



EVE

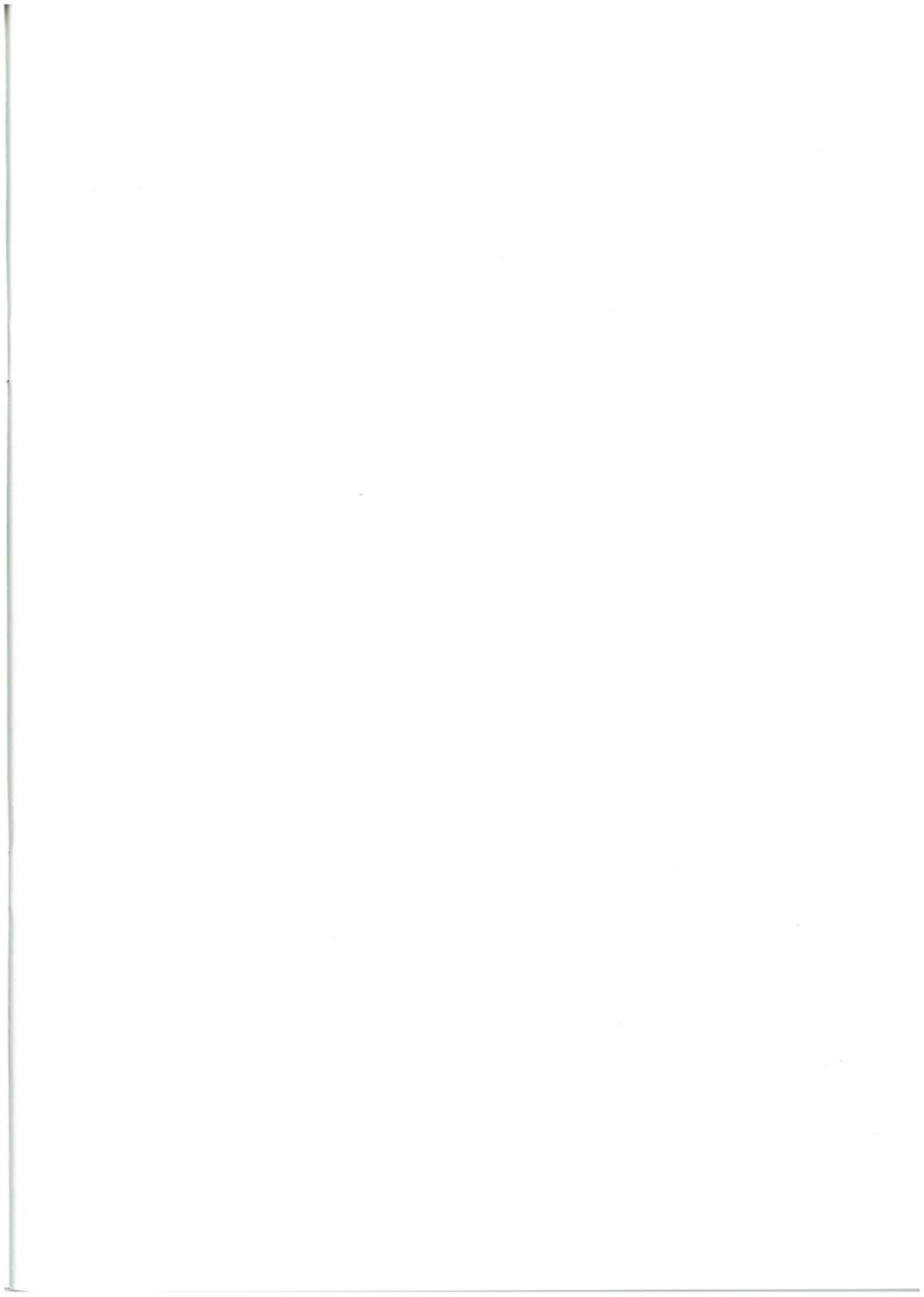
Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



138-I NANCLARES

E: 1/25.000



**Mapa Geológico
del País Vasco**
***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

138-I NANCLARES

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-1172-92

I.S.B.N.: 84-88302-31-2

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 1989.

INDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. CRETACICO SUPERIOR.....	11
2.2. Terciario.....	16
2.3. CUATERNARIO.....	18
3. SEDIMENTOLOGIA	19
3.1. CRETACICO SUPERIOR.....	19
3.1.1. Introducción.....	19
3.1.2. Generalidades sobre sedimentación regional.....	19
3.1.3. Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante.....	24
3.1.3.1. Secuencia 3 (Coniaciense inferior-Santoniense superior).....	28
3.1.3.2. Secuencia 4 (Campaniense inferior).....	28
3.1.3.3. Secuencia 5 (Campaniense medio).....	29
3.1.3.4. Secuencia 6 (Campaniense superior-Maastrichtiense basal?).....	29
3.1.4. Esquema evolutivo general en el Cretácico superior.....	29
3.2. Terciario.....	34
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	37
BIBLIOGRAFIA	43

1. INTRODUCCION

En este cuadrante se encuentra la línea divisoria que marca el límite entre la Comunidad Autónoma Vasca y el Condado de Treviño, de forma que la mitad septentrional y la mayor parte del borde occidental del cuadrante pertenecen al Territorio Histórico de Araba.

En esta zona se reconocen dos alineaciones montañosas principales. Una se sitúa al Noroeste del cuadrante con cotas máximas cercanas a los 800 metros (estribación sur del cerro Lorritxo, 1023 metros). La otra se sitúa al Sur en dirección aproximada Este-Oeste. Por sus cotas máximas, Tuyo (806 metros), cerro San Miguel (941 metros), Busto (976 metros), cerro Zaldiaran (975 metros) y Cuervo (1000 metros), discurre el trazado del límite provincial.

Entre estas dos alineaciones se extiende un valle por donde discurre el río Zadorra, y en donde se asientan las localidades de Ollabarre, Nanclares de Oca, Villodas, Subijana de Alava, Ariñez y Gometxa.

En cuanto a trabajos previos de carácter geológico en la zona, cabe citar que el presente cuadrante y su entorno próximo o regional han sido objeto de estudio en las últimas décadas por numerosos autores: desde CIRY y MENDIZABAL (1949), pasando por RAT (en su Tesis doctoral de 1959) o FEUILLÉE, quienes

estudiaron el Cretácico superior (especialmente el Cenomaniense) del área y posteriormente, en 1971, la estructura regional y su relación con la paleogeografía.

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

Posteriormente, entre 1976 y 1978, se lleva a cabo en el área la cartografía a escala 1:50.000 del plan MAGNA, que aporta una visión muy útil a escala de medio detalle del entorno geológico próximo al cuadrante. Más recientemente, en 1983, el grupo de Estratigrafía (Profs. RAT, PASCAL, FEUILLÉE, AMIOT, SALOMON, y otros) de la Universidad de Dijon (Francia) ha realizado una síntesis general del Cretácico Vasco-Cantábrico.

Los últimos estudios que se han llevado a cabo en el Cretácico superior del área han corrido a cargo del EVE en 1986 y 1988, con su cartografía 1:25.000 de las zonas de Amurrio, Orduña, Murgia y Araia. Finalmente, el ITGE realiza en 1989 su nueva cartografía de síntesis a escala 1:200.000, de gran utilidad para visualizar las estructuras y relaciones estratigráficas regionales.

2. ESTRATIGRAFIA

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos, se han diferenciado en un área más extensa que el propio cuadrante varias "unidades", separadas entre sí por accidentes estructurales de importancia regional. En ocasiones dentro de las unidades ha sido preciso individualizar "sectores" que, aunque en algunas áreas pudieran considerarse "subunidades" diferentes, pasan lateralmente a formar parte de una única unidad debido a que el accidente que les separa se amortigua o desaparece.

Esta separación en "unidades" y "sectores" permite una mayor diferenciación de términos litológicos, que da lugar a una cartografía geológica más detallada. Así mismo, evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieron un funcionamiento individual más o menos diferenciado durante la sedimentación.

Los afloramientos de este cuadrante pertenecen en su totalidad a la unidad de Gorbea (figura 4.1).

Se reconocen rocas del Cretácico superior, Terciario y Cuaternario.

2.1. CRETACICO SUPERIOR

Con este nombre (RAT, 1959) se denomina el complejo de materiales de plataforma

carbonatada comprendidos entre las diversas formaciones terrígenas del Complejo Supraurgoniano (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.

Está formado por rocas carbonatadas que constituyen un conjunto alternante a pequeña y gran escala. Ocupa prácticamente toda el área cartografiada.

Dentro del cuadrante, los materiales del Cretácico superior más bajos estratigráficamente que se reconocen son de edad Coniaciense medio. Se han definido como "**Calizas bioclásticas grises estratificadas en bancos métricos; localmente intercalaciones de calizas margosas. Calizas de Subijana**" (1).

Habitualmente se conocen como "Calizas de Subijana" o "Calizas de Orduña". Constituyen un elemento de diferenciación geomorfológica de primer orden debido a los resaltes que originan. Esta formación aflora sólo parcialmente en el ángulo noroeste, al Norte de Nanclares de Oca, faltando los tramos de muro. Debido a esto es difícil calcular su potencia. En zonas próximas, fuera del cuadrante, se consideran potencias variables entre 300 y 400 metros para esta formación.

El término está formado mayoritariamente por calcarenitas y calizas margosas en bancos decimétricos a métricos, con escasas intercalaciones margosas.

En el "Estudio Geológico de la Provincia de Alava" (IGME, 1973) se cita una fauna consistente en equinodermos, espículas, *Pithonella sphaerica* (KAUFFMANN), *Rotalipora sp.* y *Globotruncana sigali* (REICHEL).

A pesar de que los afloramientos que proporcionan estos materiales son excepcionalmente buenos, no existe un corte tipo exceptuando los numerosos senderos que, partiendo de Ollabarre y Nanclares de Oca hacia el Norte, se internan en la sierra.

"Alternancia de margocalizas, calizas y margas" (2). Hacia techo, el conjunto anteriormente descrito evoluciona hacia facies menos carbonatadas. Esto se traduce en un aumento de la frecuencia de las litologías margosas con respecto a los bancos calcareníticos, y en una disminución de potencia de estos últimos. Aunque no es posible observarlo en este cuadrante, lateralmente hacia el Noreste ocurre algo similar (cuadrante de Foronda).

Se trata de un conjunto de edad Coniaciense superior, formado por calcarenitas, calizas arcillosas y margocalizas compactas en bancos decimétricos, en el que aún se pueden reconocer y diferenciar cartográficamente algunos bancos de potencia métrica de calcarenitas o calizas arcillosas, asimilables al término anterior (1). Estos bancos parecen tener mayor desarrollo en la zona de Nanclares, perdiéndose lateralmente en la serie general hacia el Oeste. En el cuadrante de Foronda evolucionan de una forma similar perdiéndose hacia el Noreste. La potencia del conjunto disminuye hacia el Oeste: en la zona de Nanclares se estima entre 250 y 300 metros, y en Ollabarre se calcula variable entre 150 y 200 metros. La serie puede reconocerse con facilidad en los alrededores de

Nanclares o por cualquiera de las numerosas pistas que desde allí conducen a las canteras.

Desde el punto de vista faunístico, en la hoja MAGNA de "La Puebla de Arganzón" (138) se cita la presencia de *Globotruncana marginata* (REUSS), *G. concavata* (DALBIEZ), *G. ventricosa* (WHITE, sensu BROTZ.), *G. lapparenti lapparenti* (BOLLI), *G. cf. fornicata* (PLUMM.), *Lituola irregularis* (ROEMER) y *Pseudovalvulineria cf. costata* (BROTZ.).

La serie descrita anteriormente evoluciona hacia techo progresivamente a un término que presenta una facies en general menos carbonatada definida como: **"Alternancia centimétrica de margas, margocalizas y calizas"** (3). Se trata de un término caracterizado por constituir una alternancia de estratos "duros" y "blandos" de potencia centimétrica. Los estratos duros son de caliza o margocaliza y los blandos de margas. Generalmente las separaciones entre bancos no son netas, sino más bien difusas y graduales. Esta facies, en corte fresco, aparentemente no se muestra como una alternancia, sino como algo de carácter más masivo. Sin embargo, en un examen más detallado se observa que se trata litológicamente de una margocaliza rítmicamente enriquecida en carbonato, con algunas intercalaciones de niveles calcareníticos. La alteración de los afloramientos acentúa las diferencias entre bancos duros y blandos, poniendo más claramente de manifiesto esta ritmicidad.

Esta facies no es homogénea en todo el área de afloramiento. Localmente, y sobre todo hacia el Oeste, pueden reconocerse tramos con claro predominio de las litologías margosas. Estos materiales, que son de edad Santonienense, ofrecen frecuentes pero discontinuos afloramientos. No obstante, al Oeste de Ariñez se puede realizar un corte tipo. En este sector, la potencia de la serie se podría estimar en torno a los 500 metros.

En la memoria de la hoja MAGNA (138) se cita, para la zona de Ariñez, una microfauna compuesta por: *Globotruncana concavata carinata* (DALBIEZ), *G. concavata concavata* (BROTZ.), *G. lapparenti lapparenti* (BOLLI), *Heterohelix cf. semicostata* (CUSHMAN), *Pseudovalvulineria cf. costata* (BROTZ.), *Lituola irregularis* (ROEMER), *Clavulinoides aspera* (CUSHMAN), *Spiroplectammina baudoniana* (D'ORB.).

Intercalados dentro de este conjunto, sobre todo en la base, y como reflejo de que el tránsito entre el infrayacente y esta serie es gradual, se diferencian tres tramos de potencia métrica que presentan una facies asimilable al término (2) anteriormente descrito, si bien presentan algunas características propias al Suroeste de Nanclares. De escasa continuidad lateral, se trata de calcarenitas que se disponen en bancos de potencia centimétrica-decimétrica, separados por niveles de margas también arenosas. Localmente presentan numerosos bioclastos y cantos silíceos de granulometría variable desde tamaño arena media a gruesa. Se reconoce estratificación cruzada y fenómenos de "eslumpización".

Todo el conjunto del término (3), que mantiene en este cuadrante una potencia más o menos homogénea (500 metros en Ariñez), exceptuando quizá una ligera disminución progresiva hacia el Oeste, aumenta bruscamente de espesor al noreste coincidiendo con el flanco noreste del anticlinal de Zuazo, fuera de los límites del cuadrante (1300 metros de potencia en la transversal Hueto de Arriba-Astegieta).

Hacia techo el contenido en carbonato decrece progresivamente pasando a "**Margas y margocalizas pseudonodulosas**" (4). Se trata de una alternancia más o menos regular de margas y margocalizas en bancos centimétricos, presentando estos últimos (estratos "duros") un aspecto noduloso o pseudonoduloso.

El término (4) presenta una notable variación de potencia. Hacia el Suroeste llega a desaparecer, mientras que hacia el Noreste aumenta progresivamente de potencia, alcanzando los 300 metros en la transversal de Ariñez-cerro Gometxa e incrementando su potencia cada vez más en el vecino cuadrante de Foronda.

No es posible establecer un corte tipo debido a que la serie aflora discontinuamente y mal.

A techo del término anterior se dispone una serie definida como "**Margas y margocalizas alternantes** (5).

Se trata de una facies muy similar a la anterior, si bien los estratos "duros" de margocalizas son menos abundantes, predominando las margas. Además, los niveles de margocalizas no presentan el aspecto noduloso característico del término (4).

Al igual que ocurría en el término infrayacente, esta serie presenta una notable variación de potencia. Así, desaparece a la altura de Zumelzu, aumentando espectacularmente de potencia hacia el Noreste, llegando a alcanzar los 750 metros en los cuadrantes orientales (Vitoria, Monte Kapildui).

Según la memoria del MAGNA (138), el contenido faunístico en la zona de Berroste-gieta es el siguiente: *Gaudryina cf. rugosa* (D'ORB.), *Marginulina trilobata* (CUSHMAN), *Bolivinooides strigillata* (CHAPM.), *Lituola irregularis* (ROEM.), *Marssonella trochus* (D'ORB.), *Gyroidinoides nitida* (REUSS), *Allomorphina sp.*, *Fronicularia sp.*, *Globotruncana cf. fornicata* (PLUMMER), *Pseudovalvulineria clementiana* (D'ORB.), *Tritaxia tricarinata* (REUSS), *Spiroculina sp.*, *Dentalina sp.*, *Globotruncana ventricosa* (WHITE sensu BROTZEN), *Cytherella sp.*, *Cythereis sp.*, *Actinocythereis sp.*, *Heterohelix sp.*

“Alternancia centimétrica de calizas nodulosas y margas” (6). Este término se sitúa por encima del anteriormente descrito, estando los tramos de muro en paso lateral. Es de edad Campaniense inferior.

Está formado por una alternancia irregular de calizas nodulosas y margas, dispuestas en bancos centimétricos en general y decimétricos localmente.

Los estratos “duros”, salvo en el caso de los tramos basales que pueden ser de margocaliza o caliza arcillosa, son calcarenitas, a veces bioclásticas con abundante fauna (equinodermos, corales, rudistas y otros bivalvos). Localmente, y sobre todo a techo, pueden ser arenosas.

En las muestras recogidas para el estudio de la hoja MAGNA 138, en la zona de Berrostegieta se clasificaron: *Lituola irregularis* (ROEMER), *Marginulina trilobata* (D'ORB.), *Pseudovalvulinaria monterelensis* (MARIE), *P. clementiana* (D'ORB.), *Neoflabellina buticula* (HILTERM.), *Cibicidoides voltziana* (D'ORB.), *Cibicides excavata* (BROTZ.), *Valvulina cf. bullata* (BROTZ.), *Fronicularia sp.*, *Globotruncana elevata* (BROTZ.), *G. ventricosa* (WHITE, sensu BROTZ.), *G. lapparenti lapparenti* (BOLLI), *Spiroplectamina sp.*, *Gaudryina cf. laevigata* (FRANKE), *Cythere sp.*, *Actinocythereis sp.*, *Cytherella sp.*, *Spiroplectamina cf. elongata* (BARNARD y BANNER), *Heterohelix sp.*, *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Pseudovalvulinaria cf. costata* (BROTZ.), *Marssonella trochus* (D'ORB.).

Dentro de este conjunto, y en los tramos más bajos, se intercalan localmente cuerpos lentejonares discontinuos, definidos como **“Calcarenitas bioclásticas con glauconita y margas”** (7). Son cuerpos formados fundamentalmente por “grainstones” bioclásticos y “rudstones” (sobre todo en la base), con una importante contaminación de glauconita que les confiere un característico color verdoso. Local-

mente están fuertemente silicificadas. Estas calcarenitas se disponen en bancos de potencia decimétrica. Intercalan niveles de margas arenosas oscuras o incluso lutitas, igualmente con contaminación de glauconita. Las calcarenitas son algo arenosas y presentan estratificación cruzada, “eslumpización” y gran abundancia de bioclastos tales como fragmentos de bivalvos y dientes de escualos. La propia morfología lentejonar de estos términos justifica la variabilidad de potencia que presentan en espacios cortos. La máxima potencia estimada (75 metros) y la mejor exposición se encuentran en las canteras del cerro Gometxa.

Hacia el techo del término (6) se observa un aumento en la frecuencia y espesor de los estratos de calizas nodulosas y una disminución de las intercalaciones margosas. De esta forma es posible diferenciar, casi a techo de este término, tramos de unos 25 metros de potencia, constituidos por varios bancos de calizas nodulosas de potencia hasta decimétrica, que intercalan margas o calizas nodulosas en bancos más finos. Estos tramos se han cartografiado y definido como **“Calizas nodulosas y margas”** (8). Son de edad Campaniense medio.

Por encima de este término (8), se sitúan aún varios metros de serie considerados como alternancia centimétrica de calizas nodulosas y margas (6). Sin embargo, se observa de nuevo una evolución clara a facies menos calcáreas, con una disminución progresiva de la frecuencia de estratos de calizas nodulosas respecto de las margas. De esta forma, los últimos metros de la serie consisten fundamentalmente en margas con pocas intercalaciones de calizas nodulosas.

Las características de la serie pueden observarse en el corte de la carretera que va desde Berrostegieta al repetidor de televisión del cerro Zaldiaran. En este corte se ha calculado una potencia de 530 metros para el término (6). Esta potencia parece mantenerse en todo el cuadrante.

Los últimos tramos de esta serie evolucionan progresivamente hacia techo pasando al término definido como **“Limolitas calcáreas y/o margas arenosas oscuras”** (9). Este término marca el inicio de una importante contaminación arenosa que se acentúa progresivamente en los siguientes términos situados a techo. Presenta una potencia bastante homogénea en este cuadrante, cercana a los 150 metros, y está formado fundamentalmente por margas arenosas oscuras y limolitas calcáreas. Estos materiales son de edad Campaniense medio, y sus características se pueden observar en la carretera que desde Berrostegieta conduce al repetidor de televisión. Estos términos descritos intercalan aún frecuentes niveles de calizas nodulosas o paquetes poco potentes y discontinuos de areniscas calcáreas. En algunos casos, las intercalaciones tienen entidad cartográfica y se han diferenciado y definido las primeras como término (6) y las segundas como **“Areniscas calcáreas”** (10). Estas se presentan en niveles aislados o en paquetes, siendo características la laminación paralela y la estratificación.

Siempre a techo del término (9), se localizan unos niveles muy continuos, de hasta 10 metros de potencia, definidos como **“Calizas nodulosas y margas arenosas”** (11). Pueden presentar características similares a las descritas para las intercalaciones (6) dentro del término (9). Sin embargo, localmente muestran ciertas variaciones, tanto litológicas (mayor o menor contenido arenoso) como de potencia y frecuencia de los estratos duros, y más o menos acusado carácter noduloso. Estos niveles parecen acuñarse y desaparecer al Noroeste del cerro Zaldiaran. Son de edad Campaniense medio-superior.

El contenido faunístico más representativo en la zona de Berrostegieta (según RAMIREZ DEL POZO, 1971) es el siguiente: *Siderolites vidali* (SCHLUMB.), *Goupillaudina cf. daguini* (MARIE), *Orbitoides tissoti* (SCHLUMB.), *Monepidorbis sanctae pelagiae* (ASTRE), *Pseu-*

dovalvulineria monterelensis (MARIE), *P. cf. costata* (BROTZ.), *Marginulina trilobata* (D'ORB), *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Marssonella trochus* (D'ORB), *Gaudryina sp.*, *Globotruncana ventricosa* (WHITE-sensu BROTZEN), *G. cf. fornicata* (PLUMM.), *Spiroplectamina sp.*, *Cythere cf. multilamella* (BOSQUET), *Pterigocythereis sp.*, *Krithe sp.*, *Cythereis sp.*, *Bairdia sp.*, *Actinocythereis sp.*, *Argilloecia sp.*

Hacia techo este término evoluciona gradualmente hacia el siguiente, definido como **“Calizas arenosas y limolitas calcáreas. Tramos de arenisca calcárea y limolitas”** (12), mediante un progresivo aumento de la potencia de los estratos de caliza que llegan a alcanzar dimensiones decimétricas. Se produce a la vez un aumento de la contaminación arenosa, que frecuentemente llega a ser de tipo microconglomerático.

Se trata de un conjunto litológico formado mayoritariamente por calizas bioclásticas arenosas, con abundante fauna de equinodermos, orbitolínidos, ostreidos y otros bivalvos, en bancos centimétricos-decimétricos y limolitas. Localmente dentro de este término existen tramos no cartografiados formados por areniscas y areniscas microconglomeráticas.

La potencia máxima que se estima para este conjunto es cercana a los 75 metros. Se le atribuye una edad Campaniense superior en base a su posición estratigráfica.

Sobre los materiales descritos, y en contacto discordante, se sitúa un nuevo término definido como **“Areniscas calcáreas y limolitas calcáreas; intercalaciones de caliza arenosa”** (13). Está constituido fundamentalmente por areniscas calcáreas, localmente microconglomeráticas, en bancos de potencia decimétrica-métrica. Estos materiales intercalan con cierta frecuencia niveles de limolitas, y menos comúnmente de calizas arenosas, en estratos de potencia centimétrica. Los tramos con entidad cartográfica, en los que estas últimas son fre-

cuentes, se han diferenciado como término (12).

La potencia se mantiene homogénea y cercana a 200 metros desde el borde este del cuadrante hasta la vertiente este del cerro Zaldiaran.

RAMIREZ DEL POZO, 1971, cita como microfauna localizada en Berrostegeta: *Cibicides veltziana* (D'ORB.), *Quinqueloculina sp.*, *Orbitoides tissoti* (SCHLUMB.), *Siderolites vidali* (SCHLUMB.), *Monolepidorbis sanctae pelagiae* (ASTRE), *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Bairdia sp.*, *Krithe sp.*, *Marginulina trilobata* (D'ORB.), *Actinocythereis sp.*, *Pterigocythere sp.*, *Cythereis sp.*

La discordancia de la base de esta formación arenosa va laminando hacia el Oeste la serie infrayacente. Este hecho, apoyado además por una reducción notable de la potencia, se observa en las inmediaciones del cerro Zaldiaran y monte Busto. En las cercanías de esta última cota se observa cómo la formación arenosa se dispone en paso lateral con **“Conglomerados y areniscas calcáreas”** (14). Este término está constituido por tres bancos de potencia métrica de conglomerados, separados por niveles de arenisca calcárea. La potencia total de este tramo podría estimarse cercana a los 30 metros. En este punto y por encima de los conglomerados y areniscas se reconocen unos pocos metros de calizas arenosas asimilables al término (12).

El corte más completo que se puede establecer para los términos (12), (13) y (14) del Campaniense superior se realiza por la carretera que desde el puerto de Berrostegeta conduce al repetidor y desde ahí, por un sendero y por un cortafuegos, finalmente hasta el monte Busto.

En las cercanías del borde sureste de la zona (vertiente norte del monte Cuervo) se reconocen los materiales del Cretácico superior

más modernos cartografiados en el cuadrante. Se trata de rocas de edad Campaniense terminal en tránsito al Maastrichtiense, que se disponen en contacto discordante por encima de los términos del Campaniense superior anteriormente descritos.

La serie comienza con un término definido como **“Areniscas calcáreas rojas y grises. Niveles conglomeráticos”** (15).

Se trata de un conjunto formado por areniscas calcáreas con estratificación cruzada que intercalan niveles más o menos desarrollados de conglomerados. La potencia no se ha podido calcular al no aflorar dentro de la zona de trabajo el techo de la formación. La serie intercala localmente varias barras de potencia métrica de **“Calizas y calizas arenosas”** (16). Generalmente se trata de calizas bioclásticas arenosas, localmente dolomíticas, con abundante fauna, sobre todo de orbitolínidos que en algunos puntos llegan a constituir niveles lumaquéllicos.

2.2. TERCIARIO

Sobre los materiales del Cretácico superior se sitúa un conjunto de rocas terciarias en discordancia erosiva. Se trata de una potente serie de edad miocena que se dispone en contacto con la serie cretácica sobre términos cada vez más antiguos de Este a Oeste.

La serie terciaria comienza con un término definido como **“Conglomerados calcáreos. Intercalaciones de areniscas calcáreas y limolitas”** (17). La facies mayoritaria se compone de ortoconglomerados de cantos subredondeados de calizas, de origen diverso, y ocasionales cantos silíceos. El tamaño de los clastos es variable, desde centimétrico a decimétrico (localmente hasta de 1 metro); la matriz es calcarenítica y arenosa. Estos materiales se disponen en paquetes de potencia métrica a decamétrica separados unos de otros

por areniscas, limolitas o conglomerados en bancos centi-decimétricos. Todo el conjunto evoluciona hacia techo mediante una reducción progresiva de la potencia y frecuencia de los niveles conglomeráticos y un aumento de las facies más finas (areniscas y limolitas). Se observa cómo al Este (zona del monte Cuervo), y sobre la misma línea de demarcación del límite provincial, este término basal se dispone sobre materiales de edad maastrichtiense. Más hacia el Oeste, en el monte Busto, los ortoconglomerados se sitúan ya sobre materiales del Campaniense superior. A partir de este punto y hacia el Oeste se van disponiendo progresivamente sobre términos más antiguos, hasta que finalmente en las cercanías del monte Tuyo (borde occidental) se sitúan encima de rocas del Campaniense inferior.

En la ladera sur de este monte se puede reconocer completamente el término basal de la serie miocena. Desde la localidad de Tuyo y en dirección norte arranca una pista que se interna en la sierra y ofrece una buena exposición de afloramientos.

La potencia en esta zona se ha estimado cercana a los 200 metros.

Por encima de este término se reconoce una potente serie que se caracteriza por presentar cierta complejidad litológica.

El término general se ha definido como **“Margas, limolitas y argilitas; intercalaciones centimétricas de arenisca y calizas margosas”** (18). Se trata de un conjunto formado por estas litologías “blandas” que intercalan algunos (localmente muchos) niveles “duros”, de potencia centimétrica a decimétrica, de areniscas calcáreas y calizas arenosas o arcillosas. Las intercalaciones de niveles “duros”, que llegan a alcanzar potencias decimétricas-métricas, son menos numerosas. Estas se han separado dentro del término (18) por el interés estratigráfico y paleogeográfico de las figuras cartográficas que dibujan sus afloramientos. Se

han diferenciado por su litología varios tipos de intercalaciones. Hacia la base de la serie pueden individualizarse algunas barras de conglomerados calcáreos similares al término infrayacente. Se han definido como **“Niveles de conglomerados calcáreos (líneas de capa)”** (19). Por encima y al Suroeste de Tuyo, se reconocen varias intercalaciones de **“Niveles de arenisca de grano grueso a muy grueso; en ocasiones conglomerados (líneas de capa)”** (20). Se trata de barras de potencia decimétrica a métrica de arenisca con finos y discontinuos nivelillos de conglomerado y microconglomerado calcosilíceo.

En los primeros 300 metros de serie, el término (18) está formado mayoritariamente por limolitas y argilitas con un claro predominio sobre las margas. Además, las intercalaciones finas no cartografiables son de arenisca y muy frecuentes.

Por encima se dispone un tramo de potencia cercana a los 150 metros caracterizado por la presencia de numerosas intercalaciones de **“Calizas margosas y calizas arenosas (líneas de capa)”** (21). En este tramo, la litología dominante del término (18) que las engloba consiste en margas y las intercalaciones finas no cartografiables son escasas.

Las calizas de color grisáceo a beige, presentan una laminación fina, paralela o cruzada de bajo ángulo.

Los últimos 250 metros aflorantes de la serie en el cuadrante están formados por margas y limolitas con escasas intercalaciones de estratos finos no cartografiables; todo ello ha sido incluido en el término general (18). También son escasos los niveles intercalados de potencia decimétrica-métrica; algunos son de caliza arcillosa y otros de **“Areniscas calcáreas de grano fino (líneas de capa)”** (22).

La serie, en general, está muy mal aflorada. Los afloramientos que presenta son muy

escasos y discontinuos, pudiéndose reconocer principalmente a lo largo de las numerosas pistas situadas al Suroeste de Tuyo.

2.3. CUATERNARIO (23 a 26)

En este cuadrante se reconocen varios tipos de formaciones superficiales cuaternarias.

Las más antiguas se han definido como **“Depósitos aluvio-coluviales antiguos”** (23).

Estos se depositaron sobre suaves pendientes localizadas en las zonas más bajas de la vertiente norte de los montes de Vitoria, ocupando presumiblemente amplias zonas. Posteriormente, los procesos erosivos denudaron sólo parcialmente estas formaciones superficiales, quedando preservadas en su mayor parte.

Se trata de gravas heterométricas procedentes tanto de materiales del Cretácico superior como de los conglomerados terciarios. En muchos puntos estos depósitos han sido explotados como áridos naturales.

El resto de formaciones cuaternarias son más modernas. Se han diferenciado **“Depósitos aluviales, aluvio - coluviales”** (24), **“Depósitos coluviales”** (25) y **“Depósitos antropogénicos”** (26).

Los primeros se reconocen por todo el cauce del río Zadorra y parcialmente en las cercanías de Vitoria-Gasteiz (borde este del cuadrante). Están formados fundamentalmente por niveles de gravas de cantos heterométricos, en su mayoría calcáreos, y por algunos niveles de arenas y limos intercalados. La potencia normalmente no se observa, pero se supone que es muy variable; en algunos puntos supera los 4 metros.

Los depósitos coluviales son muy numerosos, sobre todo al pie de los escarpes que producen los conglomerados terciarios. Sin embargo, debido a su escasa continuidad lateral, sólo se ha diferenciado alguno de ellos en la vertiente norte del monte Tuyo.

Los depósitos antropogénicos consisten en acumulaciones de materiales muy heterogéneos en cuanto a origen y tamaño. Se trata de vertederos y escombreras procedentes de la industria y de la construcción, así como de rellenos artificiales. La mayoría de ellos se reconocen en una zona industrial situada al Sur de Nanclares.

3. SEDIMENTOLOGIA

En el área de trabajo aparecen materiales pertenecientes a las potentes sucesiones mesozoicas y terciarias del ciclo Alpino.

El presente capítulo es un intento de establecer los parámetros sedimentológicos y paleogeográficos en una triple vertiente: secuencial, geométrico-estratigráfica y paleogeográfica.

3.1. CRETACICO SUPERIOR

3.1.1. Introducción

Dentro del cuadrante son mayoritarios los materiales del Cretácico superior (Coniaciense medio a Campaniense superior), existiendo también materiales del Terciario (Mioceno inferior) e importantes extensiones de depósitos cuaternarios.

El Cretácico superior del Dominio Navarro-Cántabro aflora según dos bandas paralelas en los flancos del cinturón sinclinal terciario de Miranda-Treviño-Urbasa (figura 3.1.).

3.1.2. Generalidades sobre sedimentación regional

Tras el desarrollo de importantes relieves diferenciales en el fondo marino durante el

megaciclo urgoniano, la llegada del enorme acúmulo de sedimentos que representa la "formación Balmaseda" uniformiza el sustrato, de forma que pueden establecerse los amplios elementos paleogeográficos característicos del Cretácico superior, salvo en las áreas de intumescencia halocinética: diapiros aflorantes como el de Murgia, o no aflorantes como el de Aitzgorri-Egino (cuadrante de Asparrena), Zuazo, paleoalto de Arlaban-Maturana, etc., todos ellos 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), con más de 4500 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 (figuras 3.1. y 3.2.). El surco de Vitoria-Gasteiz, en cuya parte suroeste se encuentra el presente cuadrante, es uno de los surcos subsidiarios, rodeado por umbrales paleogeográficos, en su mayoría de origen diapírico (figura 3.4.).

Hacia el Sur y el Oeste del "Surco Alavés" existió una plataforma poco subsidente (entre 500 y 1000 metros de Cretácico superior), con sedimentos carbonatados de facies someras.

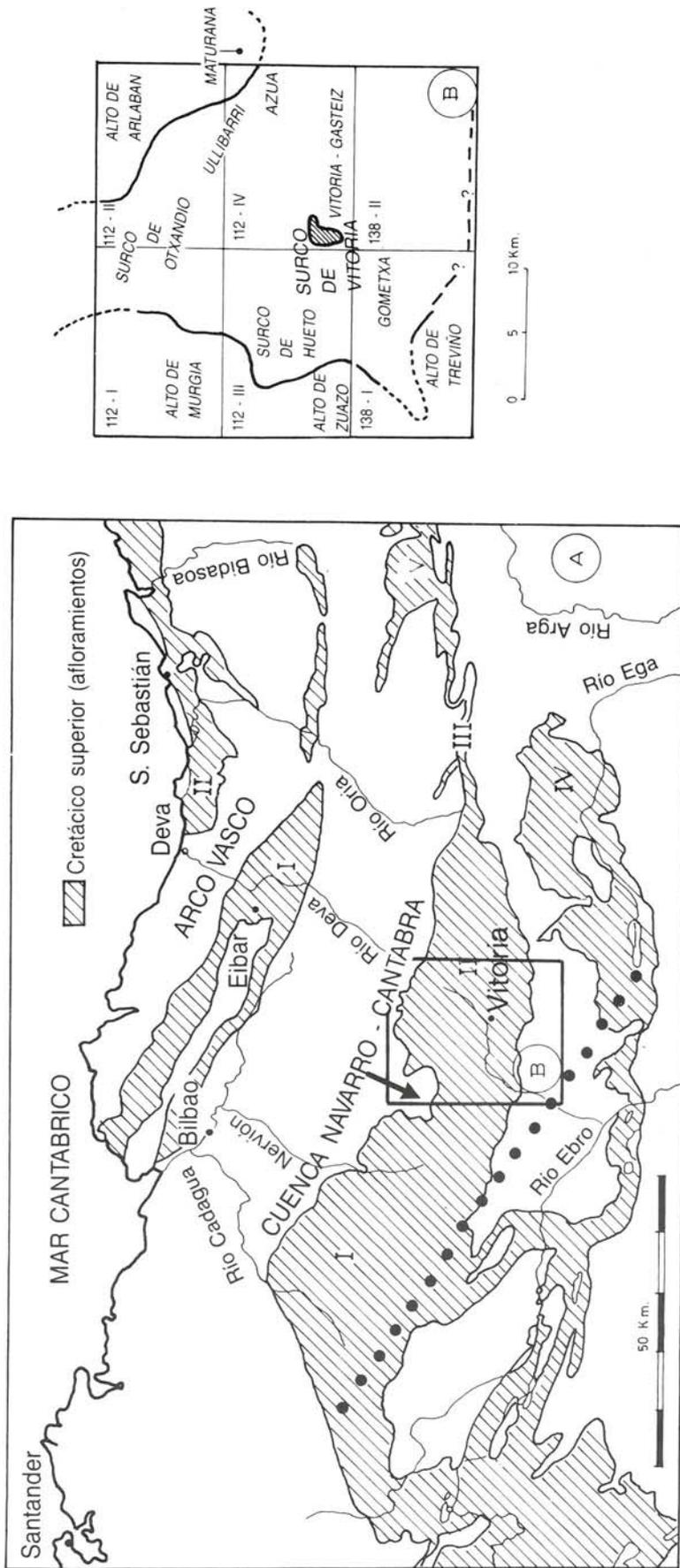


Figura 3.1.— A Situación regional del surco de Vitoria con respecto a los afloramientos del Cretácico superior en la Cuenca Cantábrica oriental. La línea de puntos gruesos indica el límite septentrional del área costera o de transición. (Tomado de INGEMISA, 1982).
 B Localización y geometría del surco y de los altos umbrales paleogeográficos que lo rodean y que funcionaron en el Cretácico superior, dentro del área de referencia del estudio. Se incluye toponimia que se cita en el texto.

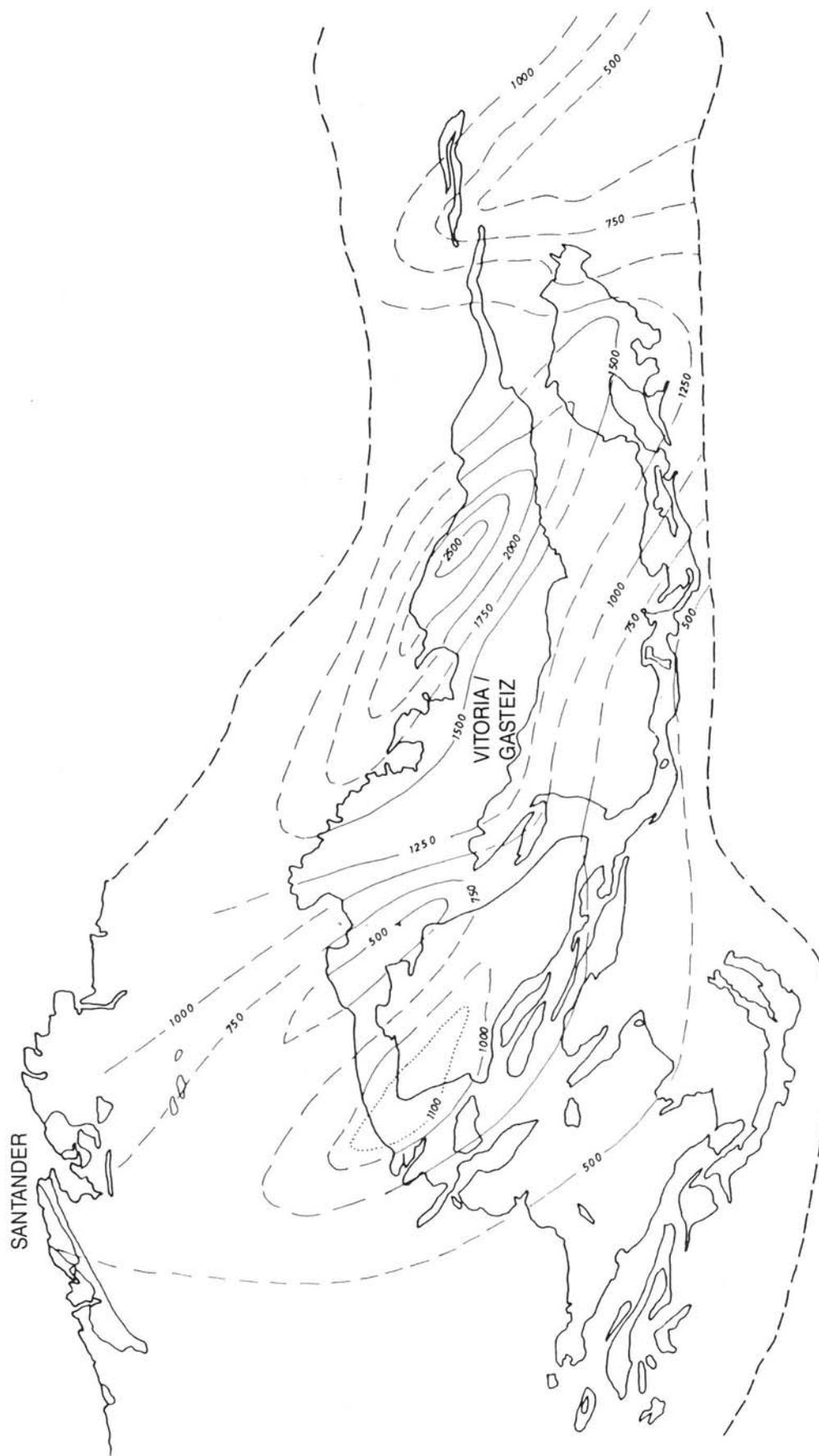


Figura 3.2.—Mapa regional de isopacas del Cretácico superior (intervalo Turoniense - Campaniense medio, aproximadamente). Datos tomados de Mapas Geológicos 1:200.000 y columnas estratigráficas (IGME, 1988).

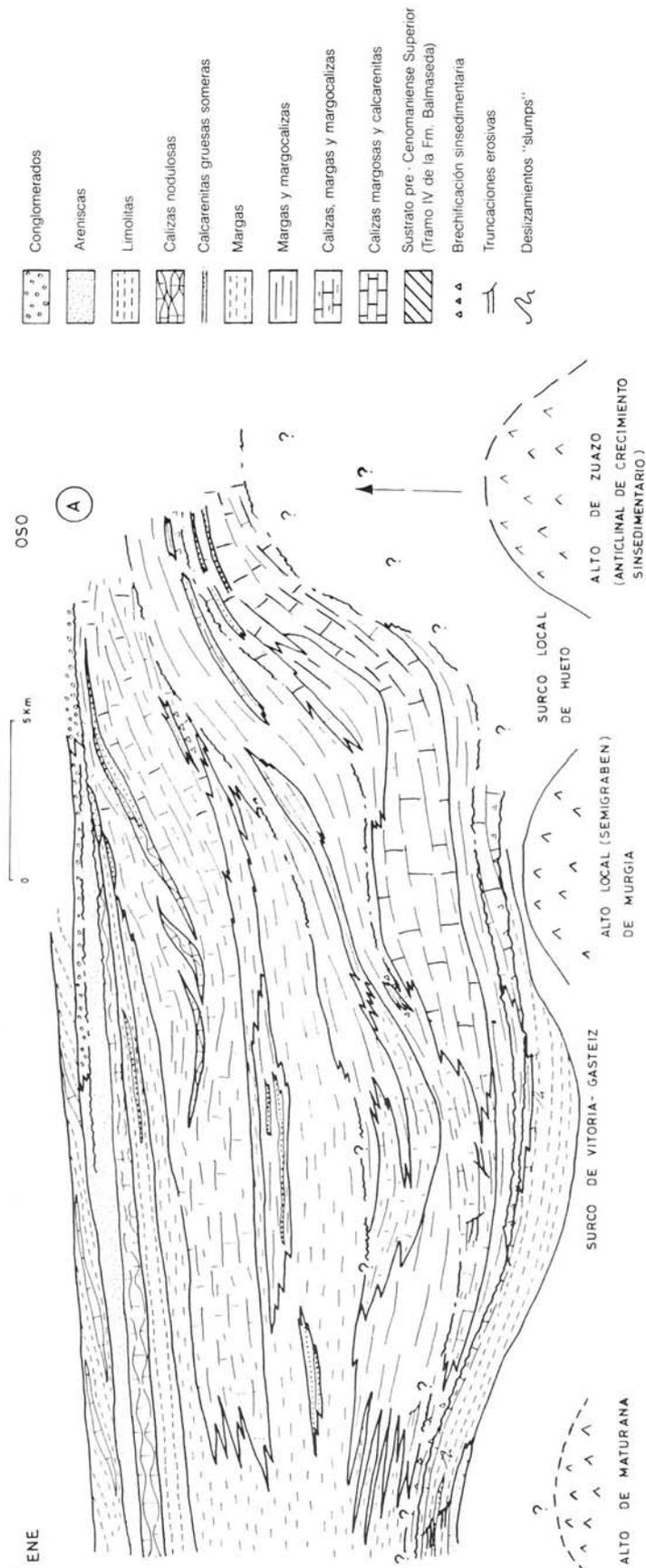
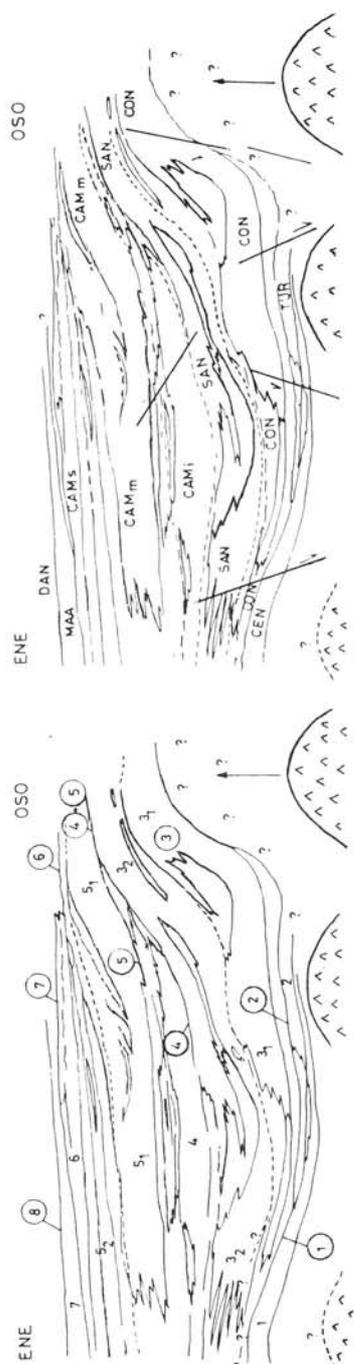


FIGURA 33.

A Esquema estratigráfico general del surco de Vitoria-Gasteiz en el Cretácico superior.

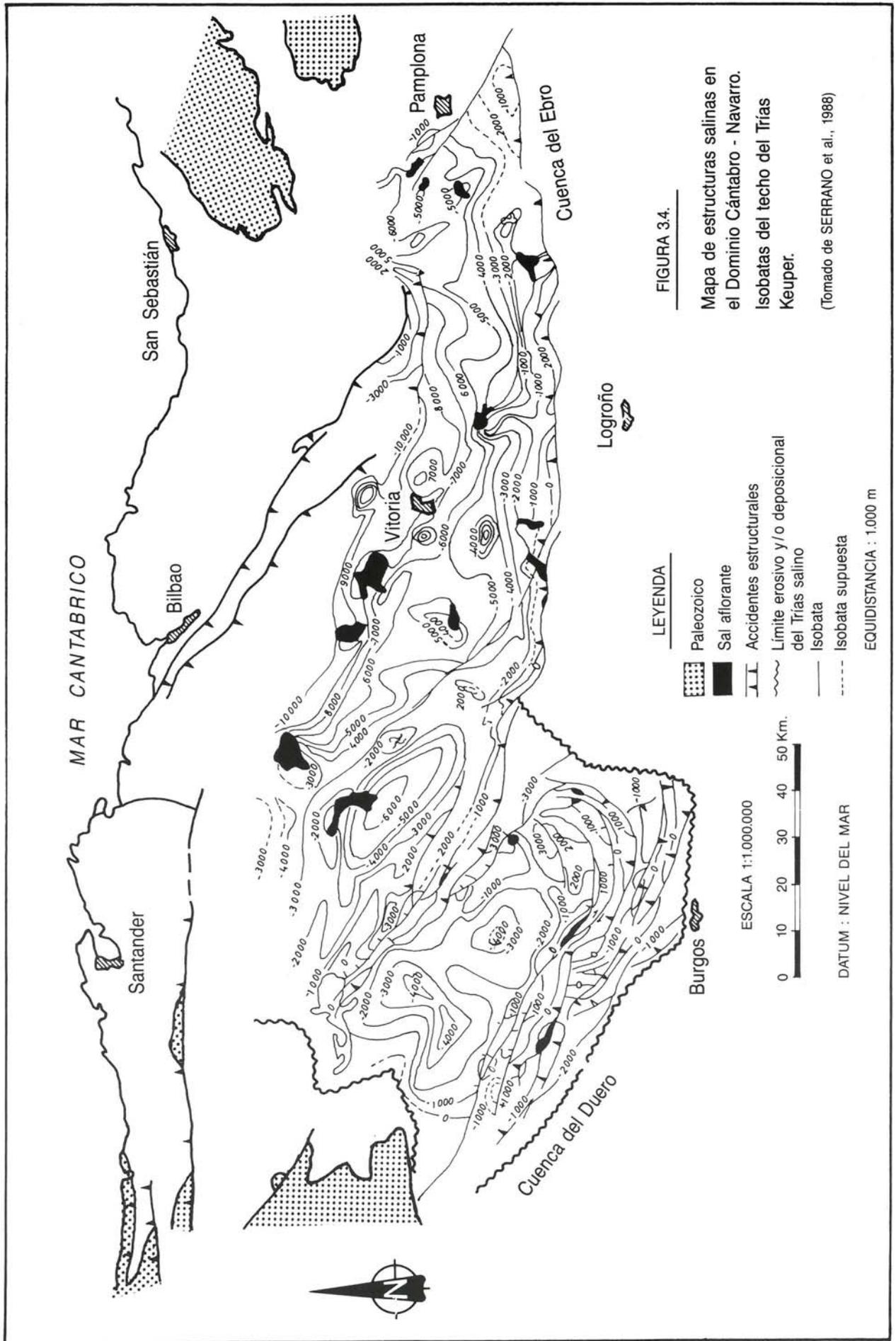
B Esquema de localización de discontinuidades y secuencias deposicionales.

C Esquema de líneas de tiempo y subsidencia diferencial.



B Los números representan las secuencias y sus partes, tal como se describen en el texto. Los números rodeados por un círculo representan las discontinuidades.

C Las líneas de tiempo son continuas si coinciden con rupturas sedimentarias netas y discontinuas si coinciden con paraconformidades o con discontinuidades deducidas. Las líneas subverticales indican áreas de subsidencia diferencial y/o planos de fallas sinsedimentarias.



La evolución paleogeográfica a nivel regional fue la siguiente, según se desprende del presente estudio, completado con datos extraídos de la memoria de la hoja 1:200.000 de Bilbao (IGME, 1988):

Las facies más someras, de plataforma interna, se sitúan en el Sur y Suroeste (montes Obarenes, zona norte del Ebro) ya desde el Cenomaniense, y están constituidas generalmente por sedimentos con rasgos proximales: bajíos calcareníticos, bancos de rudistas y ostreidos, presencia masiva de macroforaminíferos bentónicos (*Lacazina* y otros), etc.

En los primeros tiempos del Cretácico superior, la invasión marina es manifiesta. Sin embargo, ya en el Coniaciense comienzan a tener lugar los primeros movimientos del fondo marino tendentes a contrarrestar la subsidencia; en el Suroeste, la progradación de la plataforma interna a costa de facies más distales es muy evidente, llegando a darse incluso la emersión prolongada de grandes zonas y la subsecuente pérdida de registro sedimentario.

Alrededor del Santoniense medio se sitúa el siguiente máximo transgresivo propiciado por un nuevo basculamiento y hundimiento de la plataforma suroccidental. El sistema sedimentario del Santoniense superior contrarresta el hundimiento con una nueva progradación coronada por bajíos calcareníticos. Al mismo tiempo, las continuas elevaciones que vienen sufriendo los continentes de la Meseta Castellana y del Ebro hacen llegar en esta época un importante flujo terrígeno que invade la plataforma de manera pulsante, destruyendo las bioconstrucciones, inhibiendo progresivamente la formación de carbonato y consolidando el dominio de las facies continentales sobre las marinas.

Las facies distales correspondientes a la plataforma descrita se sitúan principalmente en el surco de Vitoria-Gasteiz (en el que se enclava este cuadrante) y en la cuenca de Estella. En el surco, la tendencia transgresiva general,

iniciada en el Cenomaniense, se ve contrarrestada por la aparición de áreas someras situadas sobre intumescencias diapíricas que elevaban localmente el fondo marino (figuras 3.3., 3.4. y 3.7.), produciendo numerosas interrupciones en la sedimentación. Ligados a las intumescencias aparecen solapamientos estratigráficos, que terminan en máximos transgresivos como los del Coniaciense medio (surco de Ullibarri, cuadrante de Legutiano) o Santoniense superior-Campaniense inferior (margas de Vitoria). Por el contrario, si la combinación de batimetría y subsidencia producían unas condiciones idóneas en el umbral diapírico, se desarrollaban facies arrecifales y paraarrecifales (Coniaciense de Zuazo y Murgia; Campaniense del monte Oro -cuadrante de Zuya- y quizá del monte Zaldiaran), cuyo crecimiento vertical crea una dinámica regresiva local.

El flujo terrígeno que alcanzó la plataforma proximal en el Santoniense continúa su progradación hacia el Norte, de forma que en el Campaniense superior invade el margen meridional del surco, abortando la transgresión pulsante que tenía lugar en ese momento.

La gran diferencia de profundidad entre la plataforma proximal y el surco desaparece hacia el Campaniense, merced al relleno progresivo de la depresión a cargo de materiales margosos distales. El depósito del Campaniense arenoso y la progradación de barras calizas en el Maastrichtiense terminan de uniformizar el relieve submarino, dando paso a la creación de los amplios espacios paleogeográficos (extensas plataformas someras) característicos del Paleógeno aflorante en el vecino cuadrante de Monte Kapildui.

3.1.3. Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante

Los diferentes materiales de edad cretácica y terciaria comprendidos en el surco de Vitoria pueden estructurarse en diferentes

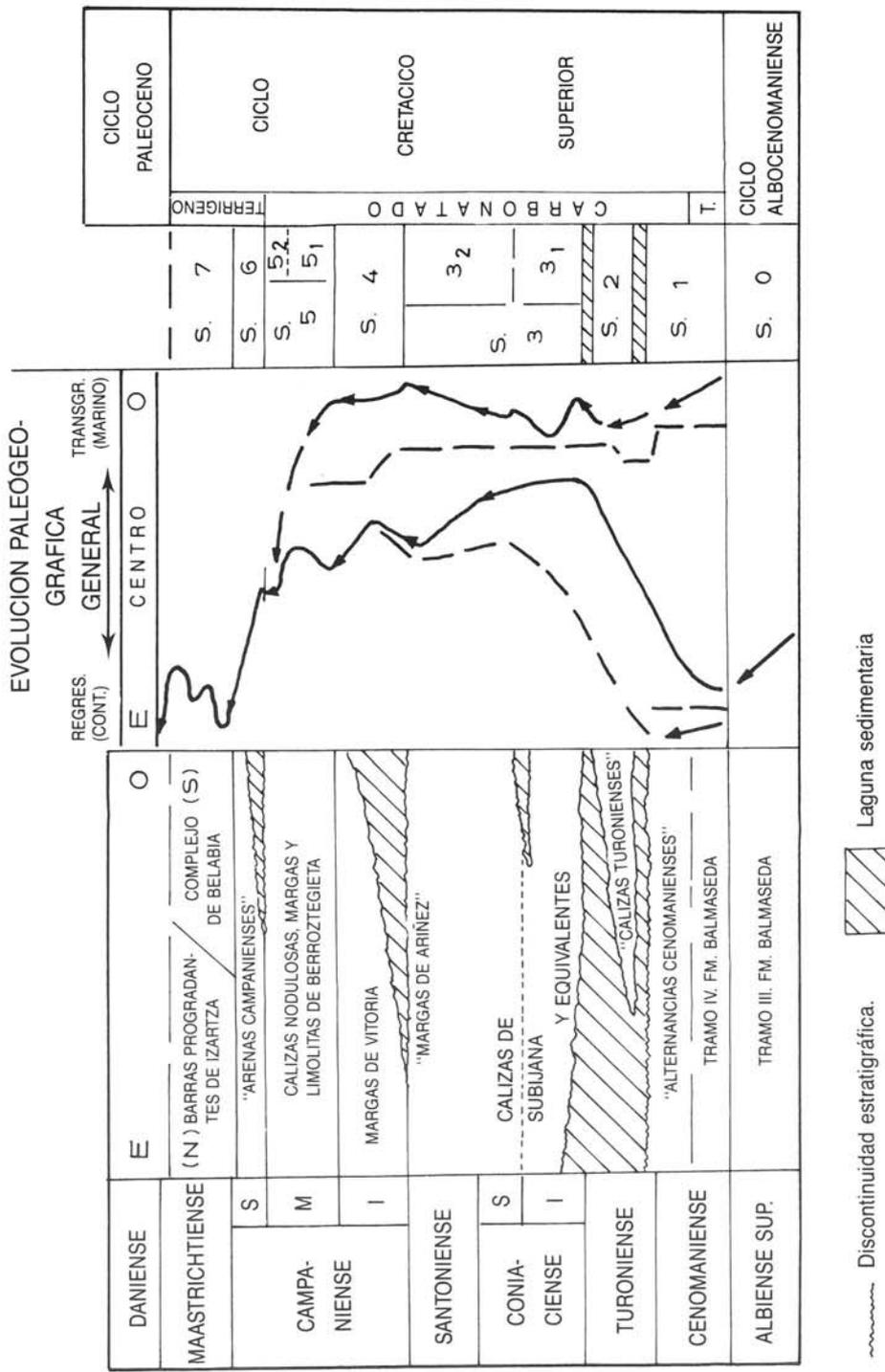


Figura 3.5.—Esquema cronoestratigráfico de ciclos y secuencias, y su relación con transgresiones y regresiones locales y generales. Inicialmente las dinámicas eran diferentes por sectores. A lo largo del Campaniense se uniformizan las distintas tendencias.

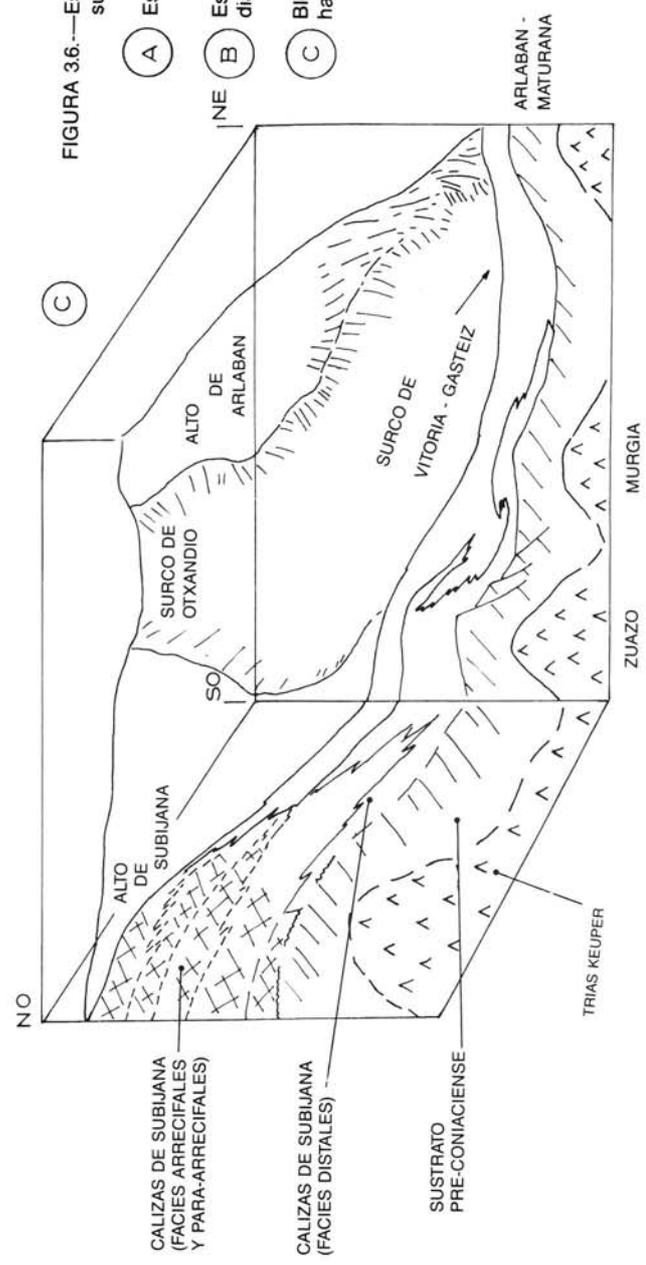
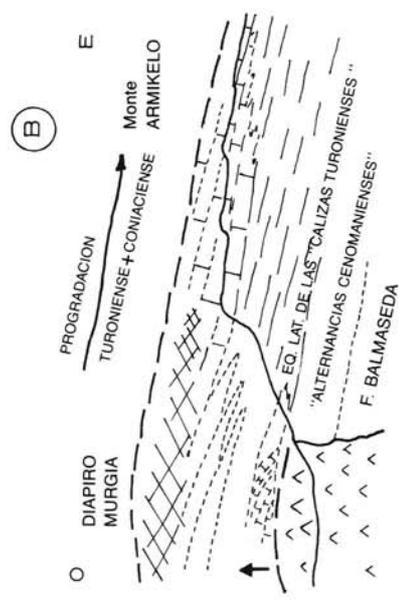
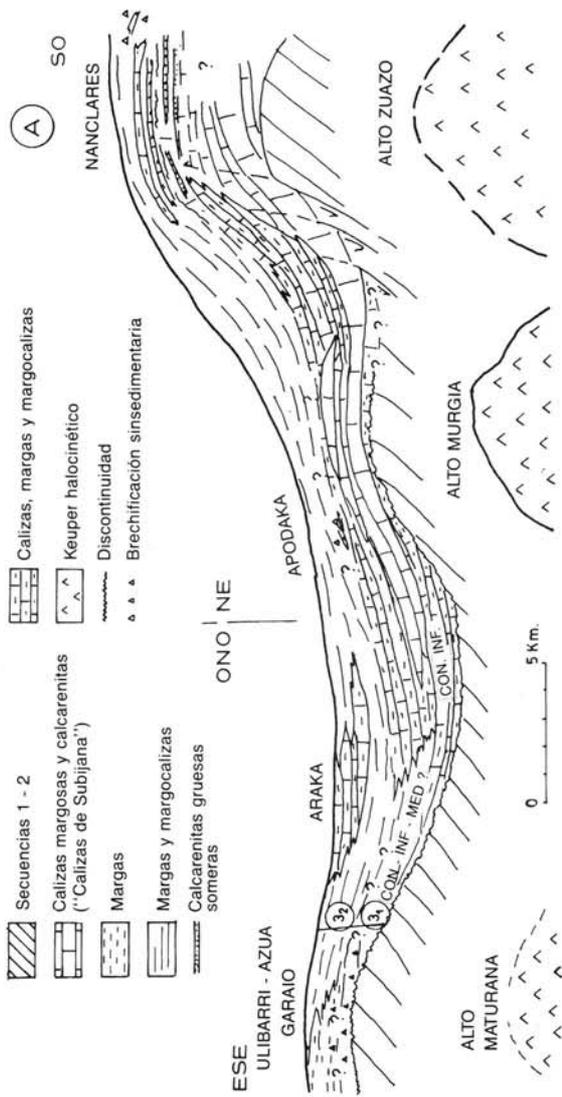


FIGURA 3.6.—Estratigrafía de la tercera secuencia (Coniaciense en el surco de Vitoria - Gasteiz)

A Esquema estratigráfico en la transversal de los afloramientos

B Esquema de progradación hacia cuenca en la intumescencia diapírica de Murgía.

C Bloque-diagrama mostrando la evolución del alto de Zuazo hacia el NO. Zona nuclear del arrecife de Subijana.

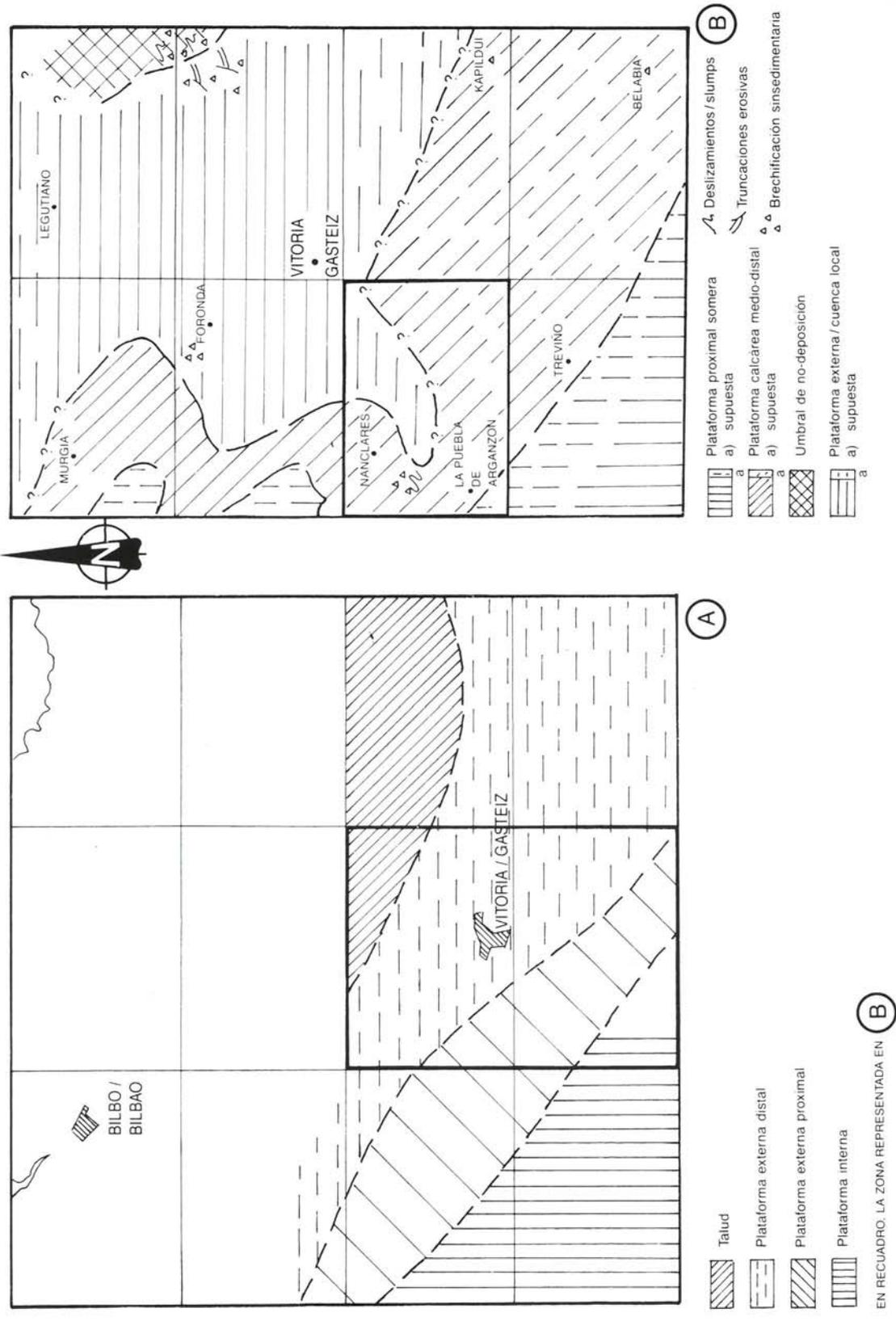


Figura 3.7.— (A) Distribución de facies para el Coniaciense inferior. Tomado de IGME, 1988.
 (B) Esquema paleogeográfico del surco de Vitoria-Gasteiz durante la 3ª secuencia del Cretácico superior (1ª parte: Coniaciense inferior y medio).

“secuencias deposicionales” en el sentido de MITCHUM *et al.* (1977): unidades o grupos de unidades sedimentarias separadas a techo y a muro por algún tipo de discontinuidad sedimentaria, desde discordancias angulares con importante pérdida de registro, hasta simples cambios litológicos, más o menos bruscos. 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 alóctono-carbonato autóctono” (por ejemplo, calcarenitas progradantes y margas; secuencias positivas) o bien secuencias de somerización definibles como parejas “carbonato más profundo-carbonato más somero” (secuencias negativas).

Las siete “secuencias deposicionales” que se han diferenciado en el Cretácico superior del surco de Vitoria-Gasteiz (figura 3.5.), están separadas por discontinuidades, que se hacen más evidentes en las áreas con menor subsidencia diferencial. Esto es debido a una 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 algunas discontinuidades claramente visibles en cartografía (tercera, cuarta, quinta y sexta; figura 3.3.), e incluso en el campo, como la sexta: se trata de una discordancia erosiva cartográfica muy marcada que dibujan los conglomerados y areniscas del Campaniense superior sobre un sustrato calcáreo más distal. También está representada, muy localmente, en el límite con el Condado de Treviño, la discordancia erosiva basal miocena que, al situarse sobre el Campaniense superior, cierra en este área el ciclo cretácico.

En el cuadrante sólo aparecen las secuencias tercera a sexta, que se describen a continuación:

3.1.3.1. **Secuencia 3 (Coniaciense inferior-Santoniense superior)**

La secuencia puede subdividirse (figuras 3.3., 3.5. y 3.6.) en dos partes: una inicial, en la que predomina la somerización y el acúmulo vertical de calizas (regresión local en el alto diapírico de Zuazo) (figura 3.7.), y otra final, netamente transgresiva.

La presencia del mayor acúmulo de calizas en el umbral de Zuazo-Nanclares, indica la situación de las zonas más someras, donde la producción de carbonato fue más intensa. Así, en Trespuentes y Nanclares pueden encontrarse barras métricas de calcarenitas bioclásticas gruesas con estratificación cruzada de bajo ángulo, con abundantes bioclastos de fauna arrecifal. La posición de las facies brechoides y deslizadas apunta a la creación de un talud incipiente en el área de Nanclares. En dirección Noroeste, hacia la zona nuclear del arrecife, se llegaría a encontrar facies biohermales (figura 3.6.), cuya presencia ya se ha citado en algunos sondeos.

Durante el Coniaciense superior y Santoniense (parte final de la secuencia) se deposita una monótona serie margocaliza que solapa hacia el Oeste al anticlinal preformado de Zuazo. En este episodio, la aceleración de la subsidencia marca una transgresión que queda reflejada sobre todo en la rapidísima retrogradación calcárea en Hueto-Zuazo-Nanclares.

3.1.3.2. **Secuencia 4 (Campaniense inferior)**

La cuarta secuencia es una cuña de extensión lateral limitada y carácter margoso uniforme (figura 3.3.). Constituye uno de los últimos episodios de relleno del surco de Vitoria-Gasteiz, que uniformiza los amplios relieves submarinos preexistentes.

La paraconformidad de techo coincide con uno de los picos regresivos del Campa-

niense, que culmina con la formación de "shoals" o altos fondos calcareníticos ("grainstone" y "rudstone" de Gometza y Olarizu), con estratificación cruzada de surco de influencia posiblemente mareal, y rasgos de inestabilidad sinsedimentaria (figura 3.8.).

La distribución de facies regional se representa en la figura 3.9.

3.1.3.3. **Secuencia 5 (Campaniense medio)**

Consta de dos partes diferenciadas, cada una de las cuales representa una subsecuencia parcial transgresivo-regresiva:

—En la primera de ellas se superponen calizas nodulosas y margas sobre los bajíos calcareníticos de techo de la anterior secuencia. Posteriormente, progradan sobre el conjunto barras calcareníticas proximales con fauna arrecifal en el Oeste-Suroeste, que se convierten hacia el surco en calizas nodulosas (figura 3.10.)

—En la segunda parte, la subsidencia se contrarresta al principio con nuevas progradaciones de las facies proximales, esta vez acompañadas de aportes terrígenos continentales (limolitas y areniscas de canal). Finalmente, un nuevo conato transgresivo, representado por las calizas arenosas de techo, se ve truncado por la discordancia basal de la siguiente secuencia.

La distribución regional de facies se representa en la figura 3.11.

3.1.3.4. **Secuencia 6 (Campaniense superior-Maastrichtiense basal?)**

La sexta secuencia comienza con el depósito extensivo de facies arenosas costeras que se hacen más proximales hacia el Oeste, donde se transforman en conglomerados silíceos. A techo de la secuencia se localiza un nivel

extensivo de areniscas de grano más grueso, con microconglomerados y conglomerados, al parecer, progradantes desde el Oeste-Suroeste, y que se disponen a su vez en discordancia erosiva sobre las areniscas infrayacentes (montes Zaldiaran-San Miguel).

3.1.4. **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 dio 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 área estudiada, los efectos de los movimientos del diapiro de Murgia y del alto de Arlaban-Maturana, que dan lugar a locales adelgazamientos 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 que adquieren pleno desarrollo en el Turoniense inferior, favoreciendo la implantación de edificios arrecifales y frecuentes rupturas sedimentarias.

El Coniaciense es de carácter calizo en los altos diapíricos de Zuazo-Nanclares y Murgia (cuadrantes de Foronda y Murgia), debido a la permanencia, durante un largo período, de condiciones idóneas para la producción de carbonato. El litosomo calizo pasa lateralmente a alternancias calcomargosas de mayor batimetría en los cuadrantes orientales.

A partir del Santoniense final se inicia una regresión generalizada en toda la región como

E

0

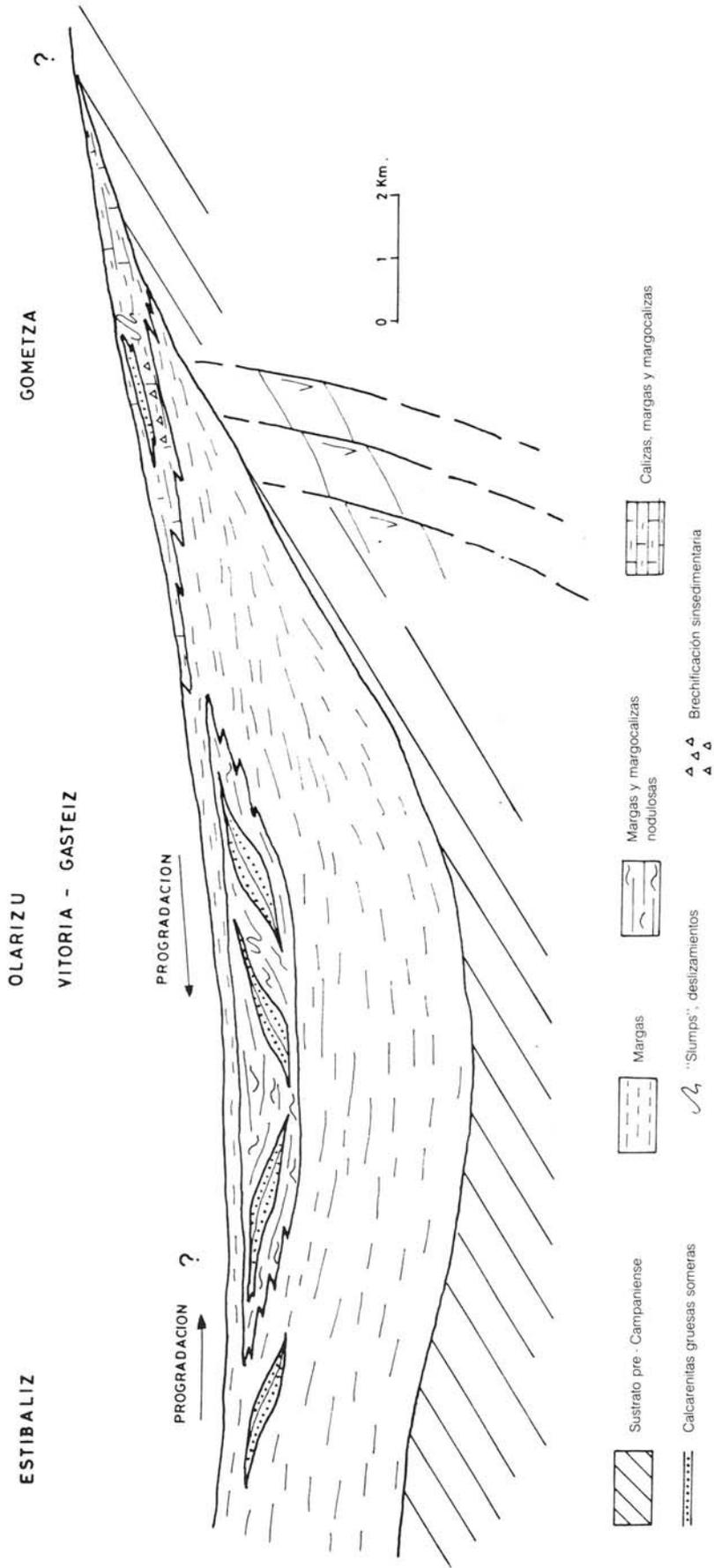


Figura 3.8.—Esquema estratigráfico de la cuarta secuencia en el surco de Vitoria-Gasteiz. Campaniense inferior.

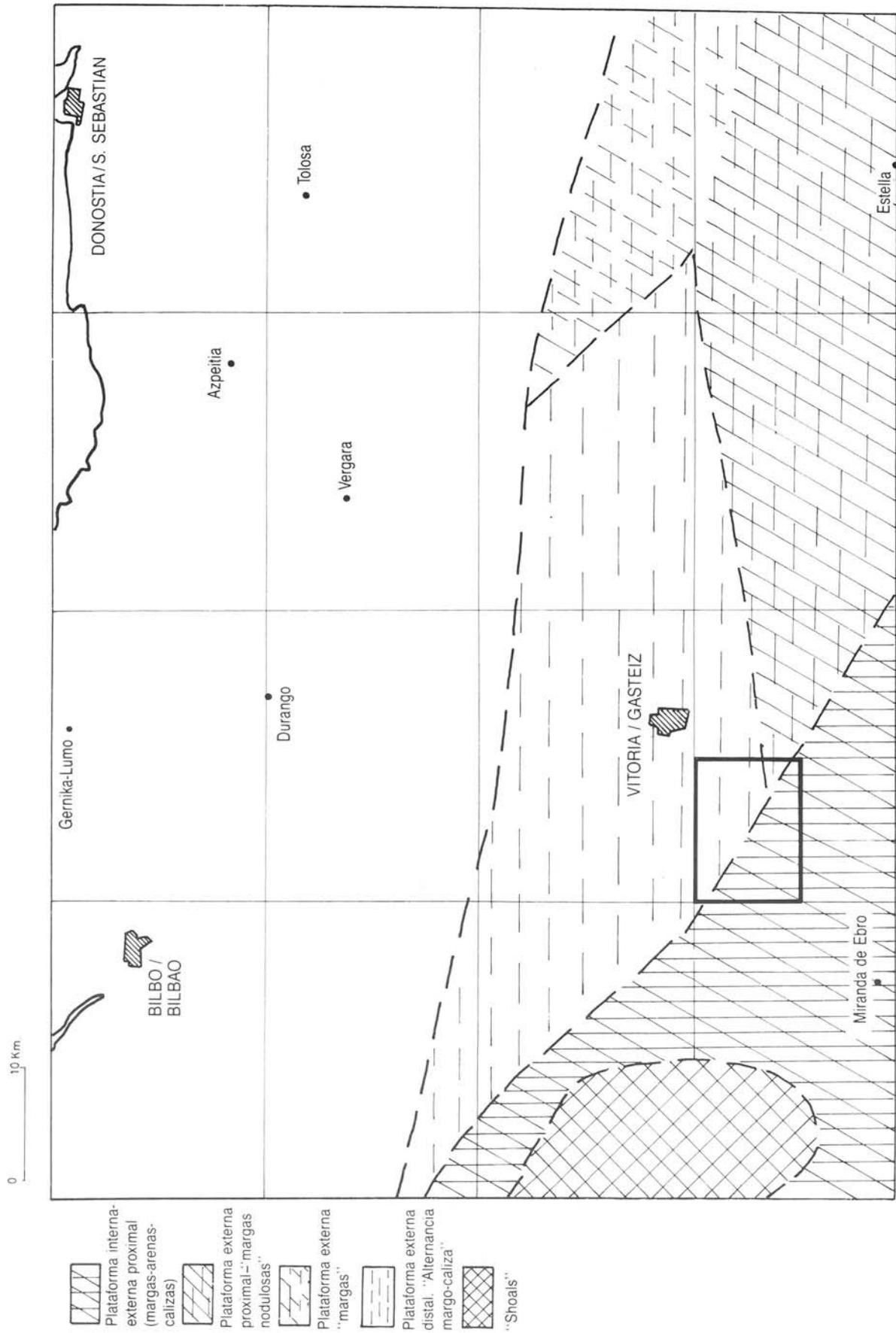


Figura 3.9.—Mapa de distribución de facies para el Campaniense inferior. Modificado de IGME, 1988.

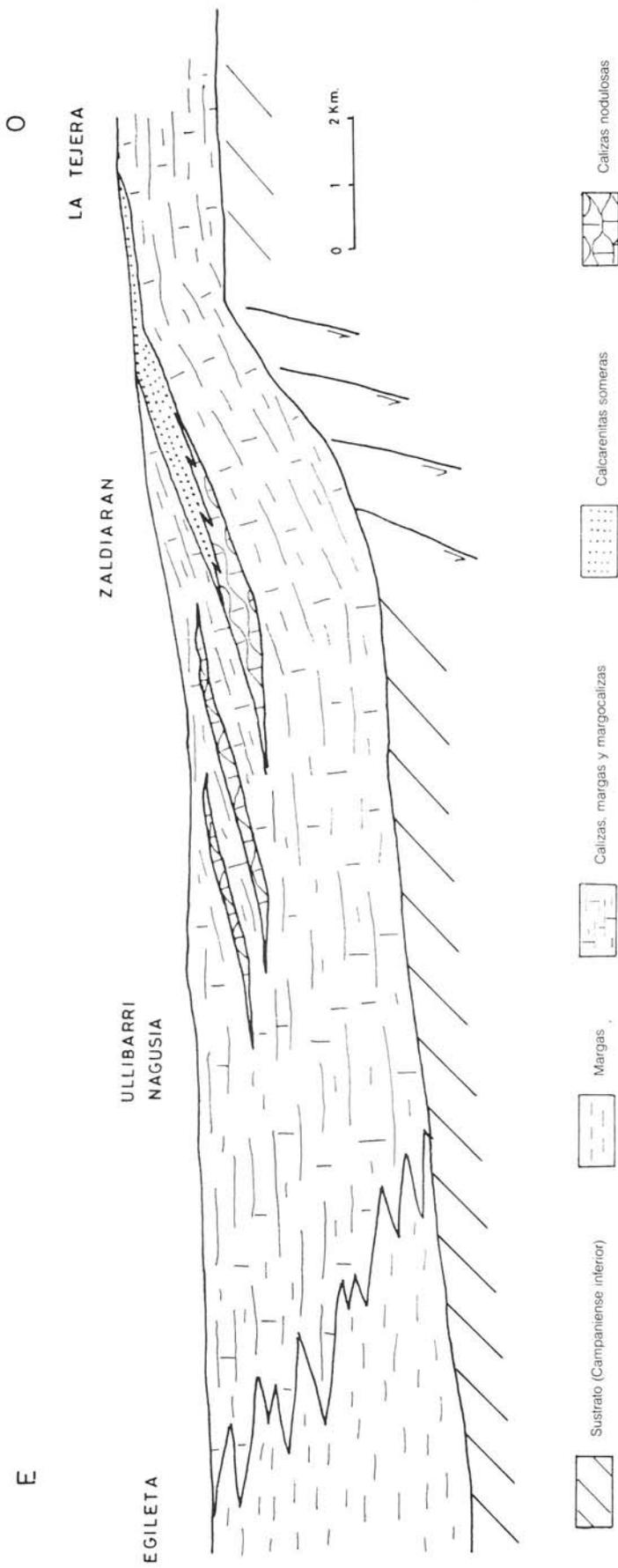


Figura 3.10.—Esquema estratigráfico de la secuencia 5 (parte inferior) en el surco de Vitoria-Gasteiz. Campaniense medio. La escala vertical de progradación está exagerada.

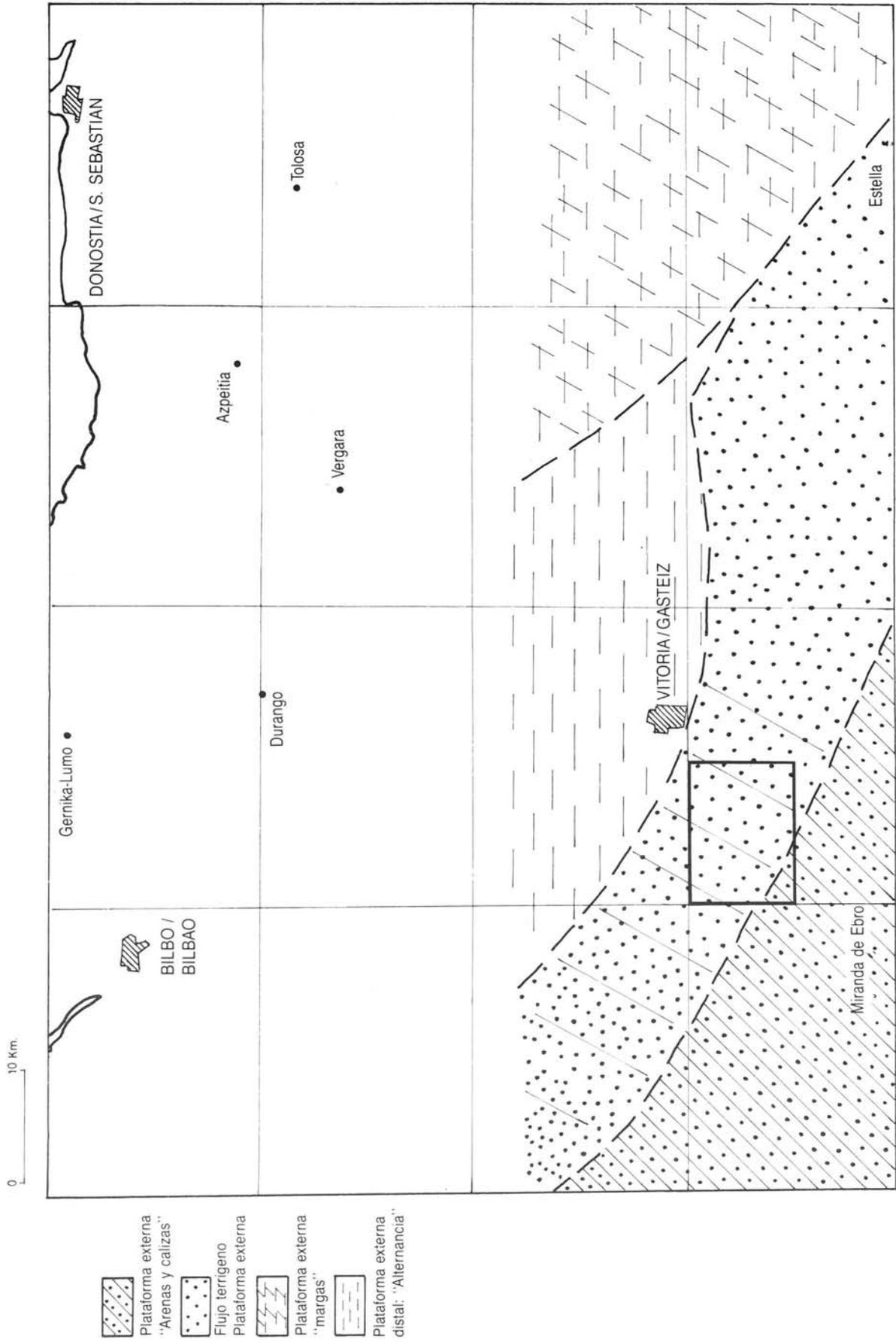


Figura 3.11.—Distribución de facies para el Campaniense superior. Tomado de IGME, 1988.

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 de la zona de estudio, de "shoals" o altos fondos calcareníticos. El área de sedimentación se reduce de forma un tanto irregular, bajo el influjo de las primeras deformaciones tectónicas alpinas.

Durante el Santoniense y Campaniense inferior tiene lugar el episodio final de relleno y uniformización de las irregularidades del fondo marino, que propiciaron un esquema de subsidencia diferencial a pequeña escala hasta este momento. En la base del Campaniense medio tiene lugar el primer episodio de somerización que marca el inicio de las pulsaciones regresivas finicretácicas. La más moderna de ellas que aparece en el cuadrante es la que produce la invasión de la plataforma carbonatada por un aporte masivo de areniscas y conglomerados.

El ciclo del Cretácico superior está dividido en dos episodios principales. En líneas generales, el primer episodio (Cenomaniense medio a Coniaciense) correspondería a una fase de movimiento de bloques y compartimentación: se trata de un estadio embrionario en la formación (y comienzo del relleno) de grandes cuencas subsidiarias: Vitoria, La Barranca, Estella, surco flysch, etc. A partir del Campaniense inferior comienza un nuevo episodio y los elementos paleogeográficos adquieren mayor entidad, una vez rellenas y niveladas todas las irregularidades del fondo marino que se desarrollaron fundamentalmente por acción diapírica. En efecto, los datos disponibles actualmente permiten definir un segundo surco, de características similares al de Vitoria-Gasteiz, en el área de La Barranca-Agurain-Salvatierra. Ambas depresiones se unifican a partir del Campaniense, con lo que queda definido un surco más amplio, en el que se depositan ya unidades con forma tabular y no lenticular o cuneiforme. Sobre esta amplia paleogeografía se instalarán los elementos

tecto-sedimentarios correspondientes al ciclo Paleoceno.

La articulación entre el surco y la plataforma somera meridional pudo llevarse a cabo a través de la acción de un accidente (fractura o inflexión) o de un basculamiento sinsedimentario de dirección N 70° E que actuó al menos en el lapso Coniaciense-Campaniense. Un reflejo de esta actividad pueden ser las fallas sinsedimentarias de orientación ONO-ESE, que aún hoy tienen reflejo nítido en la cartografía, atravesando el ángulo noreste del cuadrante, y que pertenecen a la misma familia de las que surgieron en el flanco noreste del casquete calcáreo de Zuazo durante el Coniaciense superior.

El accidente en cuestión quedaría fosilizado por los terciarios del sinclinal Miranda-Treviño-Urba.

3.2. Terciario

Los materiales paleógenos y neógenos del Dominio Navarro-Cántabro se encuentran en el núcleo del sinclinal de Miranda-Treviño-Urba y en la cuenca del Ebro (figura 4.2.). Un corte de la estructura y desarrollo de las sucesiones se muestra en la figura 3.12.

Sobre el sustrato maastrichtiense se instauran durante el **Paleógeno** (no representado en este cuadrante) plataformas calcáreas de características bastante uniformes. La única zona de alto terciario que pudo tener influencia en el ámbito del cuadrante fue la posible intumescencia diapírica de Treviño.

El **Neógeno**, por su parte, se sitúa en la zona de núcleo del sinclinal de Miranda-Treviño-Urba. Se encuentra discordante sobre términos más antiguos y está constituido por diversas facies detríticas continentales (abanicos aluviales y sistemas fluvio-lacustres), de edad Oligoceno y Mioceno que rellenaron la depresión elongada constituida por la zona axial del

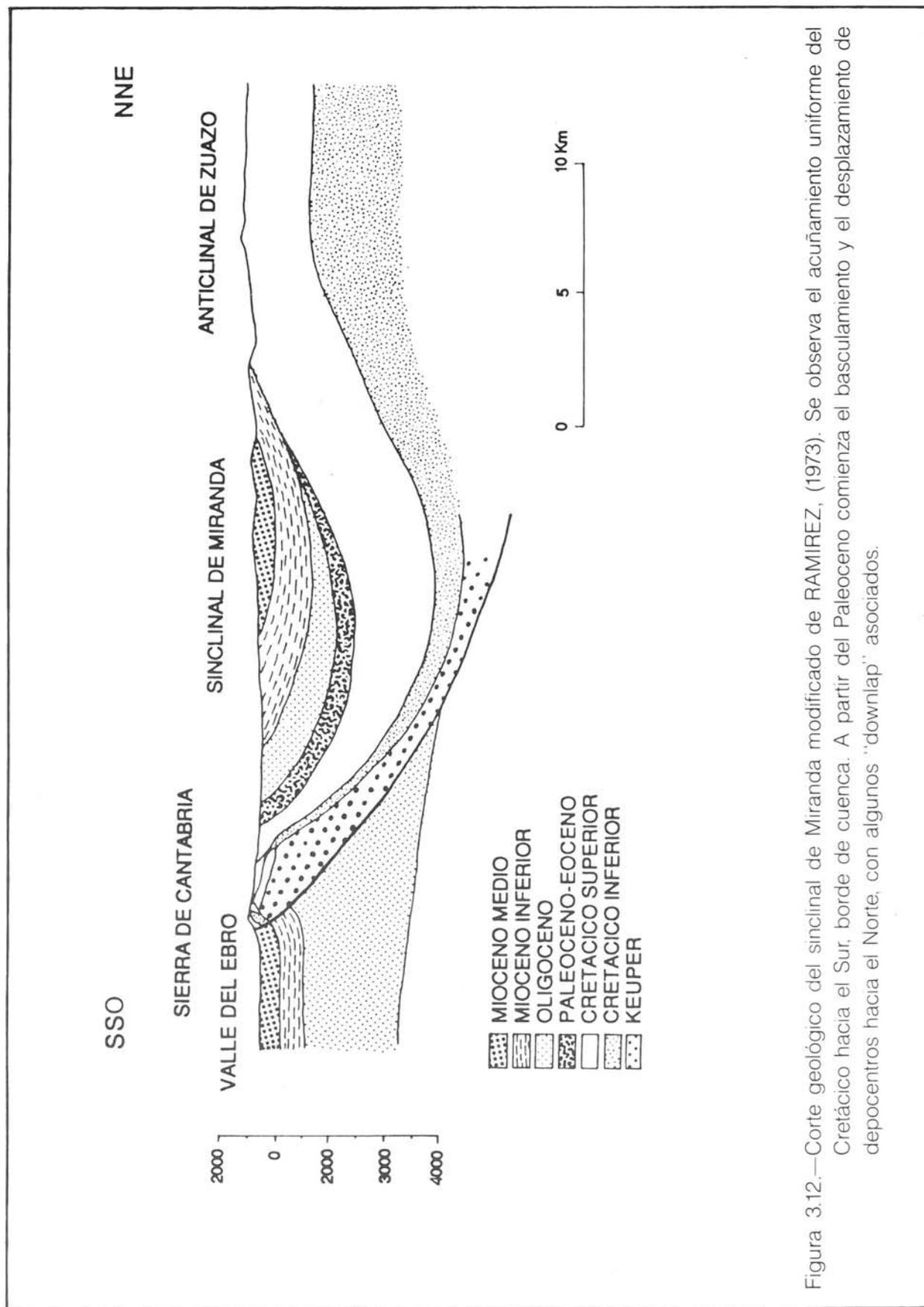


Figura 3.12.—Corte geológico del sinclinal de Miranda modificado de RAMIREZ, (1973). Se observa el acunamiento uniforme del Cretácico hacia el Sur, borde de cuenca. A partir del Paleoceno comienza el basculamiento y el desplazamiento de depocentros hacia el Norte, con algunos "downlap" asociados.

sinclinal. Dentro del presente cuadrante, los conglomerados miocenos se sitúan en discordancia sobre el Campaniense medio en el Oeste, a lo largo del límite con el Condado de Treviño (áreas de Concha y La Tejera).

La organización general es según dos o tres macrosecuencias positivas de relleno de depresiones, de las cuales sólo la segunda (Mioceno inferior) aflora en el cuadrante. La evolución lateral de los materiales está condicionada por la geometría de la cuenca de depósito y su evolución en el tiempo, y por la naturaleza y posición de las distintas áreas-fuente.

En cuanto a esta distribución espacial, se observa, en el conjunto de cuadrantes adyacentes, una clara disminución del tamaño de grano de Este a Oeste, tanto en sedimentos oligocenos como miocenos, hasta llegar a facies margocalcáreas distales de centro de cuenca, muy alejadas de las áreas-fuente de clastos groseros. En las zonas centrales de las cubetas aparecen facies lacustres muy someras, de baja energía e incluso con episodios evaporíticos. En estos "lagoons" protegidos e hipersalinos, lejos de aportes conglomeráticos o arenosos, se depositan terrígenos finos distales y se produce gran cantidad de carbonato. En los momentos de menor aporte terrígeno se producen gruesos bancos de calizas algales

que posteriormente se disuelven, brechifican y costrifican durante frecuentes exposiciones subaéreas. En estos niveles se encuentra con frecuencia microfauna marina, bien conservada, que debe proceder de sedimentos infrayacentes erosionados.

Según datos de sondeos petrolíferos, en Treviño (IGME, 1987), en el eje del sinclinal (que coincide con el depocentro neógeno), el Oligoceno está discordante directamente sobre Keuper halocinético. Otros sondeos de la misma zona ratifican que el sinclinal Miranda-Treviño fue un alto diapírico en el Cretácico superior, con lo cual la posterior extrusión de las arcillas triásicas y su disolución originó presumiblemente una cuenca post-eocena, en la que se acumularon materiales heterogéneos provenientes de relieves cercanos en un medio de abanicos aluviales y sistemas fluviolacustres. Queda claro, al parecer, el papel del diapirismo paleoceno-eoceno, que crea topografías que son rellenadas por acúmulos discordantes oligo-miocenos, con geometría y paleogeografía propias, derivadas de los condicionantes del sustrato (altos y surcos, áreas-fuente de clastos).

Con posterioridad a estos eventos tiene lugar una fuerte erosión y arrasamiento durante el Pliocuaternario y finalmente, durante el Cuaternario reciente, el encajamiento de la red fluvial originará con el tiempo la morfología actual.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los materiales aflorantes en este cuadrante pertenecen en su totalidad a la unidad de Gorbea. A escala regional, esta unidad se caracteriza por constituir una serie monoclinial buzante al Sur, que representa el flanco meridional del gran Anticlinorio de Bilbao cuyo núcleo se localiza sobre el corredor de Yurre (figura 4.1.).

La tranquilidad tectónica que caracteriza a esta unidad, a escala regional, se ve interrumpida en el entorno del cuadrante por la existencia de un conjunto de suaves pliegues (entre otros, sinclinal de Hueto Astegieta -Foronda-, y anticlinal de Zuazo) (figura 4.2.).

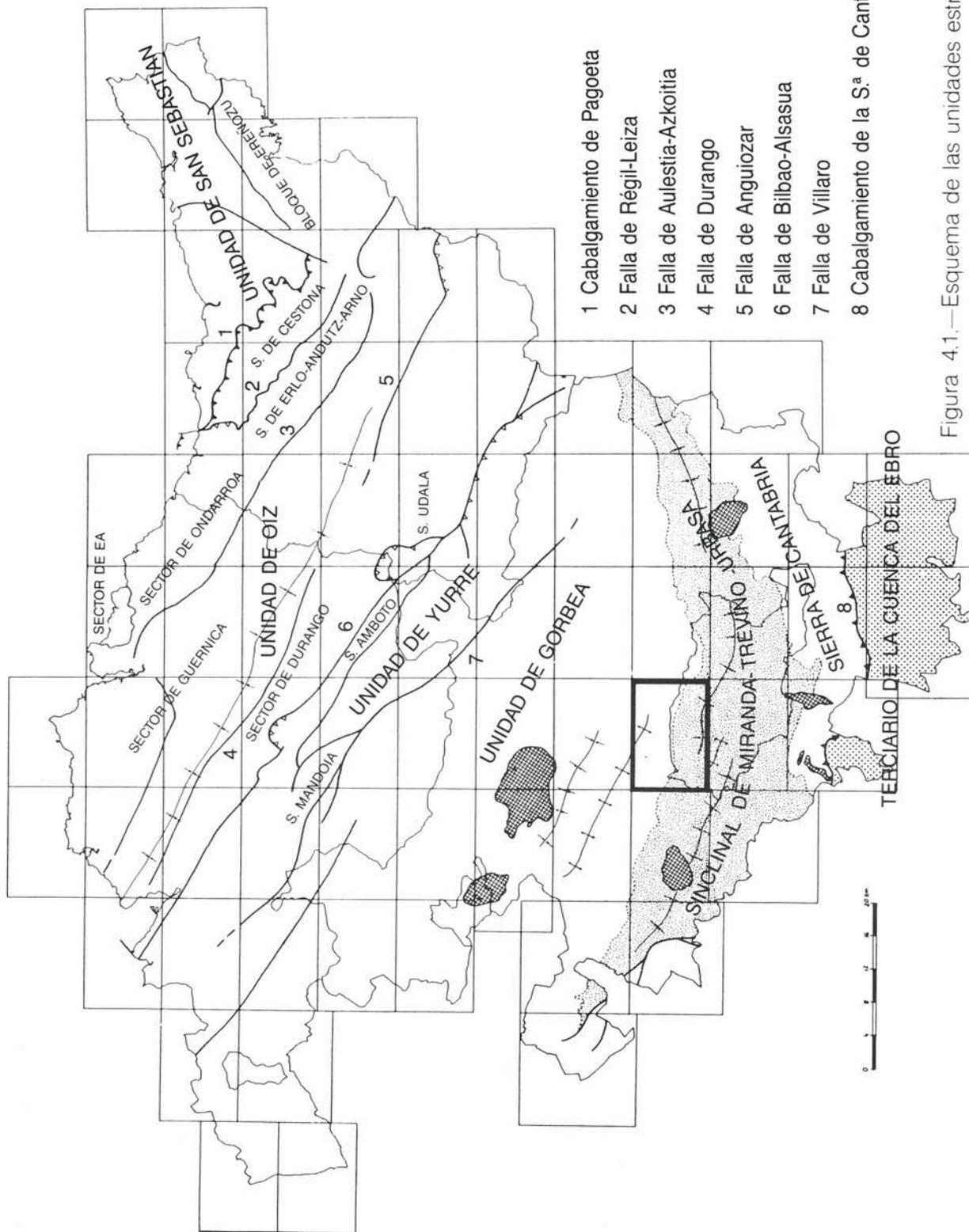
El anticlinal de Zuazo supone la terminación más meridional de este conjunto de pliegues. En el cuadrante de Nanclares se reconoce parte del cierre perianticlinal y el flanco sur de esta estructura.

Se trata de un pliegue muy suave, que desde el ángulo noreste cruza el cuadrante en dirección N 100°-120° E, cuyo eje buza suavemente hacia el Sureste. Este pliegue, cuyo cierre periclinal se reconoce claramente cuando afecta a materiales del Coniaciense y Santonienense, se amortigua hacia el Sureste, de forma que ya en el borde oriental y afectando a materiales del Campaniense inferior se reduce a suaves alabeamientos de la serie. Esta

estructura está afectada por un sistema de fracturas de dirección N 120° E observables en todo el cuadrante, siendo éstas más claramente manifiestas cuando afectan a las calizas del Coniaciense, como ocurre al Norte de Nanclares. En esta zona además se desarrolló otro sistema secundario de fracturas N 20° E - N 40° E.

El anticlinal de Zuazo pertenece a una misma generación de pliegues (sinclinal de Hueto, anticlinal de Apodaka...) que, a juzgar por sus geometrías y en base a datos regionales, se puede considerar que no responden a esfuerzos compresivos, sino que podrían estar originados por movimientos ascendentes de masas salinas diapíricas aflorantes (diapiro de Murgia) y no aflorantes. SERRANO *et al.* (1988) citan una intumescencia diapírica no aflorante en la zona del anticlinal de Zuazo. En este cuadrante, por tanto, se debe hablar de una tectónica sinsedimentaria previa a la estructuración de la cuenca. Estas estructuras originadas por causa de movimientos halocinéticos (que se inician, al menos en el diapiro de Murgia, en el Albiense) comenzarían a preformarse constituyendo altos (anticlinales) y surcos (sinclinales) con una notable influencia en la sedimentación del Cretácico superior.

El anticlinal de Zuazo constituyó uno de esos altos diapíricos, al menos a partir del



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

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

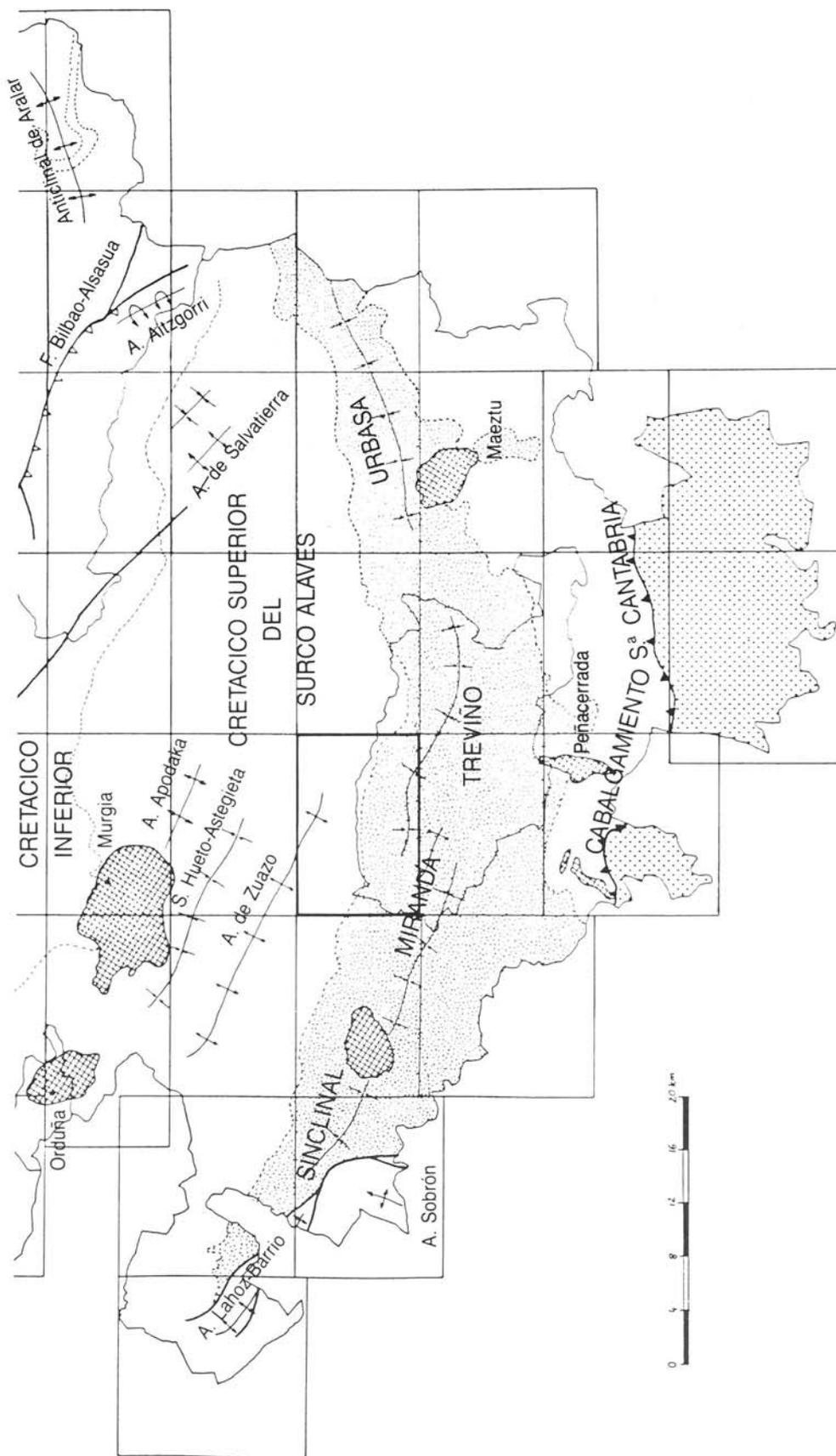


Figura 4.2.—Esquema estructural de la mitad meridional del País Vasco. Situación del cuadrante de Nancloares.

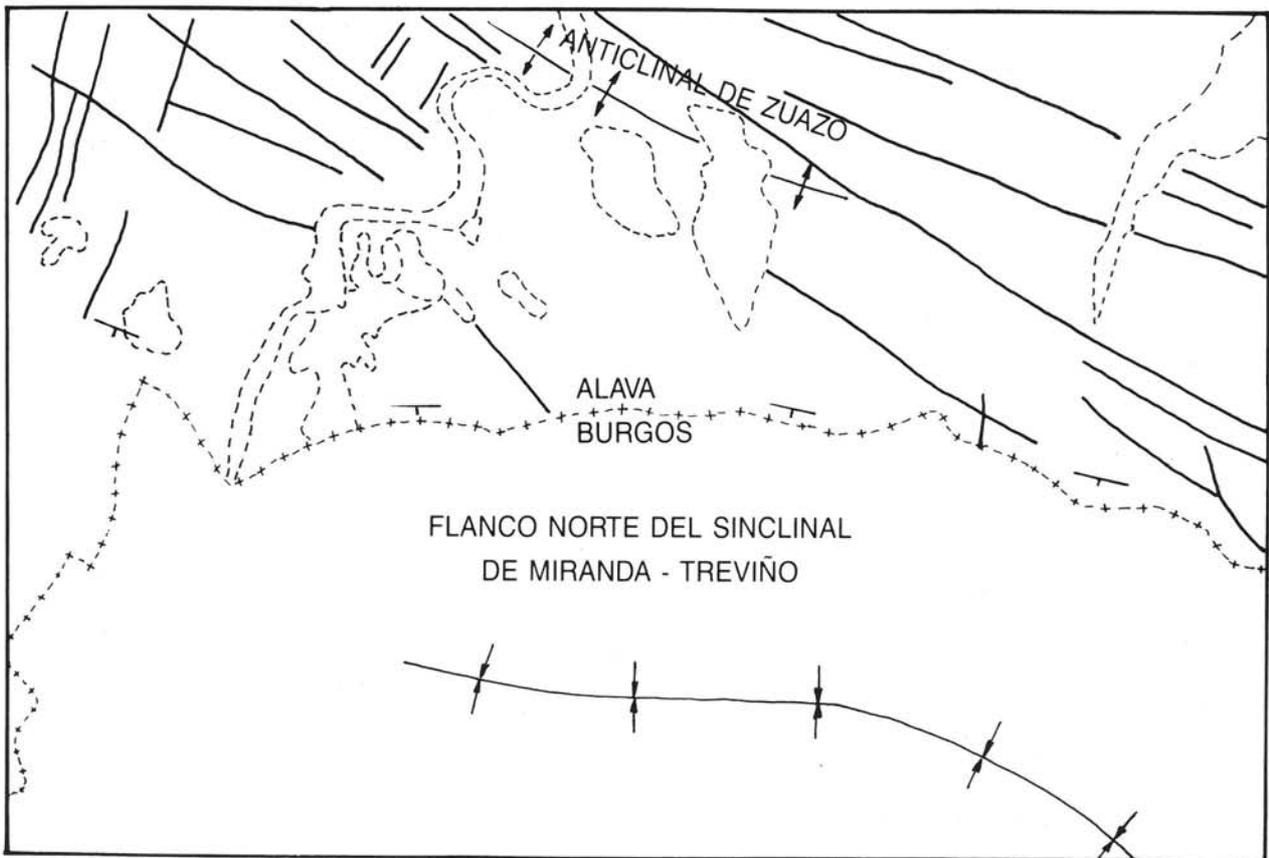


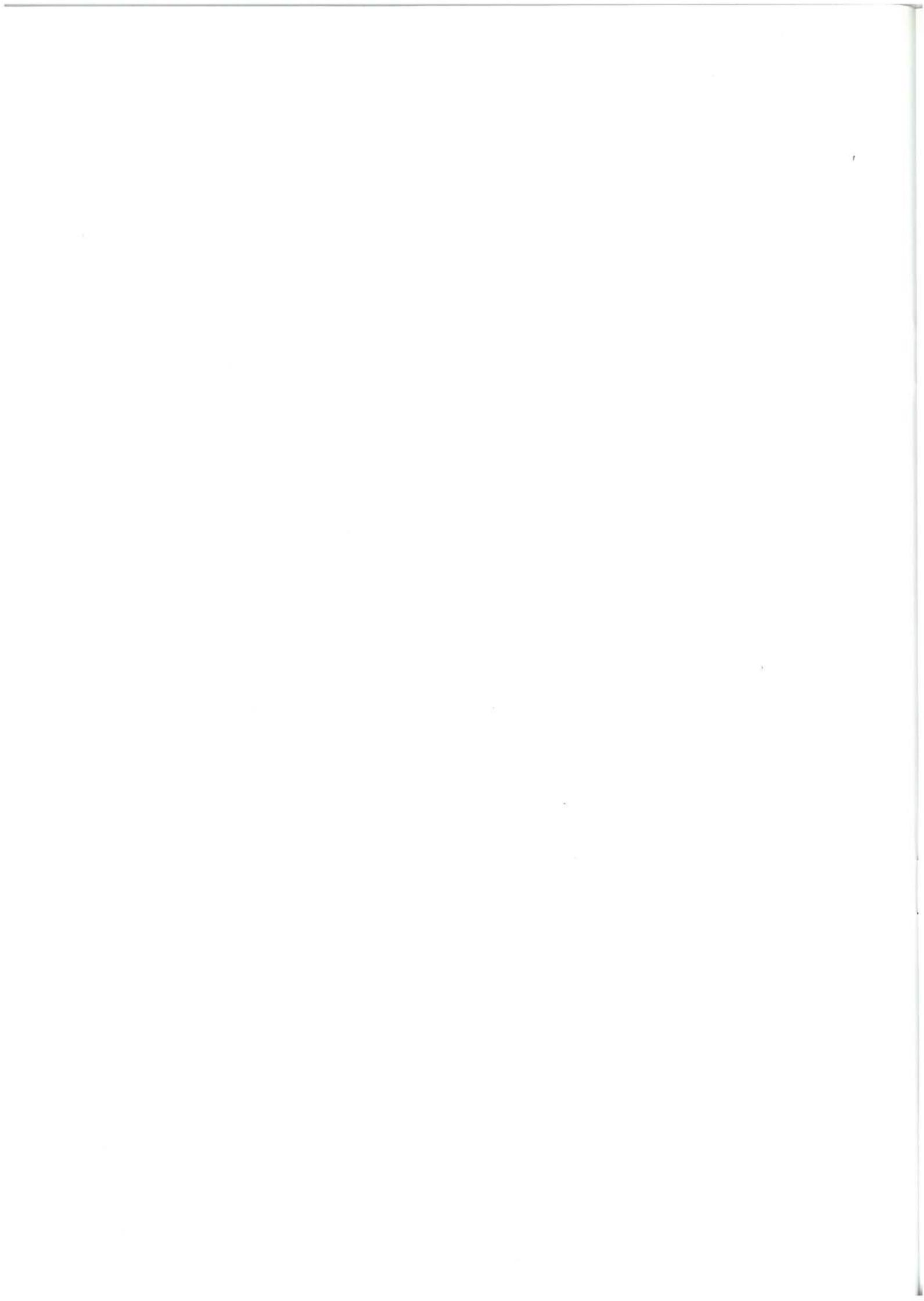
Figura 4.3.—Esquema tectónico del cuadrante de Nanclares.

Coniaciense-Santoniense. La formación de altos y surcos estaría favorecida y acentuada además por el desarrollo simultáneo de un sistema de "horst" y "graben" mediante las fallas distensivas de dirección N 120° E reconocibles en todo el cuadrante.

El momento de máxima actividad y elevación del anticlinal de Zuazo se produjo probablemente en el Santoniense y Campaniense inferior. En esta época se delimita un importante surco subsidente en el flanco norte del anticlinal (surco de Hueto-Astegieta), reconocible fuera de los límites del cuadrante. Posteriormente y quizá coincidiendo con un cese de la actividad diapírica se rellenan los surcos homogeneizándose el fondo de la cuenca.

Este cese de la actividad diapírica debió ser relativo, puesto que se reconoce en algunas fallas cierta actividad sinsedimentaria al menos hasta el Campaniense superior.

Al Sur del anticlinal de Zuazo aparece una serie monoclinial buzante al Sur que constituye ya el flanco norte del sinclinal Miranda-Treviño-Urba. Este sinclinal es una estructura amplia que afecta a materiales del Cretácico superior y Terciario con un plegamiento laxo de radio kilométrico y que lleva una dirección aproximada Este-Oeste en la mayor parte del cuadrante excepto en el borde oriental, donde gira ligeramente adquiriendo una dirección aproximada N 100° E.



BIBLIOGRAFIA

- * ABALOS, B. (1987).—“Controles, facies y relación con el tectonismo de los abanicos aluviales. Estudio tectoestratigráfico de los materiales aluviales oligocenos de los Montes de Vitoria occidentales”. En *Estudios Instituto Alavés de la Naturaleza 2*, pp 91-137.
- AMIOT, M. (1982).—Notas en “Domaine Navarro-Cantabre”; “Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique”. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*.
- APALATEGI, O. et al. (1989).—“Consideraciones estructurales sobre el Pirineo Occidental y Medio”. *Bol. ITGE*. En prensa.
- BRASIER, M. D. (1979).—“Microfossils”. ALLEN & UNWIN, LONDON, 193 pp.
- CIRY, R. (1967).—“Etude paléogéographique et structurale de la région Basco-Cantabrique”. *C. R. Soc. Géol. France*, núm. 9, pp. 391-394.
- * EVE (1986).—“Investigación Geológico-Minera del área comprendida en las hojas 1:50.000 de Landako (cuadrantes NE y SE) y Elorrio (cuadrantes NO y SO)”. Inédito.
- * EVE (1988).—“Investigación Geológico-Minera de las hojas 1:25.000 de Orduña, Vitoria, Urbasa y Santa Cruz de Campezo”. Inédito.
- FERRY, S. y MONIER, P. (1987).—“Correspondances entre alternances marnocalcaires de bassin et de plateforme (Crétacé du SE de la France)”. En: *Bull. Soc. Géol. T. III*, N.º 5, pp. 961-964.
- 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.
- 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. (1972).—“Estudio geológico de la provincia de Alava”. *Memoria del IGME VI 1*, 198 pp., 54 fot.
- INGEMISA (1982).—“Síntesis geológica del País Vasco”. Inédito.

- * IGME (1976).—“Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 138 - La Puebla de Arganzón”. Memoria explicativa.
- * IGME (1978).—“Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 112 - Vitoria”. Memoria explicativa.
- * IGME (1978).—“Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 139 - Eulate”. Memoria explicativa.
- * IGME (1987).—“Contribución de la Exploración Petrolífera al conocimiento de la Geología en España”.
- * IGME (1988).—“Memoria explicativa del Mapa Geológico de España 1:200.000; hojas 5/12, Bermeo/Bilbao”.
- JAMES, N. P. (1979).—“Shallowing-Upward sequences in carbonates”. En *Facies Models*. Walker (1979) (ed.) pp. 109 - 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). *Am. Ass. Petrol Geol.* pp. 53-62.
- MONTADERT, L. *et al.* (1973).—“L'histoire structurale du Golfe de Gascogne”. In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* T. III. Paris. Ed. Technip. pp. VI-61-1, VI-16-18.
- ORUE ETXEBARRIA, X. (1983).—“Los foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Sinclinorio de Bizkaia (Corte Sopelana-Punta Galea)”. *Universidad del País Vasco. Tesis Doctoral. KOBIE.*
- * 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 pp., 50 figs., 19 tablas, 138 pls. *Tesis Doctoral.*
- * RAMIREZ DEL POZO, J. (1973).—“Síntesis Geológica de la provincia de Alava”. *Institución “Sancho el Sabio”, Vitoria.*
- RAT, P. (1959).—“Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques”. *Publications de l'Université de Dijon. Tesis Doctoral.*
- RIBA, O.—“Las discordancias del Alto Cardener (prepirineo catalán). Ensayo de interpretación evolutiva”. *Act. Geol. Hisp.* Año VIII, n.º 3, pp. 90-99.
- SAN MARTIN, D. M. (1987).—“Bioestratigrafía del Senoniense de la cuenca de Vitoria”. En *Estudios Instituto Alavés de la Naturaleza*, 2, pp. 2-27.
- * SERRANO, *et al.* (1988).—“Diapirismo del Trías salino en el Dominio Cantabro-Navarro”. *Libro homenaje a Rafael Soler*. A. G. G. E. P.: pp. 115-121.
- * SUBIJANA, J. R. (1986).—“Estudio Geológico-Minero de la concesión Ester (Alava). Zona oriental”. ECHASA. Inédito.
- WIEDMANN, J. (1979).—“A Geological itinerary through the Mid-Cretaceous of vasco-gotic and celtiberic Ranges (N. Spain). Mid-Cretaceous events”. *Field Meeting, Northern Spain.* September 1977.

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

EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA