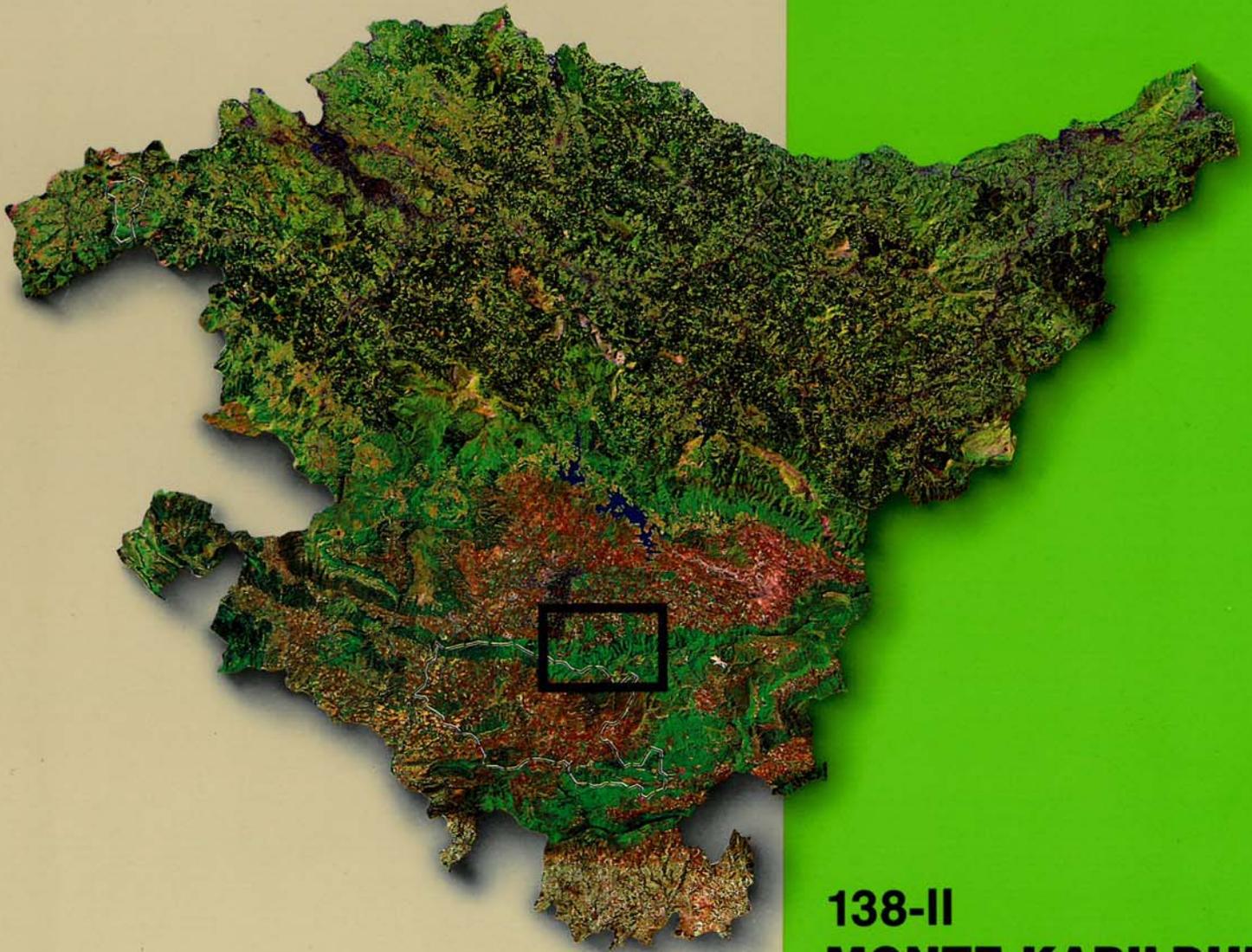




**EVE**

Mapa Geológico  
del País Vasco

*Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa*

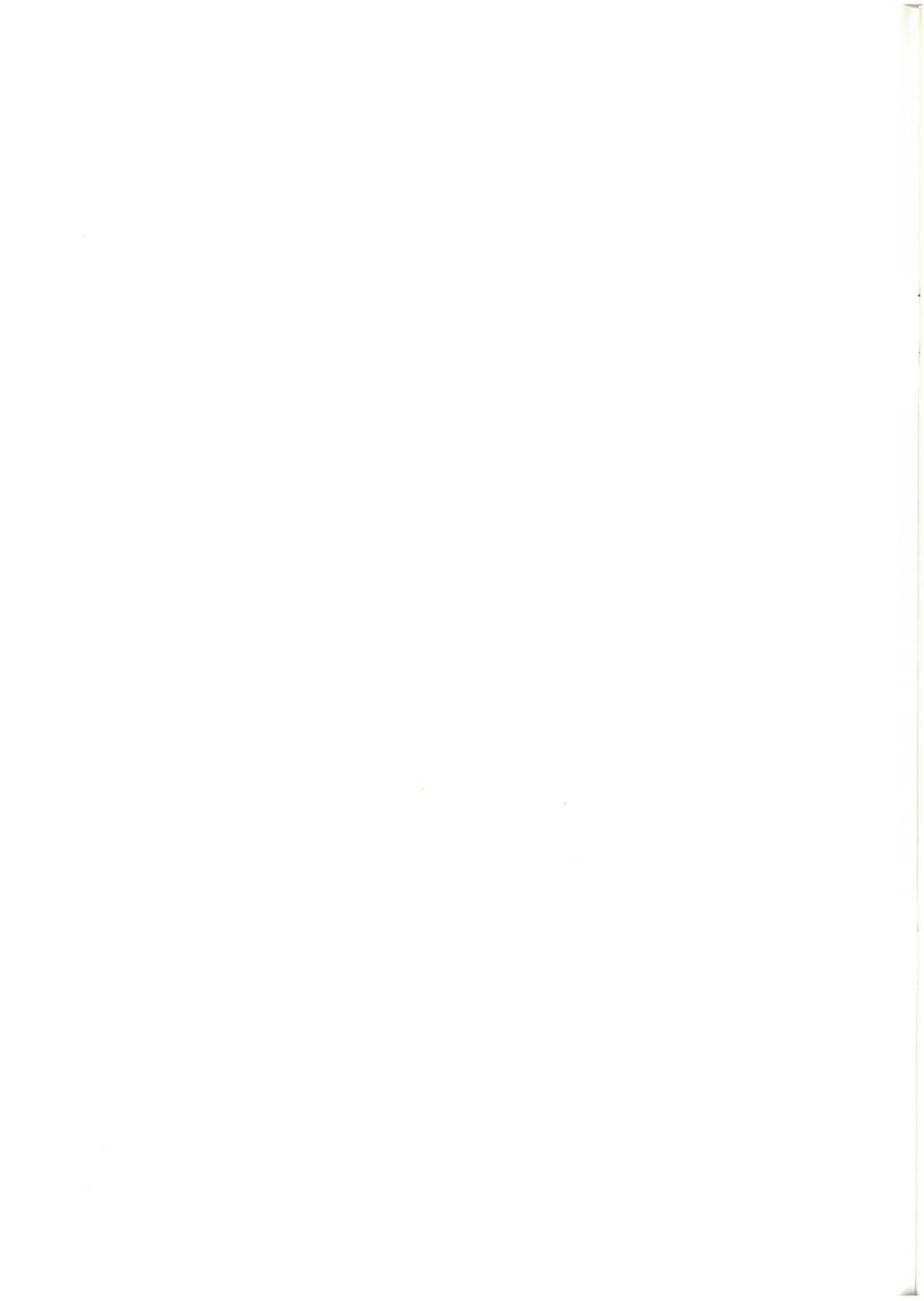


**138-II  
MONTE KAPILDUI**

E: 1/25.000







**Mapa Geológico  
del País Vasco**

***Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa***

**138-II**

**MONTE KAPILDUI**

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-1171-92

I.S.B.N.: 84-88302-32-0

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

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

A. Garrote Ruiz  
L. Muñoz Jiménez

I N G E M I S A

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

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1989.



# INDICE

	<u>Pág.</u>
1. <b>INTRODUCCION</b> .....	9
2. <b>ESTRATIGRAFIA</b> .....	11
2.1. CRETACICO SUPERIOR (1 a 14).....	11
2.2. TERCARIO.....	16
2.2.1. <i>Paleoceno</i> (15 a 23).....	16
2.2.2. <i>Eoceno</i> (24).....	17
2.2.3. <i>Mioceno</i> (25).....	18
2.3. CUATERNARIO (26 a 29).....	18
3. <b>SEDIMENTOLOGIA</b> .....	19
3.1. CRETACICO SUPERIOR.....	19
3.1.1. <i>Introducción</i> .....	19
3.1.2. <i>Generalidades sobre sedimentación regional</i> .....	19
3.1.3. <i>Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante</i> .....	24
3.1.3.1. <i>Secuencia 4 (Campaniense inferior)</i> .....	25
3.1.3.2. <i>Secuencia 5 (Campaniense medio)</i> .....	25
3.1.3.3. <i>Secuencia 6 (Campaniense superior - Maastrichtiense basal?)</i> .....	25
3.1.3.4. <i>Secuencia 7 (Maastrichtiense)</i> .....	31
3.1.4. <i>Esquema evolutivo general en el Cretácico superior</i> .....	31
3.2. TERCARIO.....	33
3.2.1. <i>Generalidades sobre sedimentación</i> .....	33
3.2.2. <i>Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante</i> .....	33
3.2.2.1. <i>Secuencia 8 (Daniense basal - Montiense)</i> .....	33
3.2.2.2. <i>Secuencia 9 (Thanetiense)</i> .....	39
3.2.2.3. <i>Secuencia 10 (Eoceno inferior)</i> .....	39
3.2.2.4. <i>Secuencia 12 (Mioceno inferior)</i> .....	39
3.2.3. <i>Esquema evolutivo general</i> .....	39
4. <b>GEOLOGIA ESTRUCTURAL</b> .....	43
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	47



## 1. INTRODUCCION

El cuadrante de Monte Kapildui a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 138 del mapa topográfico a escala 1:50.000

El área estudiada dentro del cuadrante (exceptuando la correspondiente al término de Treviño) abarca de Oeste a Este la sierra de Kapildui (1175 metros), los altos de Padarraran (837 metros), Palogan (1029 metros), San Cristóbal, el Portucho, puerto de Añua, pico de Izarza (1030 metros) y peña del Fresno (997 metros), y las estribaciones septentrionales de los mismos: altos de Baldorana (836 metros), La Cruz, Paletón (749 metros), Kurutzizabala (683 metros), Mendigurena (843 metros), Alburregi (881 metros), etc. Así mismo comprende la llanada que llega hasta la entrada sur de Vitoria - Gasteiz.

Son numerosos los arroyos que descienden de los montes de Vitoria hacia el Norte, regando los llanos de poblaciones como Aretxabaleta, Aberasturi, Egileta, Erentxun, etc.

En este cuadrante afloran materiales del Cretácico superior, Terciario y Cuaternario.

Geológicamente y a nivel regional, el área se sitúa en las estribaciones septentrionales de la sierra de Cantabria. Esta alineación montañosa constituye el límite meridional de la Cordillera Cantábrica y coincide con el margen sur

de la Cuenca Vasco - Cantábrica, desplazado tectónicamente hacia el Sur y cabalgante sobre la depresión del Ebro.

Las directrices estructurales son las propias del elemento estructural en el que se encuadra: el sinclinal de Miranda - Treviño - Urbasa.

En cuanto a trabajos de carácter geológico previos, 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 FEUILLEE, 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 FDEZ. 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, FEUILLEE, 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 Araya. 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 que, por lo general, tienen un reflejo nítido en superficie. Con respecto a este cuadrante, la articulación entre la unidad de Gorbea, previamente definida al Norte, y el sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa, a través de los surcos de Vitoria y de la Burunda, no está perfectamente dilucidada por el momento y no se ha detectado accidente alguno, representable en cartografía, que pueda servir como límite formal entre ambos elementos estructurales. Es por ello que el sinclinal (y con él todos los materiales representados en su flanco norte y por tanto en este cuadrante) queda englobado inicialmente dentro de la amplia unidad de Gorbea.

### 2.1. CRETACICO SUPERIOR (1 a 14)

Con este nombre (RAT, 1959) se denomina el conjunto de materiales de plataforma carbonatada comprendidos entre las diversas formaciones terrígenas del Complejo Albocenomaniense o 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.

Dentro del cuadrante, los materiales del Cretácico superior más antiguos que se reconocen son de edad Campaniense. Se trata de una serie definida como **“Margas; tramos alternantes de margas y margocalizas”** (1).

Aflora en todo el borde norte y noreste del cuadrante.

Se trata en general de facies menos carbonatadas que las infrayacentes, (cuadrantes de Foronda y Vitoria), formadas fundamentalmente por tramos margosos con pocas intercalaciones de estratos “duros” de margocaliza.

Aunque la litología dominante son margas, también se reconocen algunos tramos caracterizados por constituir una alternancia regular de margas y margocalizas en bancos centimétricos. Localmente se puede observar como algunos estratos duros presentan aspecto noduloso o pseudonoduloso. Alguno de estos tramos, sobre todo los mejor aflorados y potentes, han sido cartografiados y asimilados al término de techo (2) que se describirá posteriormente.

RAMIREZ DEL POZO (MAGNA, hoja 138) atribuye a estos materiales una edad Campaniense inferior - medio. En las zonas de Ullibarri de los Olleros y Olarizu la asociación de microfósiles más frecuente es: *Lituola irregu-*

laris (ROEM.), *Gaudryina cf. rugosa* (D'ORB.), *Cibicides excavata* (BROTZ.), *Cibicidoides voltziana* (D'ORB.), *Pseudovalvulineria clemantina* (D'ORB.), *Verneuilina limbata* (CUSHM.), *Tritaxia tricarinata* (REUSS), *Marginulina trilobata* (D'ORB.), *Globotruncana elevata* (BROTZ.), *G. ventricosa* (BROTZ.), *G. lapparenti lapparenti* (BOLLI), *Nonionella cf. cretacea* (CUSHM.), *Pseudovalvulineria monterelensis* (MARIE), *Goupillaudina cf. lecointrei* (MARIE), *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Goupillaudina daguini* (MARIE), *Bolivinoidea granulatus* (HOFKER), *Pterigocythereis sp.*, *Cythereis sp.*, *Cythere cf. multilamella* (BOSQUET) y *Cythere horridula* (BOSQUET).

En general el término (1) está bastante mal aflorado, no pudiendo establecerse ningún corte tipo, ya que sus afloramientos son puntuales y discontinuos. El muro de este término se reconoce en el cuadrante de Vitoria (112 - IV). En una transversal Noroeste - Sureste que se pudiera establecer en estos dos cuadrantes, la potencia se estimaría cercana a los 750 metros.

En el cuadrante de Nanclares (138 - I) y coincidiendo con el flanco sur del anticlinal de Zuazo la potencia de este término se reduce bruscamente hasta desaparecer.

**“Alternancia de calizas nodulosas y margas”** (2) Este término se sitúa por encima del anteriormente descrito y en parte como paso lateral del mismo (cercañas de Trokoniz).

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

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.

RAMIREZ DEL POZO (1971) cita la presencia de *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Globotruncana ventricosa* (WHITE), *G. elevata* (BROTZ.), *Marginulina trilobata* (D'ORB.), *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Globorotalites michelinianus* (D'ORB.), *Cibicides sp.*, *Clavulinoides aspera* (CUSHMAN), *Lituola irregularis* (ROEMER), *Lithothamnium sp.*, ostreidos y restos de equinodermos.

Dentro de este conjunto, y en los tramos más bajos, se intercalan cuerpos lentejonares discontinuos, definidos como **“Calcarenitas bioclásticas con glauconita y margas”** (3). Son cuerpos formados fundamentalmente por “grainstones” y “rudstones” bioclásticos, con una importante contaminación de glauconita que les confiere un característico color verdoso. Localmente 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 escualo. La propia morfología, lentejonar, de estos términos justifica la variabilidad de la potencia en espacios cortos. La máxima potencia estimada (mayor de 25 metros) y la mejor exposición se encuentran en las canteras del cerro Olarizu (Sur de Vitoria) y cercañas de Castillo.

Pocos metros por encima de los términos descritos se reconoce un tramo de potencia cercana a los 60 metros formado fundamentalmente por margas con algunas intercalaciones centimétricas de calizas nodulosas. Este tramo, por su similitud en cuanto a facies, se correspondería con el término (1). Por encima la serie continúa con las mismas características que definen al término (2).

Hacia el techo del conjunto se observa un aumento de la frecuencia y potencia de los estratos de calizas nodulosas, y una disminución

de las intercalaciones margosas. De esta forma, es posible individualizar cartográficamente, dentro de este término, tramos de potencia muy variable (entre 10 y 30 metros), caracterizados por estar constituidos por varios bancos de calizas nodulosas de potencia decimétrica o incluso métrica, que intercalan margas o calizas nodulosas en bancos más finos. Estos tramos se han cartografiado y definido como **“Calizas nodulosas y margas”** (4).

Son ya de edad Campaniense medio. Estos tramos están bien desarrollados en el cerro Baldorana (zona occidental del cuadrante).

Por encima del término (4), se sitúan aún varios metros de serie considerados como alternancia de calizas nodulosas y margas (2). Sin embargo, se observa una evolución clara de nuevo 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 son fundamentalmente de margas tipo (1) con algunas intercalaciones de calizas nodulosas.

Las características de esta serie pueden observarse parcialmente en varios cortes paralelos que ofrecen una exposición discontinua de afloramientos. Estos cortes se pueden realizar en la carretera Vitoria - Peñacerrada (entre el kilómetro 4 y el 8), en la carretera Vitoria - Monasterioguren, en la carretera Vitoria - Okina entre los kilómetros 6 y 9, y por la pista que desde Aberasturi sale hacia el Sureste.

La potencia de la serie, estimada en alrededor de 900 metros en el borde occidental, disminuye progresivamente hacia el Este (400 metros en el corte del alto Arrezabala), debido en parte al paso lateral de los tramos más bajos a términos (1) en la zona de Aberasturi.

Los últimos tramos de la serie, asimilables a términos (1) con intercalaciones de términos (2), pueden presentar localmente algunos niveles de potencia decimétrica - métrica de

**“Calcarenitas arenosas”** (5), como preludio de una importante contaminación arenosa que se inicia a partir de ese momento. Se trata de niveles discontinuos de calcarenitas bioclásticas con una contaminación terrígena de tamaño microconglomerado, detectado en una zona conocida como Mojón Blanco. En esta línea evolutiva de progresivo aumento de la contaminación arenosa, los últimos metros de la serie, que son de alternancias de calizas nodulosas y margas, pasan finalmente al término definido como **“Margas arenosas oscuras y limolitas calcáreas”** (6). Este término marca el inicio de una importante contaminación arenosa que se acentúa progresivamente en los materiales situados a techo. Presenta una potencia bastante homogénea en todo el cuadrante (cerca a 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 Vitoria - Peñacerrada en torno al kilómetro 8, donde han sido explotados. También se pueden reconocer al Sur de Ullibarri de los Olleros en el corte de la carretera a Okina y al Oeste de Egileta donde fueron también objeto de explotación minera. Estos términos intercalan aún frecuentemente finos niveles de calizas nodulosas o paquetes poco potentes y discontinuos de areniscas calcáreas.

Según el “Estudio Geológico de la Provincia de Alava” (IGME, 1973), en la zona de Ullibarri de los Olleros las margas presentan la siguiente microfauna: *Globotruncana lapparenti* (BOLLI), *G. ventricosa* (WHITE sensu BROTZ.), *G. elevata* (BROTZ.), *Nummofallotia sp.*, *Gouppillaudina sp.*, espículas, equinodermos y ostrácodos.

En algunos casos, las citadas intercalaciones tienen entidad cartográfica y se han diferenciado como **“Areniscas calcáreas”** (7). Se trata de niveles de arenisca calcárea de potencia decimétrica - métrica, aislados o en paquetes, con laminación paralela y estratificación cruzada. Al Suroeste de Ullibarri de los Olleros estas intercalaciones alcanzan su mayor desarrollo.

Casi siempre a techo del término (6) se localiza un tramo de varios metros de potencia (máximo 10), definido como **“Calizas nodulosas y margas arenosas”** (8). Pueden presentar características similares a las descritas para el término (2). Sin embargo localmente muestran ciertas variaciones litológicas tales como mayor o menor contenido arenoso, variaciones en la potencia y frecuencia de los estratos duros, y más o menos acusado carácter noduloso. Estos niveles son de edad Campaniense medio-superior. Pueden reconocerse al Sur de Ullibarri de los Olleros en la carretera que conduce a Okina, además de en otros muchos puntos.

En el “Estudio Geológico de la Provincia de Alava” (IGME, 1973) se han reconocido en estos materiales *Gouppillaudina sp.*, *Nummofallotia sp.*, *Cibicides sp.*, *Siderolites vidali* (SCHLUMB.) y *Orbitoides tissoti* (SCHLUMB.).

Hacia la zona sur-occidental este término deja de reconocerse, de forma que ya en el borde oeste del cuadrante, por encima del término (6), se sitúa en su lugar un conjunto poco potente (no más de 10 metros) de **“Areniscas calcáreas microconglomeráticas”** (9). Se trata de un conjunto de areniscas calcáreas localmente microconglomeráticas, muy sueltas, que muestran fenómenos de eslampización y que han sido explotadas en las inmediaciones de la carretera Vitoria - Peñacerrada, entre los kilómetros 8 y 9.

Hacia el techo, el término (8) evoluciona progresivamente a materiales definidos como **“Calizas arenosas y limolitas calcáreas; tramos de areniscas calcáreas y limolitas”** (10), mediante un aumento de la potencia de los estratos de caliza (que llegan a alcanzar dimensiones decimétricas) y a la vez un progresivo aumento de la contaminación arenosa. Frecuentemente, y sobre todo en la zona occidental, esta contaminación llega a ser de tipo microconglomerático.

Se trata de un término formado mayoritariamente por calizas bioclásticas (muy arenosas, con abundante fauna de equinodermos, macroforaminíferos bentónicos, ostreidos y otros bivalvos, en bancos centimétricos - decimétricos) y por limolitas. Este término incluye además numerosos tramos no cartografiables formados mayoritariamente por areniscas calcáreas y limolitas. La potencia del conjunto varía desde 150 metros en el borde oeste (en donde se dispone directamente sobre el término 9) hasta 400 metros en la zona este.

Este conjunto, de edad Campaniense superior, hacia techo intercala cada vez más tramos con predominio de las litologías arenosas, dando paso a un término definido como **“Areniscas calcáreas y limolitas”** (11). Este está constituido fundamentalmente por areniscas calcáreas, localmente microconglomeráticas, en bancos de potencia decimétrica. Estos materiales intercalan con cierta frecuencia niveles de limolitas y, menos comúnmente, de calizas arenosas, en estratos de potencia centimétrica. La potencia estimada para todo el conjunto alcanza alrededor de los 75 metros.

Las características tanto de este término como del infrayacente pueden reconocerse en los cortes que ofrecen las carreteras de Vitoria - Gasteiz a Okina y a Estella (subida al Puerto de Azazeta). No obstante, las pistas que discurren por los numerosos barrancos que existen entre estas dos carreteras ofrecen la mejor exposición.

A techo de los últimos términos del Campaniense superior se reconoce un paquete de potencia variable y de gran continuidad lateral definido como **“Areniscas calcáreas rojas y grises; niveles conglomeráticos”** (12).

Este conjunto, que marca el inicio de la sedimentación maastrichtiense, se dispone sobre los infrayacentes en contacto supuestamente

discordante. Esta discordancia es muy patente en otras áreas del sinclinal de Miranda-Treviño - Urbasa, donde hace desaparecer el Campaniense superior. Sin embargo, en el presente cuadrante no se detecta tal discordancia cartográfica. Por esta razón, se ha optado por suponer un contacto basal discordante erosivo en el área occidental, allí donde el término (12) presenta una granulometría más gruesa.

Este término tiene una gran continuidad lateral y sirve como nivel guía. Sin embargo muestra ciertas variaciones locales en cuanto a potencia y litología. En la zona occidental se reconoce la máxima potencia (75 metros). En este punto el término está constituido fundamentalmente por conglomerados calcosilíceos. Se trata de varios paquetes de potencia métrica de conglomerados, separados por tramos de areniscas y conglomerados de granulometría más fina. Hacia el Noreste disminuye la potencia y las barras de conglomerado se hacen menos numerosas y potentes, a la vez que aumenta la proporción de intercalaciones arenosas. En esta misma línea evolutiva y continuando hacia el Noreste aparece, en el corte de la carretera Vitoria - Gasteiz - Okina, un paquete de unos 15 metros de potencia, formado fundamentalmente por areniscas rojas y grises con estructuras canaliformes y estratificación cruzada, que intercala finos y discontinuos nivelillos centimétricos de microconglomerado. El paquete continúa hacia el Este, hasta los límites del cuadrante, con estas mismas características y con ligeras variaciones de potencia.

A techo de este término, que se considera como la base del Maastrichtiense, se dispone otro definido como **“Areniscas calcáreas y limolitas; calizas arenosas”** (13).

Se trata de un potente conjunto formado fundamentalmente por areniscas calcáreas y limolitas, en las que se intercalan algunos niveles de caliza arenosa en bancos centimétricos. Las areniscas son muy calcáreas y de tonos blanquecinos. Se disponen en bancos de

potencia decimétrica - métrica separados por areniscas de grano más fino o por limolitas. Los niveles de caliza arenosa que intercala esta serie son muy frecuentes y presentan fauna de posibles orbitoídeos, además de diversos bivalvos.

En los tramos medios de este término se reconocen varias intercalaciones de potencia decimétrica y métrica de calizas arenosas y calcarenitas con entidad cartográfica. Se han separado y definido como **“Calcarenitas y calizas arenosas”** (14). Estas calizas localmente pueden ser dolomíticas. Se presentan en paquetes formados por varios estratos de potencia centimétrica, decimétrica y métrica con abundante fauna de orbitoídeos.

La potencia de todo el conjunto es bastante homogénea. En la zona situada más al Oeste se estima cercana a 200 metros. En el área de Izarza se aproxima a 250 metros. No existe una zona concreta donde se pueda realizar un corte tipo. No obstante la serie completa puede establecerse con varios cortes parciales. Uno de ellos puede realizarse por una pista que parte desde Ullibarri de los Olleros hacia el Sur y asciende al monte Palogan. Otro corte puede realizarse por la carretera Vitoria - Okina a partir del kilómetro 12. Las calizas arenosas (14) están bien representadas en la zona del puerto de Añua, Izarza y pico de Izarza. Otro corte parcial podría realizarse por la pista que conduce a Berrozi desde el puerto de Azazeta.

Según IGME (hoja MAGNA, 138), los materiales más margosos de edad Maastrichtiense que aparecen en la zona de Okina contienen: *Lepidorbitoides socialis* (LEYM.), *Clypeorbis mammillata* (SCHLUMB.), *Cibicoides cf. voltziana* (D'ORB.), *Gaudryina sp.*, *Anomalina cf. lorneiana* (D'ORB.), *Quinqueloculina sp.*, *Bairdia sp.* y *Cytherella sp.*

## 2.2. Terciario

### 2.2.1. Paleoceno (15 a 23)

El Paleoceno en este cuadrante es calizo en la base y presenta un componente terrígeno creciente que se hace mayoritario a techo del Thanetiense. Los únicos cortes - tipo interesantes para el Paleoceno pueden encontrarse al Sur y Oeste de Okina o en la pista de Berrozi a la cima del monte Kapildui. Es necesario resaltar que, dadas las dificultades de medida (debidas al tipo de facies o al grado de alteración), la necesidad de exagerar espesores en términos poco potentes, los bajos buzamientos y los frecuentes alabeamientos y cabeceos de la serie en el detalle, los cortes geológicos pueden contener importantes errores en la representación de potencias, debiéndose tomar éstas como meramente orientativas.

Sobre los últimos niveles de areniscas calcáreas y limolitas del término (13) y marcando el tránsito Maastrichtiense - Danomontiense se dispone un paquete denominado **“Calizas, calizas dolomíticas masivas y margas”** (15). Sus afloramientos originan en la mayoría de los casos unos pequeños y característicos escarpes. Este conjunto está formado por varios estratos de potencia decimétrica - métrica de calizas blancas que intercalan niveles más o menos potentes de márgas. Estas calizas, muy blancas, se caracterizan por presentar una recristalización muy generalizada. En algunos casos pueden estar dolomitizadas.

El conjunto presenta una gran variabilidad en cuanto a la ordenación de los estratos. Mientras en algunos puntos está formado fundamentalmente por margas con unos pocos niveles centimétricos - decimétricos de caliza intercalados, en otras zonas está constituido por numerosos estratos decimétricos - métricos con finas intercalaciones margosas. La potencia es variable según las zonas. La máxima se observa al Norte de Berrozi y se estima cercana a 40 metros. La mínima potencia observada (10 metros) se reconoce al Noroeste del monte Palogan.

Sobre el término anterior se dispone un paquete blando de **“Dolomías y calizas margosas, margocalizas y margodolomías”** (16). Se trata de un término en general masivo y uniforme, muy erosionado y compuesto por las litologías citadas en una alternancia irregular. Su potencia puede alcanzar los 200 metros en su máximo desarrollo.

Dentro del término (16) y en ocasiones a techo, se dispone una barra de **“Calizas grises, calcarenitas bioclásticas y niveles esparíticos; margas”** (17), de granulometría variable, en bancos centi a decimétricos y con estratificaciones cruzadas mal definidas. Correspondería a la barra caliza del techo del Danomontiense que aparece al Este, en la sierra de Urbasa. La potencia abarca posiblemente los 35 - 50 últimos metros del término anterior (16) en el sector meridional - central del cuadrante, áreas de Zalmendi - S. Cristóbal, y Norte del monte Kapildui.

En Ullibarri - Okina, RAMIREZ DEL POZO (hoja MAGNA, 138) determina en los materiales danomontienses los siguientes microfósiles: *Globigerinelloides daubjergensis* (BRONN), *Globorotalia cf. compresa* (PLUMM.), *Rotalia trochidiformis* (LAM.), *Planorbulina antiqua* (MANGIN), *Discocyclina seunesi* (DOUV.), *Gyroidina cf. girordana* (REUSS), *Cibicides cf. lobatulus* (WALK y JAC), *C. cf. ekblomi* (HOFK.), *Neocyprideis cf. murciensis* (FOURC y DAM), *Bairdia sp.*, *Nonion sp.*, *Quinqueloculina sp.* y *Lithothamnium sp.*

La serie thanetiense comienza con un término general de **“Calcarenitas bioclásticas algales y coralinas, localmente laminadas”** (18). En el Oeste predominan las calcarenitas marrones de rodolitos, laminadas y deleznales, con aspecto de falsas alternancias, que pueden constituir la totalidad de la serie del Thanetiense inferior - medio. A veces la laminación ondulada les confiere un aspecto pseudobrechoide.

En el Oeste, coincidiendo con el máximo desarrollo de calizas en el término anterior, aparecen grandes formas monticulares de amplitud decamétrica y potencia métrica, a veces

superpuestas. Las diversas facies de núcleo y flanco proximal que se observan pueden definirse sintéticamente como **“Calizas coralgalles y calcarenitas rodolíticas en bancos o montículos arrecifales”** (19). La máxima concentración de edificios coralgales se alcanza al Sur de la peña del Silo (Sureste de Okina), pasando hacia el Norte, Este y Oeste a calizas en bancos métricos, genéticamente ligadas a la actividad constructora, pero de carácter quizá más biostrófico. Las calizas de núcleo presentan colores claros, escasa contaminación terrígena y estratificación decimétrica - métrica (monticular).

Al Oeste de Okina, en el área del alto Palogan, se encuentra una facies mixta de calizas biostróficas y calcarenitas, a veces alternando en bancos decimétricos - métricos, y en otras ocasiones distribuidas de forma irregular. A este término se le denomina **“Alternancia en bancos decimétricos - métricos de calizas algales y calcarenitas (18 + 19)”** (20), que presenta potencias decamétricas y es equivalente a las “alternancias” características del techo del paquete calizo thanetiense en el área de Arluzea (cuadrante de Montes de Izki). RAMIREZ DEL POZO (1976) citaba en la zona de Arluzea secciones de *Fallotella alavensis* (MANGIN), *Glomalveolina primaeva* (REICHEL), *Cuvillerina eocenica* (DEBOURLE), *Asterodiscus taramelii* (SCHLUMB.), *Discocyclina seunesi* (DOUV.), *Planorbulina antiqua* (MANGIN), *Anomalina cf. grosserugosa* (GUMB.), *Lithothamnium sp.*, briozoos y políperos.

Este conjunto de términos (18 + 19 + 20) pasa lateral y gradualmente hacia el Este a una serie margosa (en bancos métricos) en la que se intercalan niveles calcareníticos (también métricos), lumaquelas de macroforaminíferos bentónicos (*Orbitoides* ?), calizas margosas, pasadas de microconglomerado silíceo y horizontes con mayor contenido arenoso. Este término se ha definido como **“Alternancia métrica de calcarenitas algales y margas arenosas”** (21).

La potencia del conjunto del Thanetiense carbonatado puede cifrarse orientativamente en 200 - 250 metros.

El Thanetiense superior, mixto de calizas y terrígenos, comienza con **“Calcarenitas, areniscas, arenas y margas”** (22), en todo similares a las descritas en el cuadrante de Montes de Izki. Se trata de un término mixto, mal aflorado, en el que se mezclan calcarenitas arenosas rojas con macroforaminíferos, arenas y areniscas calcáreas, margas, calcarenitas compactas en bancos netos decimétricos, dolomías y niveles esparíticos rojos. La potencia oscila en torno a los 25 - 30 metros, si bien debe tomarse con precaución por los malos afloramientos.

El Paleoceno termina con unas **“Areniscas calcáreas microconglomeráticas y arenas”** (23). Afloran escasamente en el cuadrante, además de estar casi totalmente recubiertas por arena suelta y suelo vegetal. En afloramiento son areniscas microconglomeráticas grises a cremas, masivas, con cemento calcáreo y escasa contaminación arcillosa, que se concentra a muro y techo. El único afloramiento de cierta calidad es el de la pista de Berrozi al monte Kapildui. En el vecino cuadrante de Montes de Iturrieta presentan una muy buena exposición en las canteras de Laminoria, donde son explotadas. La potencia oscila entre 15 y 20 metros, según las transversales.

Ambos términos terrígenos han sido localmente laminados por la erosión del conglomerado mioceno, apareciendo sólo en el ángulo sureste del cuadrante.

#### 2.2.2. **Eoceno** (24)

El Eoceno inferior está representado en el área por calizas de edad supuestamente llerdiense, que afloran ampliamente en la cima y vertiente sur del monte Kapildui. Se trata de **“Calcarenitas blancas y rojizas con Nummulites; calizas rodolíticas y oncolíticas”**

(24). Son "grainstones" de tamaño de grano variable, organizados en bancos decimétricos separados por superficies más o menos netas. La recristalización es variable. El contenido arenoso aumenta sensiblemente hacia el Norte. En áreas próximas se han observado niveles con gran riqueza en *Nummulites* y otros macroforaminíferos bentónicos, a veces con matriz rojiza. En los tramos más altos aflorantes aparecen calizas oncolíticas y/o rodolíticas con concreciones algales de carácter centimétrico. La potencia máxima puede alcanzar los 30 - 40 metros.

### 2.2.3. **Mioceno** (25)

Los depósitos miocenos en este cuadrante se localizan en las cotas más altas de la sierra de Kapildui. Son "**Ortoconglomerados y microconglomerados calcáreos, calcarenitas arenosas y areniscas calcáreas**" (25), que se sitúan erosivamente sobre sustratos presumiblemente fallados, de edad eocena, paleocena e incluso del Cretácico superior.

Litológicamente, la facies mayoritaria se compone de conglomerados de cantos calcáreos (algunos silíceos dispersos) densamente empaquetados, de tamaños incluso cercanos al metro, a veces con contactos suturados de presión - disolución y escasa matriz de calcarenita arenosa. Se disponen en barras métricas a decamétricas de carácter ortoconglomerático. Se advierte en la matriz (que suele ser mayoritariamente microconglomerática) una mayor proporción de granulometrías finas en las proximidades de sustratos arenosos thanetienses.

### 2.3. **CUATERNARIO** (26 a 29)

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

Las más antiguas se han definido como "**Depósitos aluvio - coluviales antiguos**" (26).

Estos se depositaron sobre suaves pendientes en las partes 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 de materiales del Cretácico superior. Localmente estos depósitos han sido explotados como áridos.

El resto de formaciones cuaternarias son más modernas. Se trata de "**Depósitos aluviales, aluvio - coluviales**" (27), "**Depósitos coluviales**" (28) y "**Depósitos antropogénicos**" (29). Los primeros son depósitos formados por potentes niveles de gravas calcáreas heterométricas y algunos de arenas y limos procedentes del Sur (Montes de Vitoria). Estos depósitos han sido profusamente explotados en las cercanías de Vitoria - Gasteiz.

En lo referente a coluviales, el principal depósito de inestabilidad de ladera se sitúa en la vertiente sur del monte Kapildui. La intensa fracturación de las calizas eocenas, situadas sobre un sustrato arenoso thanetiense, alterado e inestable, provoca el desplome de bloques calcáreos que se empastan en una matriz calizo - arenosa.

Por último, los depósitos antropogénicos se concentran sobre todo en las afueras de Vitoria - Gasteiz. Se trata de escombreras de materiales muy heterogéneos procedentes en su mayoría de la construcción. alguna de estas escombreras se ubica sobre las antiguas explotaciones de gravas rellenando en parte sus cortas.

## 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: geométrico-estratigráfica, secuencial y paleogeográfica.

### 3.1. CRETACICO SUPERIOR

#### 3.1.1. *Introducción*

Dentro del cuadrante son mayoritarios los materiales del Cretácico superior (Campaniense inferior a Maastrichtiense).

El Cretácico superior del Dominio Navarro-Cántabro aflora en dos bandas paralelas en los flancos del 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 en el cuadrante de Asparrena y Zuazo, paleoalto de Arlaban - Maturana, 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; en cuyo margen meridional se sitúa este cuadrante), 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, 3.2). El surco de Vitoria - Gasteiz es uno de los surcos subsidiarios, rodeado por umbrales paleogeográficos al Sur, Oeste, Noroeste, Norte y Noreste, 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.

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

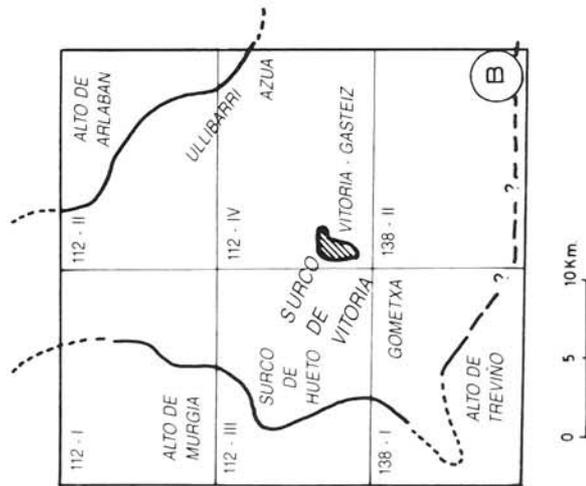
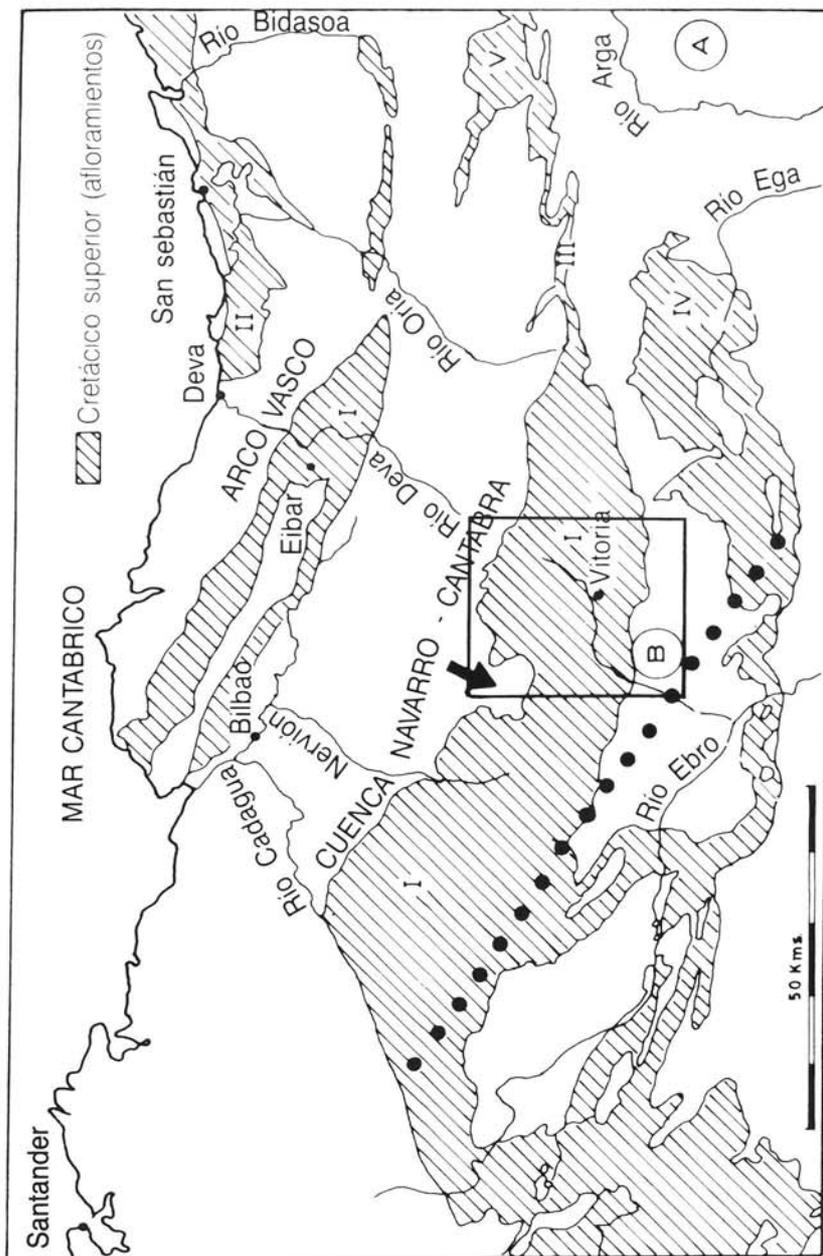


FIGURA 3.1. A Situación regional del surco de Vitoria con respecto a los afloramientos del Cretácico superior en la Cuenca Cantábrica Oriental. La línea de puntos gruesos indica el límite septentrional del área costera o de transición.

B Localización y geometría del surco y de los altos umbrales paleogeográficos que lo rodean y que funcionaron en el Cretácico superior, en el entorno del área de estudio. Se incluye toponimia que se cita en el texto.

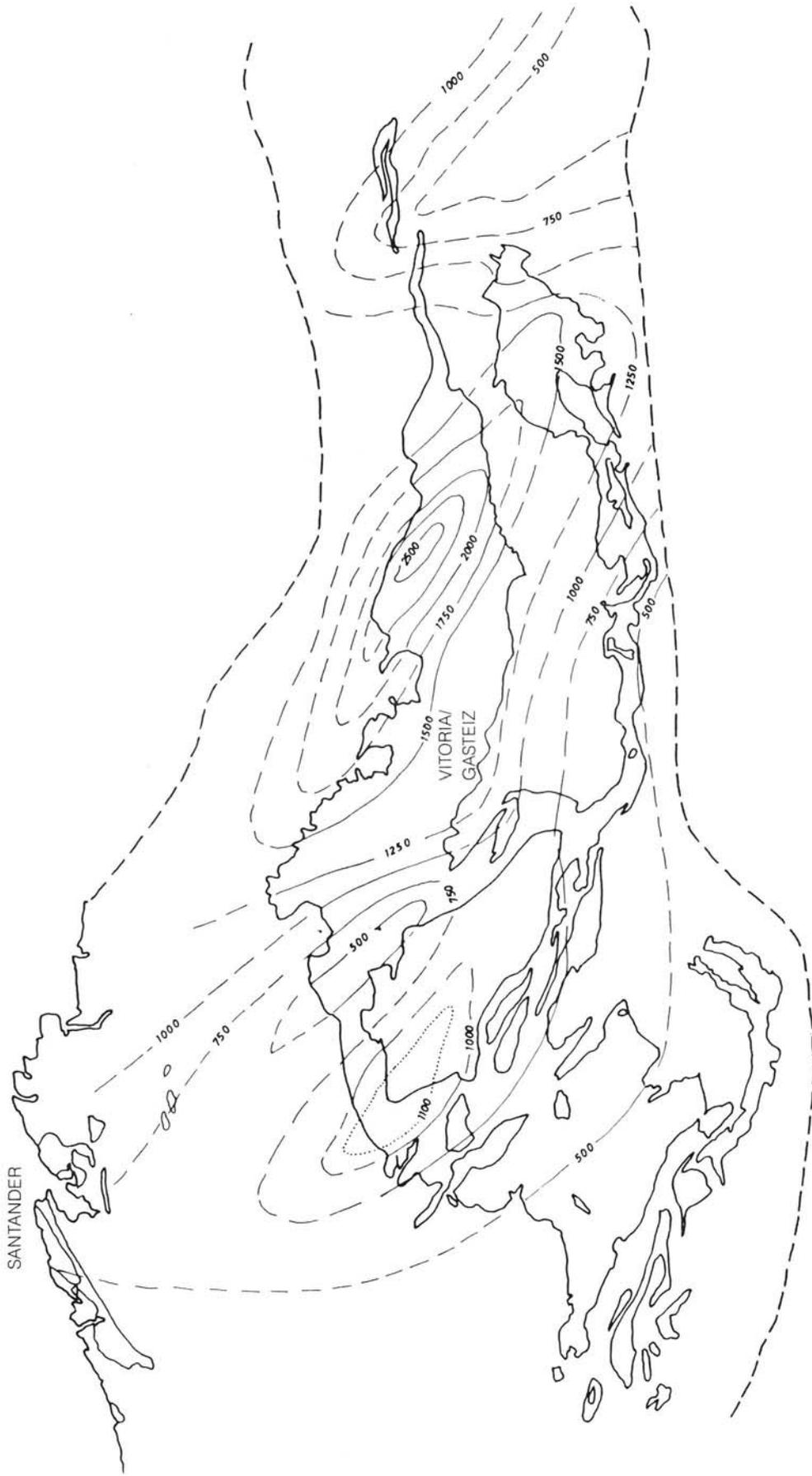


FIGURA 3.2.—Mapa regional de isopacas del Cretácico superior (intervalo Turoniense - Campaniense medio, aproximadamente).  
 Datos tomados de mapas geológicos 1:200000 y columnas estratigráficas. (IGME, 1988).

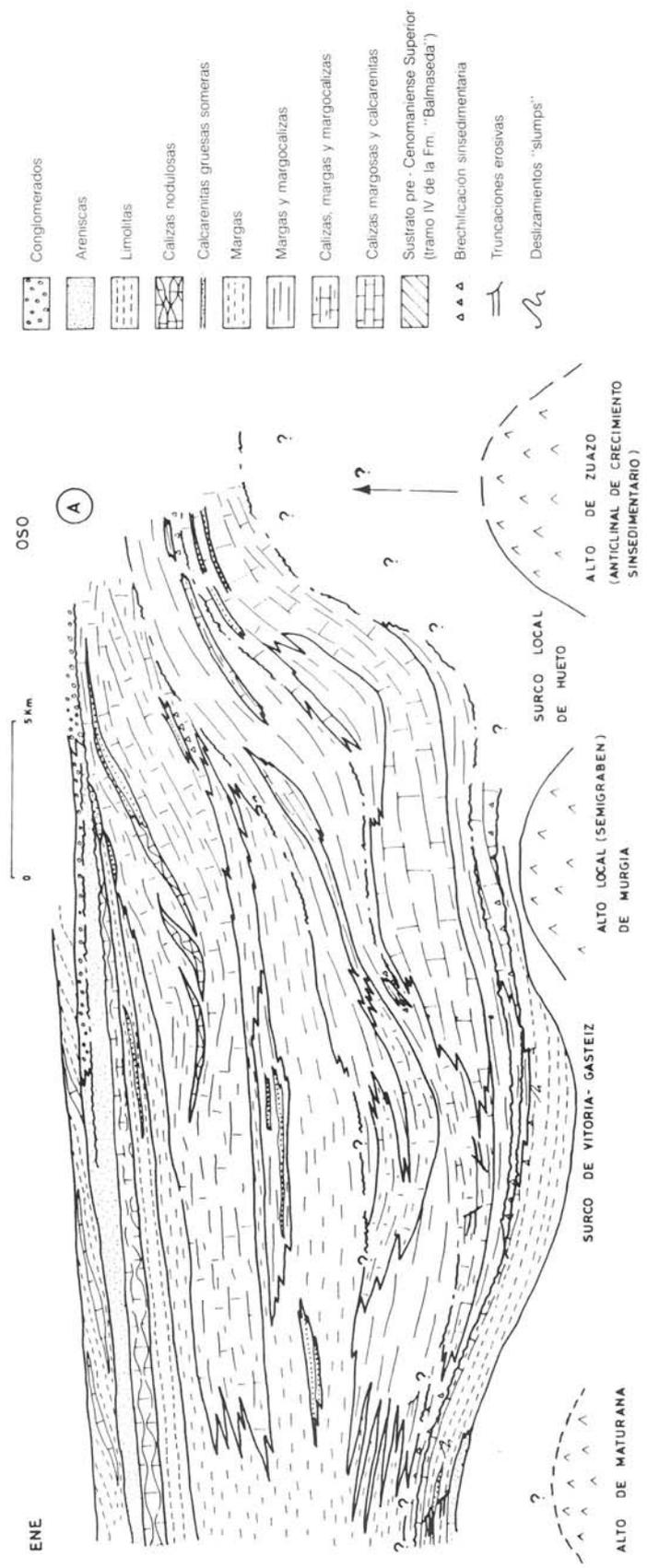
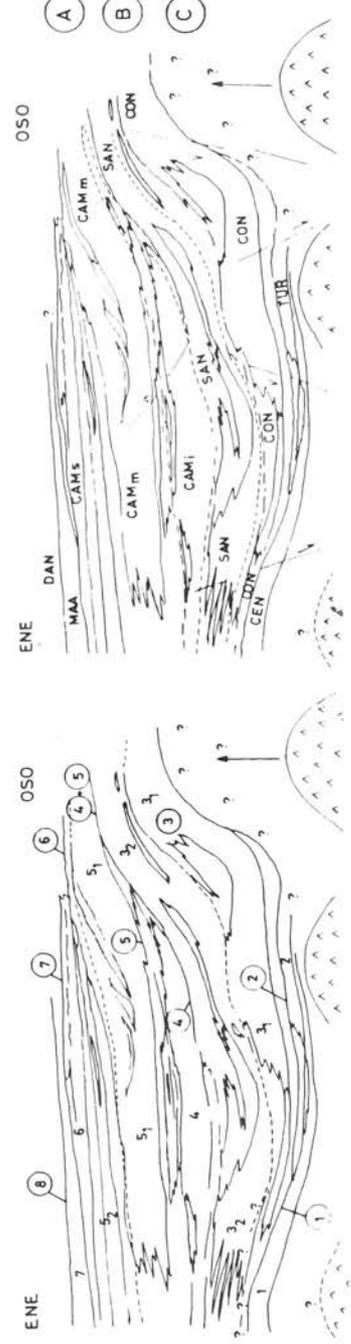


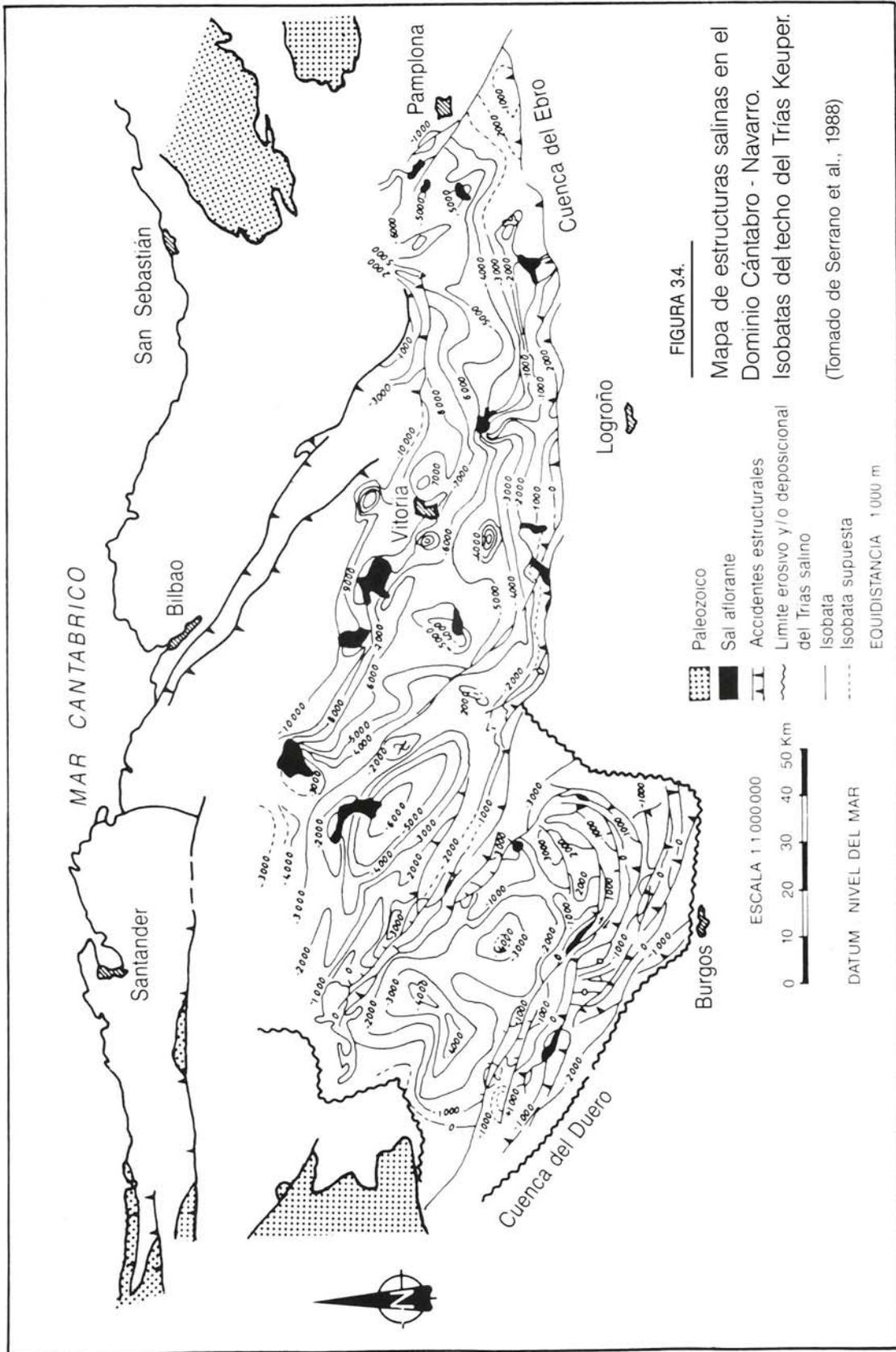
FIGURA 33.

- (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 paracontornidades o con discontinuidades deducidas. Las líneas subverticales indican áreas de subsidencia diferencial y/o planos de fallas sin-sedimentarias.



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 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. A partir de este momento pueden ser frecuentes las exposiciones periódicas a un medio subaéreo o freático de aguas dulces. 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 (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 local-

mente el fondo marino (figuras 3.3. y 3.4.), 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 producía 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 en esta zona.

### 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 "secuencias deposicionales" en el sentido de MITCHUM et al. (1977): unidades o grupo 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 (quinta, sexta, séptima y octava; figura 3.3.), e incluso en el campo. Es el caso de la sexta, que puede llegar a ser, en cuadrantes contiguos, una discordancia erosiva cartográfica muy marcada, a cargo de los conglomerados y areniscas del Campaniense superior sobre un sustrato calcáreo más distal.

En el cuadrante sólo aparecen las secuencias cuarta a séptima, que se describen a continuación.

#### 3.1.3.1. **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, que uniformiza los amplios relieves submarinos preexistentes.

La paraconformidad de techo coincide con uno de los picos regresivos que se dan en el Campaniense, que culmina con la formación de "shoals" o altos fondos calcareníticos ("grainstone" y "rudstone" de Gometxa - cuadrante de Nanclares - y Olarizu), con estratificación cruzada de surco, de influencia posiblemente mareal, y rasgos de inestabilidad sinsedimentaria (figura 3.6).

La distribución regional de facies se representa en la figura 3.7.

#### 3.1.3.2. **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 3.8).

—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 3.9.

#### 3.1.3.3. **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.

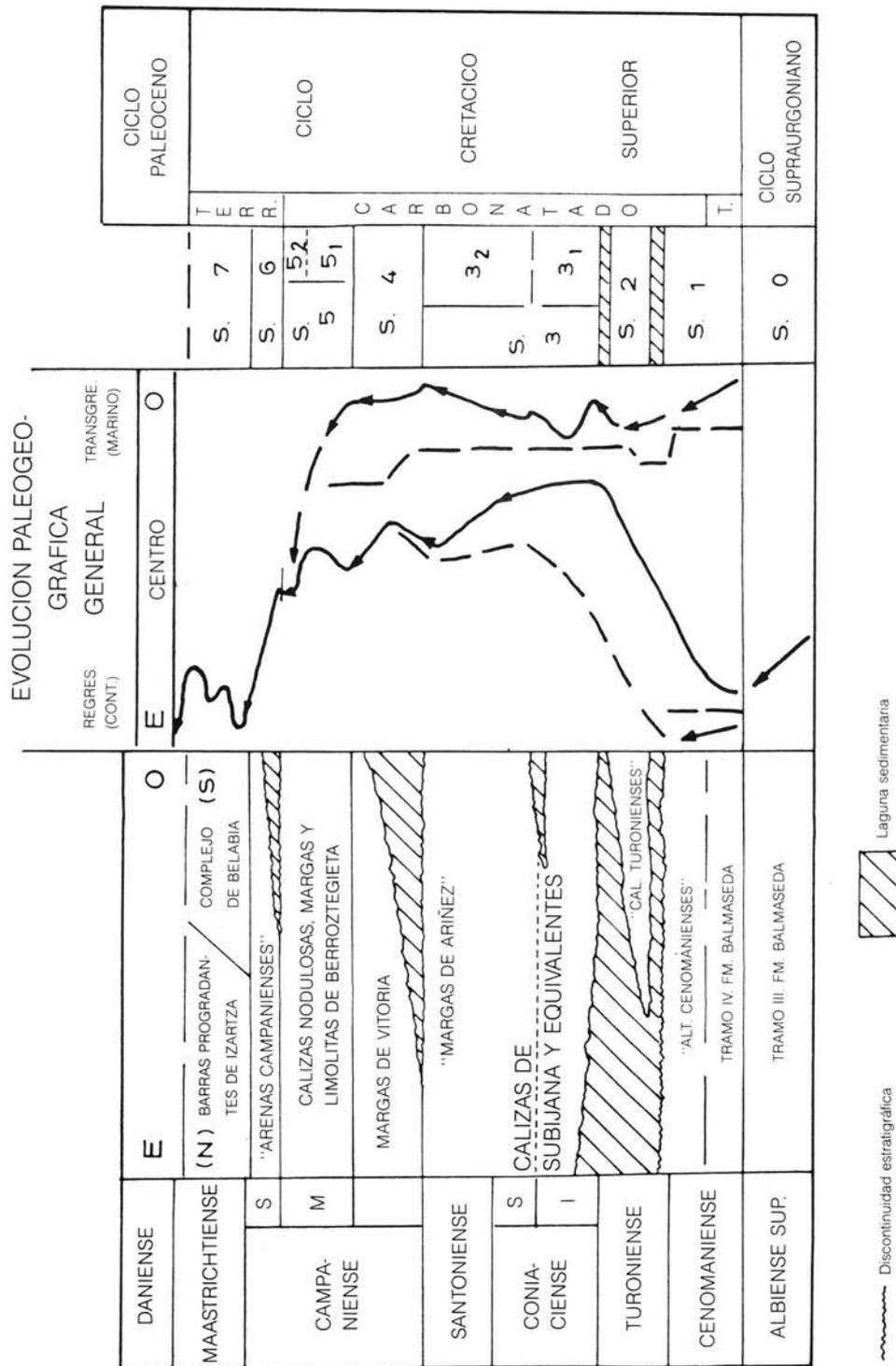


FIGURA 3.5.—Esquema cronoestratigráfico de ciclos y secuencias, y su relación con transgresiones y regresiones locales y generales. Inicialmente las dinámicas eran diferentes por sectores. A lo largo del Campaniense se uniformizan las distintas tendencias.

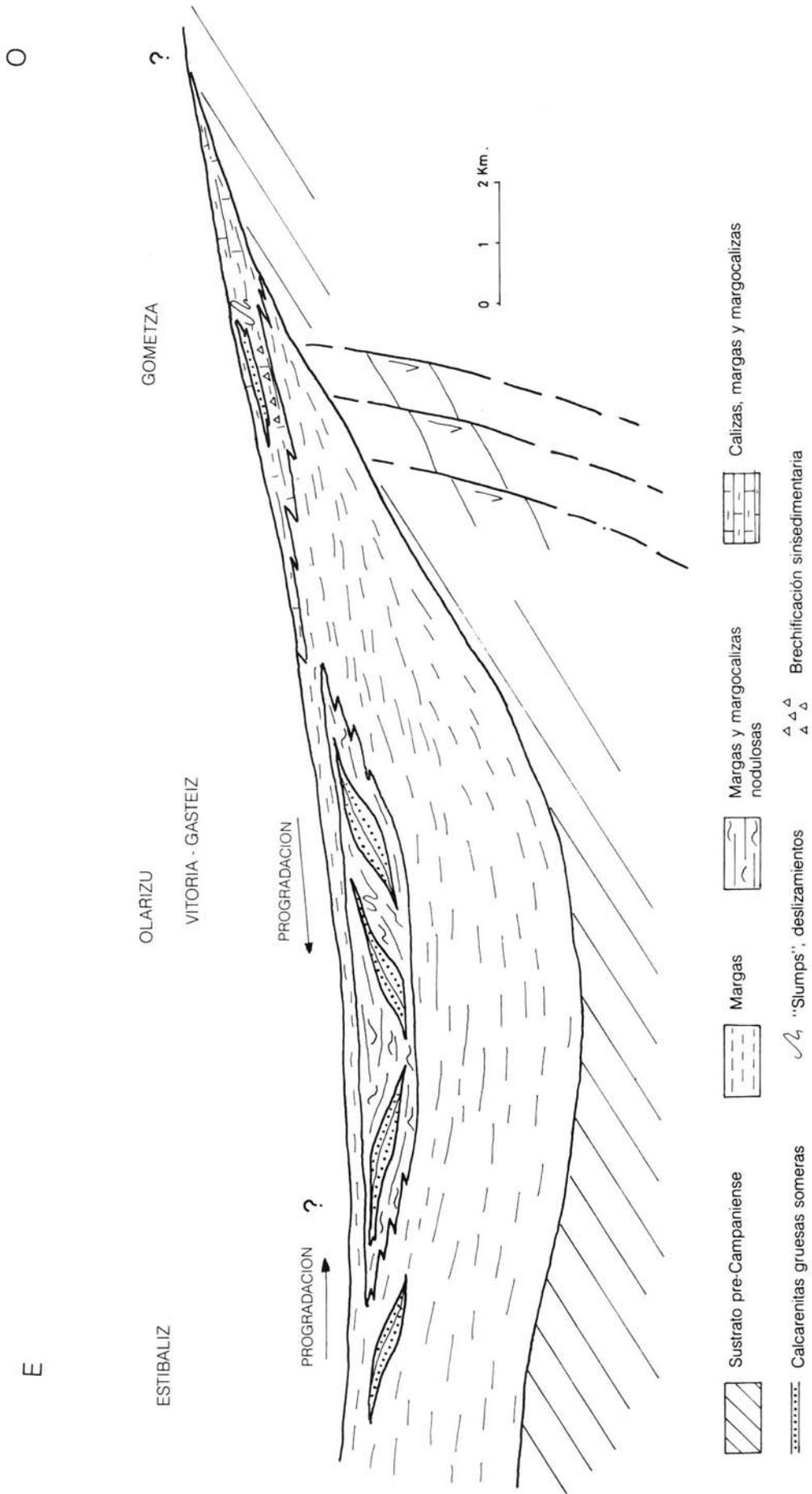


FIGURA 3.6.—Esquema estratigráfico de la cuarta secuencia en el surco de Vitoria - Gasteiz, Campaniense inferior. (Sin escala vertical).

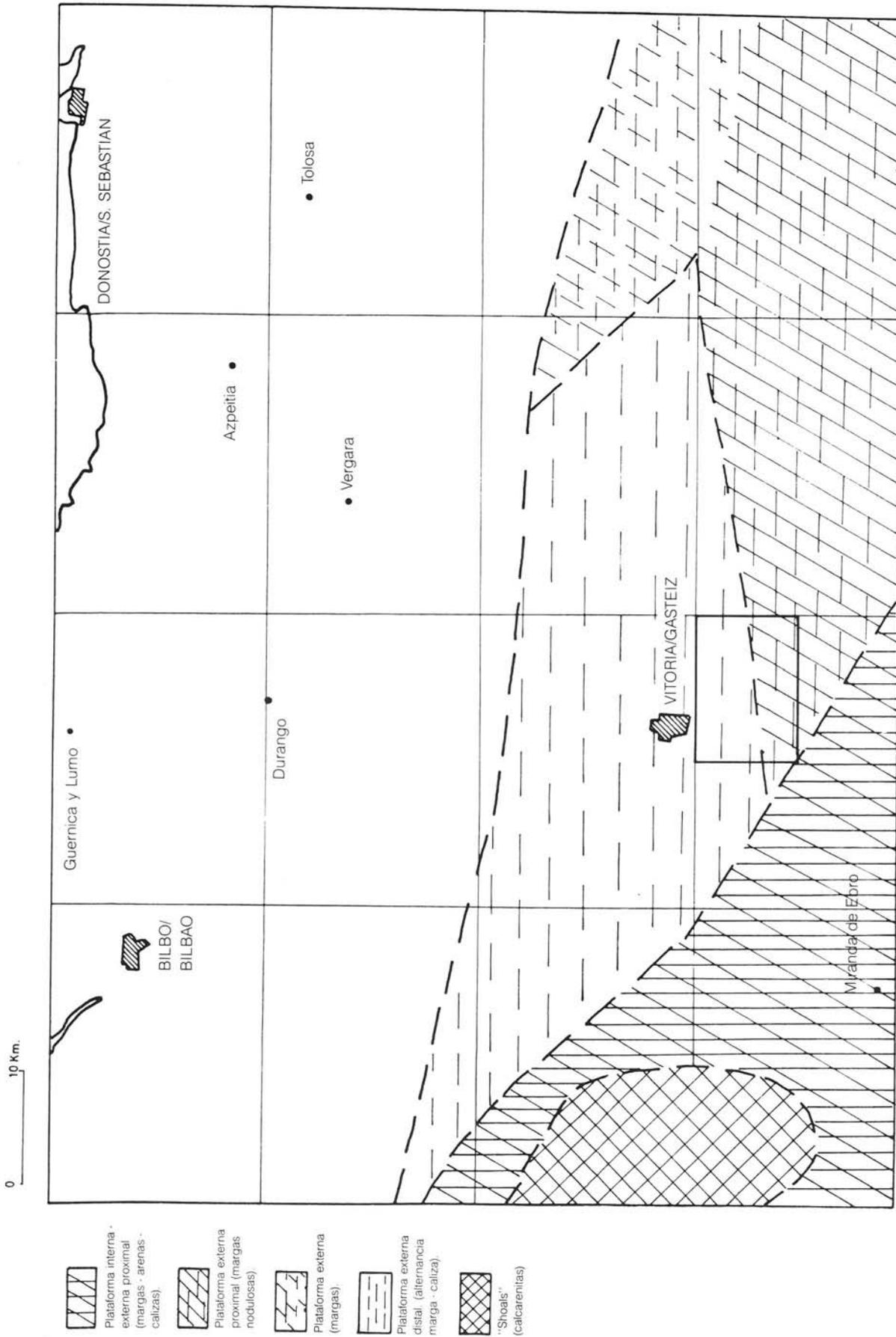


FIGURA 3.7.—Mapa de distribución de facies para el Campaniense inferior (secuencia 4).  
Modificado de IGME, 1988.

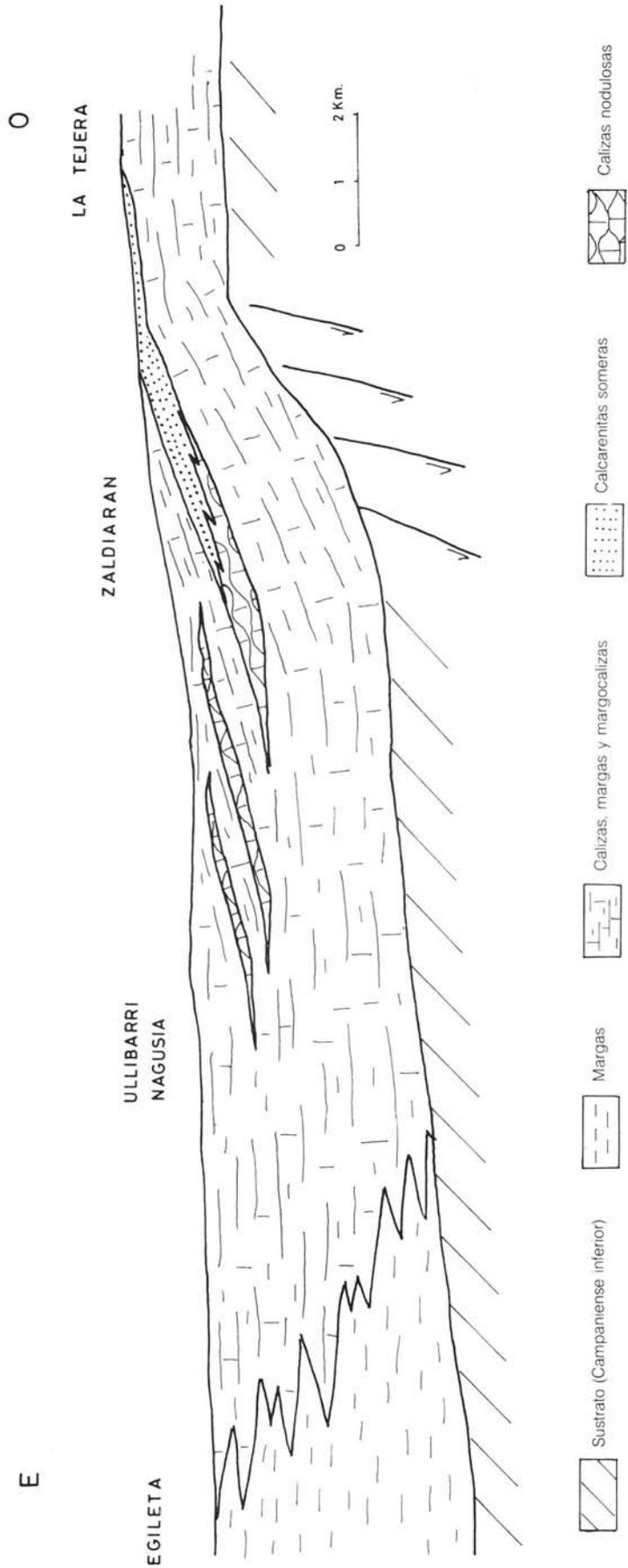


FIGURA 3.8.—Esquema estratigráfico de la secuencia 5 (parte inferior) en el surco de Vitoria - Gasteiz. Campaniense medio. La escala vertical de progradación está exagerada.

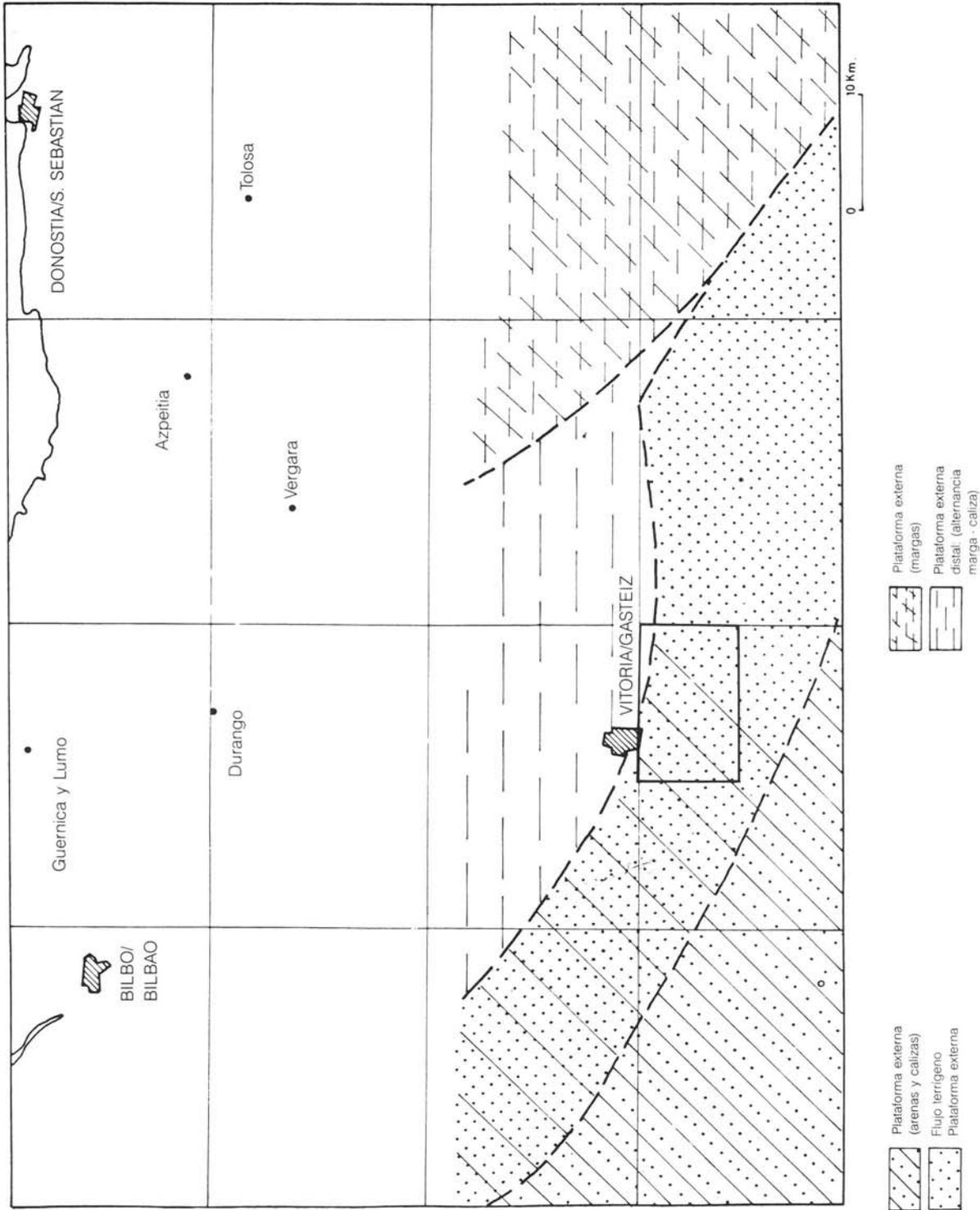


FIGURA 3.9.—Distribución de facies para el Campaniense superior. Tomado de IGME, 1988.

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 (monte Mojón Blanco, vertiente norte de Palogan).

#### 3.1.3.4. **Secuencia 7 (Maastrichtiense)**

La séptima secuencia está en realidad compuesta por sucesivas subsecuencias de tipo terrígeno-carbonato (calcarenitas y margas), que progradan en general hacia el Norte o Noreste, como se aprecia en la cartografía y en la figura 3.3. Representan los equivalentes laterales de las facies arrecifales y dolomíticas de "lagoon" cartografiadas al Sur, en el cuadrante de Montes de Izkiz (ver las distintas relaciones de facies en la figura 3.10). A partir de este momento, las plataformas someras serán el medio sedimentario general en el área durante el Paleógeno.

#### 3.1.4. **Esquema evolutivo general en el Cretácico superior**

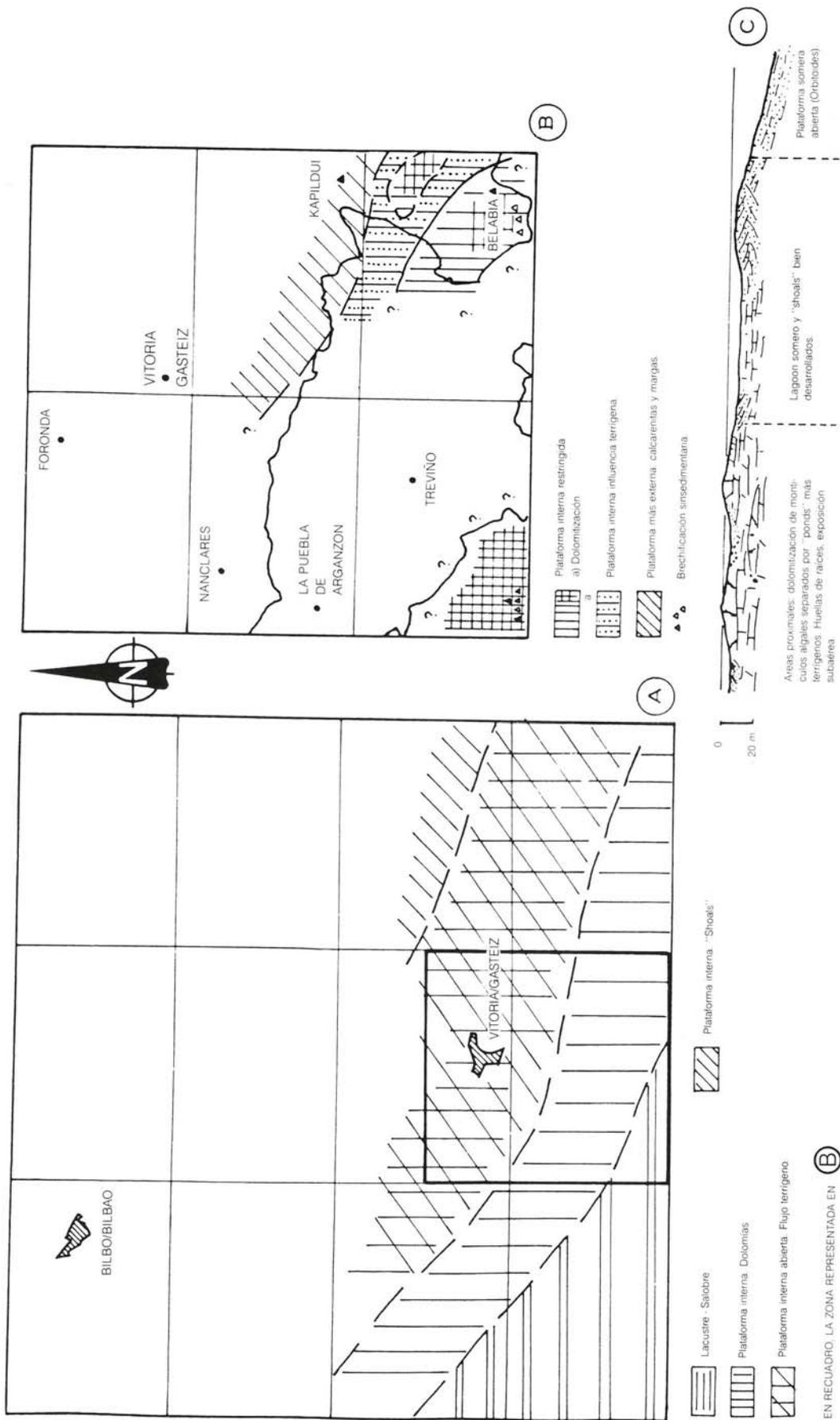
Desde el punto de vista tectosedimentario, la transgresión inicial del Cretácico superior fue acompañada por un basculamiento hacia el Sur que dió lugar al levantamiento del anticlinorio de Bilbao, a un aumento de la subsidencia en el "Surco Alavés" y a un desplazamiento del eje de subsidencia hacia el Sur hasta el Santoniense (RAMIREZ DEL POZO, 1971). Durante ese intervalo se observan, en el entorno del área estudiada, los efectos de los movimientos del diapiro de Murgia y del alto de Arlaban - Maturana.

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 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.

Así pues, durante el Santoniense y Campaniense inferior tiene lugar el episodio final de relleno y uniformización de las irregularidades coniacienses del fondo marino. 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. Posteriormente, una nueva y rápida transgresión se va contrarrestando durante el Maastrichtiense con la progradación de barras calizas y arenosas de plataforma somera.

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, Barranca, Estella, 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 actualmente disponibles permiten definir un segundo surco, de características similares al de Vitoria, en el área de La Barranca - 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 tectosedimentarios correspondientes al ciclo paleoceno.



(A) Mapa de distribución de facies para el Maastrichtiense. Tomado de IGME (1988).  
 (B) Esquema paleogeográfico del sinclinal Miranda - Treviño en el área de trabajo durante el Maastrichtiense.  
 (C) Esquema de submedios en la plataforma interna maastrichtiense. Las divisiones coinciden con las descritas en el texto.

FIGURA 3.10.

La articulación entre el surco y la plataforma somera meridional pudo llevarse a cabo a través de la actuación 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 borde occidental del cuadrante, y que pertenecen a la misma familia de las que surgieron en el flanco noreste del casquete calcáreo de Zuazo (cuadrante de Nanclores) durante el Coniaciense superior. Este accidente estructural "articulante" quedaría fosilizado por los terciarios del sinclinal Miranda - Treviño - Urbasa.

### 3.2. Terciario

Los materiales paleógenos y neógenos del Dominio Navarro - Cantábrico se localizan en el núcleo del sinclinal de Miranda - Treviño - Urbasa y en la cuenca del Ebro. Un corte de la estructura y desarrollo de las sucesiones se muestra en la figura 3.11.

#### 3.2.1. *Generalidades sobre sedimentación regional*

La sedimentación durante el Paleógeno es transgresiva sobre el 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 al principio, creciendo en importancia a partir del Paleoceno medio, según las zonas.

En esta plataforma se encuentran representados medios que van desde "lagoon" interno somero y zonas energéticas con barras calcareníticas, pasando por complejos arrecifales diferenciados (montículos algales en 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 regresiva en el ciclo Paleoceno - Eoceno inferior (figura 3.12), estando orientada en general hacia el Norte - Noroeste, sentido en el que aumenta la batimetría (figura 3.13), y con una tendencia constante a la somerización.

El Neógeno, por su parte, se sitúa en la zona de núcleo del sinclinal de Miranda - Treviño - Urbasa. Está constituido por diversas facies detríticas continentales (abanicos aluviales y sistemas fluviolacustres), de edad Oligoceno y Mioceno que rellenaron la depresión elongada constituida por la zona axial del sinclinal.

#### 3.2.2. *Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante*

Los materiales aflorantes se organizan en ciclos y secuencias (figura 3.14), algunas de ellas asimilables a las "secuencias deposicionales" de MITCHUM (1977), tal como se definieron en el apartado 3.1.3.

En este cuadrante están representadas las secuencias 8, 9, 10 y 12, estructuradas en dos ciclos: Paleoceno - Eoceno y Oligo - Mioceno.

##### 3.2.2.1. *Secuencia 8 (Daniense basal - Montiense).*

Se dispone sobre el "toplap" de techo del Maastrichtiense. Esta pequeña discontinuidad se transforma hacia el Sur (lejos del cuadrante) en una discordancia con importante pérdida de registro.

La parte inferior evoluciona de Sur a Norte, según aumenta la batimetría (figura 3.15), y pasa de facies arrecifales muy dolomitizadas y "shoals" calcareníticos de alta energía (cuadrante de Montes de Izkiz), a calizas y margas de surco local (área de Iztartza).

Posteriormente, se instaura un "lagoon" somero, dolomítico y algo margoso, en el que

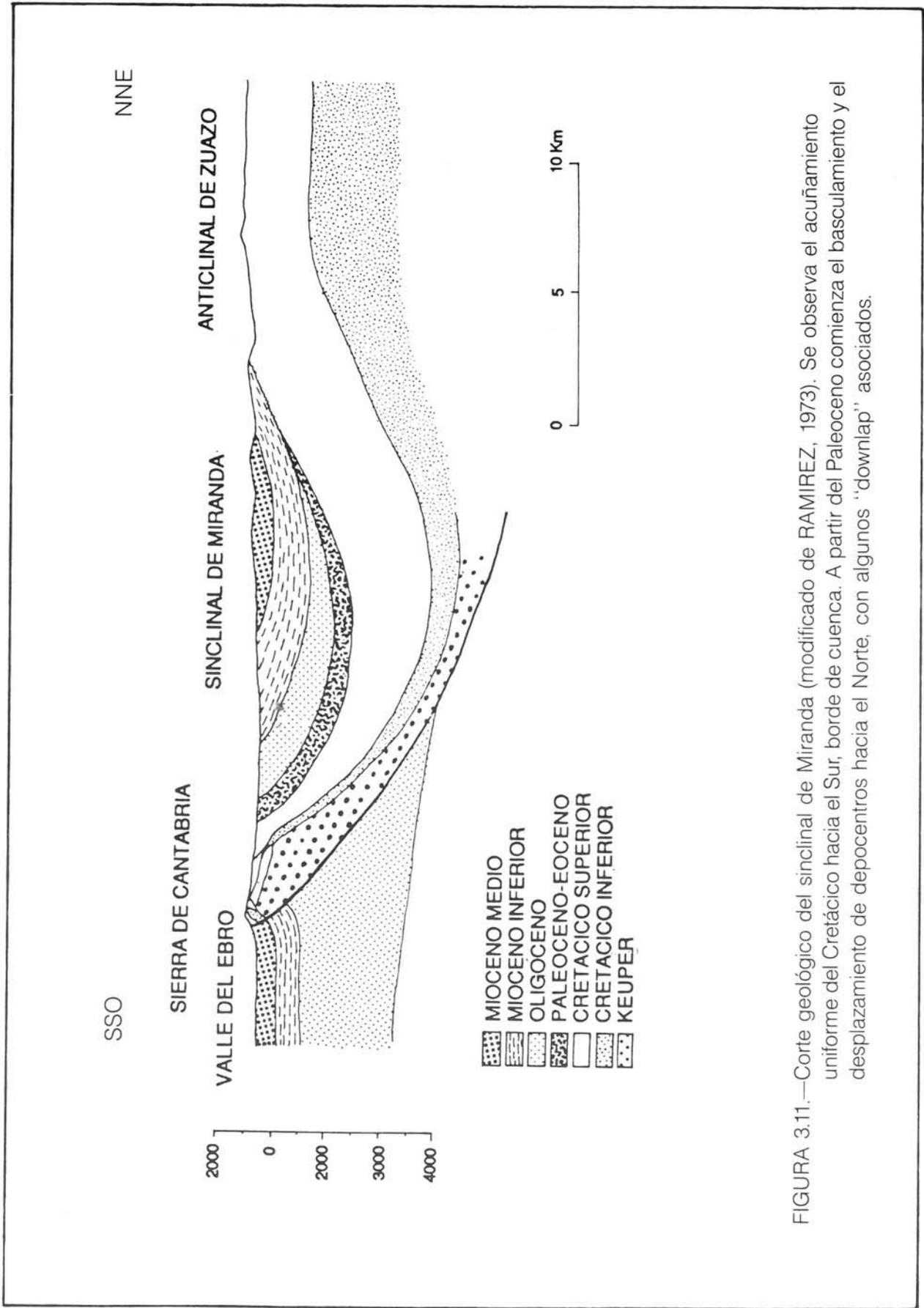
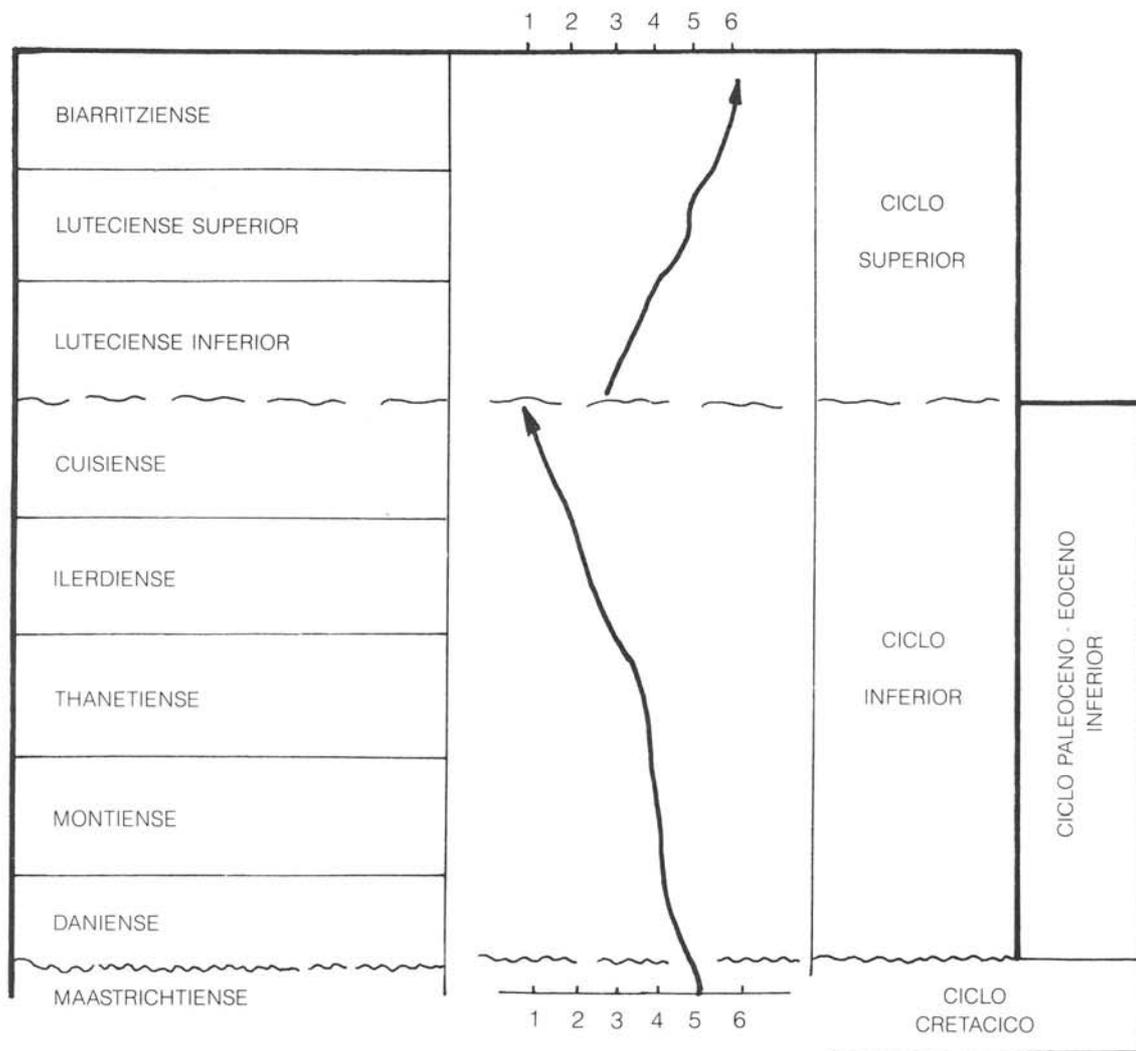


FIGURA 3.11.—Corte geológico del sinclinal de Miranda (modificado de RAMIREZ, 1973). Se observa el acunamiento uniforme del Cretácico hacia el Sur, borde de cuenca. A partir del Paleoceno comienza el basculamiento y el desplazamiento de depocentros hacia el Norte, con algunos "downlap" asociados.



1. Llanura de marea.
2. "Lagoon" baja energía.
3. "Lagoon" alta energía.
4. Arrecife.
5. "Shoals" - barras calcareníticas - "mounds".
6. Plataforma externa.

FIGURA 3.12.—Ciclos sedimentarios durante el Paleógeno. Modificado de IGME (1988).

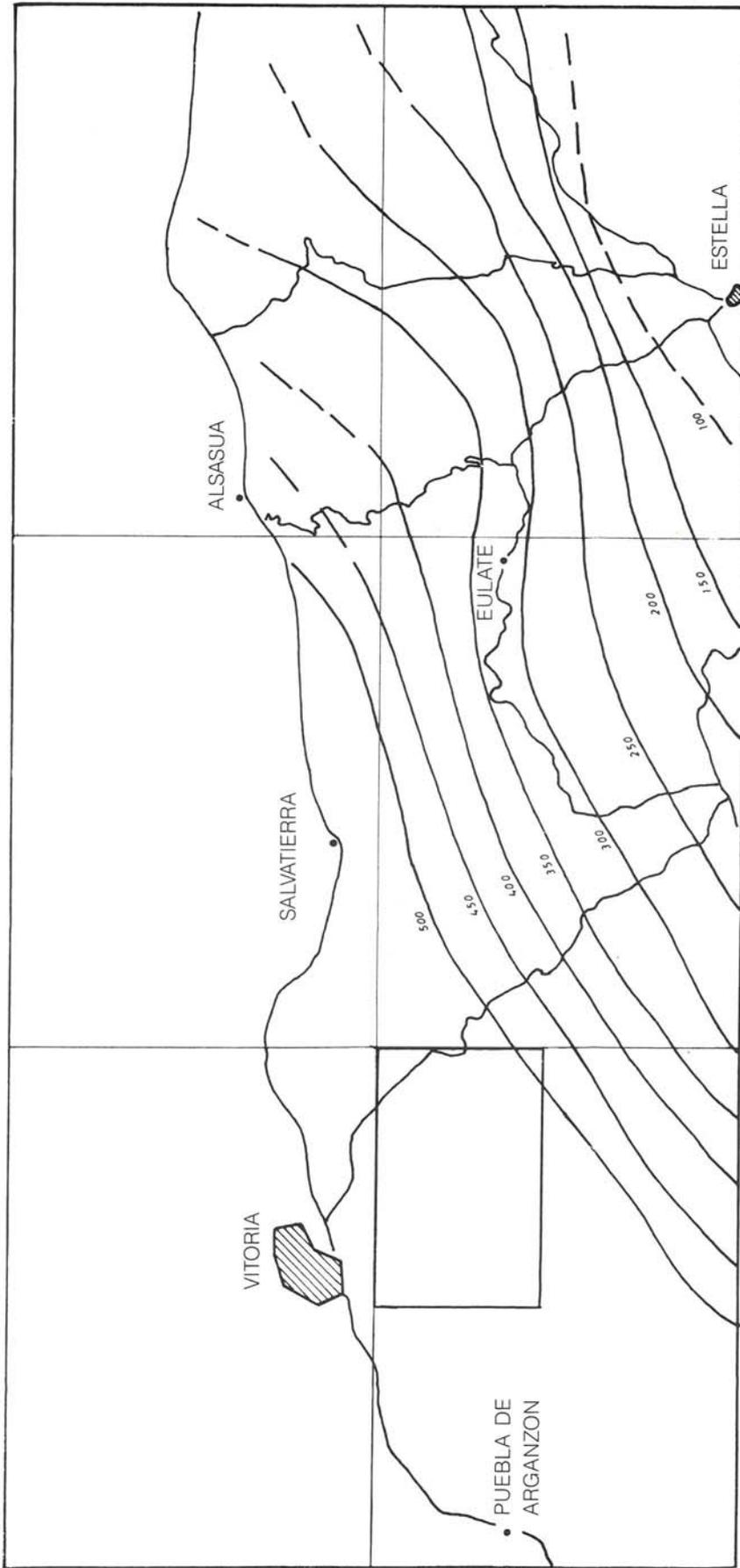


FIGURA 3.13.—Isopacas del intervalo Daniense - Cuisiense.  
 En recuadro, el cuadrante (Tomado de IGME, 1988)

EVOLUCION PALEOGENO-  
GRAFICA  
EN EL AREA

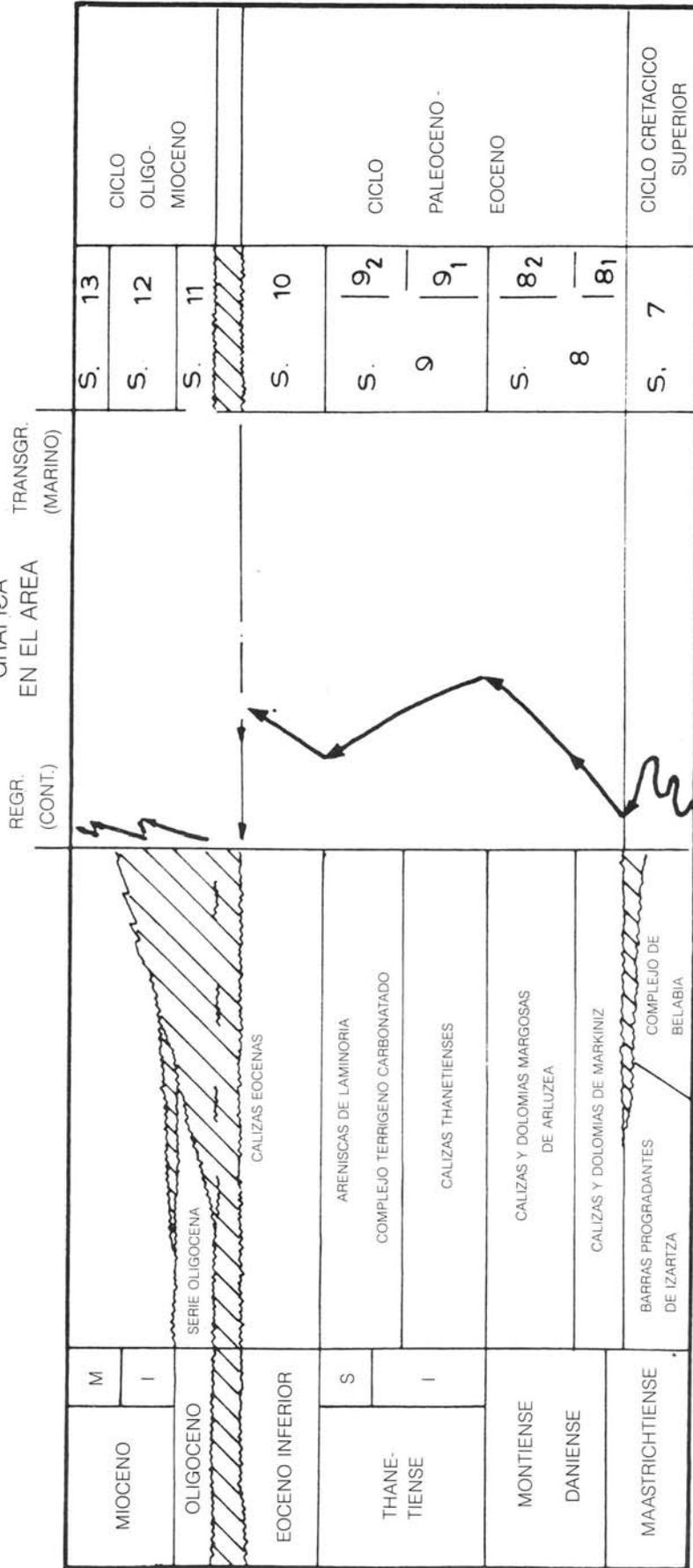


FIGURA 3.14.—Esquema cronostratigráfico de ciclos y secuencias en el Terciario del área de trabajo y su relación con las transgresiones y regresiones.

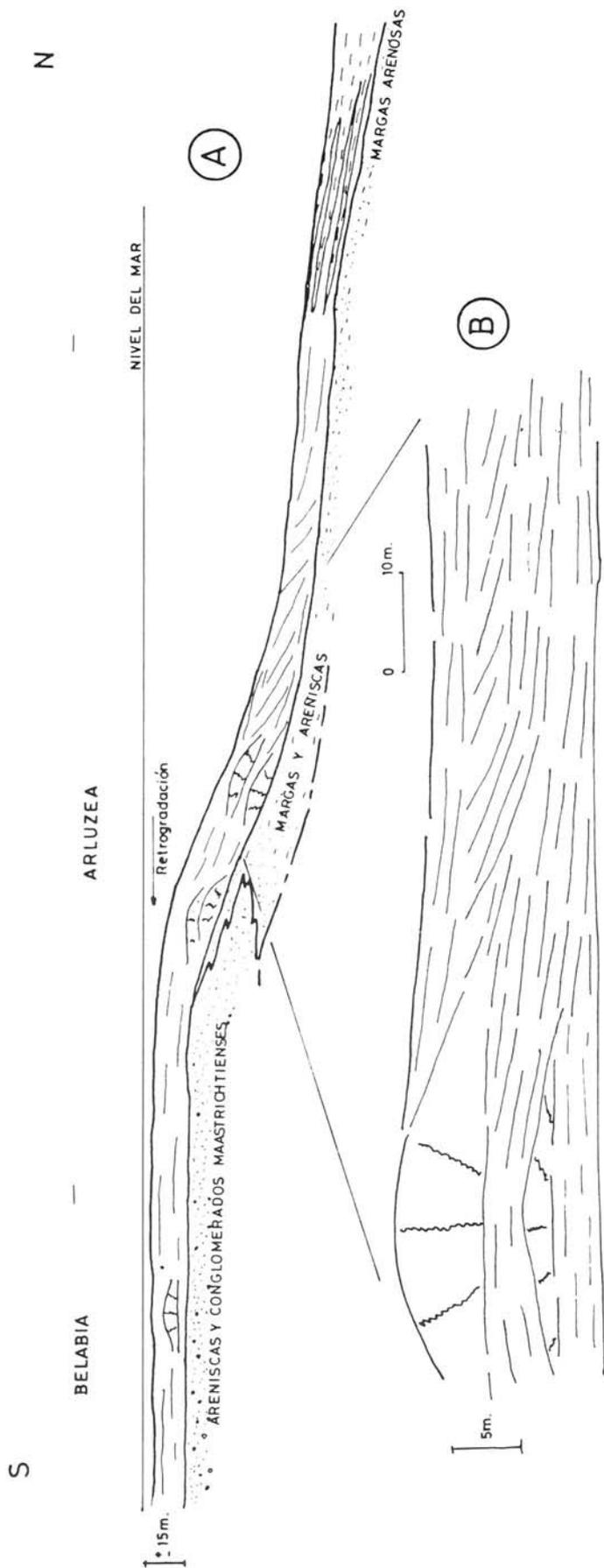


FIGURA 3.15.

- (A)** Perfil paleogeográfico de las calizas y dolomías de Markiniz (Secuencia 8<sub>1</sub>, Daniense basal). Al Sur, plataforma interna con intensa dolomitización. En el centro, montículos algales en Arluzea, diagenetizados pero escasamente dolomíticos. Hacia el surco norte, calcarenitas de flanco y tránsito muy gradual a margas y calizas estratificadas. Distancia longitudinal: 12 Km.
- (B)** Detalle de las relaciones entre montículos marginales y calcarenitas.

pequeños pulsos regresivos originaban niveles oolíticos.

#### 3.2.2.2. **Secuencia 9 (Thanetiense).**

Es una secuencia regresiva compuesta por un complejo arrecifal inferior, bien desarrollado, al que se superpone una contaminación terrígena creciente hasta culminar en un nivel-guía arenoso de varios metros de potencia (areniscas de Laminoria).

El complejo arrecifal (figura 3.16) está formado por una plataforma calcarenítica uniforme en la que se instauran montículos algales y coralinos, preferentemente en los bordes de umbrales delimitados por fallas sinsedimentarias. Este sistema de fracturas debe originar también la diferenciación batimétrica del surco margoso de Kapildui (representado por el término 21).

#### 3.2.2.3. **Secuencia 10 (Eoceno inferior).**

Sobre las arenas de línea de costa que cierran la secuencia anterior, se instala de nuevo una plataforma calcárea de carácter uniforme, en la que pueden llegar a distinguirse zonas algales más internas (con desarrollo de oncolitos, etc.; vertiente sur del monte Kapildui) de otras con contenido calcarenítico y terrígeno creciente hacia el Norte.

#### 3.2.2.4. **Secuencia 12 (Mioceno inferior).**

El ciclo Oligo - Mioceno de la figura 3.14. está representado tan sólo por una secuencia ortoconglomerática que, por correlación cartográfica, debe corresponder a la secuencia B de la figura 3.17., de edad Mioceno inferior. Por ello se describe como secuencia 12.

Está formada por ortoconglomerados calcáreos proximales (zonas altas de Kapildui, cuesta de Iztza), cuya matriz aumenta de contenido arenoso en las proximidades de sustratos arenosos thanetienses. A partir de relieves

calizos septentrionales (figura 3.17), erosionan el sustrato hacia el Sur, donde aparecen facies distales (cuadrante de Montes de Izkiz). En Monte Kapildui, y en otros cuadrantes más meridionales, los conglomerados se sitúan sobre sustratos fallados que determinan a veces las direcciones de canalización (figura 3.18).

#### 3.2.3. **Esquema evolutivo general**

La instauración y geometría de las diversas plataformas paleógenas estuvo controlada por los basculamientos del sustrato, la formación de fallas sinsedimentarias y las invasiones terrígenas.

En el Eoceno medio-superior y/o base del Oligoceno tiene lugar el levantamiento del actual flanco norte del sinclinal, con la consiguiente formación de una cuenca intramontañosa en la actual zona axial del sinclinal. Allí, en el depocentro, el Oligoceno se deposita directamente discordante sobre Keuper halocínico (según datos de sondeos; IGME, 1987). La extrusión de las arcillas triásicas y su disolución acentuó la cuenca post-eocena, en la que se acumularon materiales heterogéneos provenientes de los cercanos relieves septentrionales, en un medio de abanicos aluviales y sistemas fluviolacustres, localmente evaporíticos.

La permanente inestabilidad tectónica estaría relacionada con los movimientos orogénicos alpinos, que se desarrollaron principalmente durante el Eoceno superior-Oligoceno.

Con posterioridad a estos eventos, y finalizada la colmatación de la cuenca neógena, tiene lugar una fuerte erosión y arrasamiento durante el Plio-cuaternario. Finalmente, durante el Cuaternario reciente, el encajamiento de la red fluvial originará con el tiempo la morfología actual.

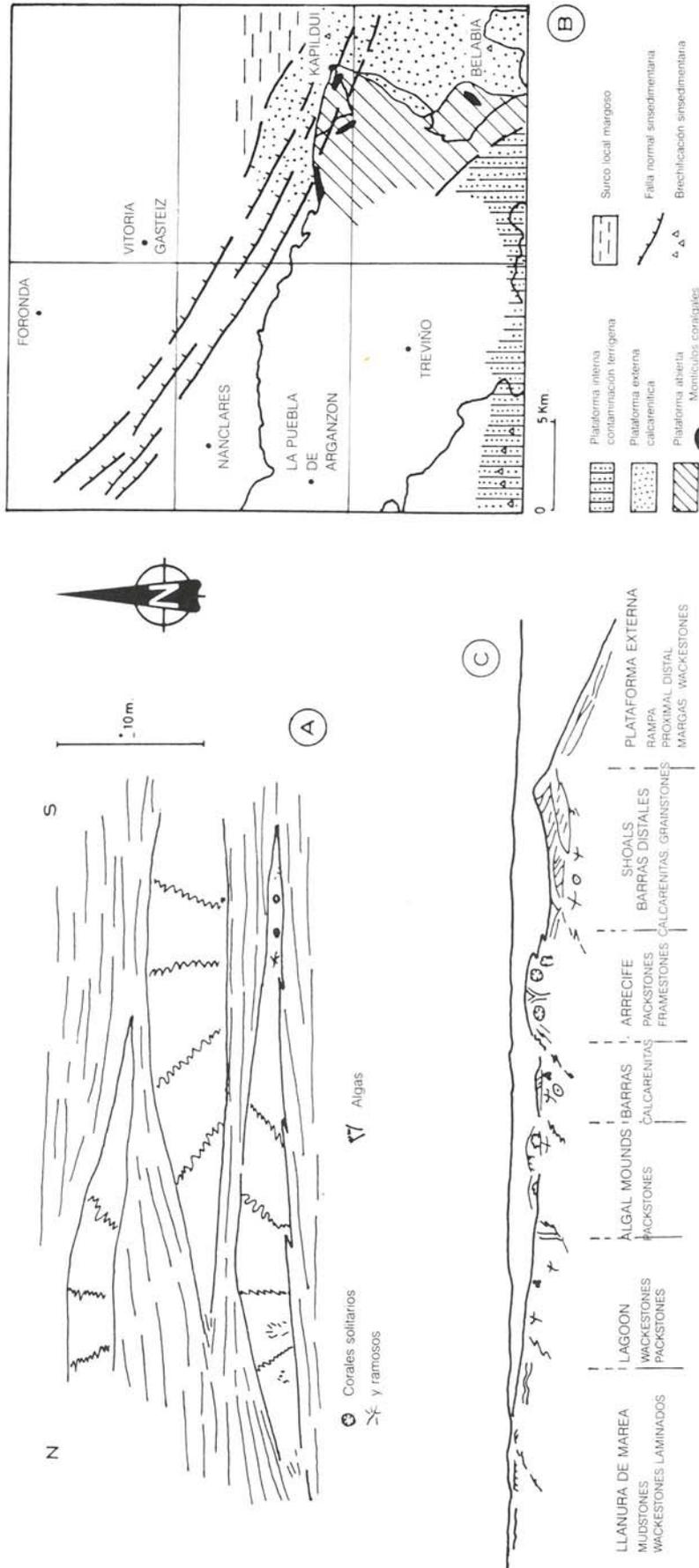


FIGURA 3.16.

- (A) Montículos coralígalos en el Thanetiense de Okina. Las facies que los rodean son calcarenitas de talud arrecifal.
- (B) Esquema paleogeográfico con la situación de los grupos de montículos (A es el más septentrional), desarrollados sobre umbrales de fallas sinsecundarias activas desde el Campaniense.
- (C) Modelo de distribución de facies en la plataforma paleógena. Tomado de IGME (1988).

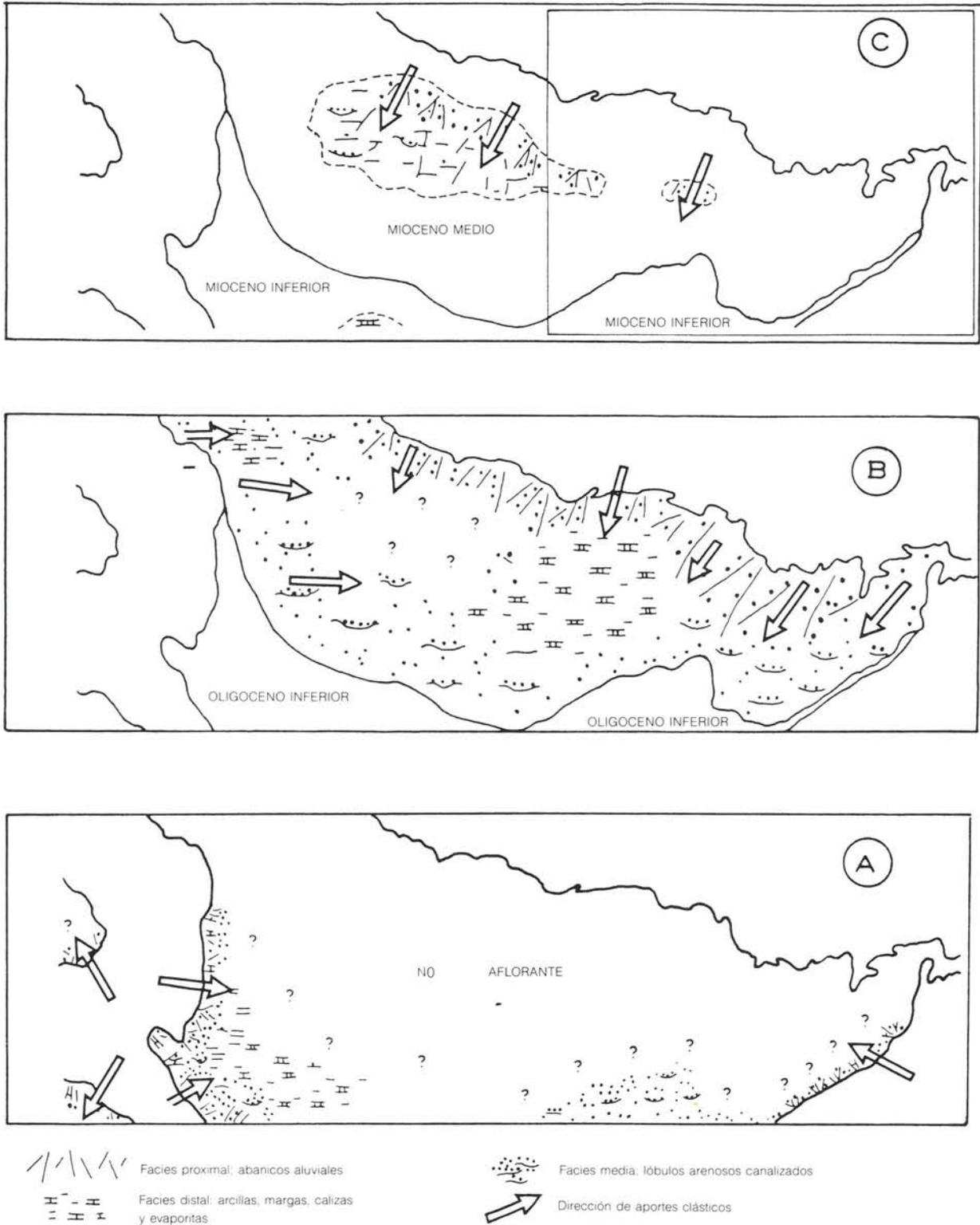


FIGURA 3.17.—Evolución paleogeográfica de la Cuenca Neógena de Miranda - Treviño a lo largo de las tres macrosecuencias principales.

Ⓐ Oligoceno

Ⓑ Mioceno inferior

Ⓒ Mioceno medio

Modificado de IGME (1988)

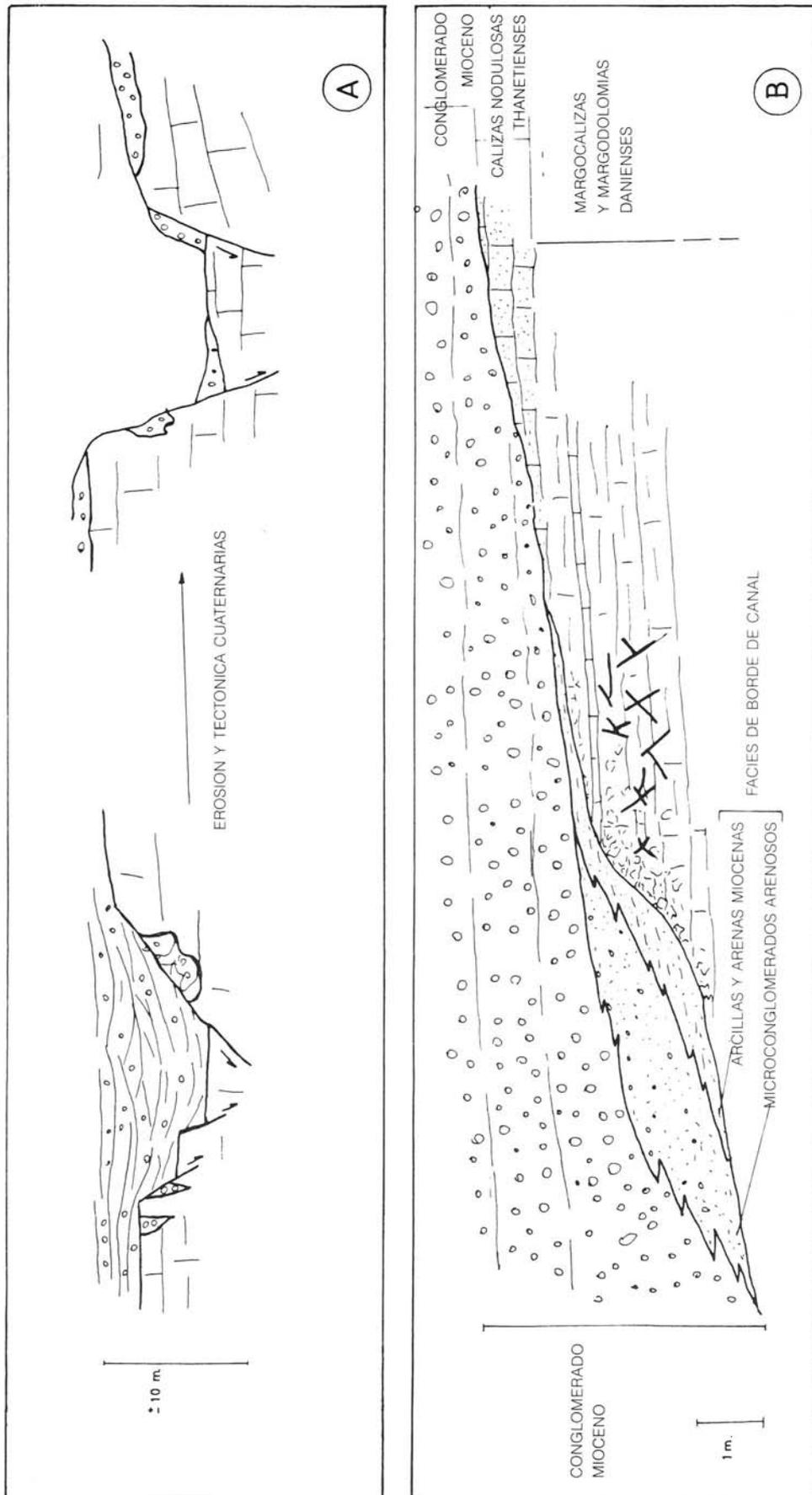


FIGURA 3.18.—Encajamiento de conglomerados miocenos en diferentes sustratos paleocenos.

- Ⓐ Fallamiento pre-deposicional de calizas thanetienses: karstificación y relleno. La posterior erosión cuaternaria propicia afloramientos conglomeráticos dispersos. (Urarte).
- Ⓑ Brechificación de colapso, fracturación y relleno de diaclasas por pseudomorfos esparíticos, en un margen de canal sobre sustrato daniense - thanetiense. (Faido). Longitud de la sección: aprox. 50 m. (cuadrante de Montes de Izkiz).

## 4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

A escala regional, la unidad de Gorbea se caracteriza por constituir una serie monoclinial buzante al Sur que representa el flanco meridional del gran anticlinorio de Bilbao (figura 4.1.), cuyo núcleo se localiza sobre el corredor de Yurre. Esta estructura se considera generada durante una fase de plegamiento regional que desarrolla estructuras N 120° E en zonas internas de la cadena, durante la Orogenia Alpina.

El cuadrante de Monte Kapildui pertenece a esta amplia unidad, situándose más concretamente en el dominio del sinclinal Miranda - Treviño - Urbasa.

Esta estructura, desarrollada al Sur de la unidad de Gorbea, es decir, en el flanco sur o zonas más externas del Anticlinorio de Bilbao, presenta unas directrices a escala regional oblicuas a las N 120° E. El choque de directrices estructurales, así como las relaciones temporales que existen entre ellas, está aún sin resolver. En lo que respecta a este cuadrante, el flanco norte del sinclinal se amortigua con la difícilmente reconocible terminación sureste del anticlinal de Zuazo en el tercio occidental, sin que exista ningún límite tectónico formal que permita separarlos. En el resto del cuadrante, a partir de la desaparición del anticlinal de Zuazo, el sinclinal se articula con la zona norte de la unidad de Gorbea, caracterizada por presentar directrices estructurales N 120° E, a través del Surco de Vitoria (cuadrante de Vitoria -

Gasteiz) sin que exista entre estas zonas ningún límite. Por esta razón se incluye el sinclinal de Miranda - Treviño - Urbasa dentro de la unidad de Gorbea.

Por tanto, este cuadrante se caracteriza por presentar una serie monoclinial muy tranquila, de dirección media N 80° E, que buza suavemente al Sur, y que constituye el flanco norte del sinclinal Miranda - Treviño - Urbasa (figura 4.2.). Esta serie únicamente presenta ciertas perturbaciones en el tercio occidental, que consisten en ciertos alabeamientos y fallas normales de dirección N 100° E - N 120° E que corresponden a la citada terminación sureste del anticlinal de Zuazo. Para una mejor comprensión de esta estructura y sus fallas asociadas es necesario recurrir a datos observables a escala regional en los cuadrantes de Nanclares y Foronda, en donde estas estructuras tienen su continuación y mejor desarrollo. En estos cuadrantes se deduce que la formación de estas estructuras no responde a una tectónica compresiva, sino que más bien tiene una estrecha relación con movimientos ascendentes de masas salinas diapíricas. Serían, por tanto, estructuras generadas por una tectónica sinsedimentaria previa a la estructuración de la cuenca. (figura 3.3.).

Así, el anticlinal de Zuazo, debido al empuje de una intumescencia diapírica, comenzaría a preformarse constituyendo un alto, al menos a partir del Coniaciense - Santoniense, con una influencia notable en la sedimentación.

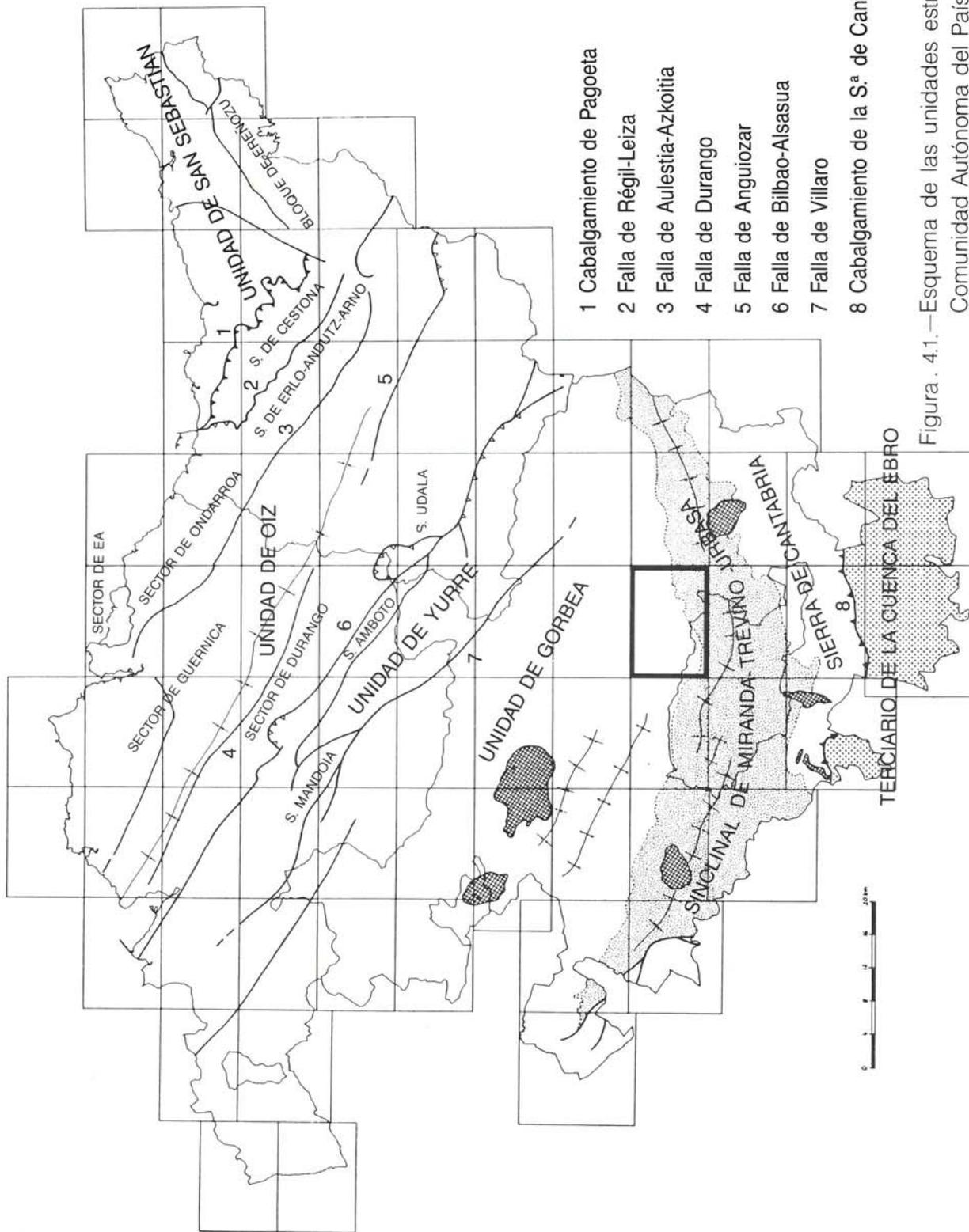


Figura . 4.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

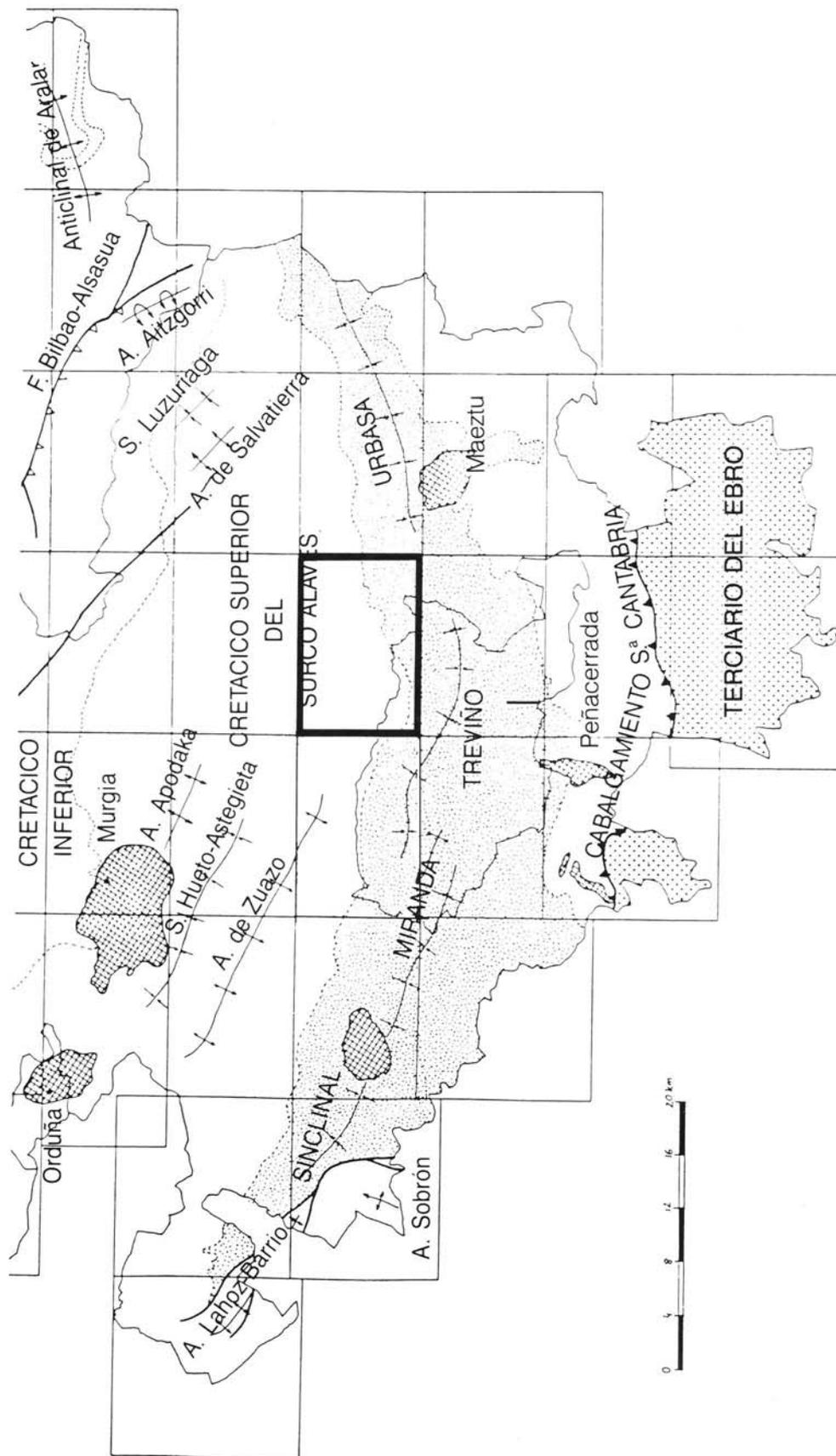


FIGURA 4.2.—Esquema estructural de la mitad meridional del País Vasco. Situación del cuadrante de Monte Kapildui.

La formación de este alto estaría favorecida y acentuada, además, por el desarrollo simultáneo de un sistema de fallas distensivas de dirección N 100° E - N 120° E. Estas fallas, según esquemas típicos de "horst" y "graben", delimitaron un importante surco subsidente en el flanco norte del anticlinal durante el Santoniense y Campaniense inferior. Posteriormente, y quizás coincidiendo con un cese de la actividad diapírica, se rellenaron los surcos, homogeneizándose el fondo de la cuenca. El cese de actividad diapírica debió ser relativo, ya que estas fallas, a pesar de su pequeño salto y relevancia en la actualidad, desempeñaron sin

embargo un papel sinsedimentario importante durante el Cretácico terminal. Así mismo, la situación de alto relativo debió continuar condicionando la paleogeografía, no sólo del Campaniense superior (contra el alto se acuñan las formaciones) sino incluso del Paleoceno.

Al igual que en el cuadrante de Montes de Izkiz, la cartografía y los cortes ponen de manifiesto que el conglomerado mioceno se depositó sobre un sustrato no sólo basculado sino también fallado, formando cubetas que se rellenaron de sedimentos gruesos. (figura 3.18).

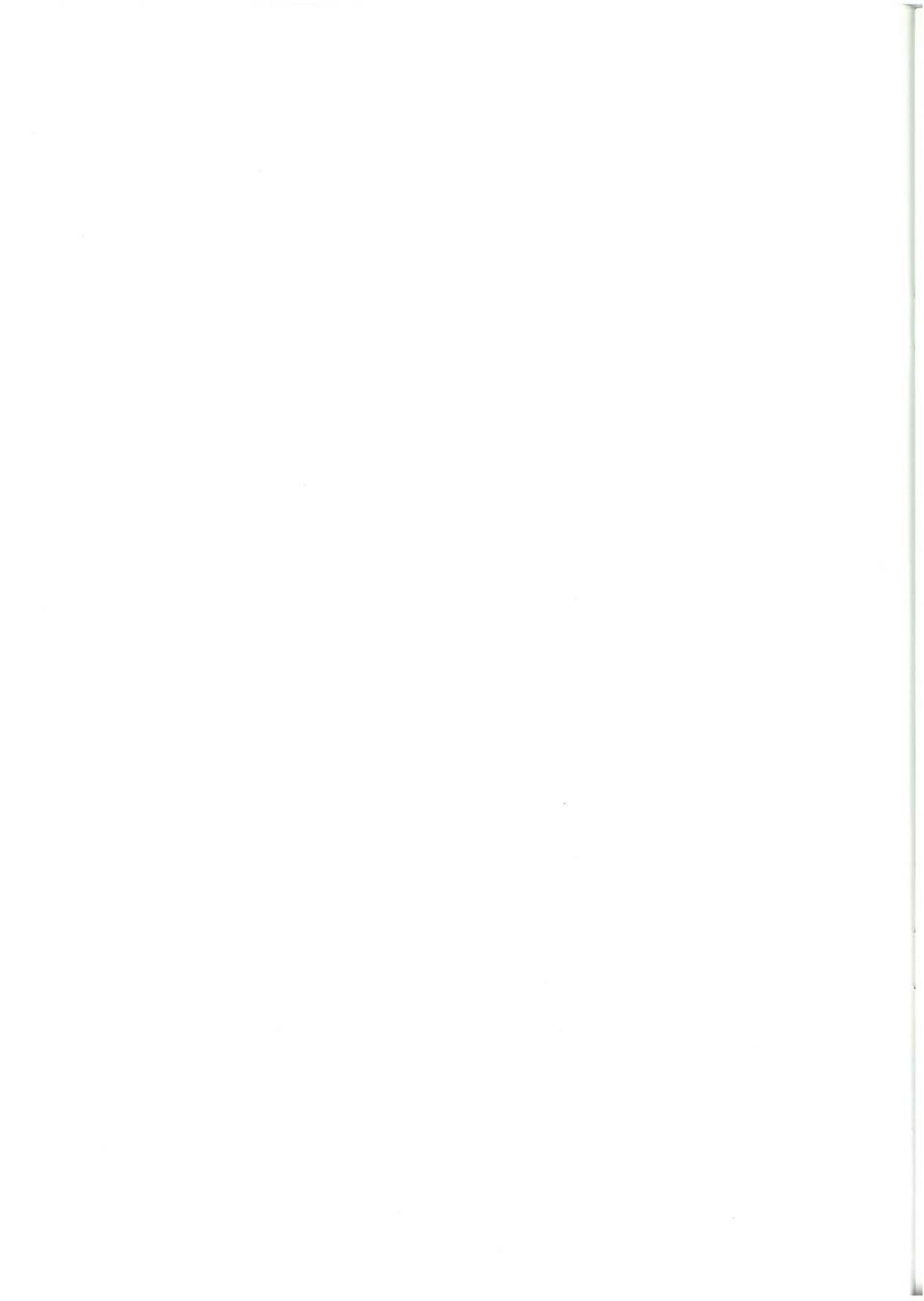
## BIBLIOGRAFIA

- \* 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.
- ADAMS, A.E.; Mc KENZIE, W.S. & GUILFORD, C. (1984).—“Atlas of sedimentary rocks under the microscope”. *LONGMAN*, 104 pp.
- 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.
- ESTEBAN, M. y KLAPPA, C.F. (1983).—“Subaerial exposure” In SCHOLLE, BEBOUT & CLIDE (eds): “Carbonate depositional environment”, *AAPG MEMOIR 33*; TULSA, OKLAHOMA, 708 pp.
- \* EVE (1986 b).—“Investigación Geológico-Minera de las hojas 1:50.000 de Landako (cuadrantes NO y SO) y Elorrio (cuadrantes NE y SE)”. Inédito.
- \* EVE (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.
- FLÜGEL, E. (1982).—“Microfacies analysis of limestones”. *SPRINGER-VERLAG*, 633 pp.
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1982).—“Región Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro. Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general”.

- En "El Cretácico en 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. (1978).—“Facies models 10.Reefs” *Geoscience. Canada* vol n.º 1, pp. 16 - 26.
- JAMES, N. P. (1979).—“Shallowing-Upward sequences in carbonates”. En *Facies Models*. Walker (1979) (ed.) pp. 109 - 121.
- JAMES, N. P. (1979).—“Chapter 8. Reef environment”. En SCHOLLE *et al.* (eds): “Carbonate depositional environment”, *AAPG MEMOIR 33*; Tulsa, Oklahoma.
- \* MITCHUM, R. M. *et al.* (1977).—“The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis”. In PAYTON, CH. E. 1977: “Seismic stratigraphy applications to the hydrocarbon exploration”. (Oklahoma). *Am. Ass. Petrol Geol.* pp. 53-62.
- MONTADERT, L. *et al.* (1973).—“L'histoire structurale du Golfe de Gascogne”. In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* T. III. Paris. Ed. Technip. p. VI-61-1, VI-16-18.
- ORUE ETXEBARRIA, X. (1983).—“Los foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Sinclinatorio 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.
- READING, H. G. (editor) (1978).—“Sedimentary environments and facies”. *BLACKWELL*, 577 pp.
- RIBA, O.—“Las discordancias del Alto Cardener (prepirineo catalán). Ensayo de interpretación evolutiva”. *Act. Geol. Hisp.* Año VIII, n.º 3, pp. 90-99.
- RIBA, O. (1973).—“Tectogénese et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes”. *Mém. Bulletin du B.R.G.M.* 2éme. Série, Sect. I, N.4, pp. 383 - 401 in: “Divers Aspects de la Tectonique.” *Assoc. Geol. du Sudouest*, Vol. Extr. Toulouse.

- SAN MARTIN, D. M. (1987).—“Bioestratigrafía del Senoniense de la cuenca de Vitoria”. En *ESTUDIOS INSTITUTO ALAVES DE LA NATURALEZA*, 2, pp. 2-27.
- \* SERRANO, *et. al.* (1988).—“Diapirismo del Trías salino en el Dominio Cántabro-Navarro”. *Libro homenaje a Rafael Soler*. A. G. G. E. P.: pp. 115-121.
- SHINN, E. A. (1983).—“Tidal flat”. In SCHOLLE, DEBOUT & CLYDE (eds): “Carbonate depositional environments”, *AAPG MEMOIR* 33; TULSA, OKLAHOMA, 708 pp.
- \* 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.
- WILSON, J. L. (1975).—“Carbonate facies in geologic history” *SPRINGER - VERLAG*. 471 pp.
- WRAY, J. L. (1978).—“Calcareous Algae”. In: HAQ & BOERSMA (eds); “Introduction to marine micropaleontology”. *ELSEVIER*, 376 pp.

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