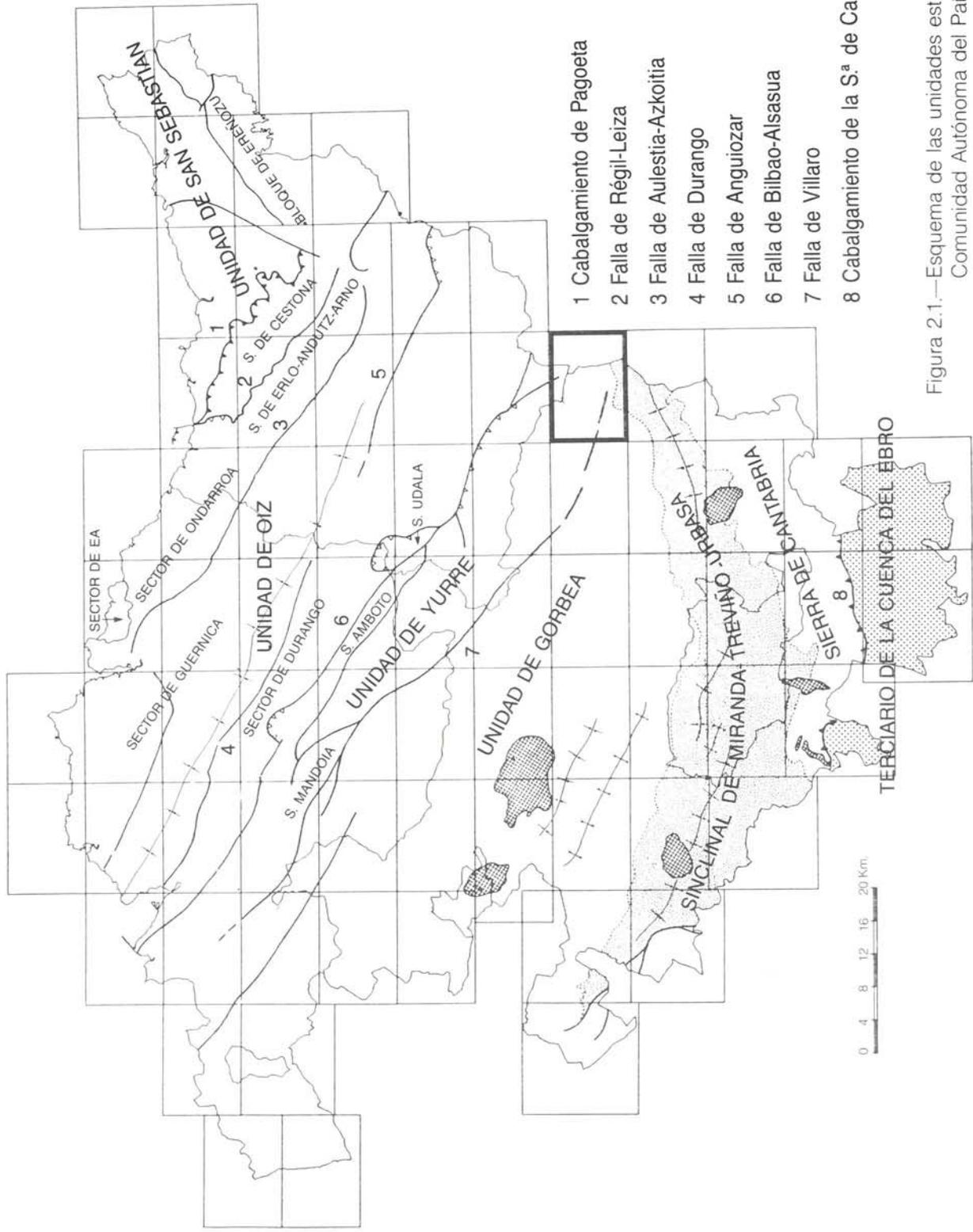
2.1. COMPLEJO PURBECK-WEALD

Es un conjunto definido por PUJALTE (1977), de carácter esencialmente terrígeno, y

cuyo techo (Barremiense superior aproximadamente) aflora en el núcleo del anticlinal de Aitzgorri, estructura vergente al ENE que se sitúa en el tercio norte del cuadrante. La potencia mínima del conjunto puede estimarse en torno a los 300 metros. El complejo consta, de muro a techo, de los siguientes términos:

Lutitas y areniscas (1). Se trata de una facies indiferenciada, compuesta por lutitas negras, micáceas, carbonosas y piríticas, muy alteradas. Presentan escasa laminación y pueden ser carbonatadas en corte fresco, con bioturbaciones y restos de bivalvos. Entre ellas se intercalan niveles minoritarios de areniscas silíceas agrupadas en tramos métricos. Las areniscas, de grano medio e incluso grueso, presentan laminaciones paralelas y cruzadas de "ripple", estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, planares y de surco, etc. Las estructuras son más abundantes en los estratos más gruesos, de potencia decimétrica e incluso métrica.

Dentro de la serie general lutítico-areniscosa, aparecen dos términos con características particulares. El primero de ellos, habitual en las series purbeck-wealdenses, son las **calcarenitas y micritas laminadas (2)**. Las calcarenitas (a veces totalmente dolomitizadas) son bioclásticas, de grano medio-grueso, colores claros y carácter masivo, o bien están formadas por laminaciones milimétricas de conchas planares de bivalvos con finas intercalaciones de



- 1 Cabalgamiento de Pagoeta
- 2 Falla de Régil-Leiza
- 3 Falla de Aulestia-Azkoitia
- 4 Falla de Durango
- 5 Falla de Anguiozar
- 6 Falla de Bilbao-Alsasua
- 7 Falla de Villaro
- 8 Cabalgamiento de la S.^a de Cantabria.

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

lutitas negras. Las micritas son de tipo masivo, oscuras, a veces dolomíticas, con estratificación centimétrica y abundantes cristales piríticos. En IGME-CADEM (1985) se cita calizas con laminaciones algales en afloramientos más septentrionales.

El reducido espesor que presenta el término (<10 metros), obliga a exagerarlo en cartografía.

El segundo término destacable por minoritario y por sus llamativas características son las **limolitas y areniscas de grano fino. Colores rojos y verdes** (3). Los colores verde (inicial) y rojo (por alteración) constituyen el rasgo definitorio de unas limolitas masivas o con cierta laminación paralela y niveles areniscos de grano fino a muy fino, micáceos, que se sitúan a diversas alturas en la serie. Tan solo alcanzan entidad cartográfica localmente, en especial a techo de la sucesión, con potencias decamétricas. IGME-CADEM (1985) cita en estos materiales huellas de raíces y nódulos ferruginosos, estructuras que no han sido observadas dentro de la zona de estudio.

Cuando el espesor de los tramos areniscos lo justifica, éstos se han diferenciado en cartografía como **areniscas con estratificación cruzada** (4), ya que es ésta su principal característica. Este término se sitúa preferentemente a techo de la serie, donde presenta morfologías canaliformes, "megaripples" y laminaciones "flaser" con bidireccionalidad de corrientes, todo ello característico de un medio mareal. Aparecen también areniscas calcáreas con restos de bivalvos.

En el límite norte del cuadrante, en las proximidades del contacto entre los complejos Purbeck-Weald y Urgoniano, aparecen bloques rodados de conglomerado silíceo con cantos hasta centimétricos, seguramente desprendidos de las areniscas basales urgonianas. No se puede descartar que pertenezcan al techo de la serie Purbeck-Wealdense.

2.2. COMPLEJO URGONIANO

Tal como se entiende hoy la concepción de RAT (1959), este conjunto estratigráfico podría definirse como un "complejo arrecifal y paraarrecifal (calizas de rudistas y corales), que incluye terrígenos asociados al sistema bioconstructor, y que es de edad Cretácico inferior".

Generalmente, los materiales que corresponden a estas características se sitúan en el lapso Aptiense basal - Albiense medio a superior. En este cuadrante, sin embargo, aparece una gran masa caliza (formación Eguino) que con sus equivalentes terrígenos se debe situar aproximadamente en el tránsito Albiense superior - Cenomaniense inferior. Por ello, las facies calcáreas urgonianas y los términos que las engloban se han cartografiado con los mismos criterios aunque se han definido y numerado de distinta forma para los dos subconjuntos arrecifales: Aptiense - Albiense y Albiense - Cenomaniense (figura 2.2.):

La sedimentación urgoniana se abre con un término mixto calcáreo - terrígeno definido como **alternancia de areniscas, calizas y lutitas** (5).

Constituye el tránsito de los niveles terrígenos terminales del Purbeck - Weald, a la gran unidad calcárea que es la formación Aitzgorri. Litológicamente es un término compuesto por sucesivos ciclos de tipo areniscas - calizas - lutitas, de potencia en general métrica. Puede intercalar tramos arenosos potentes, que desaparecen lateralmente.

La secuencia - tipo que se obtiene de los ciclos está compuesta por: margas o lutitas, areniscas silíceas de grano medio en estratos centimétricos, areniscas calcáreas o calizas arenosas, calizas nodulosas o calcarenitas, calizas de rudistas y corales.

Se observan síntomas de inestabilidad en las calizas a techo de los ciclos, con excavacio-

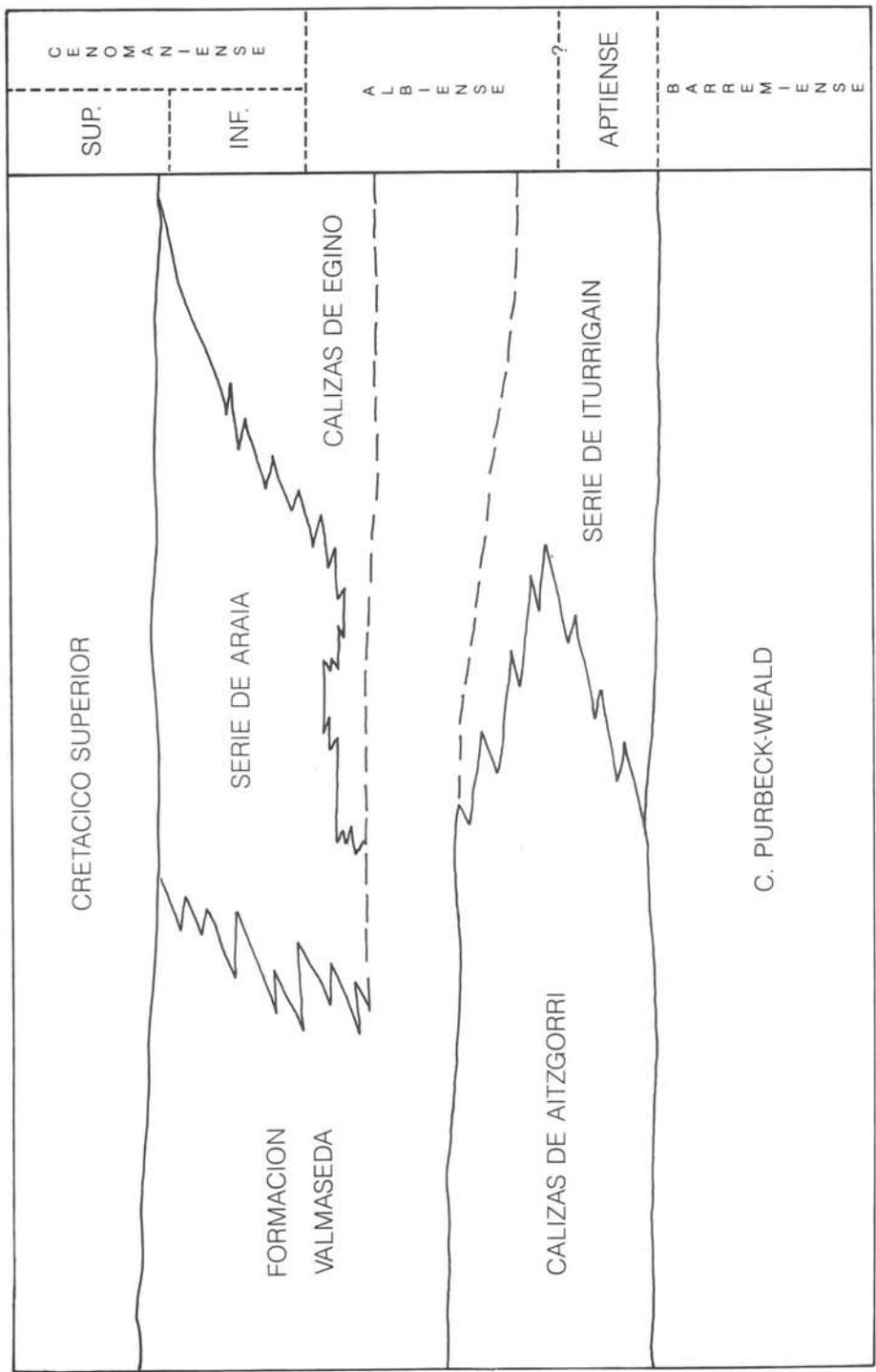


Figura 2.2.—Esquema de la organización estratigráfica del Cretácico inferior para el cuadrante de Asparrena.

nes que pueden corresponder a fragmentos desprendidos en una situación de talud (o pendiente sinsedimentaria en general).

Calizas masivas con rudistas y corales (6). Este término aparece formando las masas principales de la formación Aitzgorri (Aptiense - Albiense medio?), donde puede observarse localmente la estratificación.

La barra correspondiente a esta formación presenta, en su extremo sureste (sector de Umandia), morfologías cupuliformes masivas que podrían corresponder a núcleos de montículos arrecifales, desfigurados por la fracturación y karstificación.

El litosomo completo (términos 5 y 6), se acuña hacia el sureste (potencia superior a 800 metros en Aratz; inferior a 400 metros en Umandia), pasando lateralmente a una serie mixta terrígeno - carbonatada. En algunos puntos (como en Nacedero) se advierte así mismo, un acuñamiento hacia el sureste, con paleocavidades rellenas de sedimentos internos estratificados: calcarenitas y micritas, areniscas gruesas laminadas, en canales de amplitud métrica y profundidad decimétrica. En las proximidades de estos fenómenos aparecen brechas calcáreas en matriz lutítica negra, posteriormente tectonizada.

A techo del término aparecen niveles de calizas oscuras parcialmente silicificadas, que desaparecen hacia el sureste.

La litología es la clásica urgoniana: calizas con escasa contaminación terrígena y aspecto masivo en afloramiento.

Se presentan generalmente en biostromos decamétricos, con textura mayoritariamente fango - soportada y clastos calcáreos de tamaño arena muy fina hasta varios centímetros en su dimensión más larga; estos últimos están constituidos por fragmentos de rudistas, ostreidos, corales y pequeños bivalvos, mientras que los

primeros son orbitolinas y otros bioclastos finos, así como intraclastos y ooides minoritarios.

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

Las calizas de la formación Aitzgorri pasan lateralmente hacia el este (ramal noreste del anticlinal del mismo nombre) a una sucesión terrígeno - carbonatada o serie de Iturrigain, en la que alternan términos lutíticos, areniscosos, calizos y margosos - margocalizos en diversas facies. En cartografía se han distinguido 7 términos que se describen a continuación. Algunos de ellos se repiten más arriba como equivalentes laterales del otro gran litosomo calcáreo: formación Eguino.

La **alternancia de calcarenitas y margas (7)** corresponde al equivalente lateral inmediato de la caliza arrecifal y se mantiene luego como una estrecha banda en el flanco noreste del anticlinal de Aitzgorri. Son alternancias regulares de calcarenitas en estratos centimétricos y margas esquistas por la tectónica. En las proximidades de la caliza aparecen niveles con orbitolinas y se da un predominio de la marga sobre los términos calcareníticos. La potencia del término es de orden decamétrico.

Las **areniscas silíceas (8)** aparecen generalmente en la base de la serie de Iturrigain, directamente sobre las facies terminales del Complejo Purbeck - Weald. Son areniscas cuaríticas, pardas, mal estratificadas en bancos centi - decimétricos y con escasas intercalaciones lutíticas. La potencia máxima puede alcanzar los 150 metros.

Las **calizas impuras (9)** suelen presentarse como litosomos de escasa entidad, más o menos aislados por masas terrígenas, o bien

como tránsitos laterales entre calizas arrecifales y facies margocalizas. Con frecuencia su potencia (métrica - decamétrica) ha debido ser exagerada en cartografía.

Litológicamente el término está compuesto por calizas o calcarenitas bioclásticas arenosas y/o arcillosas, a menudo con estructuras nodulosas y con presencia de ostreidos, corales orbitolinas y otra fauna propia de medios con contaminación terrígena.

Cuando el componente calcarenítico es mayoritario sobre el micrítico y terrígeno, se ha distinguido un nuevo término de **calcarenitas bioclásticas** (10), de aspecto masivo y con algunos niveles de ortobrecha calcárea.

Presentan localmente una notable karstificación. Aparecen en forma de barras aisladas de potencia métrica - decamétrica.

Asociadas a las areniscas que constituyen el término (8), aparecen potentes niveles de **limolitas arenosas** (11), en parte similares y equivalentes a las facies típicas de la plataforma terrígena aptiense (formación Ereza). Son limolitas calcáreas o decalcificadas, con un componente variable de arena de grano fino o muy fino. Aparecen con aspecto masivo y laminaciones concoides groseras o paralelas milimétricas, con frecuencia alteradas a arcillas. Son relativamente frecuentes las septarias.

En la serie de Iturrigain destacan litosomos calcáreos de potencia decamétrica, compuestos de **calizas en bancos métricos con rudistas y corales** (12).

Litológicamente se trata de calizas con escasa contaminación terrígena. Se presentan en biostromos métricos, con textura mayoritariamente fango - soportada y clastos calcáreos de tamaño arena muy fina, hasta varios centímetros en su dimensión más larga. Estos últimos están constituidos por fragmentos de rudistas, ostreidos, corales y pequeños bivalvos, mientras

que los primeros son orbitolinas y otros bioclastos finos, así como intraclastos y ooides minoritarios. En algunos litosomos menores, la facies es de micrita intraclástica con textura brechoide.

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

En tránsito lateral y vertical a los litosomos calizos más resaltantes aparecen materiales con un mayor grado de contaminación terrígena: **calizas en bancos decimétricos a métricos con corales y rudistas** (13). Como característica general destaca una mayor presencia relativa de corales y orbitolinas frente a los fragmentos de rudistas. También es frecuente, quizá mayoritaria, la facies biostrófica frente a la biohémica, así como la presencia de intercalaciones de calizas impuras. En algunas áreas del núcleo del anticlinal de Aitzgorri, la disposición de las distintas facies calcáreas origina secuencias "positivas", de carbonato decreciente hacia arriba.

El episodio terminal de la serie de Iturrigain está compuesto por un término de **margocalizas y/o limolitas calcáreas** (14), sobre el cual se disponen en discordancia erosiva las facies lutítico - areniscosas de la formación Valmaseda.

El término, de unos 150 - 200 metros de potencia, engloba localmente parches calizos, y está compuesto por dos facies principales: limolitas calcáreas y margas, y calizas limosas y calcarenitas.

La litología general consta, en orden decreciente de representación, de los siguientes elementos: limolitas muy calcáreas, calizas limo-

sas, margas, calizas arenosas, calcarenitas y calizas nodulosas.

Sobre las calizas de la formación Aitzgorri aparecen localmente pequeños retazos (laminados por tectónica) de **brechas calcáreas en matriz margo - lutítica** (15). Están compuestas por bio y litoclastos calcáreos centimétricos en una matriz lutítica negra, generalmente muy tectonizada. A unos metros por encima del techo de las calizas, aparece intercalado un nivel brechoide compuesto por corales planares.

2.3. COMPLEJO SUPRAURGONIANO O ALBOCENOMANIENSE

2.3.1. Formación Valmaseda

Sobre los materiales urgonianos inferiores se dispone un conjunto detrítico formado por alternancias de areniscas y lutitas, en mayor o menor proporción, que aflora en el tercio norte del cuadrante.

Se trata de materiales depositados por la progradación de un abanico deltaico de gran magnitud. En los cuadrantes occidentales (Llodio, Amurrio y Gorbea) las potencias de la formación oscilan entre 4.000 y más de 5.000 metros; sin embargo, la potencia máxima que alcanza en esta zona la formación Valmaseda es de 1.500 metros, pudiendo reducirse hasta menos de 600 metros en la vertical de las calizas de Eguino. Este espectacular acuñamiento debe estar controlado por la existencia de relieves en el fondo marino.

Los elementos litológicos básicos presentes son limolitas, areniscas de grano medio a grueso y conglomerados silíceos. La combinación de los tres en distintas proporciones da origen a cuatro facies principales que han llevado a distinguir en cartografía 6 términos diferentes, los cuales se describen por orden de aparición en la columna:

— **Areniscas y lutitas** (16). Es un término que se ha definido para aquellos tramos

en los que las areniscas y las lutitas aparecen en proporciones similares sin un dominio claro de ninguna de las dos litologías. En las áreas más orientales de la formación Valmaseda, dentro del presente cuadrante, se ha utilizado también este término como facies indiferenciada por falta de afloramientos. No obstante, existe un claro tránsito lateral entre las facies más groseras occidentales y las orientales, más lutíticas. En las zonas occidentales se presentan como intercalaciones decamétricas en la serie.

Las areniscas están compuestas por granos de tamaño arena media a gruesa, con algo de feldespato (más blanquecino); mica blanca abundante y materia orgánica (tallos y restos vegetales parcialmente transformados en carbón). Los granos están cementados por sílice y, ocasionalmente, por carbonato o un material ferruginoso. Se encuentran bien estratificadas en bancos polifásicos del orden de los 0.5 metros, en los que a veces pueden apreciarse canalizaciones con laminación paralela y cruzada debida a "ripples". Los niveles más gruesos presentan tonalidades más claras, entre grises y pardo - amarillentas.

Las lutitas están compuestas por materiales detríticos de tamaño limo o arcilla, que en corte fresco ofrecen coloraciones oscuras, muy características, debido generalmente a la abundancia de materia orgánica o derivados de la misma. Esta puede hallarse dispersa en la roca, o formar niveles milimétricos - centimétricos, ocasionalmente decimétricos. Gran parte de ella se encuentra en avanzado estado de transformación. También se aprecian sulfuros dispersos o concentrados en pequeños nódulos.

— **Areniscas indiferenciadas** (17). Se definen así aquellos tramos en los cuales se observa un claro dominio de esta litología sobre los detríticos de grano fino. Como facies indiferenciada, aparecen con aspecto masivo y uniforme, constituyendo un cuerpo de casi 1.000 metros de espesor en la base de la formación.

A veces aparecen como sucesiones de estratos centi a decimétricos, netamente plano - paralelos y con estructuras de "ripples".

Las areniscas que forman estos términos están compuestas por granos de tamaño arena media a gruesa, llegando localmente a ser microconglomerados.

Las estructuras sedimentarias son más o menos frecuentes según las zonas. Dentro de las areniscas pueden distinguirse dos términos:

— Barras de areniscas conglomeráticas, en general en forma de paraconglomerados en matriz arenosa gruesa / microconglomerática. Se definen como **areniscas conglomeráticas** (18) y presentan laminación paralela poco marcada y estratificación cruzada en raras ocasiones, siendo masivas en la mayoría de los casos.

— Niveles de **areniscas con estratificación cruzada** (19), planar y de surco, a veces espectacular.

La distribución de las facies indica una disminución en la potencia de las barras, en la frecuencia de estructuras tractivas a gran escala y en la disminución del tamaño de grano hacia el este, donde empieza a ser representativo el término: **areniscas con niveles de lutitas** (20). Este término está compuesto por los mismos elementos que las areniscas y lutitas (16), aunque con un porcentaje notablemente mayor de las primeras frente a las últimas.

Esta distinción ayuda a visualizar los cambios litológicos graduales que se producen en la formación en la dirección aparente ONO-ESE.

Finalmente, a techo del complejo aparece un término uniforme, compuesto por **lutitas** (21), mal aflorado y que es equivalente lateral de la banda margosa de unos 350 metros de potencia que constituye la masa principal de la serie de Araia.

En la base de la formación aparecen pequeños retazos lutíticos, laminados seguramente por los contactos mecánicos entre los materiales calizos competentes y los detríticos finos.

A pesar de los escasísimos afloramientos, se comprueba que las características generales se mantienen con respecto a otros términos lutíticos de la formación Valmaseda: son lutitas mal clasificadas, que presentan una laminación grosera. La estratificación está marcada por los nivelillos minoritarios de arenisca o por la alineación de septarias o de nódulos carbonatados característicos de estos tramos. Estos nódulos con frecuencia tienen su núcleo ferruginizado.

2.3.2. Formación Eguino

El subconjunto más moderno de facies de tipo urgoniano está compuesto por el gran litosomo de la formación Eguino (potencia en torno a 400 - 500 metros, según las zonas, continuidad lateral superior a 6 kilómetros) y su equivalente lateral calizo - terrígeno hacia el noroeste, o serie de Araia (ver figura 2.2.). Las dataciones realizadas en lámina y levigado coinciden con las de autores anteriores: el tercio inferior se sitúa en el techo del Albiense y los dos tercios superiores abarcan la casi totalidad del Cenomaniense inferior.

Las calizas de Eguino están fuertemente diaclasadas y karstificadas, con presencia de filones métricos de calcita, diferenciados en cartografía (fc.). En la base del litosomo (peña Olano, Lezaun) aparecen términos calcáreos con mayor contenido terrígeno, tales como las **calizas impuras albocenomanienses** (22) o las **calizas en bancos decimétricos a métricos** (23), ambos con similares características a las descritas para la serie de Iturrigain. El litosomo esconde cierta complejidad interna, litológica y geométrica, como puede observarse en la cartografía.

El cuerpo central de la formación presenta en general un aspecto masivo, si bien en foto aérea e incluso en afloramiento, pueden diferenciarse áreas masivas en sentido estricto y áreas en las que la estratificación se pone de manifiesto por erosión diferencial, como en el tercio oriental de la barra. Ambos tipos de calizas se agrupan en un único término de **calizas masivas coralinas y algales** (24), muy similar al descrito en la formación Aitzgorri. Existen sin embargo algunas características levemente diferenciadoras entre ambos, como son: una coloración general crema, rosada e incluso localmente rojiza en el tercio inferior del paquete, así como la presencia mayoritaria de corales planares y de rudistas (especialmente radiolíticos). Aparecen intercalados tramos más o menos bioclásticos con corales ramosos, orbitolinas y algas rojas.

Al igual que en las calizas de Aitzgorri, son frecuentes a techo las cavidades paleokársticas rellenas de sedimentos internos calcareníticos y calcirrudíticos cementados por esparita.

Asociadas a las facies masivas aparecen **calizas en biostromos métricos** (25), esencialmente con las mismas características que las descritas como (24), salvo en el tipo de estratificación. Estas intercalaciones marcan áreas con una notable simetría dentro del cuerpo calizo.

Margocalizas y margas oscuras (26). Afloran de forma muy restringida como tránsito lateral parcial del techo de la formación caliza. Afloran al noroeste de Lezea (La Lece).

A techo de la serie caliza aparecen **limolitas decalcificadas. Niveles de calcarenita arenosa** (27). Es un término escasamente representado, que aparece al noroeste de Lezea como tránsito vertical de los últimos equivalentes terrígenos de calizas a las Alternan-

cias Cenomanienses, base del Ciclo Cretácico superior. Esencialmente margoso, engloba esporádicas intercalaciones detríticas centimétricas.

El litosomo en conjunto adopta una forma claramente lentejonar, casi "biológica". Su terminación este se encuentra fuera de la zona de trabajo, aunque es similar y casi simétrica al extremo occidental. En este último, los dos tercios superiores de la barra pasan a materiales margosos y calcareníticos. El tercio inferior describe hacia el noroeste un tránsito complejo, a lo largo de más de 2 kilómetros, a una sucesión que incluye litosomos calcáreos aislados (Morotegi), diversas facies de talud, margas, calizas nodulosas, etc.

En este tránsito complejo aparecen términos similares o idénticos a los descritos en la serie de Iturrigain, como equivalentes laterales de la formación Aitzgorri:

—**Parabrechas calcáreas en matriz margo-lutítica** (28). Presentan potencias métricas a decamétricas. Aparecen en la base del tránsito lateral y como megabrechas aisladas (San Martín) entre el término de margas (30).

—**Alternancia de calcarenitas bioclásticas y margas** (29), en tránsito directo con la caliza arrecifal (Las Calaminas, Morotegi noroeste y sureste) o bien como orla de megabrechas calcáreas al sur de Morotegi. En las áreas proximales, las calcarenitas bioclásticas incluyen un fuerte componente rudítico en estratos irregulares de base erosiva que son mayoritarios frente al material margoso autóctono. En áreas más distales, las intercalaciones calcareníticas se hacen menos frecuentes, presentándose ferruginizadas. El componente calcarenítico desaparece rápidamente hacia el noroeste, dando paso a un término de **margas** (30),

muy mal aflorado, con una potencia estimada de 350 metros, que pasa gradualmente hacia el noroeste a lutitas de la formación Valmaseda.

Al margen de los términos terrígenos o mixtos presentes en la serie de Araia, también aparecen litosomas calizos con facies similares al cuerpo principal de Eguino. Así por ejemplo, las calizas masivas coralinas y algales (24) de gran desarrollo vertical (Morotegi), edificadas como es habitual por corales, algas y rudistas radiolíticos, que pasan lateralmente a calizas micríticas con corales silicificados, a brechas bioclásticas coralinas y finalmente a la alternancia margo-calcarenítica (29), descrita con anterioridad. En la base de estos litosomas pueden observarse áreas irregulares de brechas calcáreas, quizá de fricción por deslizamiento (?), o bien debidas al desarrollo de un talud destructivo previo a la instauración y crecimiento del pináculo arrecifal. Finalmente, las calizas impuras albocenomanienses (22) aparecen también como orla de estas construcciones masivas coralinas o como niveles de "hard - ground" ferruginizados (barras en el área de Basaitz) con abundantes orbitolinas, braquiópodos, gasterópodos, corales individuales, pequeña fauna piritizada e incluso ammonites.

2.4. CRETACICO SUPERIOR

Con este nombre (RAT, 1959), se denomina el conjunto de materiales de plataforma (o surco) carbonatada, comprendidos habitualmente entre las diversas formaciones terrígenas del Complejo Supraurgoniano (en este caso la formación Valmaseda, cuyo techo se sitúa en el tránsito entre Cenomaniense inferior y medio) y la base de los tramos calizos paleocenos o, en su caso, de los conglomerados terciarios. En el presente cuadrante, la base del Cretácico superior se sitúa localmente sobre el techo de las calizas albocenomanienses en facies urgoniana de la formación Eguino, que abarcan parte del Cenomaniense inferior.

Este complejo está formado por rocas carbonatadas que constituyen un conjunto

alternante a pequeña y gran escala. En general está organizado en secuencias negativas de somerización (AMIOT, 1982).

Dentro del área que ocupa el cuadrante, los materiales pueden subdividirse en tres grupos, siguiendo los mismos criterios que en el resto del Surco Alavés (figura 2.3.).

- I - "Alternancias Cenomanienses" y "Calizas Turonienses" (calizas de Gárate).
- II - "Alternancias Senonienses", que abarcan materiales desde el Coniaciense inferior hasta, como mínimo, el Campaniense inferior o medio, según las zonas.
- III - "Sucesión Mixta Maastrichtiense". Constituye la base de los resaltes calizos de la sierra de Urbasa. Se sitúa en discordancia sobre el Campaniense inferior o medio (en zonas más occidentales aparece también el resto de la secuencia campaniense).

2.4.1. Alternancias Cenomanienses y Calizas Turonienses (calizas de Gárate)

Las primeras se corresponden con el impropio denominado "Flysch de bolas" (CIRY y MENDIZABAL, 1949), de edad Cenomaniense superior - Turoniense basal, y con la parte alta de la formación Arceniaga (AMIOT, 1982). Presentan una potencia de orden entre 150 metros (NO) y 400 metros (SE), aunque no se descarta la intervención de fallas que pudieran repetir la serie, en general bastante mal aflorada. El único corte con cierta calidad de afloramiento se sitúa en el ángulo noroeste del cuadrante, en los alrededores del arroyo Beroikia, y en pistas paralelas a la del sondeo de Urkilla.

Las Alternancias Cenomanienses constan aquí de dos términos:

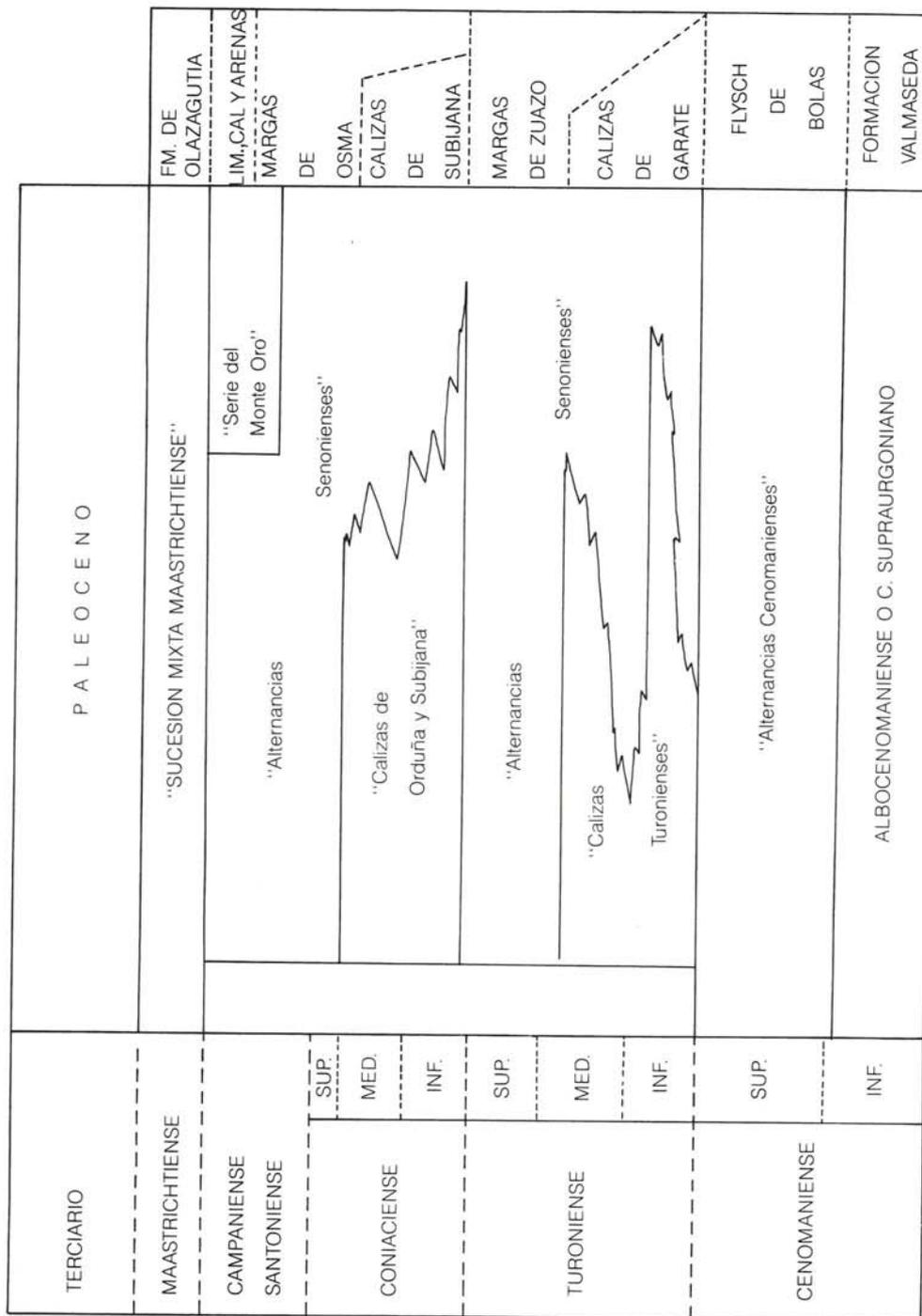


Figura 2.3.—Distribución de los elementos estratigráficos del Surco Alavés, para el Cretácico superior.

Constituyendo la facies mayoritaria de las Alternancias Cenomanienses se reconoce un término definido como **margas; ocasionales niveles calcáreos** (31). Se trata de un monótono conjunto de margas grises, localmente micáceas, que intercala de forma aislada algunos niveles centimétricos - decimétricos de calizas o margocalizas comúnmente nodulosas. El término presenta cierta variación litológica lateral, enmascarada por la tectónica y difícilmente definible por la baja calidad de los afloramientos.

Progresivamente hacia el techo y en la parte central del término anterior, 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** (32) y que coincide con la facies indiferenciada definida en otros cuadrantes, aunque aquí es minoritaria. En este caso se trata de algunos estratos decimétricos de calizas nodulosas, aislados en una matriz margo-limolítica.

En IGME (1978) se cita la presencia de *Rotalipora cushmani* MORROW, *R. greenhornensis* (MORROW), *R. turonica thomei* HAGN y ZEIL, *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), por lo que se atribuye una edad de Cenomaniense medio - superior.

Diversos autores han hecho notar la presencia de un hiato en la sedimentación, situado en el tránsito Cenomaniense - Turoniense. De sus datos se desprende, asimismo, que dicha interrupción se va situando hacia el sureste progresivamente más alta en la serie y va aumentando su entidad hasta abarcar la práctica totalidad del Turoniense, salvo los niveles de su extrema base. En efecto, ésto se ha visto confirmado por las dataciones realizadas en el presente estudio; a pesar de ello, las equivalencias litoestratigráficas se mantienen en general con respecto a los términos presentes en los

cuadrantes como Zuya, Legutiano y Salvatierra. Por otro lado, GARCIA RODRIGO y FERNANDEZ ALVAREZ (1973) datan una serie de muestras recogidas en la misma banda como Turoniense, dándole una potencia de 125 metros aproximadamente.

Las denominadas calizas Turonienses (calizas de Gárate), de potencia hectométrica en las áreas de Orduña - Amurrio, quedan aquí representadas por el término **alternancia de calizas, margocalizas y margas en bancos decimétricos** (33). Se trata de una alternancia irregular de estas litologías en estratos generalmente muy netos, de potencia decimétrica - métrica. Se estructura en dos barras resaltantes, de las cuales la de techo es más discontinua, llegando a desaparecer hacia el noroeste. Lateralmente los estratos "duros" pueden perder su carácter neto y regular, adquiriendo características nodulosas. Es frecuente en este término la presencia de brechas intraformacionales y fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria. En cuanto al contenido micropaleontológico más significativo se puede destacar: *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, *P. praehelvetica* (TRUJILLO), *Marginotruncana marianosi* (DOUGLASS), *M. pseudolinneiana* (PESAGNO), *M. renzi* (GANDOLFI), *Dicarinella imbricata* (MORNOD), *D. hagni* (SCHEIBNEROVA), *Hedbergella gr. simplex* (MORROW), *Bairdoppilata cuvillieri* (DAMOTTE), *Mauritsina babinoti* (COLIN, LAMOLDA, LAZARO), *Imhotepia gr. marssoni* (BONNEMA), *Cytherella ovata* (ROEMER), *Bairdia sp.* Los mejores afloramientos se encuentran en Araia y Lezea, y en la pista que une ambas localidades.

2.4.2. Alternancias Senonienses

La mayor parte de la sedimentación que tiene lugar en el Surco Alavés está representada por un conjunto de alternancias entre margas, margocalizas, calizas margosas, micritas y calcarenitas. A este complejo estratigráfico se le denominará "Alternancias Senonienses", ya que abarca los tres primeros pisos de dicho

período (Coniaciense a Campaniense). Las potencias mínimas (pues no aflora convenientemente el límite superior) son difíciles de estimar, debido a la gran cantidad de fracturas subparalelas a la estratificación, algunas de las cuales se han representado en cartografía. En el sector oeste del cuadrante puede estimarse en cerca de los 3.500 metros, descendiendo hacia el este hasta unos 2.500 metros, aproximadamente. Los afloramientos de este complejo estratigráfico abarcan casi los dos tercios meridionales del cuadrante.

Las calizas de Subijana (Coniaciense) han evolucionado lateralmente hacia el este, siendo sustituidas en este cuadrante por sus equivalentes distales, con intercalaciones margosas, en la base de las Alternancias.

Así, en contacto discordante sobre los términos basales turonienses (falta pues, el Turoniense superior equivalente a las margas de Zuazo) se dispone un potente complejo de edad Coniaciense definido como **calcarenitas laminadas y margas compactas** (34). Sus afloramientos constituyen las estribaciones sureste de la alineación montañosa de la sierra de Narvaia. Los mejores cortes pueden establecerse, aunque en series replegadas o falladas, por la carretera de Zalduondo al sondeo Urkilla (en el cuadrante de Zegama), o en las cercanías del cementerio de Albéniz.

Las litologías dominantes son calcarenitas de grano fino, finamente laminadas, que presentan una gran variedad en cuanto a contenido arcilloso. Así pues, es posible encontrar todos los términos intermedios que se quiera establecer entre las facies calcáreas puras y las muy arcillosas (que adquieren aspecto de margas compactas).

Las calcarenitas forman paquetes de potencia decimétrica - métrica, separados por niveles de margas y margocalizas muy compactas. Los contactos entre las distintas litologías generalmente son graduales y transi-

cionales, con frecuentes pasos laterales y verticales entre sí, debido a que vienen determinados por progresivos aumentos o disminuciones del contenido calizo y calcarenítico en un medio con depósitos autóctonos arcillosos. No obstante se puede observar que las distintas facies se distribuyen dentro del conjunto según un esquema sencillo; en general, las facies más calcáreas son mayoritarias a muro, pasando progresivamente hacia techo y lateralmente hacia el este a las facies más margosas.

La consecuencia del tránsito gradual, lateral y vertical, del término (34) hacia facies más arcillosas se traduce en el establecimiento de un nuevo término definido como **margocalizas y margas compactas** (35). Se trata de margas y margocalizas muy calcáreas. En general el conjunto presenta variaciones litológicas locales, estando las facies más carbonatadas en las cercanías del término anterior o de sus pasos laterales. Estos materiales se encuentran muy mal aflorados, siendo reconocibles con cierta calidad únicamente en afloramientos dispersos en el área de la Venta de Eguino.

La potencia del conjunto coniaciense disminuye de oeste a este estimándose cercana a 1.100 metros en el borde occidental y 650 metros en el oriental.

A techo del complejo coniaciense se dispone, en contacto gradual difícil de establecer, otro conjunto caracterizado por un mayor desarrollo de litologías margosas, de edad Santoniense. El conjunto está formado por dos términos distintos.

La facies más común y representativa se ha definido como **margas y margocalizas** (36). Aunque las litologías margosas son mayoritarias, se reconocen también, a distintas alturas, tramos constituidos por margas y margocalizas alternantes en niveles centi-decimétricos. El término puede definirse como una facies general margosa más o menos carbonatada (margas calcáreas) en la que se intercalan niveles

plano-parallelas, nodulares o zonas difusas de carácter margocalizo, así como estratos centimétricos aislados de caliza, caliza margosa o calcarenita. El corte-tipo se localiza en el cauce del arroyo Ametzaga, al sur de Zaldondo. Aflora de manera dispersa al oeste y sur de San Román, Iburguren, Andoin, etc...

Dentro de esta facies general margosa se localizan, en todo el cuadrante, sobre todo en su borde oeste, intercalaciones de paquetes de potencia métrica con entidad cartográfica constituidos por una alternancia de niveles "duros" y "blandos". Las litologías que intervienen son variadas: calcarenitas, calcirruditas, calizas arenosas o arcillosas, o margocalizas como términos "duros", y margas como términos "blandos". Esta facies se ha definido con el término **alternancia de margas, margocalizas y calizas** (37). Estos paquetes, que originan resaltes topográficos, tienen una gran continuidad lateral sobre todo en el cuadrante contiguo de Salvatierra. En algún caso (zona del cerro Illarra), aparecen barras mayoritariamente calcáreas que constan de dos litologías principales: bancos margocalizos y "packstones" de grano fino con huecos irregulares rellenos de esparita, lo que les confiere localmente un aspecto micro-oqueroso, al parecer no relacionado con procesos de dolomitización.

Marcando el tránsito Santoniense - Campaniense desaparecen prácticamente las intercalaciones de paquetes alternantes. A partir de este punto la serie adquiere un carácter aún más margoso, pudiendo establecerse un nuevo término definido como **margas; tramos de margas y margocalizas** (38). La litología mayoritaria de este término son margas; aunque localmente algunos tramos pueden parecerse al término anterior, en general las margas son menos calcáreas, algo más oscuras y arenosas. Los mejores afloramientos se encuentran dispersos en los alrededores de Munain y en la vertiente suroeste del alto de Ataun o San Román.

En la parte alta de este término (38), al este de Vicuña, se ha cartografiado un tramo

esencialmente terrígeno definido como **limolitas decalcificadas; niveles de areniscas** (39), cuya presencia podría marcar las primeras intercalaciones terrígenas campanienses. Son limolitas calcáreas laminadas, con cierto componente arenoso y una notable alteración, entre las que se intercalan esporádicamente estratos centimétricos de areniscas calcáreas de grano fino. La potencia del tramo es decamétrica y su extensión lateral no puede estimarse, ya que se encuentra cubierto en su mayoría por las grandes coladas de derrubios cuaternarios que se desprendieron de los cercanos farallones calcáreos de la sierra de Urbasa.

2.4.3. Sucesión Mixta Maastrichtiense

Se corresponde con la formación del puerto de Olazagutia (AMIOT, 1982).

En discordancia, localmente angular, sobre la serie margosa del Campaniense inferior o medio, se sitúa una serie mixta compuesta por **calizas, calizas arenosas, margas y calcarenitas** (40). En la base de la sucesión es predominante el contenido terrígeno, constituyendo una alternancia métrica de margas y calizas arenosas de aspecto masivo. Según SAN MARTIN (1987), la base del Maastrichtiense viene marcada localmente, en la zona de Entzia - Urbasa, por una brecha calcárea de matriz margo-arcillosa con cantos angulosos de arenisca rojiza y de calizas grises. Esta brecha presenta un metro de potencia y se dispone erosivamente sobre las margas y margocalizas del sustrato. Constituye la base de un nivel calizo de 5 metros que está formado por calizas grises y ocres con algas, y pequeñas intercalaciones de calcarenitas con abundantes fragmentos de fauna (equínidos, corales, radiolas, etc.). Sobre él se dispone una alternancia de calizas, calcarenitas y margas arenosas que alternan ininterrumpidamente hasta alcanzar los 90 metros de espesor. El techo, por el contrario, es fundamentalmente calizo (localmente calizo - dolomítico, como es común en cuadrantes adyacentes),

compuesto por calizas masivas, más o menos arenosas, a veces con estratificaciones cruzadas y niveles brechoides. Los bancos calizos están separados por intercalaciones centi a decimétricas de margocalizas o margas, en ocasiones con diminutos cristales de yeso. La potencia total del tramo oscila alrededor de los 50 metros, de los cuales los dos tercios superiores corresponderían aproximadamente a los niveles calizos.

AMIOT (1982) cita *Lepidorbitoides socialis* (LEYM.), *Clypeorbis mammillata* (SCHLUMB.), *Simplorbites gensacicus* (LEYM.), *Orbitoides apiculata* (SCHLUMBERGER).

Los únicos afloramientos medianamente accesibles en el cuadrante se sitúan en la vertiente sureste del alto de Ataun. Un corte interesante puede establecerse en la carretera al alto de Opakua (cuadrante sierra de Entzia).

2.5. Terciario

Los materiales terciarios están representados en este cuadrante por las series carbonatadas que conforman el flanco norte del amplio sinclinal colgado de la meseta - sierra de Urbasa. Cronoestratigráficamente están estructurados en dos secuencias deposicionales de edades Paleoceno y Eoceno respectivamente, separadas por un contacto discordante angular.

2.5.1. Paleoceno

El término basal de la secuencia está compuesto por **calizas micríticas rosadas, grises y blancas, y dolomías calcáreas** (41) de unos 75 metros de potencia.

Se trata de un término indiferenciado de calizas micríticas en bancos decimétricos a métricos, a veces recristalizadas, con intercalaciones esporádicas de dolomías calcáreas de

textura porosa y sacaroidea, que presentan oquedades milimétricas irregulares rellenas de calcita. En las zonas donde la presencia de dolomías es muy mayoritaria o exclusiva, se ha distinguido en cartografía un término de **dolomías calcáreas rosadas o cremas** (42), de unos 20 metros de potencia estimada. Las dolomías se sitúan generalmente en el centro del paquete, separando una banda calcárea de 15 - 20 metros a muro y otra de unos 35 - 40 metros a techo. Los contactos entre ambos términos son generalmente indefinidos debido a la horizontalidad de la serie y de la topografía. En exposiciones excepcionales (pico de San Román), pueden trazarse contactos estratigráficos normales entre ambas litologías. Geométricamente se observa una patente oblicuidad a gran escala entre los contactos cartográficos (supuestamente concordantes) y los límites entre caliza y dolomía. No obstante, es posible que exista una ligera discordancia (quizá erosiva) entre Maastrichtiense y Daniense, como apunta la presencia de brechas calcáreas y niveles con aspecto canaliforme en áreas contiguas (corte de Opakua). Esta idea fue avanzada ya por ALONSO (1986).

Los términos descritos corresponden a una edad aproximadamente Daniense - Montienense.

Sobre los términos del Paleoceno inferior se disponen materiales de edad Thanetiense - llerdiense (?), posiblemente en ligera discordancia, si bien puede tratarse de una disarmonía generalizada por plegamiento diferencial. Se han distinguido en cartografía dos términos:

El inferior está compuesto por **calcarenitas nodulosas bioclásticas y niveles aislados de margas** (43), de 20 a 30 metros de potencia.

Son calcarenitas de color marrón o crema, de grano más bien grueso, compuestas

por fragmentos de rodolitos o concreciones algales, de color blanco. Esporádicamente, y según las áreas, se intercalan niveles centimétricos de margas o lumaquelas de lamelibranquios. La estratificación es generalmente decimétrica y forma una alternancia aparente de estratos duros y blandos. La diferencia real entre ambos es mínima, debiendo estar causada por tectónica diferencial. Algunos niveles presentan aspecto noduloso que llega incluso a ser pseudobrechoide.

El término superior, **calizas esparíticas algales y calcarenitas de rodolitos** (44), es más masivo y de colores más claros, incluso blancos. Está formado por un conjunto de micritas o esparitas blancas (representantes de los biohermos algales masivos) y de calcarenitas de rodolitos, de color crema claro, que incluyen pequeños niveles lito y bioclásticos de tamaño rudita. En áreas adyacentes, se aprecian "parches" de "bindstones" algales y colonias aisladas, cupuliformes y compactas, de corales ramosos. Presenta una potencia estimada de hasta 50 metros en la zona oriental.

Ambos términos son progresivamente laminados en discordancia angular por los conglomerados eocenos.

2.5.2. Eoceno

La secuencia deposicional eocena (Luteciense - biarriztiense?) es discordante sobre sustratos paleocenos de edad Daniense, Montiense o Thanetiense.

Esta secuencia se estructura en dos subsecuencias, aparentemente discordantes entre sí.

2.5.2.1. Sub-secuencia Luteciense

Se apoya sobre el sustrato originando superficies de exposición y/o erosión, con pátinas rojizas arcillosas o ferruginosas y niveles brechoides.

Litológicamente está compuesta por cuatro términos que se describen por orden de aparición en la columna:

Brecha calcárea en matriz de margocaliza arenosa (45). Aparece localmente, en la base de la secuencia (con una potencia aproximada de 20 metros), y consta de cantos calcáreos mili a decimétricos en matriz margocalárea. Los niveles inferiores tienen aspecto de ortobrecha intraformacional, mientras que los superiores tienden a ser parabrechas calcáreas de cantos más redondeados y homométricos, de menor tamaño y continuidad relativa. Hacia arriba el término se transforma en **margocaliza arenosa verde o blanca y conglomerado calcáreo** (46), con esporádicos niveles (hasta 60 centímetros) de conglomerado bien cementado. La potencia oscila alrededor de los 70 metros. La margocaliza se encuentra fuertemente tectonizada y localmente alterada a arcillas rojas, que dan al paraje el nombre de Lurgorri ("tierras rojas").

Un segundo nivel de la misma litología se sitúa a techo de esta primera subsecuencia, pasando gradualmente a calizas blancas cortadas por la base de la segunda subsecuencia.

En los términos basales predominan los **conglomerados calcáreos** (47) homogéneos, principalmente ortoconglomeráticos y compuestos por cantos hasta métricos, con un grado de redondez y esfericidad variable, aunque con un aspecto general más bien extraformacional. Presenta una potencia máxima aproximada de 40 metros. Entre los niveles conglomeráticos se intercalan calcarenitas que, cuando son cartografiables (aproximadamente 1.5 metros de potencia), constituyen el término **calizas** (48).

2.5.2.2. Subsecuencia Luteciense - Biarritziense

Este segundo grupo de términos comienza con un **conglomerado y microconglomerado calco silíceo y calcarenitas arenosas** (49) que, cuando se sitúa en la base de la sucesión (con unos 20 metros de potencia) es similar al conglomerado descrito en la primera subsecuencia, incluso con caracteres de brecha intraformacional. Por el contrario, cuando está situado a techo está compuesto por clastos redondeados, e incorpora un fuerte componente de cantos silíceos, desde milimétricos hasta de 15 a 20 centímetros de diámetro. La matriz es de tipo margocalcáreo más o menos arenoso y el cemento calcáreo. La potencia de este nivel superior es difícil de establecer; orientativamente se puede situar en torno a los 40 metros.

Sobre el conglomerado basal y bajo el más alto (y quizá como paso lateral parcial de ellos) se sitúan unas barras de **calcarenitas bioclásticas** (50) con abundantes pectínidos y otros lamelibranquios; también aparecen bioclastos de rodolitos algales. La potencia aproximada es de 2 a 3 metros.

El término más extendido en esta subsecuencia son las **calizas de nummulites y/o rodolitos** (51), que se sitúan tanto en su base como a techo de la misma. Los niveles intermedios son posiblemente equivalentes laterales de los conglomerados superiores. Se trata de calcarenitas bioclásticas cuyo principal componente son los rodolitos algales y los nummulites en el oeste, mientras que éstos últimos llegan a ser muy mayoritarios en el este de la zona. Las calizas son blancas o de color crema más o menos oscuro. Afloran con aspecto masivo, sin estratificación claramente visible. La potencia puede alcanzar los 60 - 70 metros en la zona de máximo desarrollo vertical.

En el borde oeste de los afloramientos calizos, éstos presentan un carácter noduloso, con nummulites en los nódulos (más carbonatados),

producidos por la erosión diferencial. Pueden estar en discordancia sobre términos de la primera subsecuencia, o incluso sobre un sustrato paleoceno. Se han denominado **calizas nodulosas** (52). La potencia estimada es generalmente inferior a 10 metros.

Dentro del nivel superior de conglomerado calcosilíceo afloran pequeñas bandas de espesor métrico de **dolomías** (53) y **calizas** (54). Estas litologías tienen una facies prácticamente idéntica a las calizas y dolomías danienenses. Por ello puede existir la duda sobre si subsisten afloramientos de sustrato paleoceno puestos de relieve por la acción de fallas que levanten determinados bloques. Sin embargo, en cuadrantes adyacentes (Sierra de Entzia), aparecen nuevamente dolomías sacaroideas y calizas grises o rosas en los conglomerados eocenos e incluso en los miocenos. La potencia del término dolomítico no puede establecerse al no aflorar el muro (espesor mínimo: 1 a 2 metros). El término calcáreo muestra una potencia de 1 metro aproximadamente.

Hacia el este de los afloramientos eocenos se sitúan dos bandas paralelas de **calcarenitas arenosas** (55), que son equivalentes laterales de las calizas bioclásticas y de los niveles conglomeráticos superiores. La potencia oscila en torno a los 10 metros.

2.6. CUATERNARIO

Terrazas antiguas (56). En el suroeste del cuadrante y en el límite oeste del mismo, aparecen pequeños retazos de depósitos cuaternarios compuestos por cantos de arenisca, homométricos y redondeados. Se interpretan como restos de terrazas fluviales (o de medio deltaico aluvial más o menos distal), cubiertas por materiales arrastrados de la formación Valmaseda aflorante en la sierra de Urkilla, situada a unos 2 - 4 kilómetros al norte.

Gravas y arenas residuales (57). Son depósitos con escaso transporte, procedentes

de la meteorización de conglomerados calcosilíceos terciarios, y que se acumulan en pequeñas depresiones.

Coluviales antiguos (bloques) (58). Apoyado sobre los taludes septentrionales de la sierra de Urbasa, se desarrolló en el cuaternario un amplio sistema de abanicos aluviales compuestos por derrubios heterolíticos y heterométricos, muy pobremente clasificados (tamaño arcilla hasta bloques métricos). Estos depósitos, todavía cementados en sus partes más proximales, están siendo desmantelados en la actualidad por caídas a favor de netas cicatrices de deslizamiento. Estos procesos dan origen a **coladas de derrubios recientes** (59), cuya morfología se superpone a las formas previas de los abanicos. La removilización de los depósitos en un nuevo ciclo origina el avance de estrechas lenguas frontales hacia las zonas llanas del valle, donde es posible que se conserven residuos de las primitivas áreas lacustres distales, enmascaradas hoy por las labores agrícolas.

Depósitos aluviales (60). Están extensamente desarrollados en el valle de Burunda o La Barranca, si bien el espesor de los depósitos no alcanza, a tenor de los perfiles observados, más de 2,5 metros.

También se desarrollan pequeños depósitos aluviales aislados, en zonas llanas del suroeste, quizá restos de una red fluvial más extendida, o bien correspondientes a depósitos de pequeñas charcas que rellenasen depresiones erosivas.

Coluvial indiferenciado (61). Agrupa diversos tipos de materiales y depósitos de ladera no definidos anteriormente: coluviales mixtos arcillo - arenosos, con bloques silíceos; coladas de barro con escaso componente grueso (enraizadas en depósitos lutíticos), etc.

Aquellos depósitos constituidos casi exclusivamente por pequeños cantos calizos, normalmente cementados, y con matriz arcillosa, se han agrupado en el término **coluvial de bloques calizos** (62). Se sitúan principalmente al pie de los escarpes calizos de Umandía, Eguino, etc.

Los **depósitos antropogénicos** (63) están muy poco representados en este cuadrante: consisten en pequeñas escombrecas de explotaciones mineras o en explanadas para la construcción de naves industriales, como es el caso de la fábrica de Araia, fundición actualmente abandonada.

3. SEDIMENTOLOGIA

El presente capítulo es un intento de establecer en el ámbito del cuadrante los parámetros sedimentológicos en una triple vertiente: geométrico - estratigráfica, referida a las dimensiones horizontales y verticales de los cuerpos rocosos y a su relación mútua; secuencial, es decir, relativa a la sucesión de ambientes en el transcurso del tiempo; y paleogeográfica, relativa a la coexistencia de diferentes ambientes sedimentarios en un período determinado.

En el área de trabajo aparecen materiales pertenecientes al Cretácico inferior y superior, y Terciario marino y continental, con edades comprendidas aproximadamente entre Barremiense y Biarritziense (Eoceno).

De acuerdo con los materiales aflorantes y según su organización, se han distinguido estos ciclos sedimentarios 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).

— Ciclo Maastrichtiense - Paleoceno (Maastrichtiense - Thanetiense).

— Ciclo Eoceno (Ilerdiense - Biarritziense).

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, o incluso una discordancia con importante pérdida de registro sedimentario. Algunas de estas secuencias deposicionales constituyen macrosecuencias de "profundización" o "somerización" en el sentido de JAMES (1979).

3.1. CICLO PURBECK-WEALD (HAUTERIVIENSE?-BARREMIENSE)

El Jurásico superior y la parte baja del Cretácico inferior (pre - Aptiense) están representados en el País Vasco por depósitos no marinos, de ambientes intermedios y transicionales a marinos, que se describen en la literatura bajo las denominaciones de facies Purbeck y facies Weald. En el Anticlinorio de Bilbao y en

las zonas de Aramaiona y anticlinal de Aitzgorri aparecen sucesiones potentes (2.000 metros), de las que no aflora el muro, formadas principalmente por sedimentos terrígenos de grano fino. En Gernika y en Gipuzkoa, las sucesiones son considerablemente menos potentes (100 a 300 metros), y de carácter más calcáreo. En Bizkaia, las influencias marinas procedentes del norte son mucho más ostensibles que en Cantabria (PUJALTE, 1981), por lo que cabe suponer que existirían conexiones con el océano, aunque imperfectas y tal vez esporádicas (figura 3.2.). En la sierra de Cantabria (límite sur de Alava), el Complejo Purbeck - Weald (definido por PUJALTE, 1977) está representado por conglomerados poligénicos, areniscas y arcillas abigarradas.

Estas diferencias son el reflejo de una fuerte subsidencia diferencial y de un basculamiento de los bloques del sustrato. Esta dinámica está en el origen de la fuerte influencia terrígena continental en todo el área del Anticlinorio de Bilbao, mientras que Gernika constituía un paleoalto a salvo de la contaminación terrígena. La alineación de umbrales se encontraba alejada de la línea de costa occidental y meridional purbeck-wealdense (ver figuras 3.1, 3.2).

En este cuadrante afloran los niveles terminales del Complejo: 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 toda la zona pequeñas construcciones biohermales de ostreidos o rudistas, en ciclos muy característicos. Algunos de ellos son observables en los alrededores de San Adrián (cuadrante de Zegama).

En el entorno del cuadrante, y a tenor de las facies reconocidas, el medio deposicional durante el Neocomiense superior - Barremien-

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

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

Así pues, 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 este escenario intruyen esporádicamente lóbulos deltaicos o de desbordamiento de canales. La influencia marina, siempre poco acentuada, penetraría cíclicamente cada vez con más frecuencia e intensidad en el dominio continental. Tan sólo al final del ciclo se reconoce una tendencia transgresiva dibujada por la primera invasión marina del Cretácico, que llevará al establecimiento de medios mareales y arrecifales carbonatados (Ciclo Urgoniano).

La sedimentación wealdense marca un cambio paleogeográfico importante, aunque no instantáneo (se produce antes en las regiones occidentales que en las orientales), en el

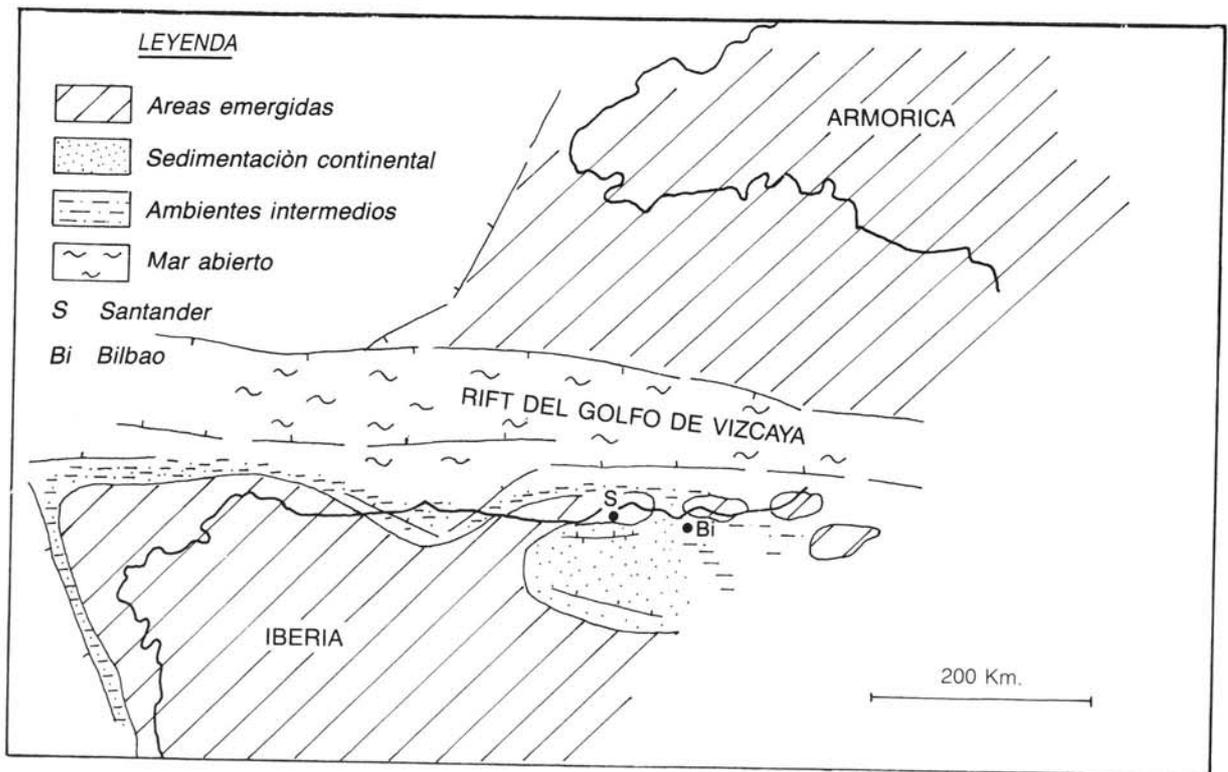
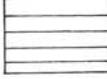
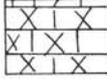


Figura 3.1.—Marco paleogeográfico imaginado para el complejo Purbeck-Weald en la cuenca Cantábrica. Tomado de INGEMISA, 1982.



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

- 
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

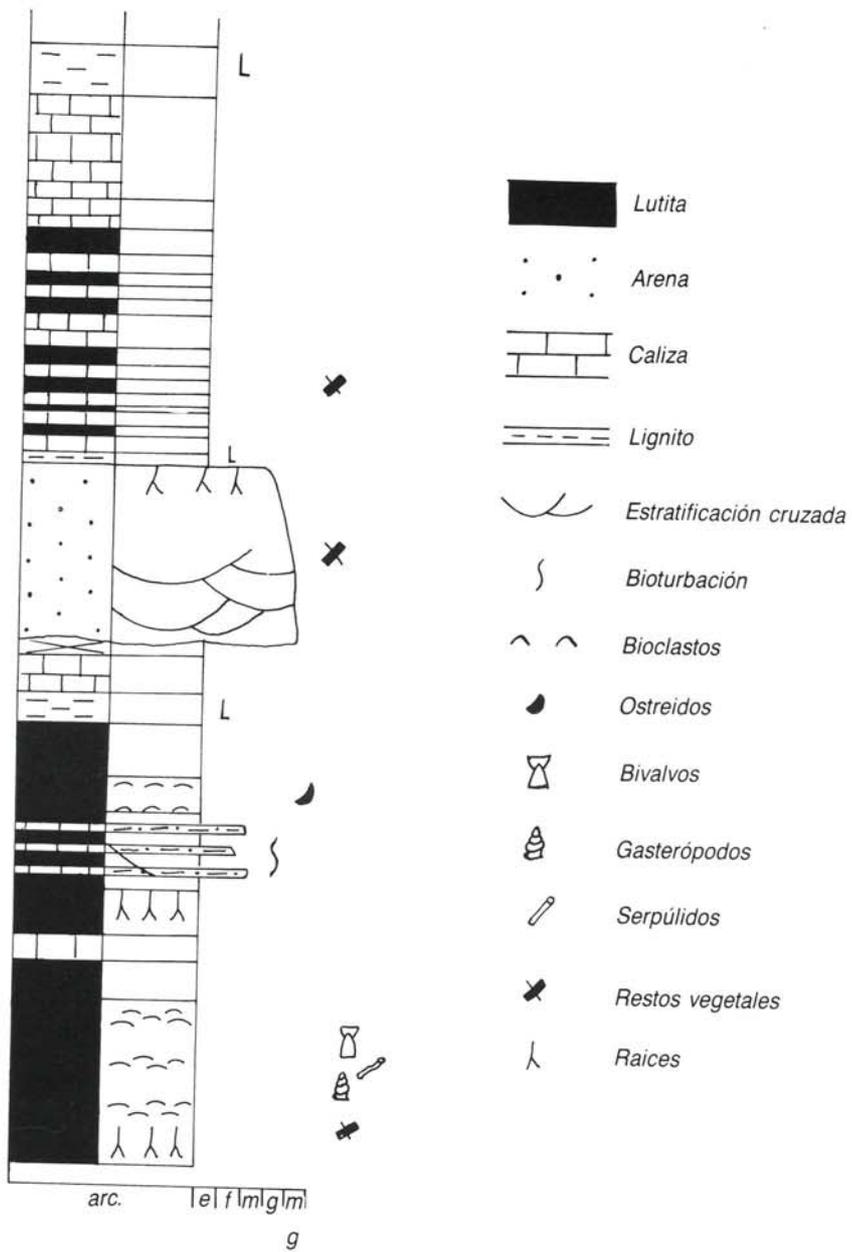


Figura 3.3.—Diagrama esquemático de la "Unidad 4" de la sucesión de "Vale Verde", según WRIGHT (1985).

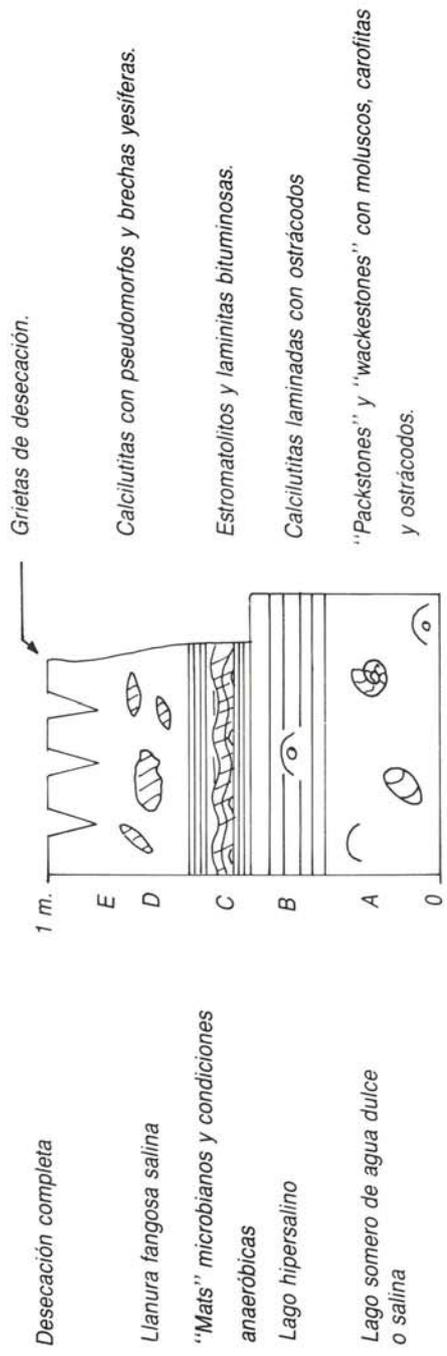


Figura 3.4.—Ciclo idealizado dentro de la "Unidad 8" de la sucesión de "Vale Verde", según WRIGHT (1985).
 Los términos B, C y D son frecuentes en la sucesión wealdense del área de estudio y su entorno.
 El término A aparece sólo localmente y con frecuencia dolomitizado.
 El término E no ha sido observado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

Jurásico superior, cuyas pruebas más evidentes son la sustitución del régimen sedimentario del Jurásico marino por regímenes no-marinos o intermedios, el fortísimo aumento de los aportes terrígenos (lo cual implica la creación previa de relieves en sectores circundantes a las áreas deposicionales), y las fuertes diferencias de subsidencia a nivel regional que demuestran una acusada inestabilidad del área deposicional.

Estos fenómenos son atribuibles a una nueva y brusca aceleración de los procesos de "rifting" en el golfo de Vizcaya. La margen continental ibérica está cruzada por importantes líneas de fallas tardihercénicas que, sometidas a distensión, se reactivaron, dando como resultado una serie de bloques elevados y cuencas; en los primeros la sedimentación sería escasa o nula, en tanto que en las cuencas se acumularon fuertes espesores (figura 3.1).

3.2. CICLO URGONIANO (APTIENSE - ALBIENSE INFERIOR - 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 pararrecifales (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).

Los materiales englobados bajo la denominación de Complejo Urgoniano pueden abarcar un intervalo temporal máximo Aptiense - Albiense medio, aproximadamente. El Complejo Urgoniano fue definido por RAT (1959), que empleó el término de "complejo" por la

heterogeneidad litológica que presenta, y el calificativo de "Urgoniano" por las calizas de rudistas y corales en facies urgonianas que suponen su rasgo más característico.

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

Una de las estructuras que se dan con más frecuencia en los edificios arrecifales es el "reef mound" o montículo arrecifal micrítico (JAMES, 1978). Los crecimientos de este tipo suelen presentar un núcleo micrítico con rudistas, corales, algas y otra fauna, y unos flancos brechoideos, calcareníticos o en paso gradual a depósitos biostrómicos normales de plataforma (ver figura 3.5 C, D). Los montículos suelen aparecer preferentemente marcando esas áreas de tránsito, frentes locales de plataforma o banco carbonatado, de manera que atestiguan diferencias batimétricas de rango muy variable en el fondo marino.

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 3.6). A esta acción tectónica se agregó la originada por movimientos halocinéticos de la sal triásica, como en el sector sureste del litosoma de Aitzgorri y en otros muchos del entorno. De esta manera, en

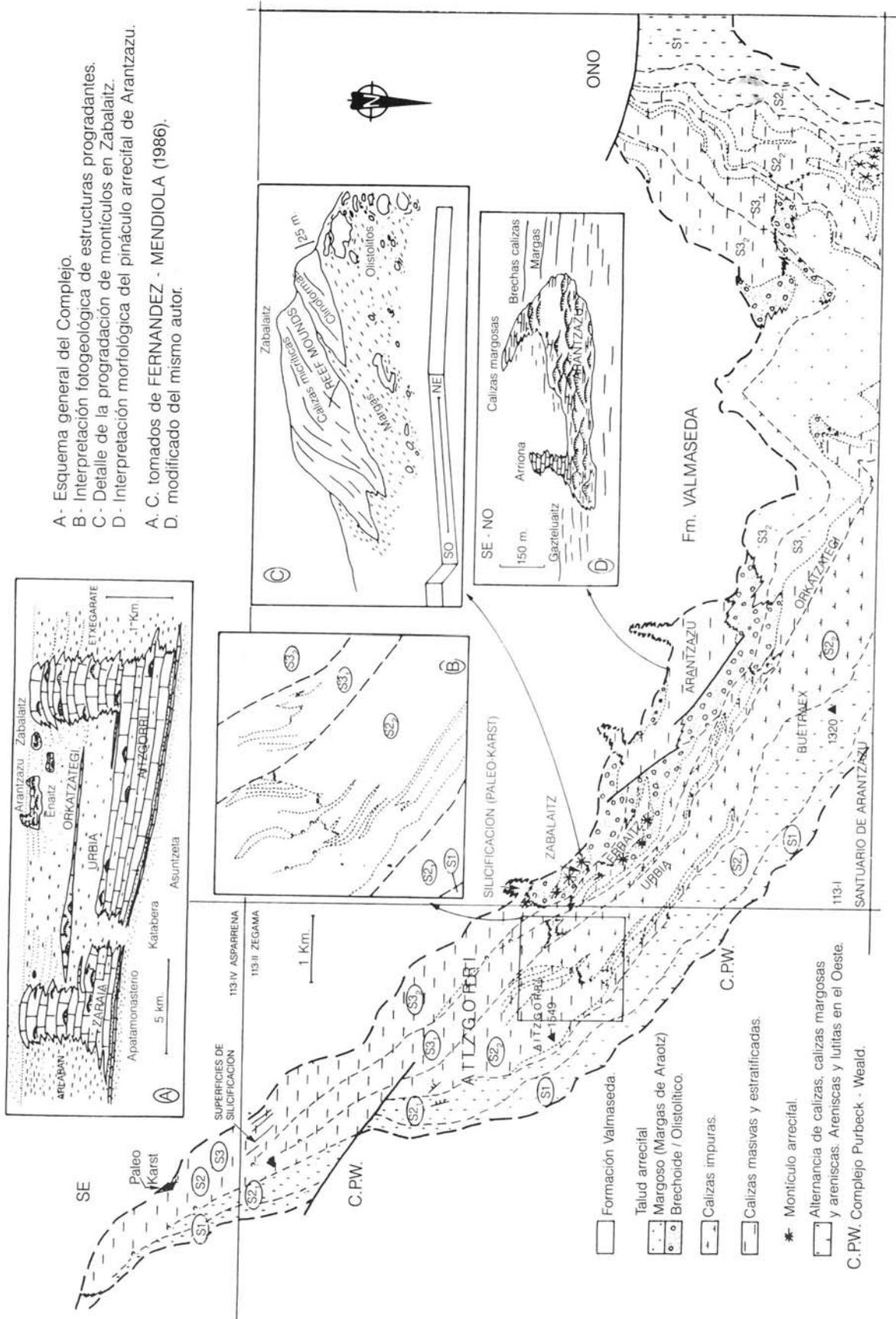


Figura 3.5.— Esquema cartográfico simplificado del complejo arrecifal de Aitzgorri, con indicación de secuencias, subsecuencias y su correlación a través de las margas de Araotz. Obsérvense los bruscos tránsitos laterales y la disminución de potencia al sureste.

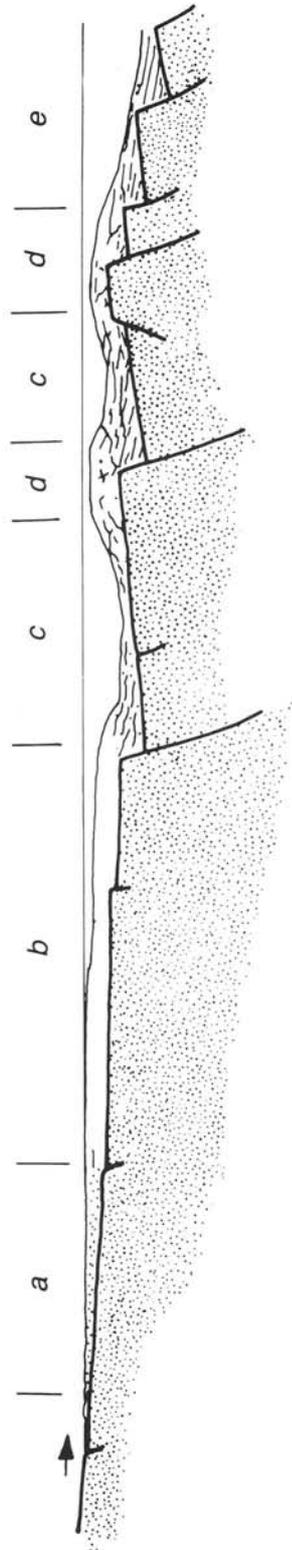


Figura 3.6.—Esquema general del funcionamiento tectosedimentario urgoniano:

- 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).

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, 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 sinclinal de Vizcaya y el anticlinorio Nor-Vizcaíno, y quizá en menor medida el anticlinorio de Bilbao y anticlinorio de Aitzgorri, en el que se localiza el cuadrante en estudio, no son el resultado únicamente de los procesos tectónicos alpinos, sino que ya tuvieron una importante preformación a modo de altos y surcos paleogeográficos, durante el transcurso de la sedimentación aptiense y albiense.

El desarrollo de calizas en el entorno del cuadrante (ver figuras 3.5 y 3.7) fue incipiente en el Aptiense inferior (1.^a secuencia deposicional urgoniana: cuadrante de Legutiano; barras basales en San Adrián - Hiruetxeas), creciente en el Aptiense medio - superior (2.^a secuencia, litosomos principales de Aratz y Aitzgorri, en el límite con el cuadrante de Zegama), y verdaderamente espectacular entre Aptiense terminal y Albiense superior (3.^a y 4.^a secuencias [donde pueden diferenciarse], correspondientes a la formación de grandes taludes de Aitztontor, cuadrante de Zegama; también en Arantzazu y Andarto, cuadrante de Santuario de Arantzazu).

La evolución paleogeográfica a lo largo de este lapso fue la siguiente: la llanura mareal que se implantó en la mayor parte del Arco Vasco a partir de la base del Aptiense se divide en diferentes segmentos a lo largo de fallas sinsedimentarias, quizá de escaso salto, y de direcciones aproximadas N 120° y N 30° - 45°. Esto dio lugar a la formación de incipientes paleoaltos en la sierra de Aitzgorri, entre otros,

con facies carbonatadas someras, en las que se desarrollaron inicialmente y de forma esporádica colonias de ostreidos, 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 (series terrígenas en el cuadrante de Legutiano, parcialmente interpenetradas con las calizas de Zaraia, cuadrante del Santuario de Arantzazu) y al sureste, área de Iturrigain (también área de Anarri; cuadrante de Zegama).

Durante la segunda secuencia, las alternancias de ambientes con mayor y menor contaminación margosa (S2₁, en las figuras 3.5 y 3.7) dan paso a una etapa de movimiento diferencial en los bloques del sustrato según la misma red de fallas sinsedimentarias. Esto origina el fraccionamiento del gran litosoma de Aitzgorri en bancos arrecifales, como el de Aitzgorri - Aratz o el de Zaraia (cuadrante del Santuario de Arantzazu), y cuencas restringidas "intra-plataforma", donde se depositaron primero las margas de Urbia (S2₂) y posteriormente sucesivas series de talud, mucho más desarrolladas, aflorantes casi exclusivamente en cuadrantes noroccidentales. Los tránsitos laterales entre las series son muy bruscos (figura 3.5 A, D), respondiendo al esquema general tectosedimentario urgoniano que se plasma en la figura 3.6.

Mientras los bancos arrecifales crecían en Aitzgorri, en los sectores septentrionales de Anarri y Etxegarate (cuadrante de Zegama) (ver figura 3.7) actuaban las fallas sinsedimentarias del sistema Bilbao - Alsasua. Así se iban formando escalones de profundidad creciente hacia el noreste, donde la batimetría impedía el desarrollo de comunidades arrecifales. En estas cuencas se depositaban alternancias calizoterrígenas de aguas someras o, en zonas más distales de talud submarino, margas y calcarenitas turbidíticas, unidades deslizadas, flujos de barro y derrubios, etc.

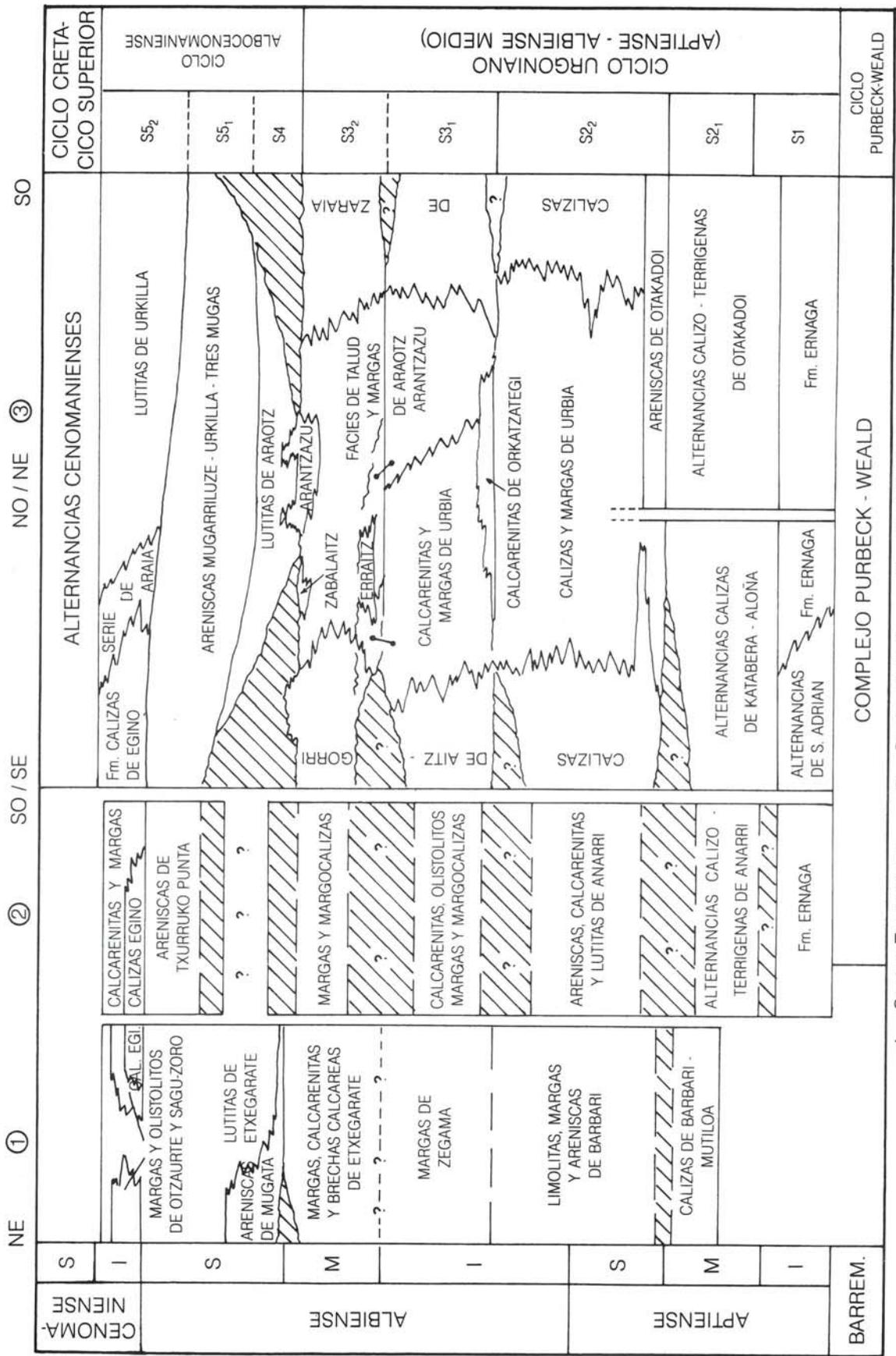


Figura 3.7.—Organización y distribución secuencial en el Cretácico inferior del área de trabajo.

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 litosomos principales del sistema de Aitzgorri (ver figura 3.5, B, C).

Al terminar la época de máximo desarrollo tiene lugar el comienzo de la decadencia del sistema arrecifal: en los últimos estadios de crecimiento del gran edificio de Aitzgorri, la elevación del fondo marino ocasionó localmente una exposición del techo de los arrecifes a un medio continental de aguas dulces, freático o vadoso, incluso con formación de sedimentos internos en huecos de disolución paleokárstica con silicificación asociada: zona de Atabarrate. 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 (cuadrantes de Santuario de Arantzazu y Zegama, respectivamente) solapando simultáneamente los márgenes del banco calizo. Las secuencias tienen un reflejo bastante fiel en todo el entorno del cuadrante, aunque las tres primeras quedan difuminadas en la masa caliza de Umandía y en la complejidad de sus equivalentes laterales del sector de Anarri, mientras que la última está especialmente desarrollada (figura 3.5).

Los techos de las dos secuencias inferiores vienen marcados por sendas digitaciones del cuerpo calcáreo de Umandía, que se extienden hacia la serie de Iturrigain.

El término basal de la tercera puede estar representado por unos niveles bioclásticos silicificados, situados a media altura en la columna del litosomo calcáreo. Esta interrupción (a veces acompañada de intercalación terríge-

na) se ha descrito en el interior de edificios similares en edad y estructura en las áreas de Gernika (ROBADOR, 1984; CADEM, 1985) o Indibiti (Dima) (FERNANDEZ MENDIOLA y GARCIA MONDEJAR, 1983; IGME-CADEM, 1985).

Entre la tercera y cuarta secuencias tiene lugar una interrupción en la sedimentación, quizá acompañada de una somerización del techo de las calizas de Umandía, en las que se da un fenómeno de disolución con creación de huecos rellenos por calcarenitas arenosas laminadas.

El cambio de la paleogeografía "urgoniana" a la "supraurgoniana" no fue un fenómeno instantáneo, ni siquiera rápido. Las primeras llegadas de terrígenos albocenomanienses tienen lugar en el Albiense inferior, pero el régimen arrecifal persistió en las plataformas carbonatadas, que quedaron en buena parte a salvo de la contaminación. Sin embargo, la continuación de los aportes terrígenos determinó primero una notable reducción del dominio carbonatado (en el Albiense medio), y posteriormente su práctica desaparición (Albiense superior). De este modo, la localización de las plataformas urgonianas condicionó en parte la distribución de los sedimentos terrígenos supraurgonianos, tal como señalan también OLIVE *et al.* (1984).

3.3. CICLO ALBOCENOMANIENSE (ALBIENSE MEDIO - CENOMANIENSE INFERIOR)

Por su parte, el Ciclo Albocenomaniense (Supraurgoniano de RAT, 1959) es el 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, las formaciones de Zufía y Eguino (plataformas terrígeno - carbonatadas) al este y Durango (talud terrígeno) al norte. La distribución paleogeográfica regional está representada en la figura 3.8.

El Ciclo Albocenomaniense viene a situarse generalmente en "onlap" sobre los relieves arrecifales urgonianos, lo que implica hiatos locales en la sedimentación (ver figura 3.7). Este es el caso de la zona estudiada, a partir de la secuencia S4, a techo de las calizas de Aitzgorri. A ello se debe la notable variación de potencias del Albocenomaniense en el entorno del cuadrante, en general, en el flanco sur del Anticlinorio de Bilbao y con respecto a los sectores nororientales (formación Durango) encuadrados en el flanco norte. La última secuencia del ciclo está representada en este área por las areniscas de la formación Valmaseda en la base, y las calizas de Eguino, la serie carbonatada de Araia y las lutitas terminales de la formación Valmaseda a techo (figura 3.7).

En el entorno del cuadrante se observa una notable reducción de potencias hacia el ESE en los tramos basales de la formación Valmaseda (ver cartografía y figura 3.6), ocasionada por una subsidencia diferencial acusada. A raíz de esto se formarán umbrales suficientemente someros como para que se instauren sobre ellos los arrecifes aislados de la formación Eguino.

En el flanco sur del anticlinal, la formación Valmaseda se puede dividir en tres tramos representados en el cuadrante de forma incompleta.

Estos se estructuran en una macrosecuencia simétrica progradante - retrogradante. En la primera parte de la macrosecuencia (S4), las lutitas de Araioz se acuñan en "onlap" sobre el umbral arrecifal de Aitzgorri, provocando la muerte de las comunidades biológicas en los arrecifes y pináculos de Aitzlotze (cuadrante

de Zegama). Sin embargo, son las areniscas gruesas y conglomerados de Urkilla - Mugarraluze (S5, en la figura 3.7) las que logran rebasar el umbral de Aitzgorri y sepultan definitivamente los arrecifes albienses. Las paleocorrientes en el extremo sureste de la formación muestran una gran unidireccionalidad, indicando hacia el norte y noreste (figura 3.9). Las facies que van apareciendo hacia el noreste muestran características mareales, apuntando a una profundización del medio de depósito con respecto al aparato deltaico que avanza desde el sur.

La oblicuidad de las barras resaltantes con respecto al sustrato calizo tan sólo puede explicarse (teniendo en cuenta el esquema de paleocorrientes, figura 3.9) por un choque frontal de los aportes terrígenos groseros con una barrera caliza que no pudieron sobrepasar y tendieron a rodear por el este.

En la segunda secuencia (S5), a una serie areniscosa de lóbulos deltaicos retrogradantes le sucede un episodio de prodelta con influencia marina creciente.

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

En efecto, las **calizas de Eguino** se localizan sobre una intumescencia de forma domal, que preservaba el umbral de las avenidas lutíticas de la formación Valmaseda.

La figura 3.10 esquematiza la organización interna horizontal y vertical de las calizas en los

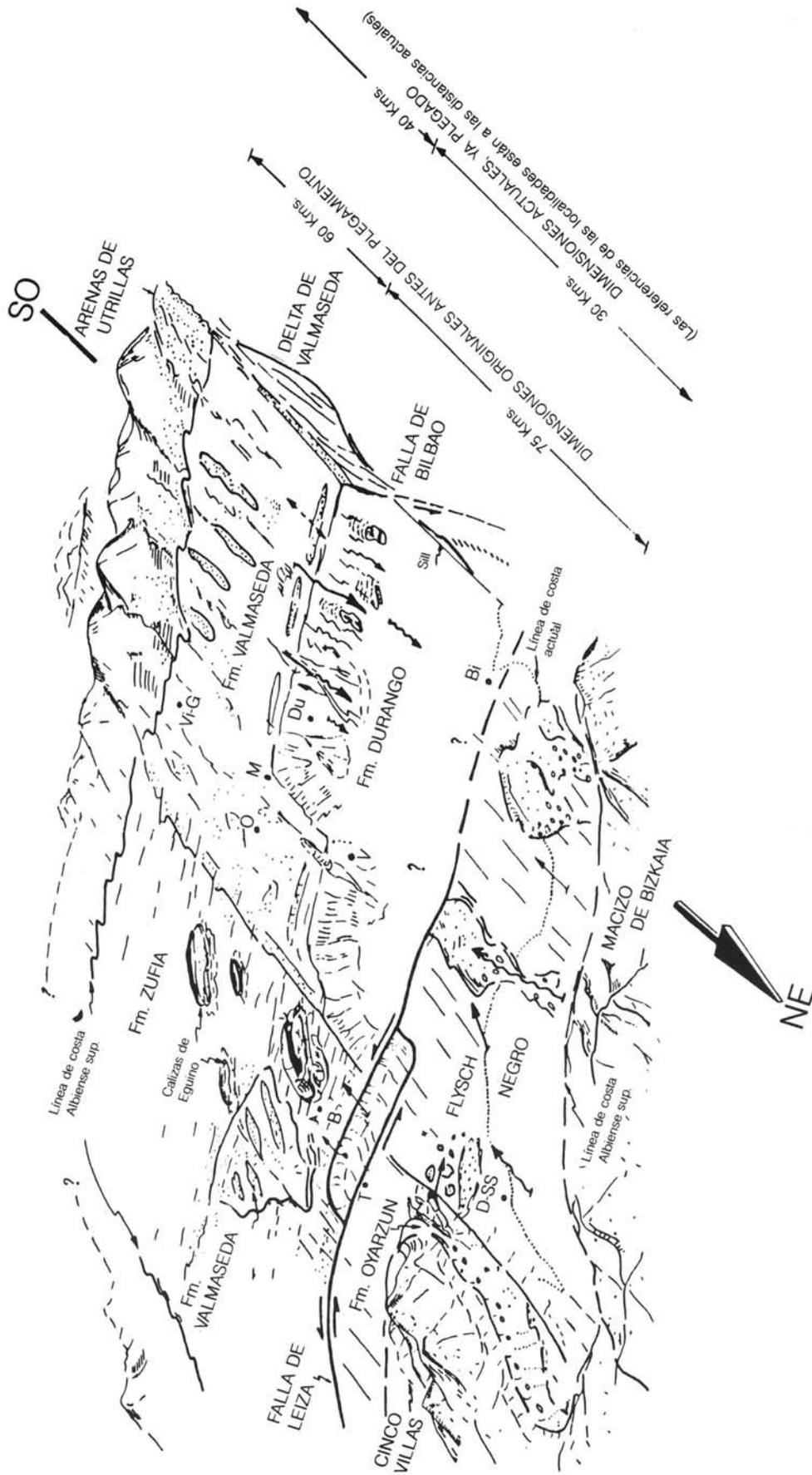


Figura 38.—Esquema paleogeográfico muy simplificado durante el Albiense superior. Bi - Bilbao; D-SS - Donostia-San Sebastián; Vi-G - Vitoria-Gasteiz; T - Tolosa; B - Beasain; Du - Durango; V - Vergara; M - Mondragón; O - Oñate (Explicación en el texto).

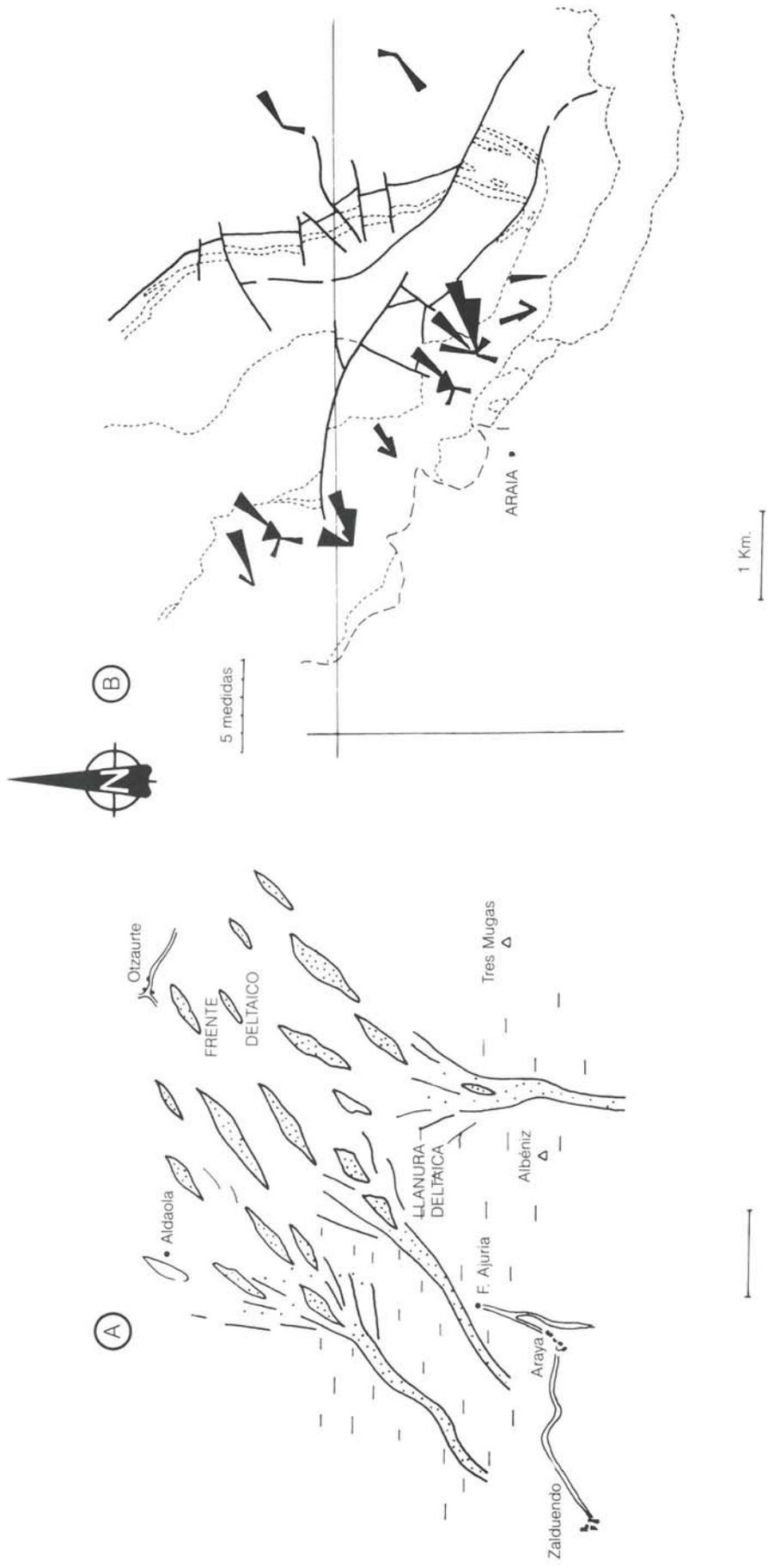


Figura 3.9.— (A) Interpretación paleogeográfica del sistema deltaico de la formación Valmaseda. (B) Esquema de paleocorrientes para dicha formación al norte de Araia. Base geológica MAGNA

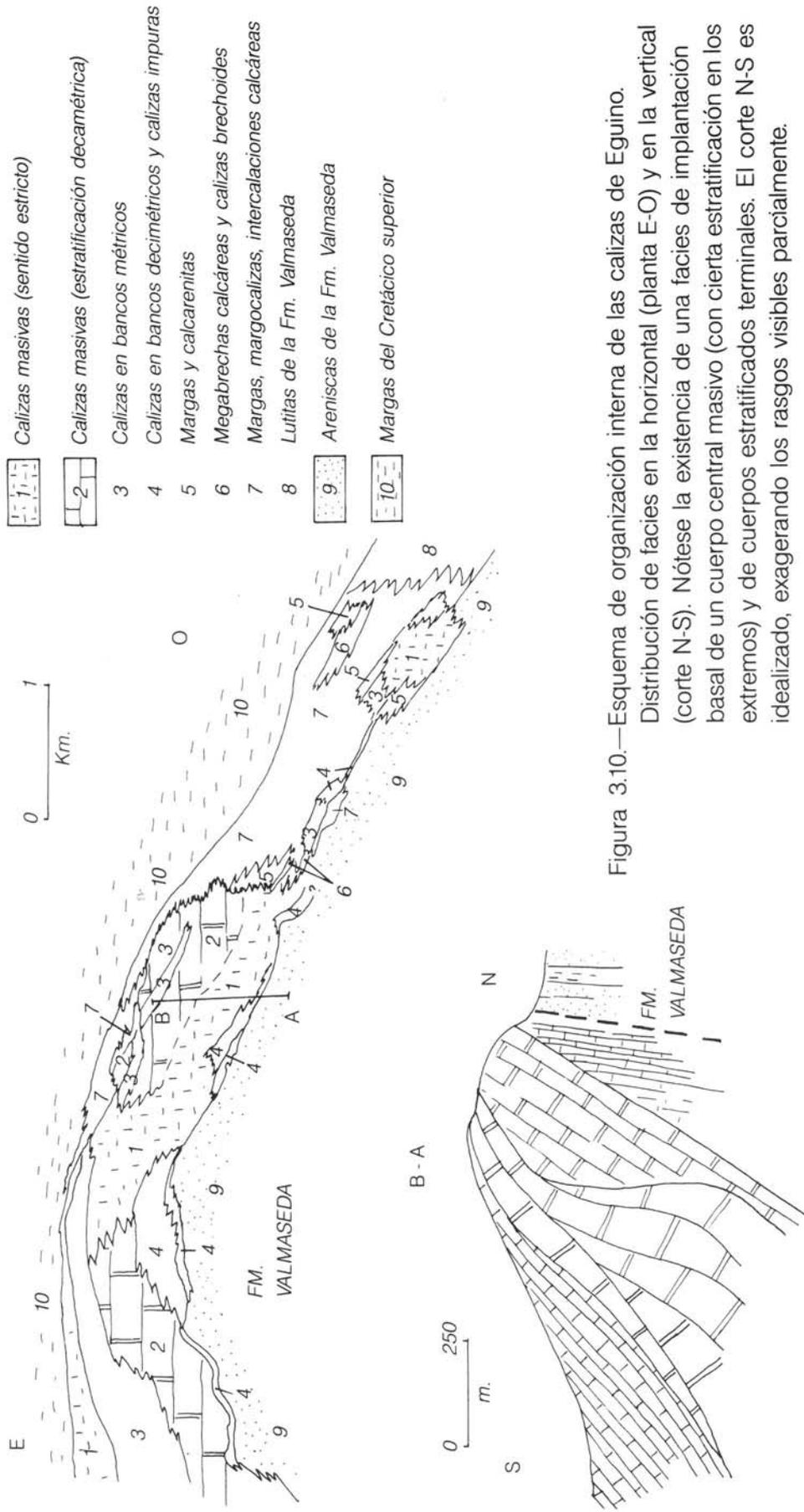


Figura 3.10.—Esquema de organización interna de las calizas de Eguino. Distribución de facies en la horizontal (planta E-O) y en la vertical (corte N-S). Nótese la existencia de una facies de implantación basal de un cuerpo central masivo (con cierta estratificación en los extremos) y de cuerpos estratificados terminales. El corte N-S es idealizado, exagerando los rasgos visibles parcialmente.

sentidos E - O: predominio de factores de "simetría biológico - estructural", y N - S: influencia de procesos de aceleración en la intumescencia supuestamente diapírica y creación de discontinuidades geométricas internas.

En lo tocante a las biofacies, se reconoce un equilibrio entre corales y rudistas, siendo frecuentemente mayoritarios los primeros, especialmente los masivos y planares, que pueden formar "knoll - reefs" totalmente masivos.

Al igual que en las calizas de Umandia, en Eguino se dan también fenómenos de paleokarstificación en los niveles terminales. Se trata de huecos irregulares rellenos de sedimentos calcáreos laminados o bien brechoides, lo que atestigüa deslizamientos en los sedimentos internos.

Por otra parte, las dos unidades se prolongan hacia el sureste durante varios kilómetros (6 kilómetros para las calizas de Aitzgorri, según GARCIA RODRIGO y F. ALVAREZ, 1973) disminuyendo progresivamente su potencia hacia el sur hasta desaparecer (ver sondeos URBASA 1, 2, 3; ALDA-1 y GASTIAIN-1 en IGME, 1987).

Así pues, los materiales deltaicos de procedencia meridional (formación Valmaseda) primeramente rodean y luego terminan por sobrepasar la barrera caliza de Aitzgorri y caen por sucesivos escalones (básicamente los mismos umbrales urgonianos) hasta el surco de Zegama (cuadrante del mismo nombre), dando origen a la formación Durango. La serie es básicamente areniscosa y con frecuentes deslizamientos en sectores como Araia y Etxegarate (cuadrante de Zegama), manteniéndose entre ellos posibles surcos con sedimentos más finos: Tres Mugas y Otzaurte (en Zegama), respectivamente. Esta distribución puede indicar la situación de los principales abanicos terrígenos, localizados sobre antiguos paleoaltos urgonianos (Umandia, Zaraia, 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 austriaca". 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.

Todo el sistema sedimentario del Cretácico inferior se basa en la subsidencia diferencial y en la capacidad de crecimiento de las comunidades arrecifales para contrarrestar los movimientos verticales del sustrato, así como en la dirección y velocidad de sedimentación de los aportes terrígenos que entran a formar parte del sistema.

La organización secuencial cretácica es reconocible con facilidad sólo en áreas de alternancia calizo - terrígena. Existen, sin embargo, amplias zonas en las cuales se da un depósito predominantemente terrígeno o carbonatado (cuencas y plataformas, respectivamente) y en las que las secuencias deposicionales resultan de difícil reconocimiento (por ejemplo, calizas de Aitzgorri, etc.).

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 Eretza), muy monótonos.

- 2.—Subsidencia más acelerada, fracturación sinsedimentaria en pequeños bloques. Actividad halocinética creciente. (Bedouliense superior - Gargasense). 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 del prodelta de la formación Valmaseda. Enorme subsidencia generalizada.
- 4.—Ligera actuación de los altos del sistema de Aitzgorri hasta el Cenomaniense, creación de arrecifes y facies destructivas. Nuevo predominio local de la halocinesis sobre la tectónica de bloques.

Finalmente, la llegada del enorme acúmulo de sedimentos que representa el episodio principal de 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 SUPERIOR)

Como ya se ha comentado, tras el desarrollo de importantes relieves diferenciales en el fondo marino durante el megaciclo Urganiano,

la llegada de los sedimentos de la formación Valmaseda uniformiza y someriza el sustrato, de forma que pueden establecerse los amplios elementos paleogeográficos transgresivos, característicos del inicio del Cretácico superior. El proceso tiene excepciones locales en las áreas de intumescencia, probablemente halocinética, combinada con tectónica de bloques: diapiros extruidos como el de Murgia (cuadrante de Zuya) o no aflorantes como el de Aitzgorri - Eguino, paleoalto complejo de Maturana, (cuadrantes de Legutiano, Vitoria y Salvatierra) etc., en el entorno próximo del cuadrante.

Durante el Cretácico superior se formó en el área Vasco - Cantábrica un gran surco (Surco Alavés de RAMIREZ DEL POZO, 1971; ver figuras 3.11 B y 3.12), con más de 4.500 metros de espesor total de sedimentos margosos y calizo - arcillosos en facies neríticas y pelágicas. Esta depresión elongada se sigue desde las proximidades de la alineación diapírica occidental de Salinas de Rosio - Valle de Mena, hasta que se va haciendo más angosta en La Barranca y Alsasua (figura 3.11 B). El surco de Salvatierra, en cuyo margen noreste se localiza el cuadrante, es uno de los surcos subsidiarios (figura 3.12), rodeado por umbrales paleogeográficos (NO, N, NE, S y SE), no pocos de ellos de probable origen diapírico (ver figura 3.13).

Hacia el sur y el oeste del Surco Alavés existió una plataforma poco subsidente (entre 500 y 1000 m. de Cretácico superior), con sedimentos carbonatados de facies someras.

3.4.1. Distribución secuencial en el cuadrante

Los diferentes materiales de edad cretácica y terciaria comprendidos en los surcos de Vitoria - Gasteiz y Salvatierra pueden estructurarse en diferentes "secuencias deposicionales" en el sentido de MITCHUM *et al.* (1977):

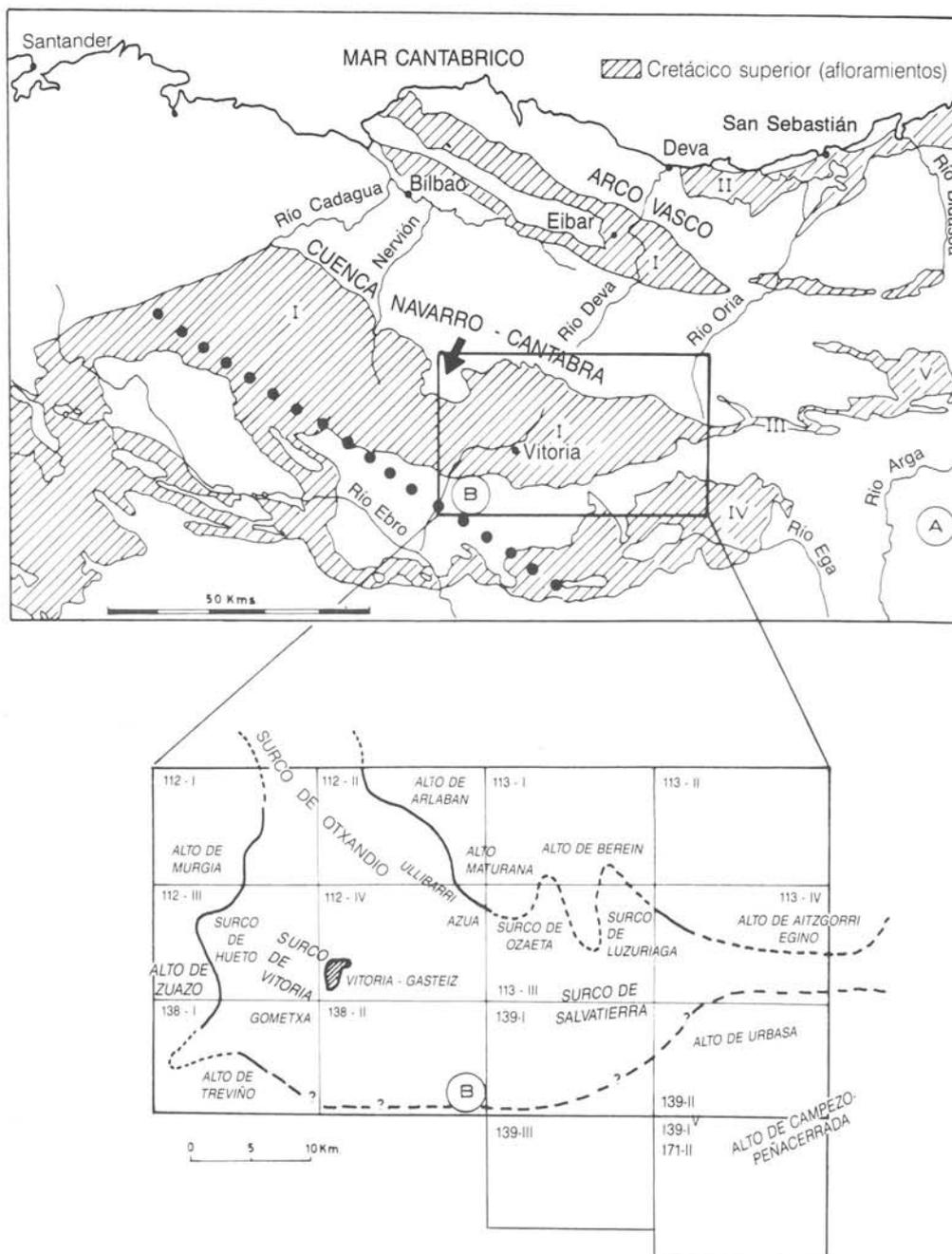


Figura 3.11.— (A) Situación regional de los surcos de Vitoria y Salvatierra con respecto a los afloramientos del Cretácico superior en la Cuenca Cantábrica Oriental. La línea de puntos gruesos indica el límite septentrional del área costera o de transición. Tomado de AMIOT (1982).

(B) Localización y geometría de los surcos y de los altos o umbrales paleogeográficos que los rodean, y que funcionaron en el Cretácico superior, dentro del área de referencia del estudio. Se incluye toponimia que se cita en el texto.

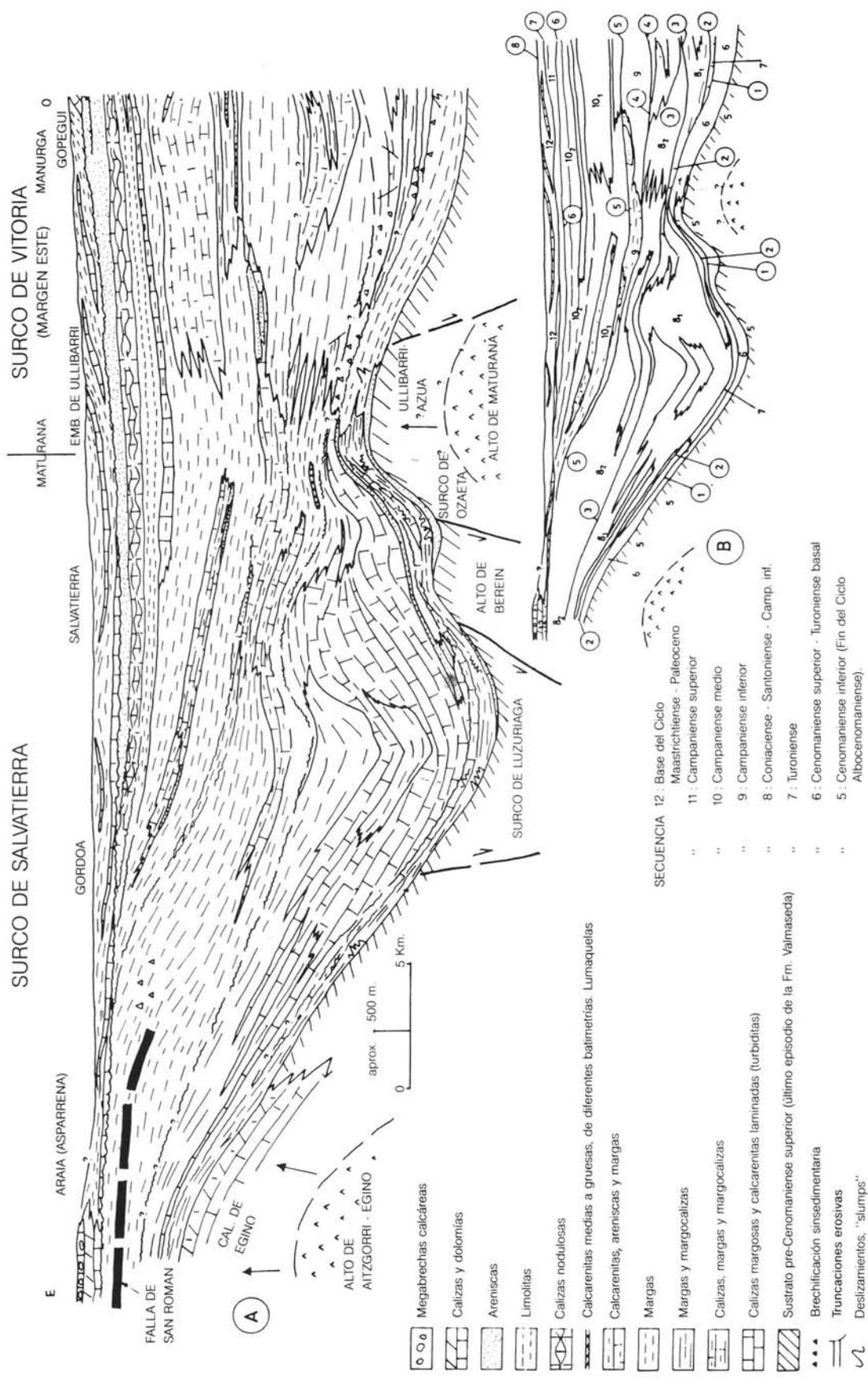


Figura 3.12.— (A) Esquema estratigráfico general del surco de Salvatierra y su enlace con el surco de Vitoria a través del umbral o alto de Maturana. (B) Distribución de discontinuidades (números rodeados con un círculo) y secuencias deposicionales, tal como se describen en el texto.

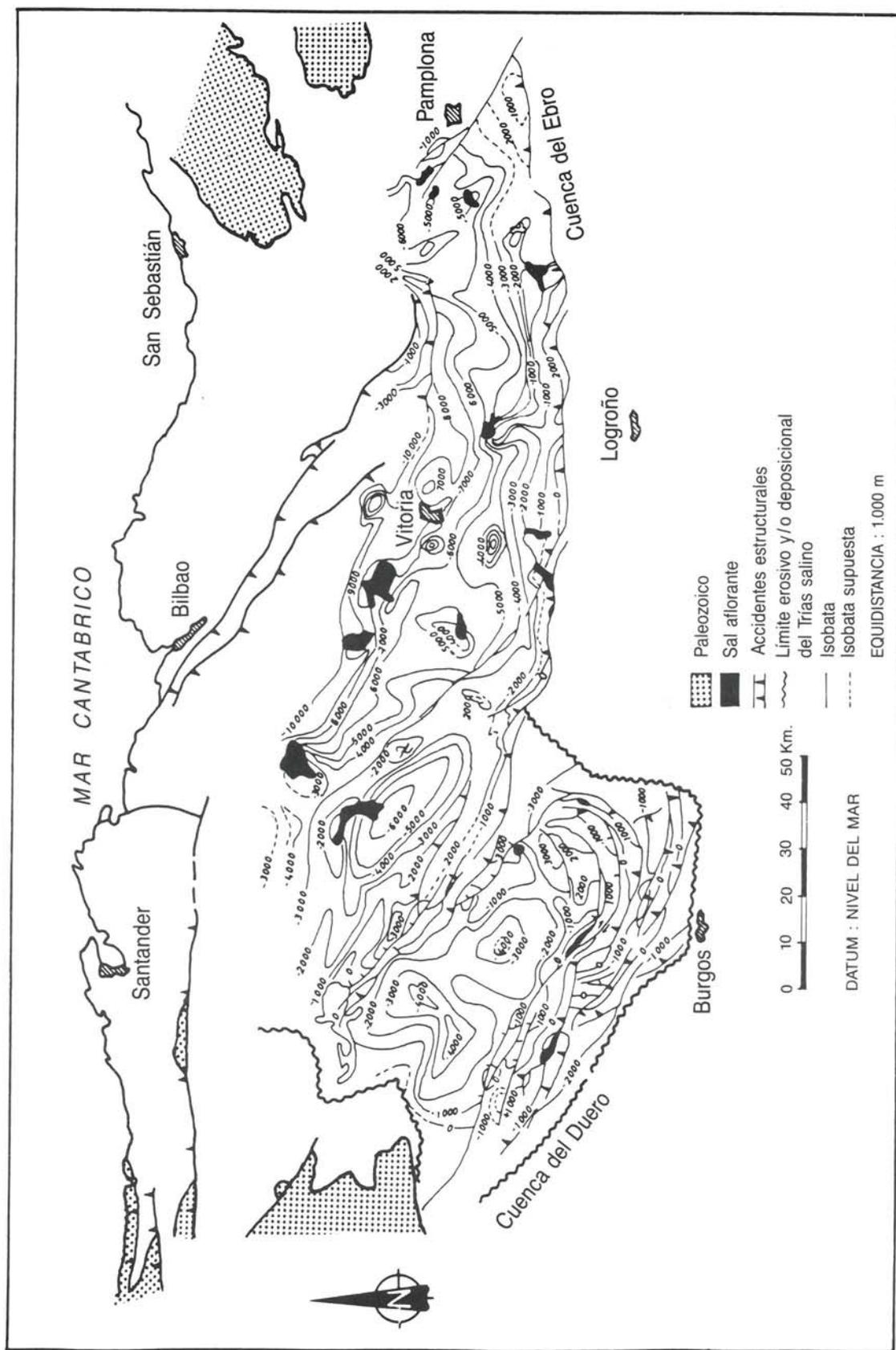


Figura 3.13.—Mapa de estructuras salinas en el Dominio Cantábromo-Navarro. Isobatas del techo del Triás Keuper. (Tomado de SERRANO et al., 1988)

unidades o grupos de unidades sedimentarias separadas a techo y a muro por algún tipo de discontinuidad sedimentaria, desde solapamientos a paraconformidades con importante pérdida de registro, hasta simples cambios litológicos, más o menos bruscos. En el Cretácico inferior, las secuencias deposicionales suelen estar constituidas por parejas de unidades del tipo "terrágeno - carbonato" o "terrágeno grueso inferior - terrígeno fino superior". En el caso del Cretácico superior, en el que el contenido terrígeno es bastante uniforme y de grano fino, las asociaciones sedimentarias que forman las secuencias pueden ser de tipo "carbonato autóctono - carbonato autóctono" (por ejemplo calcarenitas progradantes y margas; secuencias negativas - positivas) o bien secuencias de somerización definibles como parejas "carbonato más profundo - carbonato más somero" (secuencias negativas).

Las seis "secuencias deposicionales" que se han diferenciado en el Cretácico superior del surco de Salvatierra (figura 3.14), están separadas por discontinuidades, que se hacen más evidentes en las áreas con menor subsidencia. Esto es debido a la menor velocidad de sedimentación, y a una tectónica sinsedimentaria que propicia interrupciones en el proceso deposicional, así como deslizamientos y desplomes, factores todos ellos que conducen a la formación de diversos tipos de discontinuidades.

En este cuadrante se localizan discontinuidades claramente distinguibles en cartografía y en base a dataciones realizadas, como las presentes en el ángulo noroeste, producidas por la actividad del alto de Arlaban - Maturana (ver figura 3.12). Al desplazarse hacia el centro del surco, las rupturas desaparecen y pasan a paraconformidades, como se aprecia en las figuras 3.12 y 3.14.

Dentro del Ciclo Cretácico superior del cuadrante sólo aparecen algunas de las secuencias representadas en la figura 3.12, las cuales se describen a continuación:

La **secuencia S5** representa el techo prodeltaico de la formación Valmaseda, perteneciente al Ciclo Albocenomaniense. Sobre este sustrato la transgresión cenomaniense implanta un medio marino de plataforma externa.

La **secuencia S6** está representada por materiales carbonatados con características batimétricas bastante uniformes. El esquema transgresivo que se da en el área, se ve truncado por un levantamiento del fondo que propiciará la creación de una superficie de "onlap" en zonas occidentales del surco (flanco este del paleoalto de Maturana, figura 3.12) coincidiendo con el comienzo del Turoniense. Dentro del cuadrante es difícil precisar las condiciones tectosedimentarias y los límites de la secuencia.

Los materiales deslizados margosos de las "alternancias cenomanienses" se depositaron con mayor espesor en el fondo de los surcos locales de Ozaeta y Luzuriaga (figura 3.12).

La formación de un talud incipiente produce deslizamientos y brechas intraformacionales en los materiales margosos y areniscosos.

La **secuencia S7** corresponde aproximadamente al Turoniense inferior. En el entorno del cuadrante sólo se han preservado relictos de escasa potencia al igual que ocurre en el surco de Luzuriaga (cuadrante contiguo de Salvatierra).

Sobre la discontinuidad basal de la secuencia se sitúan los equivalentes de las denominadas "calizas turonienses", que van pasando lateralmente a margas desde el cuadrante de Zuya y acuñándose progresivamente hacia el este, hasta acabar quizá desapareciendo (figuras 3.12 y 3.14).

Así pues, la reducida serie turoniense parece disponerse en "onlap" transgresivo sobre el Cenomaniense basculado del alto de Aitzgorri - Eguino (más claramente sobre el de Maturana) y quizá no llegó a depositarse a partir del Turoniense superior.

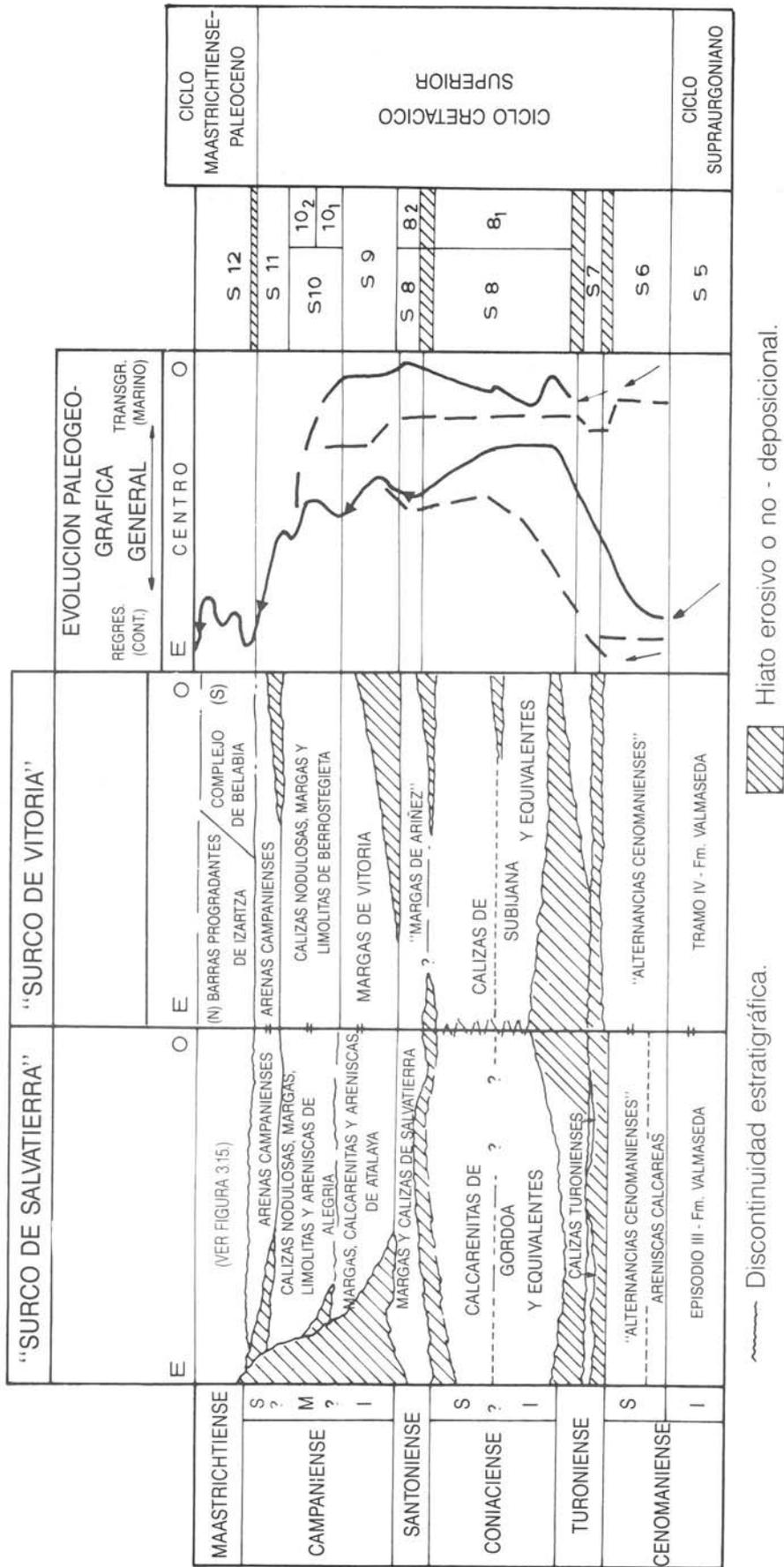


Figura 3.14.—Distribución de ciclos y secuencias en el área de trabajo (surco de Salvatierra). Comparación con el surco de Vitoria. Inicialmente las dinámicas transgresivas y regresivas locales eran diferentes por sectores (actividad de los umbrales). A lo largo del Campaniense se uniformizan las distintas tendencias.

La **secuencia S8** abarca la mayoría de los materiales del Cretácico superior en el cuadrante. Puede subdividirse (ver figuras 3.12 y 3.14) en dos partes:

En un primer momento (subsecuencia S8₁), se da una transgresión pulsante, con episodios regresivos poco acentuados, limitada al alto local de Berein, y simultáneos con la regresión en los umbrales diapíricos occidentales. En la fase final (S8₂), la secuencia adquiere un carácter netamente transgresivo, especialmente en el surco de Vitoria y margen este del de Salvatierra.

La subsecuencia inicial, más compleja, abarca una monótona serie de alternancias calcareníticas y margo - calcáreas, rota únicamente por la presencia en el oeste de las calcarenitas de Gordoia (figuras 3.12 y 3.14), que pueden situarse en discordancia sobre la serie turonien-se infrayacente o, por el contrario, en paraconformidad o incluso en concordancia aparente.

El litosomo calcarenítico de Gordoia (equivalente oriental de las calizas de Subijana) se compone de calcarenitas de grano muy fino en láminas milimétricas (quizá turbiditas muy distales), alternantes con margocalizas también finamente laminadas, de pie de talud o paso a cuenca. Los materiales se van haciendo sensiblemente más margosos hacia los bordes del litosomo, hasta pasar a series margocalizas de mayor distalidad y batimetría, más propias de un medio de surco. En la zona de Araia la serie, fundamentalmente margosa, se reduce posiblemente hasta unos 200 metros de potencia, siendo su máximo desarrollo en Berein con unos 1.500 metros.

Con todos estos datos se dibuja un claro esquema transgresivo (o lo que es igual, retrogradante), localizado, menos acusado en el alto de Berein. Este se sitúa sobre el actual anticlinal del mismo nombre (o de Salvatierra), lo que da idea de la progradación cretácica

de algunas estructuras tectónicas alpinas, en todo el ámbito del País Vasco.

La actuación del alto de Berein (cuadrante de Salvatierra) se cierra durante la segunda subsecuencia (S8₂) con el depósito de facies más calcáreas aproximadamente coincidentes con su vertical.

La presencia aquí de facies algo más proximales que en el resto no se explica por la actuación de un alto local aislado, tal como se dibuja en el fondo del surco. Es mucho más probable que los umbrales visibles actualmente representen la continuación hacia el centro de la depresión de zonas someras septentrionales y meridionales (figura 3.11 B) con producción de carbonato, donde tendría lugar la formación de cuerpos arrecifales o calcareníticos gruesos marginales. Estos estarían situados sobre los hipotéticos umbrales mayores de Zاراia - Aitzgorri - Eguino al norte (cuadrantes de Santuario de Arantzazu, Zegama, Asparrena) y Treviño - Urbasa al sur (cuadrantes de Belabia, Maeztu, Sierra de Entzia, Campezo).

Las **secuencias S9 a S11** no se encuentran representadas en el cuadrante al haber sido eliminadas por la discordancia basal mastrichtiense (discontinuidad 7).

3.4.2. Esquema evolutivo general en el Cretácico superior

Desde el punto de vista tectosedimentario, la transgresión inicial del Cretácico superior fue acompañada por un basculamiento hacia el sur que dió lugar al levantamiento del Anticlinorio de Bilbao, a un aumento de la subsidencia en el Surco Alavés y a un desplazamiento del eje de subsidencia hacia el sur hasta el Santoniense (RAMIREZ DEL POZO, 1971). Durante este tiempo se observan, en el entorno del Surco los efectos de los movimientos de los diapiros de Aitzgorri - Eguino y Murgia (cuadrante de Zuya) y del paleoalto complejo de Maturana (cuadrantes de Legutiano, Vitoria y Salvatierra),

que dan lugar a adelgazamientos locales de series, cambios de facies, inestabilidad y perturbación sinsedimentaria, y truncaciones erosivas.

Durante el Cenomaniense tiene lugar una transgresión sobre un sustrato moderadamente estable, en el que comenzaban ya a dibujarse umbrales incipientes. La tendencia transgresiva general se ve contrarrestada por la aparición de áreas someras situadas sobre intumescencias diapíricas que elevaban localmente el fondo marino.

En el Turoniense inferior estos umbrales adquieren pleno desarrollo, forzando el "onlap" de materiales detríticos sobre sustratos previamente basculados (Maturana-Berein). El Turoniense superior no se encuentra representado.

El Coniaciense, que es de carácter calizo en los altos diapíricos del oeste (cuadrantes de Foronda, Nanclares, Zuya, etc.), pasa lateralmente a alternancias calcomargosas de mayor batimetría en el presente cuadrante. Estas series alternantes siguen reduciéndose y/o solapándose sobre el alto de Maturana durante todo el Coniaciense y buena parte del Santoniense.

A partir del Santoniense final se inicia una regresión generalizada en toda la región como consecuencia de las primeras manifestaciones de la Orogenia Alpina. Esta da lugar a un levantamiento de la cuenca que se manifiesta en el Campaniense inferior por la aparición, dentro del Surco Alavés en general, de "shoals" o altos fondos calcareníticos progradantes hacia el fondo del mismo.

Durante este período tiene lugar el episodio final de uniformización de las irregularidades del fondo marino que habían propiciado hasta este momento un esquema de subsidencia diferencial a pequeña escala.

Desde el punto de vista de las direcciones paleogeográficas a escala regional o de sector de la Cuenca, el umbral de Maturana

está ligado según una directriz N - S a las perturbaciones antiformes de Salinas de Léniz, que entroncan con el accidente de Mondragón y están ligadas a la abrupta terminación occidental de las calizas de Zارايا.

Por su parte, el paleoalto de Aitzgorri - Eguino proviene de la interferencia de dos directrices paleogeográficas: una N 140° E (fallas Bilbao - Alsasua) y otra que se dibuja aproximadamente en N 40° E, ligando el umbral de Eguino con las terminaciones de Aitzgorri hacia el sureste y Aralar hacia el oeste, en el anticlinal diapírico de Tolosa y el borde noroeste de la orla paleozoica del Macizo de Cinco Villas.

Así será la tónica hasta el Coniaciense - Santoniense. Estas directrices paleogeográficas principales, que se extienden hacia el sur desde el Arco Vasco, chocan y se articulan con un elemento que representa el límite septentrional del cinturón costero de transición o de borde de la Cuenca Cantábrica (APALATEGUI *et al.*, 1989).

Finalmente, con el depósito discordante del Maastrichtiense sobre el Campaniense medio o superior, se inicia un nuevo grupo de ciclos, cuya característica común es la de ser sin y postorogénicos (Paleógeno y Neógeno, respectivamente).

3.5. CICLO MAASTRICHTIENSE - PALEOCENO

El episodio paleógeno (figura 3.15) abarca el ciclo Maastrichtiense - Paleoceno más el ciclo Eoceno. El episodio neógeno, no representado en el cuadrante, comprende los ciclos (Oligo) - Mio - Plioceno y Pliocuaternario.

La serie paleógena tiene un desarrollo máximo de 1.000 metros en su extremo oriental (ya en territorio navarro) y en ella se distinguen dos discontinuidades: una conformidad basal que separa a ésta de la serie del Ciclo Cretácico

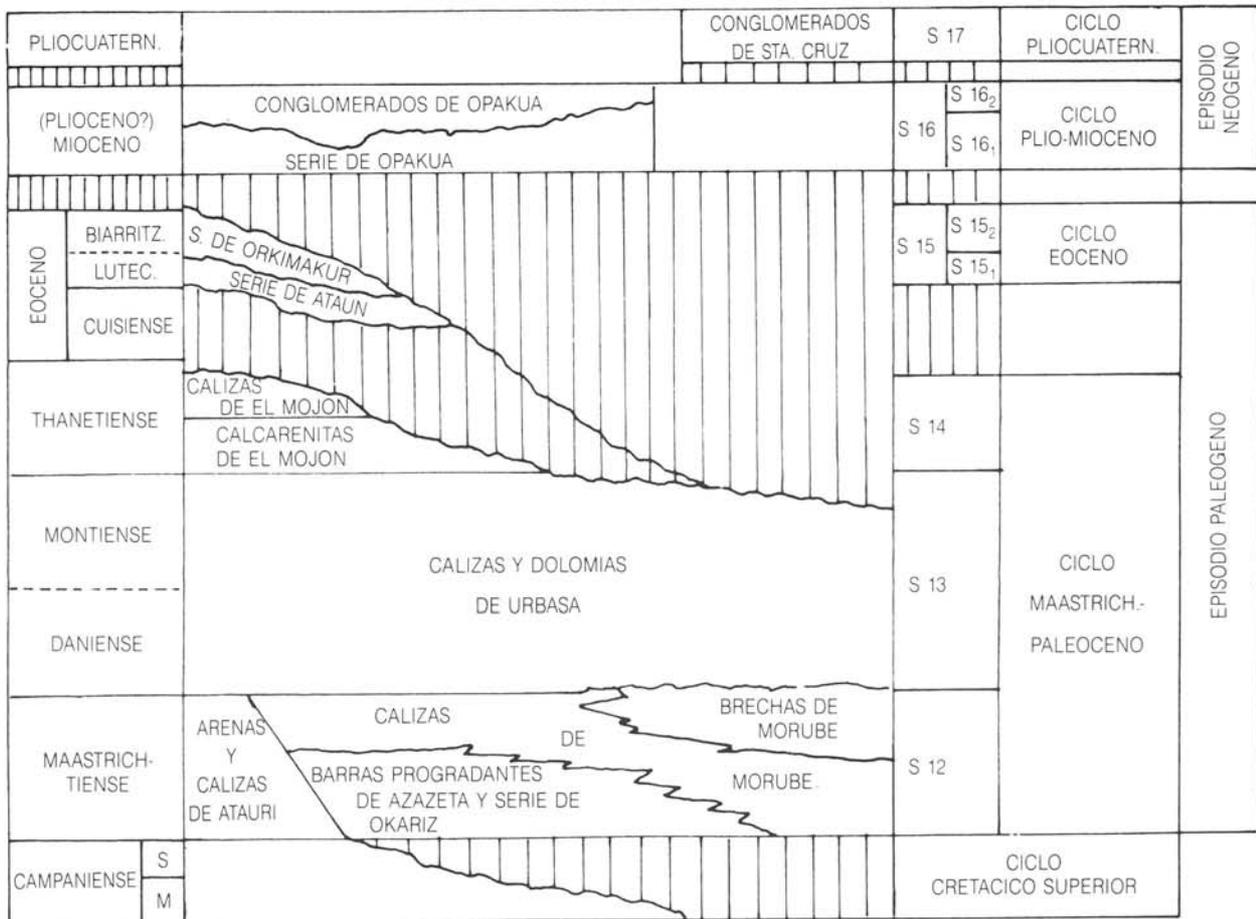


Figura 3.15.—Distribución de unidades estratigráficas, discontinuidades y ciclos sedimentarios para el Maastrichtiense y Terciario en el sinclinal de Urbasa. El episodio Neógeno no está representado en el cuadrante de Asparrena.

superior, y una segunda que se sitúa por debajo del Luteciense inferior, cuyos materiales descansan indistintamente sobre los del Cuisiense - Ilerdiense o Thanetiense.

Estas discontinuidades separan dos ciclos evolutivos que muestran características particulares. Dentro de cada ciclo existen ciertas variaciones de facies que permiten reconstruir las características de los distintos tipos sedimentarios.

La sedimentación durante el Maastrichtiense y Paleógeno es transgresiva sobre el ciclo tectosedimentario del Cretácico superior y tuvo lugar en una plataforma carbonatada con alta tasa de producción de carbonato (calizas y dolomías). El influjo terrígeno es escaso y de grano fino desde el final del Maastrichtiense, creciendo en importancia a partir del Paleoceno medio, según las zonas.

En esta plataforma (figura 3.16) se encuentran representados medios que van desde "lagoon" interno somero y zonas energéticas con barras calcareníticas, pasando por complejos arrecifales diferenciados (montículos algales en las partes más internas; construcciones biohermales con facies bioclásticas circundantes en las externas), a medios de barras y "shoals" calcareníticos de margen de plataforma somera y plataforma externa o rampa distal.

La plataforma así estructurada muestra una evolución transgresivo - regresiva en los ciclos Maastrichtiense - Paleoceno y Eoceno inferior, estando orientada en general hacia el N - NO, sentido en el que aumenta la batimetría, y con una tendencia constante a la somerización.

3.5.1. Distribución secuencial en el cuadrante

Los materiales encuadrados en los ciclos se organizan a su vez en secuencias, algunas

de ellas asimilables a las secuencias deposicionales de MITCHUM *et al.* (1977), tal como se definieron en la introducción del capítulo. En este cuadrante y dentro del presente ciclo, están representadas las secuencias 12 a 14.

El Maastrichtiense consta de una única **secuencia (S12)**: sobre los términos campanienses medios o superiores se sitúa, en discontinuidad de tipo "downlap" (ver figura 3.12), el Maastrichtiense calco - areno - margoso.

SAN MARTIN (1987) describe en la base del Maastrichtiense una brecha calcárea de matriz margo - arcillosa de un metro de potencia, y que marca localmente la discordancia en el margen oriental del surco. El resto de los materiales está compuesto por series de areniscas, margas, calizas y dolomías con características mareales y deltaicas (en general, marinas someras).

La ordenación de las facies muestra claramente la entrada de flujo terrígeno en un ambiente de plataforma cuya parte más interna se sitúa hacia el oeste, mientras que hacia el este aparecen progresivamente facies de plataforma de alta energía (amplios "shoals" de orientación NO - SE con niveles brechoides y estratificación cruzada; e incluso de plataforma abierta hacia zonas orientales (Navarra); IGME, 1988).

Merece especial atención el importante acúmulo de megabrechas calcáreas presentes en el tránsito Maastrichtiense - Danés en el área oeste de Morube y Okariz (cuadrante de Entzia). Este rasgo, unido al suave "onlap" que parecen dibujar los contactos entre calizas y dolomías danienses sobre el Maastrichtiense (ver cartografía), pone de manifiesto la amortiguación progresiva de la pendiente sinsedimentaria originada en el Campaniense por el sistema de fallas Sabando - Contrasta. Estos accidentes limitaban por el suroeste el "horst" sobre el que se situaban los altos fondos o "shoals" mencionados.

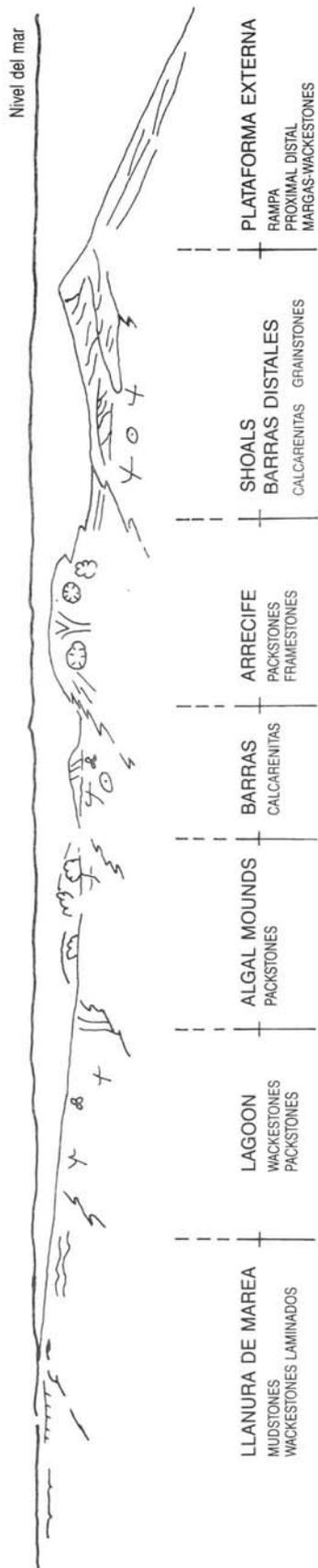


Figura 3.16.—Distribución de facies en la plataforma paleógena. Tomado de IGME, 1988. Obsérvese el carácter progradante de los cinturones de facies.

Sobre esta amplia paleogeografía se instalarán los elementos tectosedimentarios correspondientes a las secuencias paleocenas.

La **secuencia S13** (Danomontiense) se dispone sobre el "toplap" de techo del Maastrichtiense, normalmente en aparente continuidad. Con ella se instaura un "lagoon" somero calizo - dolomítico en el que pequeños pulsos regresivos originaban niveles oolíticos. También se desarrollaban horizontes bioconstructivos de "bindstones" algales.

Secuencia S14. En ligera discordancia (podría tratarse de una disarmonía tectónica generalizada) sobre el sustrato danomontiense, se instalan calcarenitas nodulosas o brechoides, especialmente en las proximidades de fallas sinsedimentarias. Este término constituye el inferior en una secuencia deposicional. El elemento superior viene dado por calizas micríticas y calcarenitas que constituyen, respectivamente, montículos algales de rodolitos, con pequeños parches aislados de corales masivos planares.

La evolución paleogeográfica continúa en fase regresiva, con relleno y somerización de la cuenca, a nivel regional, durante el Thanetiense superior (arenas de Laminoria), Ilerdiense y Cuisiense. Por el contrario, en el área estudiada, el Thanetiense está recubierto en discordancia por conglomerados del Eoceno medio (Luteciense?) (figura 3.15).

3.6. CICLO EOCENO (LUTECIENSE - BIARRITZIENSE?)

Tras un hiato, que en este área abarca al menos el Cuisiense y parte del Ilerdiense, se deposita un sistema sedimentario que lamina en discordancia materiales danomontienses y thanetienses. El complejo es de edad Luteciense y está dividido en dos secuencias (figura 3.15).

3.6.1. Organización secuencial en el cuadrante

La **secuencia S15**, comienza con el depósito de conglomerados calcáreos en matriz

margocaliza. El tamaño de grano disminuye en dirección aparente O - E, coincidiendo con una mayor erosión del sustrato. En Lurgorri, los conglomerados se interdigitan con margocalizas rojas y verdes que se suponen de mayor batimetría, aunque dentro de un ambiente somero, probablemente cercano al continente. En los niveles basales, los conglomerados pueden tener caracteres de brechas sinsedimentarias. Como elemento superior de la secuencia deposicional destacan las calizas de nummulites y rodolitos.

La **secuencia S15₂**, erosiona la anterior y el sustrato paleoceno hacia el sur, acentuando la apertura de la cuenca eocena hacia el este. Presenta algunos microconglomerados calcáreos a muro; sin embargo los sedimentos basales son principalmente calizas nodulosas algales y de nummulites.

Hacia el sur aparecen conglomerados de cantos más gruesos que presentan, al igual que en la base de la primera secuencia, caracteres de brechas intraformacionales y que parecen "tapizar" la discontinuidad basal sobre el Paleoceno. Se ponen asimismo de manifiesto aportes terrígenos meridionales, que rellenan con conglomerados calcosilíceos el surco de Bagaio, mientras en áreas de menor depósito el relleno está restringido a microconglomerado silíceo y marga de colmatación, así como brechas intraformacionales y depósitos de dolomías. Sobre los conglomerados se depositan calizas de nummulites y rodolitos, a veces incluso con pequeños parches arrecifales, quizá de hippurítidos o afines.

3.7. ESQUEMA EVOLUTIVO GENERAL EN EL PALEOGENO

La instauración y geometría de las diversas plataformas paleógenas estuvo controlada por una subsidencia diferencial limitada, así como por los basculamientos del sustrato, la formación de fallas sinsedimentarias y las invasiones terrígenas. Los sistemas de altos y surcos, a los que se hacía referencia durante el

Cretácico superior y que originaban umbrales en el Paleoceno, vuelven a actuar en el Eoceno, creando relieves submarinos primero y emergentes después: así, en el Eoceno medio - superior y/o base del Oligoceno tiene lugar el levantamiento del actual flanco norte del sinclinal de Miranda - Treviño - Urbasa y posterior-

mente la activación del flanco sur, con el comienzo de la elevación y cabalgamiento de la sierra de Cantabria. La conjunción de ambos movimientos propició la formación de una cuenca intramontañosa neógena en la actual zona axial de la estructura.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Una rápida mirada a la geología del entorno próximo al cuadrante advertiría que éste se encuentra en una zona de estructura compleja, donde se localiza la terminación del anticlinal de Aitzgorri y se amortigua el gran accidente que es la falla de Villaro, o incluso la falla de Bilbao - Alsasua que atraviesa el cuadrante de Zegama.

Utilizando los criterios estructurales establecidos en otras áreas, en este cuadrante se podrían distinguir dos unidades tectoestratigráficas: Unidad de Yurre, al norte, y Unidad de Gorbea, al sur; sin embargo, la falla de Villaro que las separa y se reconoce con claridad en los cuadrantes más occidentales (Legutiano, Santuario de Arantzazu, Salvatierra) pierde su importancia hacia el este, de manera que ya no se considera un límite formal que separe unidades. Por esta razón las unidades de Yurre y Gorbea, individualizadas en otros cuadrantes, se consideran aquí una sola unidad.

Dentro de un marco general, la Cuenca Vasco - Cantábrica, y más concretamente el Arco Vasco, ha sufrido varias fases de plegamiento de edad terciaria. La fase principal consistió en un acortamiento generalizado norte - sur. Es una tectónica compresiva que configura la cuenca con un dispositivo típico en abanico: tectónica tangencial acusada, con vergencias al norte, en la zona septentrional; tectónica tangencial

acusada con vergencias al sur, en la zona meridional, y una amplia zona central con estructuras erguidas y desgarres. Efectivamente, en hojas situadas al norte de ésta, como Villabona o Tolosa, se pone de manifiesto una tectónica tangencial muy acusada que origina grandes pliegues vergentes al norte, isoclinales en ocasiones, fallas inversas y cabalgamientos, y como resultado un empilamiento de unidades alóctonas (figura 4.1). En esta hoja la fase principal de plegamiento origina estructuras por lo general bastante erguidas, en consonancia con la zona de la cuenca que ocupa.

No obstante, en la parte nororiental del cuadrante se manifiestan estructuras claramente vergentes, como son el anticlinal y falla de Aitzgorri, que se describirán más adelante (figura 4.2).

Dentro de este cuadrante pueden reconocerse dos dominios tectónicos diferentes: uno situado en la mitad norte, caracterizado por estructuras de dirección N 120° - 150° E, y otro localizado al sur, donde predominan las estructuras de dirección aproximada este - oeste.

En el dominio septentrional pueden reconocerse las siguientes estructuras:

- **Anticlinal de Aitzgorri.** Los materiales del Cretácico inferior describen el cierre periclinal de este anticlinal

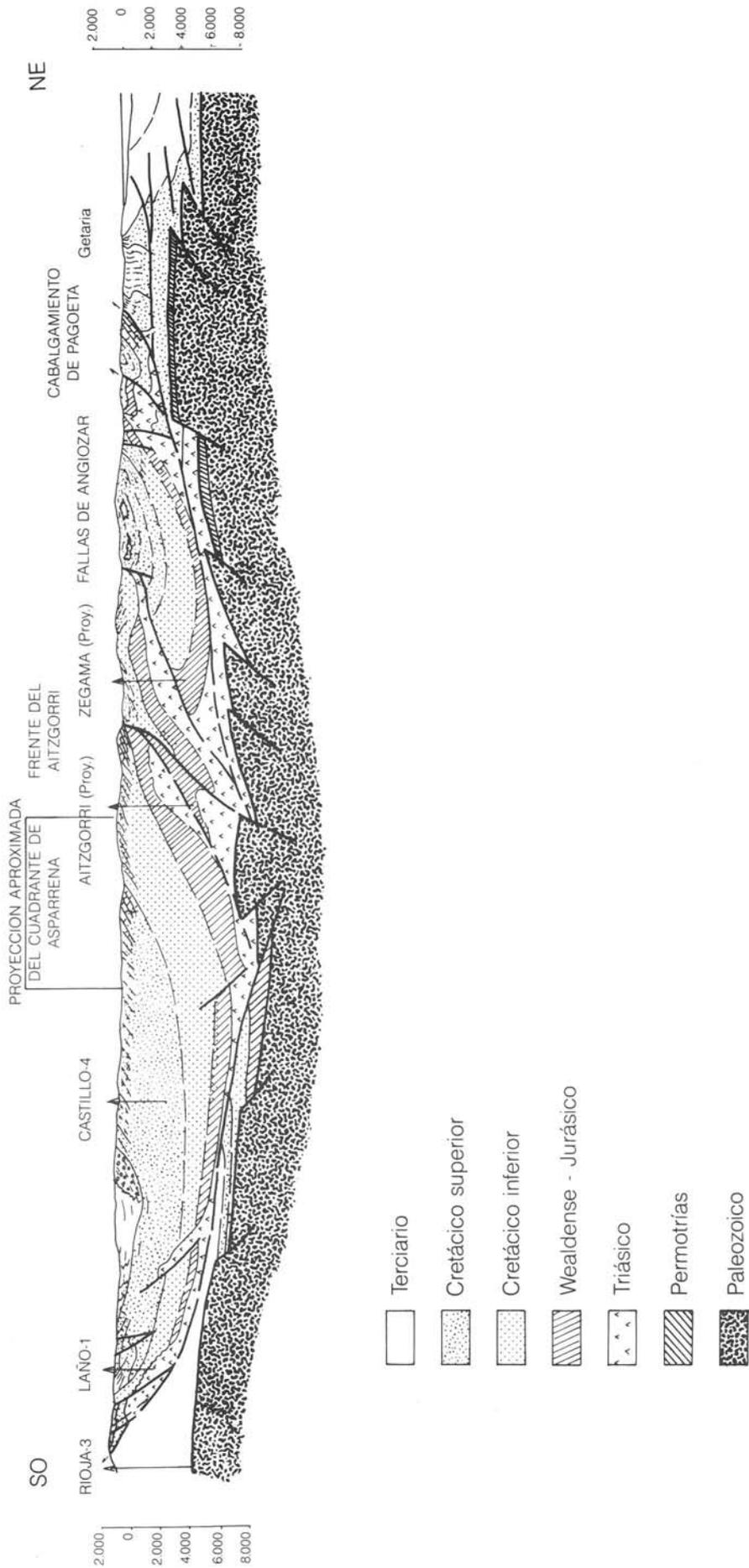


Figura 4.1.—Tomado de "Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:200.000" (ITGE / EVE, 1991).

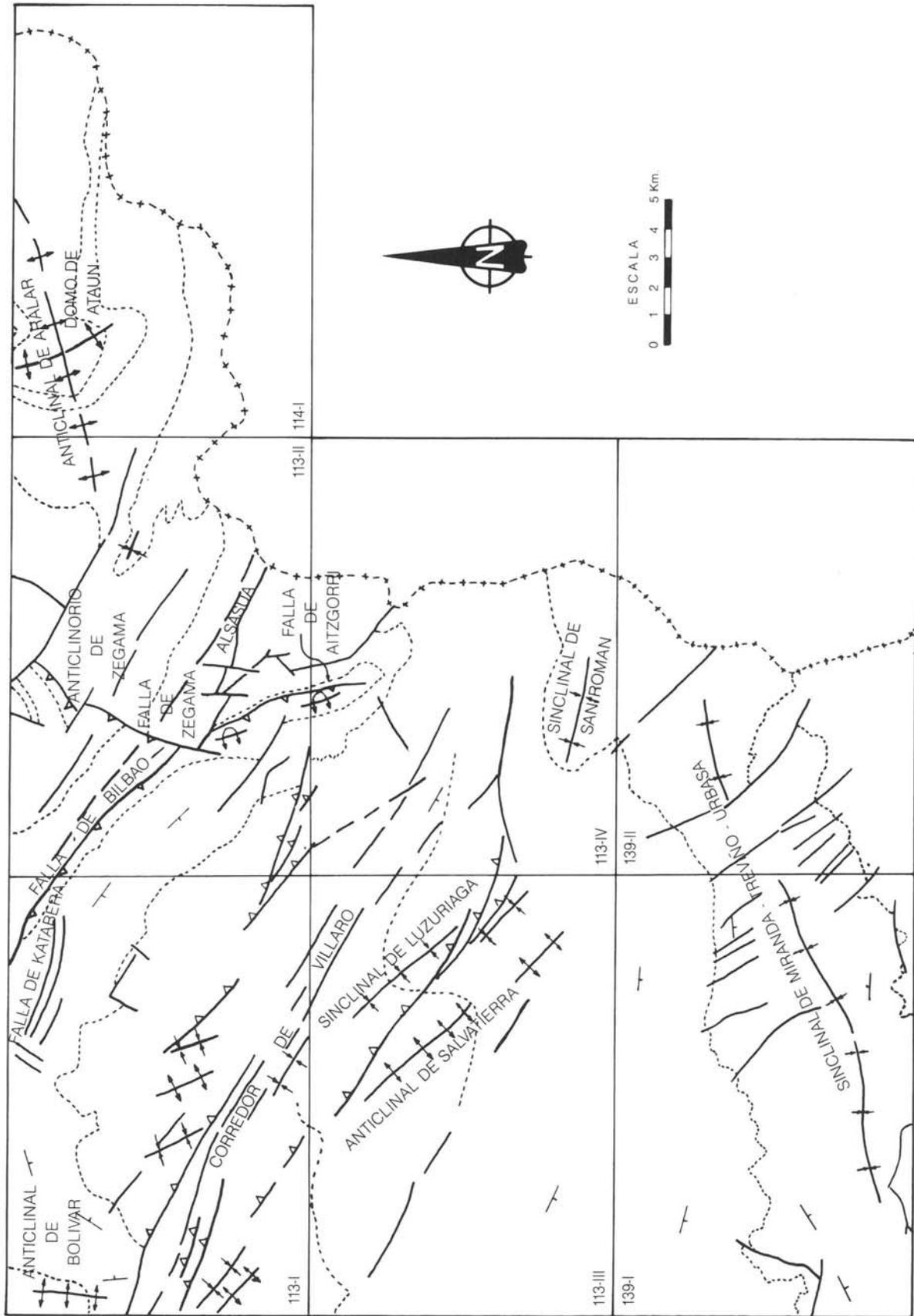


Figura 4.2.—Esquema estructural del entorno del cuadrante de Asparrena.

vergente al noreste, cuyo eje lleva una dirección N 150° E y pincha al sureste. Esta estructura presenta un núcleo muy tectonizado con series invertidas y pliegues y fallas complejos. Por su parte, el flanco suroeste constituye una serie monoclinial muy poco tectonizada, únicamente trastocada por dos sistemas de fallas de dirección N 100° - 130° E y N 40° E.

— **Falla de Aitzgorri.** El conjunto, poco tectonizado, del flanco sur cabalga sobre el flanco norte, verticalizado o localmente invertido, a favor de una falla inversa N 150° E muy neta, vergente al noreste y conocida como falla de Aitzgorri. Esta falla, considerada como ramal sur de la falla de Bilbao - Alsasua, provoca pliegues menores vergentes al noreste, con flancos verticales o incluso invertidos. Hacia el este, el corredor tectónico de fallas N 150° E, asociadas a la falla de Aitzgorri, y la falla de Bilbao - Alsasua limitan una cuña tectónica constituida por materiales terrígenos del Albiense. En dicha cuña se reconoce un plegamiento muy complejo, justificado por el movimiento relativo de las dos fallas que la limitan. El grado de deformación aumenta hacia el norte, en las cercanías de la falla de Bilbao - Alsasua.

— **Falla de Villaro.** La línea o corredor de fracturas que constituye en este cuadrante la falla de Villaro atraviesa longitudinalmente el cuadrante de noroeste a sureste. Como ya se indicó anteriormente, la sucesión monoclinial que constituye el flanco sur del anticlinal de Aitzgorri, está trastocada por un sistema de fallas de dirección N 100° - 130°

E. Estas fracturas, que a escala regional forman parte del corredor de Villaro, están muy verticalizadas, y algunas de ellas presentan buzamientos al noreste de 70° - 80°; asociados a ellas se reconocen pliegues angulares (cuadrante de Zegama) que ponen de manifiesto el juego de las mismas como fallas inversas vergentes hacia el sur. Estas fallas cuando afectan a materiales del Cretácico superior, más plásticos, se amortiguan hacia el este.

En la mitad meridional del cuadrante se reconoce un dominio tectónico diferente, con un plegamiento laxo de radio kilométrico que afecta a materiales del Cretácico superior y Terciario, y que provoca estructuras de rumbo aproximado este - oeste. Una de estas estructuras aparece en el borde sur del cuadrante; se trata del **sinclinal de San Román**, claramente dibujado por los materiales calcáreos terciarios.

A escala regional, esta zona se encuentra en el flanco norte del sinclinal Miranda - Treviño - Urbasa, de dirección N 70° E en esta zona (figura 4.3).

El cambio de orientación de las estructuras, así como del estilo tectónico entre los dominios meridional y septentrional, no se sabe muy bien a que corresponde. A la vista de como los accidentes del dominio septentrional se amortiguan y desaparecen cuando afectan a materiales del Cretácico superior, hay que plantearse la posibilidad de que las unidades de Yurre y Gorbea se fundan en una sola, o bien que su diferenciación sea precretácica superior, y que la falla de Villaro rejuegue un accidente antiguo sinsedimentario que controló solamente la sedimentación en el Jurásico y Cretácico inferior.

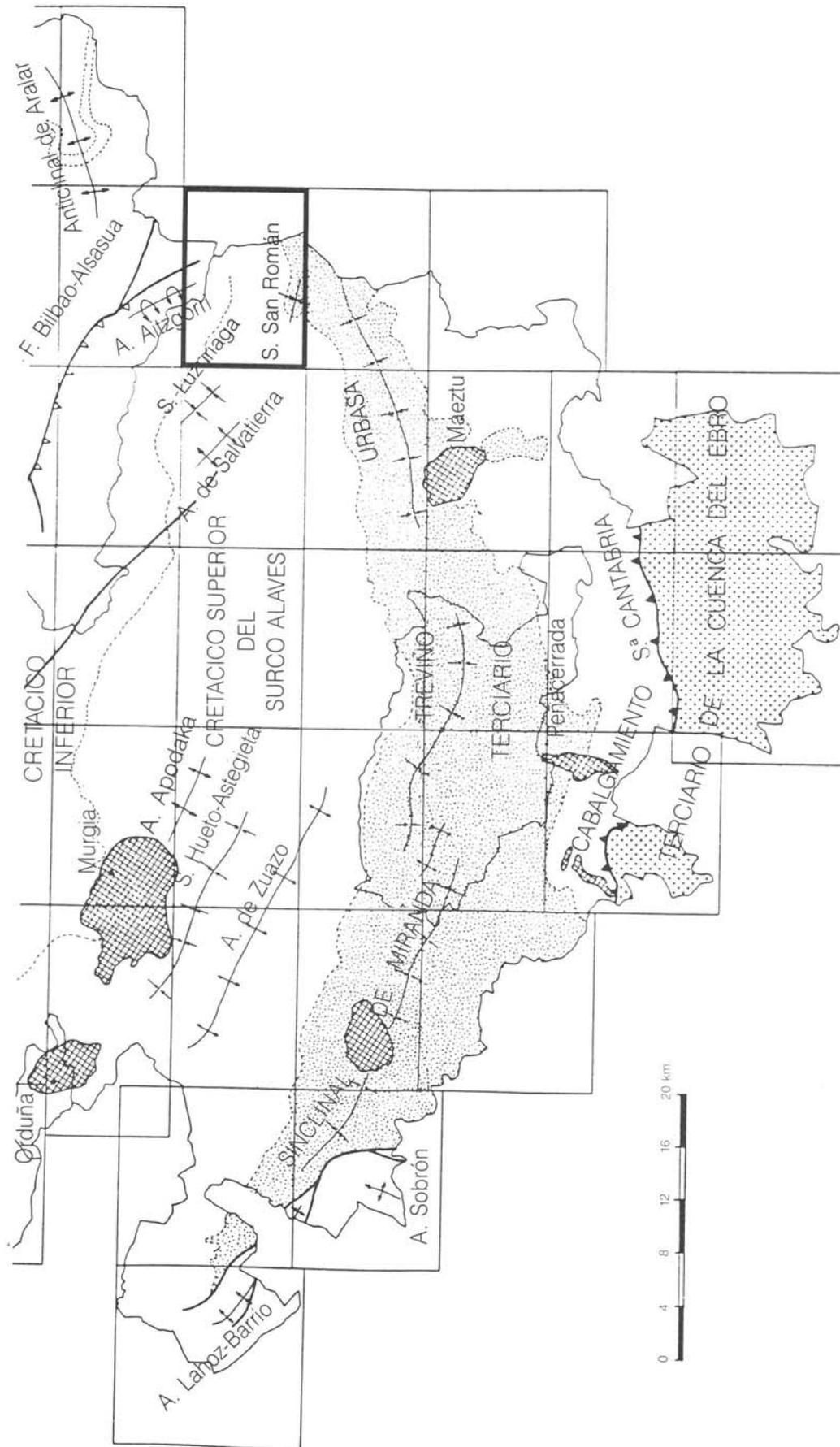
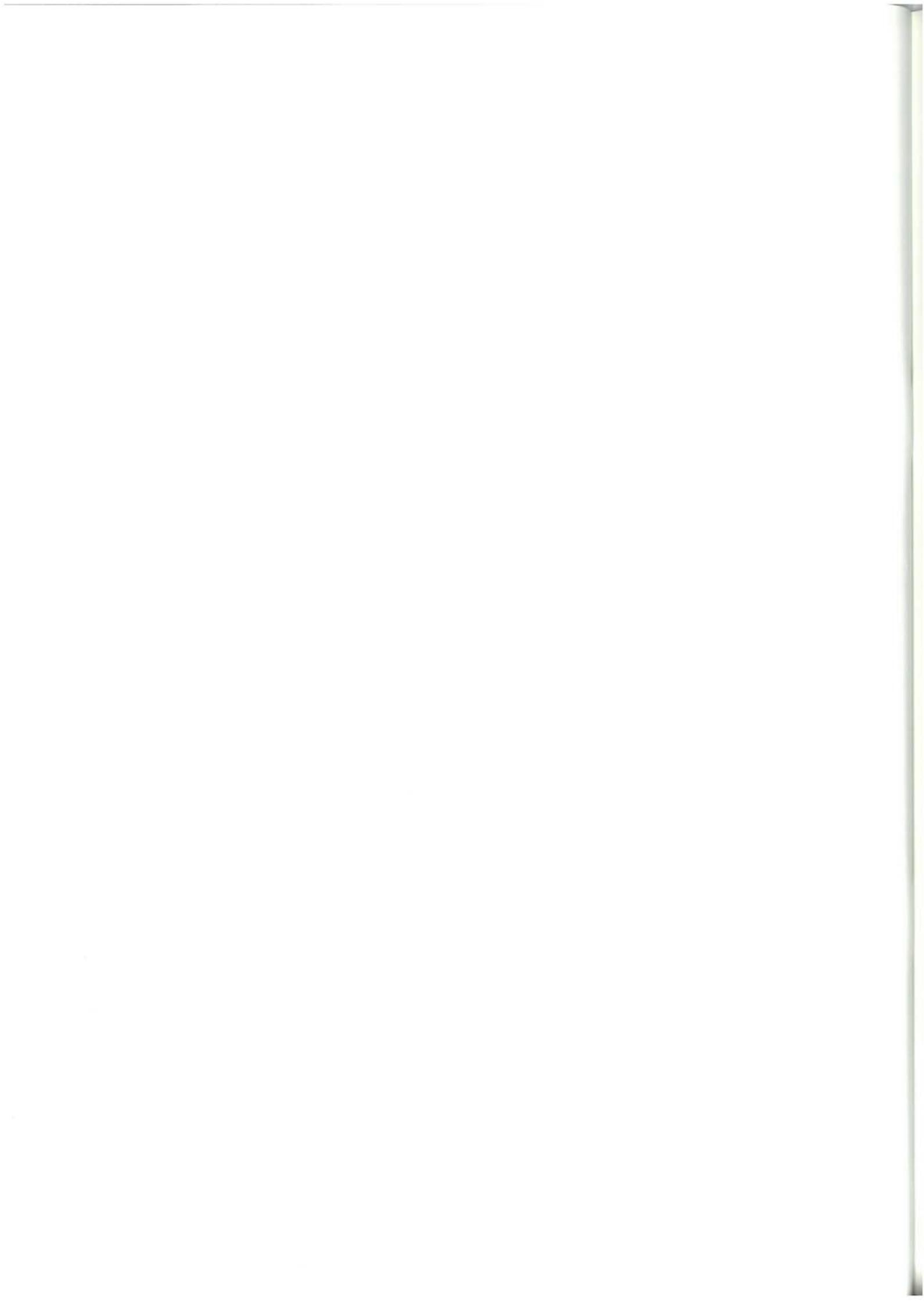


Figura 4.3.—Esquema estructural de la mitad meridional del País Vasco. Situación del cuadrante de Asparrena.



BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, M. J. (1975).—“Sedimentología y Paleogeografía del Albiense en la Cuenca Cantábrica”. Tesis Doctoral. *Estudios Geológicos* vol. XXXI - 213 pp. Instituto “Lucas Mallada”.
- AMIOT, M. (1982).—Notas en “Domaine Navarro - Cantabre”; “Vue sur le Crétacé Basco - Cantabrique et Nord - Ibérique”. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*.
- APALATEGUI, O. *et al.* (1989).—“Consideraciones estructurales sobre el Pirineo occidental y medio”. (En preparación).
- COOPER, M. R. (1977).—“Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance”. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 22, 1 - 60. Amsterdam.
- EVE (1986).—“Estudio geológico del Sector de Araya (Alava)”. (Inédito).
- EVE (1987).—“Cartografía geológica 1:10.000 de la zona de Aralar (Gipuzkoa)”. (Inédito).
- EVE (1988).—“Investigación Geológico - Minera de las hojas 1:25.000 de Orduña, Vitoria, Urbasa y Santa Cruz de Campezo”. (Inédito).
- EVE (1989).—“Investigación Geológico - Minera a escala 1:25.000 en las áreas de Vitoria, Orduña, Mijancas y Urarte”. (Inédito).
- EVE (1990).—“Investigación Geológico - Minera a escala 1:25.000 en las zonas de Salvatierra, Maeztu y Zegama”. (Inédito).
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. A. (1986).—“El Complejo Urgoniano en el sector oriental del Anticlinorio de Bilbao”. *Tesis Doctoral*, 421 pp. Universidad del País Vasco.
- FEUILLÉE, P. (1967).—“Le Cénomaniens des Pyrénées basques aux Asturies; essai d'analyse stratigraphique”. *Mém. Soc. Geol. 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 - Cenomanien 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. Geología, Lejona - Bilbao. Tesis Doctoral. Published University Microfilms International*. 673 pp. 203 figs., 10 anexos.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982).—“Aptiense y Albiense”. En “*El Cretácico de España*”. *Univ. Complutense de Madrid*.
- GARCIA MONDEJAR, J. y GARCIA PASCUAL, I. (1982).—“Estudio geológico del Anticlinorio de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua”. *KOBIE* n.º 12, pp. 101 - 137.
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1981).—“El Jurásico superior y 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 fotos.
- IGME (1978).—“Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 113 - Salvatierra”. *Memoria explicativa*.
- IGME (1987).—“Contribución de la Exploración Petrolífera al conocimiento de la Geología en España”. *Imprenta Ideal, S. A. Madrid*, 465 pp. 17 planos.
- ITGE - EVE (1991).—“Mapa geológico del País Vasco, a escala 1:200.000”. *Memoria explicativa*. 182 pp.
- INGEMISA (1982).—“Síntesis geológica del País Vasco”. (Inédito).
- JAMES, N. P. (1978).—“Facies models 10. Reefs”. *Geoscience. Canadá* vol n.º 1, pp. 16 - 26.
- JAMES, N. P. (1979).—“Shallowing - upward sequences in carbonates”. En *Facies Models*. Walker (1979) (ed.) págs. 109 a 121.
- 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. Ams. Ass. Petrol. Geol.* pp. 53 - 62.
- MONTADERT, L. *et al.* (1973).—“L'histoire structurale du Golfe de Gascogne”. In *Histoire structurale du Golfe du Gascogne*. T. III. París. Ed. Echnip, p. 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 - 62.

- PUJALTE, V. (1977).—“El Complejo Purbeck - Weald de Santander. Estratigrafía y sedimentación”. *Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco*.
- PUJALTE, V. (1981).—“Sedimentary succession and paleo - environments within a fault - controlled basin: the wealdien of the Santander area, Northern Spain”. In *Sedimentary Geology*, 28, pp. 293 - 325.
- PUJALTE, V. (1986).—“Análisis comparativo de las facies, sistemas deposicionales y contexto estratigráfico de la macrosecuencia Oxfordiense - Kimmeridgiense en el sector de Aguilar de Campóo y de la macrosecuencia albocenomaniense en la transversal de Bilbao”. En prensa.
- PUJALTE, V. y MONGE, S. (1981).—“A tide - dominated delta system in a rapidly subsiding basin: the middle Albian - lower Cenomanian Valmaseda Formation of the Basque Cantabrian Region”. *6th Europ. Mtg. Reg. Mtg. Sedim. I.A.S. Lleida*. Abst. pp. 381 - 384.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)”. *Mem. Inst. Geol. y Minero (IGME)*, T. 78, 3 vols. 357 págs. 50 figs. 19 tablas, 138 planos. *Tesis Doctoral*.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1973).—“Síntesis geológica de la provincia de Alava”. *Ob. Cult. C. A. M. de Vitoria*. 66 pp. 20 figs. 34 láms.
- RAT, P. (1959).—“Les Pays Crétacés Basco - Cantabriques”. *Publications de l'Université de Dijon*. Tesis Doctoral.
- RAT, P. y PASCAL, A. (1979).—“De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens”. *Geobios* N 3, pp. 385 - 399.
- READING, H. G. (editor) (1978).—“Sedimentary environments and facies”. *BLACKWELL*, 577 pp.
- ROBADOR MORENO, A. (1984).—“Estudio geológico del sector de Bermeo (entre Baquio y Guernica)”. Tesis de Licenciatura. *Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco*.
- SAN MARTIN, P. M. (1987).—“Bioestratigrafía del Senoniense de la Cuenca de Vitoria.” *Estudios Instituto Alavés de la Naturaleza*, 2. 27 pp.
- SERRANO, A. *et al.* (1988).—“Diapirismo del Trías salino en el Dominio Cántabro - Navarro”. *Libro homenaje a Rafael Soler*. AGGEP, Madrid, 1989.
- WIEDMANN, J. (1979).—“A geological itinerary through the Mid - Cretaceous of vascogotic and celtiberic ranges (North Spain). Mid - Cretaceous events”. *Field Meeting, Northern Spain*. September, 1977.
- WRIGHT, V. P. (1985).—“Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal”. En *Paleoalgology* (THOMEY, D. F.; NITECKI, M. H.; editores); pp. 330 - 341.



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA