



EVE

**Mapa Geológico
del País Vasco**

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



138-III TREVIÑO

E: 1/25.000

**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

138-III TREVIÑO

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-1981-93

I.S.B.N.: 84-88302-66-5

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 (1 a 4).....	11
2.2. Terciario (5 a 20).....	13
2.2.1. Paleoceno (5 a 8).....	13
2.2.1.1. Maastrichtiense superior (?) - Daniense (5 y 6).....	13
2.2.1.2. Thanetiense (7 y 8).....	14
2.2.2. Eoceno (9 a 11).....	14
2.2.3. Oligoceno (12 a 14).....	15
2.2.4. Mioceno (15 a 21).....	16
2.3. CUATERNARIO (22 a 25).....	18
3. SEDIMENTOLOGIA.....	19
3.1. CRETACICO SUPERIOR.....	19
3.1.1. Introducción y encuadre regional de la zona.....	19
3.1.2. Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante.....	22
3.1.3. Esquema evolutivo general en el Cretácico superior.....	22
3.2. Terciario.....	27
3.2.1. Esquema sedimentario en el cuadrante.....	27
3.2.2. Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante.....	30
3.2.3. Esquema evolutivo general.....	34
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....	37
BIBLIOGRAFIA.....	41



1. INTRODUCCION

El cuadrante de Treviño (138-III) a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 138 a escala 1:50.000, "La Puebla de Arganzón".

En este cuadrante se encuentra la línea divisoria que marca el límite de la Comunidad Autónoma con el Condado de Treviño (Burgos). El trazado de esta divisoria delimita una amplia zona en el ángulo suroeste y una pequeña porción en el ángulo sureste, pertenecientes al Territorio Histórico de Alava.

El ángulo suroeste se caracteriza morfológicamente por la presencia, en el borde sur, de la abrupta sierra de Portilla, con cotas cercanas a los 900 metros (Peña Agua), que se considera parte de las estribaciones septentrionales de la sierra de Cantabria, y lleva una dirección aproximada este-oeste.

Hacia el norte se reconoce un relieve constituido por un conjunto paralelo de valles y alineaciones montañosas de menor rango, con una dirección aproximada SO - NE, en donde se asientan las localidades de Mijancas, Santurde, Tobera, Portilla, Escanzana y Lacervilla.

El río Ayuda, que cruza la zona en dirección NE - SO, y el río Rojo que pasa por las localidades de Santurde y Mijancas, y que es afluente del primero, son los cauces fluviales más importantes.

El ángulo sureste del cuadrante se caracteriza morfológicamente por la existencia de un valle central flanqueado al SO y NE por dos alineaciones montañosas con cotas máximas cercanas a los 800 metros (alto Zabala, 795 metros).



2. ESTRATIGRAFIA

Los materiales estudiados presentan edades que abarcan desde el Coniaciense hasta el Eoceno (Ilerdiense?), estando recubiertos en discordancia por depósitos oligocenos y miocenos, y finalmente por formaciones superficiales cuaternarias.

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 y cabalgante hacia el sur sobre la depresión del Ebro. Las directrices estructurales del norte del cuadrante son las propias del elemento estructural en el que se encuadran los materiales estudiados: el sinclinal de Miranda - Treviño - Urbasa. Sin embargo, el domo que constituye el anticlinal Ocio - Berganzo (del cual forma parte la sierra de Portilla) presenta directrices paralelas a la banda plegada frontal del cabalgamiento de la sierra de Cantabria.

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 (figura 2.1.). En el caso de esta zona la articulación entre el sinclinal de Miranda - Treviño -

Urbasa y las estribaciones septentrionales de la sierra de Cantabria 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. Sin embargo, algunos datos señalan la presencia de un posible accidente, fosilizado por el Neógeno del sinclinal. Así pues, todo el surco de Vitoria, el sinclinal (y con él todos los materiales representados en este cuadrante), y una pequeña parte de la sierra de Cantabria quedan englobados inicialmente dentro de la amplia unidad de Gorbea.

2.1. CRETACICO SUPERIOR (1 a 4)

El Cretácico superior del área meridional alavesa se caracteriza por una fuerte reducción de espesores, un aumento del tamaño de grano y del contenido terrígeno, así como por una mayor proximalidad de las facies. Ello es debido a la situación paleogeográfica del área, que constituye la parte más distal dentro del borde sur de la Cuenca Cantábrica.

Los materiales maastrichtienses conforman una unidad genética y también geomorfológica con los carbonatos paleocenos, por lo cual serán descritos en el apartado del Terciario.

A los materiales más antiguos que aparecen en el cuadrante se les atribuye una edad

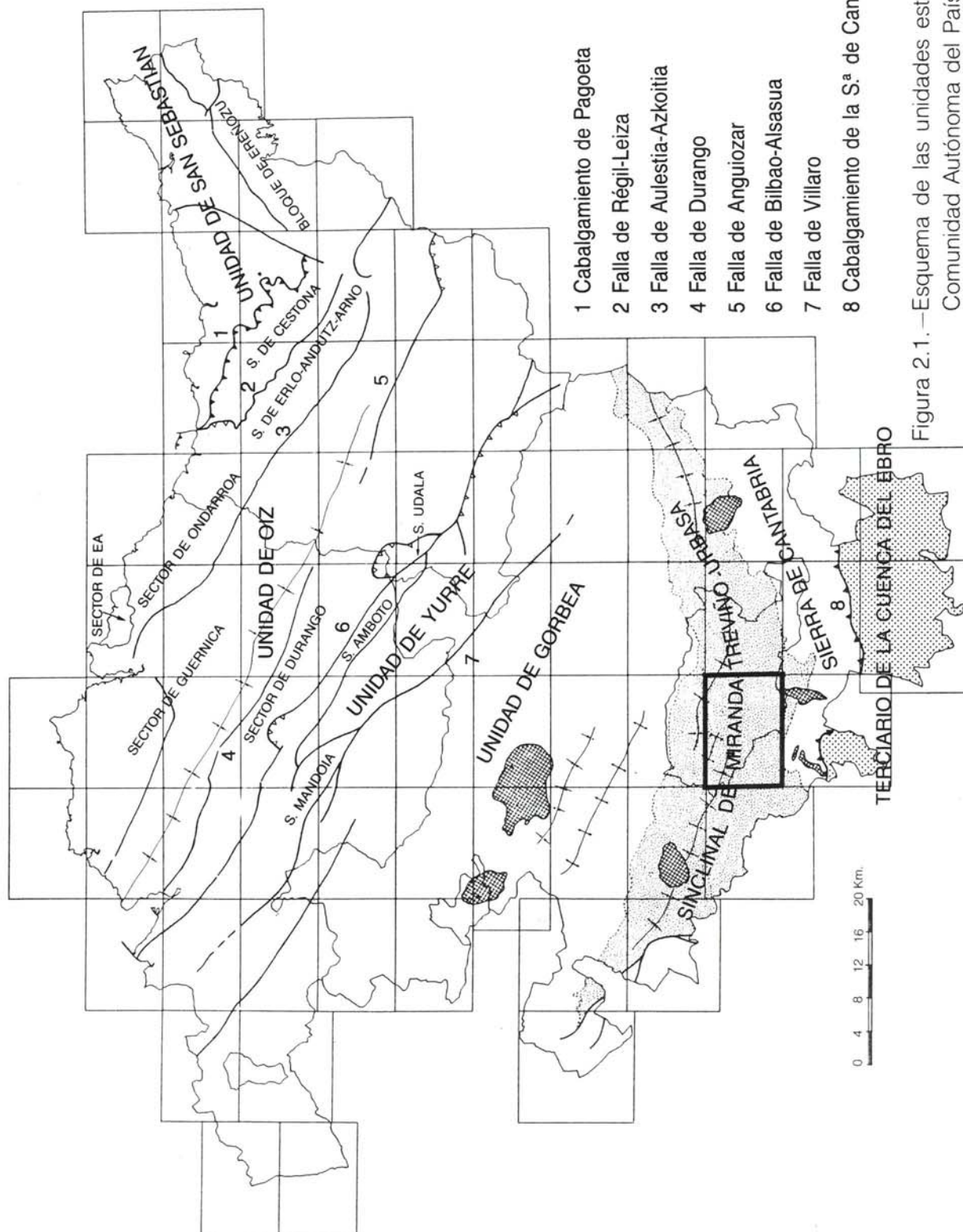


Figura 2.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

Coniaciense - Santoniense. Se han definido como **calcarenitas en bancos decimétricos - métricos** (1). Los tramos de techo afloran escasamente (unos 30 metros) en el borde suroeste del cuadrante, originando fuertes escarpes en la zona oeste de Peña Agua.

En la hoja MAGNA de La Puebla de Arganzón se cita la presencia de *Cuneolina pavonia* D'ORB., *Idalina antiqua* D'ORB., miliólidos, briozoos, gasterópodos, *Valvulinidae* y algas calcáreas (*Acicularia* sp., *Halimeda* sp.).

Se trata de un paquete cuya potencia total ha sido medida fuera de los límites del cuadrante, resultando cercana a los 60 metros.

A techo de este paquete, se dispone un conjunto litológicamente similar al anterior que se ha definido como **calcarenitas bioclásticas arenosas** (2). Se presentan estratificadas en bancos decimétricos (incluso métricos) y pueden intercalar localmente niveles de areniscas calcáreas. Originan también característicos escarpes en la zona este de Peña Agua. La potencia de este conjunto se estima cercana a los 130 metros. Se le atribuye una edad Santonien superior en base a la asociación faunística de foraminíferos que presenta.

En la hoja MAGNA de La Puebla de Arganzón se menciona la presencia de *Lacazina elongata* MUN-CHALM., *Quinqueloculina* sp., *Rotalia* cf. *reicheli* HOTTING, *Vidalina hispanica* SCHLUMB., *Dictyopsella* cf. *kiliani* MUN-CHALM. y *Discyclina* cf. *schlumbergeri* MUN-CHALM.

Por encima de este término se dispone un conjunto de unos 200 metros de espesor, definido como **areniscas calcáreas y calizas arenosas** (3). En este conjunto se puede establecer cierta evolución ya que desde la base formada fundamentalmente por areniscas calcáreas, rojizas, y calizas muy arenosas con abundante fauna de lamelibranquios, equinodermos, miliólidos y briozoos, se va pasando hacia techo a

una alternancia constituida por areniscas calcáreas y limolitas; más a techo va perdiendo el contenido arenoso y calcáreo, convirtiéndose en un término formado por **limolitas y argilitas rojas y blancas** (4), probablemente de facies continental, con frecuentes intercalaciones de areniscas calcáreas rojas.

A este conjunto se le atribuye una edad Campaniense aunque no se puede descartar la posibilidad de que incluya parte del Maastrichtiense.

Estos materiales afloran puntualmente en la vertiente norte de Peña Agua, siendo reconocibles sobre todo en los desmontes de los cortafuegos.

2.2. Terciario (5 a 20)

2.2.1. Paleoceno (5 a 8)

2.2.1.1. Maastrichtiense superior (?) - Daniense (5 y 6)

A techo de este conjunto, y en contacto paraconforme, se dispone un término calizo de potencia variable, definido como **calizas, calizas dolomíticas, calcarenitas arenosas y bioclásticas, y margas o brechas calcáreas** (5), que podría ser dividido en dos tramos.

El primero se trata de un paquete calizo, localmente dolomítico, caracterizado por una recristalización y brechificación diagenética muy generalizada. Localmente y sobre todo en la parte central de sus afloramientos, coincidiendo con la zona de máximo espesor, se reconocen, además de calizas, niveles de brechas intraformacionales. En este conjunto son comunes algunos niveles lumaquéllicos de gasterópodos.

En la hoja MAGNA número 138 (La Puebla de Arganzón) se señala la presencia de *Fallotella alavensis* MANGIN, *Planorbulina antiqua* MANGIN, *Pseudochrysalidina* sp., *Idalina* sp., *Terquemella* sp., *Lithothamnium* sp., *Disticho-*

plax biserialis (DIETR.), algas y restos de equinodermos.

Por encima de este tramo se reconoce una serie considerada Daniense - Montiense en base a criterios litoestratigráficos. La serie comienza con unos tramos basales de calizas blanquecinas, localmente dolomíticas, y continúa hacia techo con calcarenitas bioclásticas y arenosas (localmente microconglomeráticas). Los estratos son de potencia decimétrica - métrica y se agrupan en tramos de varios metros de potencia, separados por niveles de margas.

La potencia de todo el conjunto se estima cercana a los 130 metros. Localmente puede incluir (sobre todo a techo y en la zona este) algún nivel, de potencia centimétrica - decimétrica, de lutitas (intercalaciones terrígenas).

Intercalado en el término anterior se reconoce un conjunto muy heterogéneo definido como **conglomerados silíceos, areniscas conglomeráticas y calcarenitas con cantos silíceos** (6). Este término presenta una gran variabilidad lateral. En la zona oeste se reconoce como un nivel de potencia métrica (3 a 4 metros), constituido por paraconglomerados de cantos silíceos centimétricos, que se dispone, con contactos netos, a techo de los niveles calizos del tramo basal (Maastrichtiense?). Por encima de estos conglomerados se sitúa alguna barra decimétrica de calcarenitas con contaminación de cantos silíceos.

El tamaño de grano de los conglomerados decrece lateralmente hacia el este. De esta forma, en la parte central de la sierra llega a reconocerse como su equivalente un paquete de potencia métrica (de 3 a 4 metros) constituido por areniscas y areniscas conglomeráticas. Asimismo, se disponen a techo barras calcareníticas de potencia decimétrica con contaminación de cantos silíceos.

Finalmente, ya en los afloramientos situados más al este, se pierden los contactos que

definen el término, quedando éste constituido por numerosos y discontinuos niveles centimétricos de microconglomerados silíceos intercalados en los tramos de calizas.

2.2.1.2. *Thanetiense* (7 y 8)

A techo de estos términos se dispone una serie que se hace poco a poco más terrígena considerada como Daniense - Thanetiense, en base a criterios litológicos, y constituida por una **alternancia de calizas, calizas dolomíticas, margas arenosas y limos** (7). La serie comienza con unos tramos basales formados por calizas y calizas dolomíticas en bancos de potencia métrica. Hacia techo este conjunto va ganando en contenido terrígeno hasta culminar en ocasiones con margas y areniscas.

El conjunto presenta coloraciones blanquecinas, beiges y rosadas, y una estratificación plano-paralela muy regular en bancos que no llegan a exceder de un metro.

Lateralmente, hacia el este, todo el conjunto aumenta aparentemente de potencia, de forma brusca.

La potencia de todo el conjunto (allí donde se ha podido estimar, al reconocerse muro y techo) es cercana a los 100 metros.

Sobre este conjunto calizo se dispone un término poco potente (25 metros), muy mal aflorado, definido como **areniscas, limolitas y argilitas** (8). Esta serie se ha reconocido puntualmente en dos afloramientos. En uno de ellos, situado en una zona denominada La Mina, en una antigua explotación, se han reconocido 2 metros de serie formada por areniscas y argilitas rojas y verdes. En otro punto situado más al este, aparecen limolitas oscuras. Estos términos se atribuyen al Thanetiense superior.

2.2.2. **Eoceno** (9 a 11)

A techo de este conjunto se dispone una serie calcárea considerada ya como Eoceno

inferior. Se ha definido como **calizas, brechas calcáreas y margas** (9). Se trata de un conjunto formado mayoritariamente por calizas blanquecinas estratificadas en bancos decimétricos - métricos. Separando barras o tramos calizos se reconocen niveles de margas de potencias centí-decimétricas, incluso métricas, sobre todo en la zona más oriental del área de trabajo donde se ha podido cartografiar un tramo constituido por una **alternancia de calizas blancas y margas** (10). Localmente (alrededores de Portilla), a techo de los estratos calizos, se reconocen niveles centimétricos de brechas calcáreas intraformacionales. También se reconocen algunos niveles brechoides decimétricos en la base de este tramo, al suroeste de Tobera.

A techo y exclusivamente en Portilla, se reconocen **parabrechas calcáreas** (11). Se trata de un conjunto con potencias entre 5 y 10 metros, constituido por parabrechas de cantos angulosos centimétricos de calizas eocenas, inmersas en una matriz de margas, blanquecinas en los primeros metros y que se van enrojeciendo hacia techo, llegando a convertirse en margas y argilitas rojas. El tamaño de grano es decreciente. Algunos autores (IGME, 1978) incluyen estos niveles ya dentro de la serie oligocena considerando que el contacto con las calizas eocenas es mecánico y se debe a un cabalgamiento de estas últimas sobre la serie argílica oligocena.

Sin embargo, en base a los datos de campo obtenidos se puede afirmar que estos niveles de parabrechas están perfectamente en serie con las calizas eocenas, sin que exista entre ellas ninguna ruptura tectónica ni sedimentaria.

A techo del conjunto anteriormente descrito se disponen unos pocos metros de margas y argilitas rojas, similares a las que componen la matriz de las parabrechas infrayacentes.

Incluidos en estos materiales rojos, se reconocen también niveles discontinuos y cen-

timétricos de parabrechas. A primera vista pueden parecer iguales; sin embargo mientras en las primeras la naturaleza de los cantos hacía presumir que se trataba de brechas monomíticas y angulosas, muy proximales, originadas a partir de las calizas eocenas infrayacentes, las más modernas presentan cantos de orígenes más variados (calcáreos y silíceos) y redondeados, presumiblemente distales. En este punto por tanto, y aunque no se observa, es donde debe situarse la discordancia basal de la serie oligocena.

2.2.3. Oligoceno (12 a 14)

La serie oligocena aflora ampliamente en las dos áreas de trabajo del cuadrante. En la zona oeste se reconocen, al norte de Tobera, 1.000 metros de potencia de serie, que está formada mayoritariamente por términos definidos como **margas y argilitas rojas; localmente limolitas** (12). Se trata de unas litologías fácilmente reconocibles por su característica coloración rojiza, que intercalan localmente niveles blanquecinos o verdosos de margas o limolitas. En la hoja MAGNA de La Puebla de Arganzón se ha reconocido *Sphaerochara minutissima* GRAMB. y *Cyrogona medicaginula* (LAM). Otras intercalaciones frecuentes son de conglomerados y areniscas. Algunos de estos niveles tienen entidad cartográfica y se han definido como **ortoconglomerados calcáreos y calcosilíceos** (13) y **areniscas calcáreas** (14). Los primeros son más abundantes en el borde oriental (al noreste de Santurde) y se presentan como niveles discontinuos de potencia métrica de ortoconglomerados de cantos calcáreos, incluyendo algunos silíceos, de tamaño centimétrico, inmersos en una matriz arenosa o calcarenítica. Los segundos son niveles también discontinuos de areniscas calcáreas de tamaño de grano medio a microconglomerático.

La serie oligocena se dispone en discordancia sobre las calizas del Eoceno inferior. Esta discordancia no es fácilmente reconocible en todo el área oeste de trabajo, salvo en el corte

de Portilla, ya descrito, en donde se observa con muchas dificultades y reservas. Esto es debido a que, o bien faltan los tramos basales oligocenos por causa del cabalgamiento del Eoceno sobre el Oligoceno, o bien dichos tramos están recubiertos por formaciones superficiales o vegetación.

El conjunto oligoceno parece que disminuye de potencia hacia el borde oeste; sin embargo, esta cuestión no se puede precisar, ya que existen en esta zona fallas e inversiones de la serie asociadas al cabalgamiento del flanco norte del anticlinal de Ocio.

En la zona este de trabajo, los tramos más bajos que se pueden reconocer en la serie oligocena son ortoconglomerados calcáreos y calcosilíceos. Teniendo en cuenta que el muro de estos términos falta, al ponerse en contacto con materiales triásicos del diapiro de Peñacerrada (fuera de la zona de trabajo), se puede estimar una potencia mínima de unos 100 metros.

Estos conglomerados basales del área de Peñacerrada - Baroja (ángulo sureste del cuadrante) pasan lateralmente a facies finas (arcillas, areniscas) hacia el oeste.

En esta zona, las areniscas calcáreas (14) con entidad cartográfica forman parte de la macrosecuencia positiva oligocena en Baroja, situándose sobre términos conglomeráticos y dando paso a facies más finas (limolitas y arcillas de contenido arenoso decreciente).

Por encima de este conjunto se sitúan materiales rojos asimilables al término margas y argilitas rojas; localmente limolitas (12).

El componente arenoso de estas facies rojas es importante en la proximidad de términos areniscos y, en general, aumenta hacia el este, al menos en la parte superior de la serie oligocena (área de Peñacerrada - Baroja).

2.2.4. Mioceno (15 a 21)

A techo del Oligoceno se dispone una potente serie (alrededor de 2.000 metros) de edad Mioceno, en contacto discordante.

La sucesión presenta cierta complejidad a causa de la amplia gama de litologías presentes.

Con el objeto de abordar su estudio, se ha estimado conveniente utilizar una metodología cartográfica un tanto singular. En lugar de separar cartográficamente tramos de la serie, con muro y techo definidos, se ha establecido un término general, que intenta caracterizar todo el conjunto, y unas intercalaciones de niveles más potentes, o mejor aflorados, que se separan por litologías y se cartografían como líneas de capa dentro del término general.

La mayor parte de la serie miocena presenta un término general definido como **margas, limolitas y argilitas; intercalaciones centimétricas de areniscas y calizas margosas** (15). Se trata de un término formado por estas litologías "blandas", que intercalan, en proporción variable, niveles "duros" de potencia centi-decimétrica de areniscas calcáreas y calizas arenosas o arcillosas preferentemente. Estas intercalaciones de niveles duros, que llegan a alcanzar potencias decimétricas - métricas, son los niveles que se han individualizado, dentro del término general, como "líneas de capa". Se diferencian varios tipos de intercalaciones según la litología que presentan:

—**calizas, calizas arenosas y calizas arcillosas** (líneas de capa) (16).

—**areniscas calcáreas de grano fino** (líneas de capa) (18).

—**niveles de arenisca de grano grueso a muy grueso; en ocasiones conglomerados** (líneas de capa) (19).

La cartografía que resulta con esta metodología de trabajo, revela que las distintas intercalaciones se organizan en agrupamientos de niveles "duros" dentro de un término general "blando", que pueden interpretarse como tramos dentro de la serie miocena.

—El tramo basal estaría formado fundamentalmente por intercalaciones de tipo (16): bancos decimétricos de calizas y calizas arcillosas. A su vez estos bancos se ordenan en grupos de tres o cuatro. La litología dominante del término general (15) que las engloba es margosa.

El tramo presenta una potencia variable: en el borde oeste se estima una potencia máxima cercana a los 300 metros, mientras que en el límite este disminuye hasta un mínimo de 75 metros.

Este tramo está bastante bien aflorado, especialmente en los alrededores de Portilla, en el cerro Pariguri (donde se observa el contacto de muro) y zona de Gramasolo. En el ángulo sureste del cuadrante, se reconocen en parte los equivalentes laterales de este tramo. Aquí se han distinguido dentro del término general (15), constituido también por margas, intercalaciones de tipo (16), representadas por estratos aislados de micrita compacta, oquerosa e incluso pulverulenta, dependiendo del grado de recristalización y porosidad interna por disolución (diagenética?).

Cuando el contenido en carbonato aumenta hasta llegar a calizas con potencias métricas, se llegan a diferenciar niveles de **calizas blancas, masivas y oquerosas** (17), de facies uniforme, localmente disueltas en forma de pseudobrechas diagenéticas. Se aprecia a veces un fuerte componente bioclástico. La potencia oscila entre aproximadamente 4 metros en el sector este y unos 7-8 metros más hacia el este.

—A techo del anterior, se reconoce otro tramo, caracterizado por presentar intercalaciones bastante menos numerosas, del tipo (18) y (19).

Presenta también una reducción de potencia desde el borde oeste al límite este (desde 650 a 75 metros).

En este tramo el término general (15) está constituido fundamentalmente por limolitas y algunas argilitas con numerosas intercalaciones centimétricas no cartografiables de areniscas calcáreas y escasos tramos margosos. Se encuentra mal aflorado, de forma que sólo se pueden reconocer puntualmente algunos afloramientos.

—Sobre los materiales descritos aparece un tramo de potencia máxima cercana a los 200 metros, que se puede considerar de transición, y en el que se reconocen intercalaciones tanto del tipo (18) y (19) como de calizas arenosas (16). Por encima se sitúa otro potente tramo (aproximadamente de 750 metros de potencia) constituido fundamentalmente por intercalaciones calizas (16), que se van concentrando progresivamente hacia el este de Mijancas. Estos niveles son casi exclusivamente de calizas muy puras en bancos decimétricos a métricos. Por otra parte, comienzan a aparecer con relativa frecuencia algunos niveles con contaminación terrígena (calizas arenosas y arcillosas).

En el borde oeste, se reconoce un menor número de intercalaciones de calizas, y muchas de ellas son ya de calizas arenosas o arcillosas. Además comienzan a intercalarse algunos niveles de tipo (18) y (19).

Por otro lado, el término general (15) presenta ciertas variaciones litológicas: mientras en la zona este está constituido fundamentalmente por margas, en el borde oeste incluye margas y limolitas con intercalaciones centimétricas de areniscas calcáreas y calizas margosas. Este tramo está muy bien aflorado y se reconoce con

facilidad por las numerosas pistas agrícolas que existen en los alrededores de Mijancas.

—A techo de este conjunto se dispone otro tramo caracterizado por presentar nuevamente intercalaciones de tipo (18). En la base y los tramos medios (sur y norte de Lacervilla respectivamente) se reconocen además algunas intercalaciones de calizas arenosas y arcillosas. La potencia total del conjunto se estima cercana a los 250 metros.

Por encima de este último tramo y coincidiendo con la aparición progresiva de intercalaciones de tipo (19), cada vez más numerosas, las características litológicas del término general (15) varían sustancialmente, pasando a constituir un nuevo término, definido como **limolitas y areniscas de grano fino** (20). Finalmente, en los últimos metros de serie, se reconoce un nivel de **conglomerados calcáreos** (21), que presenta potencia métrica.

La potencia mínima (no se observa el techo) de este tramo se estima cercana a los 150 metros.

Este último tramo origina ciertos escarpes en la vertiente sur del monte San Formerio y Peña Palacios. La serie puede reconocerse en parte por una carretera asfaltada al este de Estanillo.

2.3. CUATERNARIO (22 a 25)

Se reconocen varios tipos de formaciones superficiales cuaternarias:

Depósitos aluviales antiguos (terrazas) (22). Se trata de antiguos depósitos aluviales

constituídos fundamentalmente por gravas heterométricas de cantos calizos.

En la orilla sur del río Ayuda se reconocen depósitos de este tipo que localmente han sido explotados. También en el borde oeste, al noroeste de Lacervilla, se reconoce parte de un depósito aluvial antiguo, correspondiente a la cuenca del río Zadorra, que discurre fuera de los límites del cuadrante.

Depósitos coluviales antiguos (23). Se sitúan principalmente en toda la zona de afloramiento de la serie oligocena. Se trata de coluviales de calizas y calizas muy silicificadas que, procedentes de las sierras situadas a norte y sur, se depositaron sobre suaves pendientes ocupando presumiblemente amplias zonas. Posteriormente los procesos erosivos denudaron parcialmente estas formaciones quedando preservadas en una pequeña parte.

El resto de formaciones superficiales es más moderno. Se reconocen **depósitos aluviales** (24) y **depósitos coluviales** (25).

Los primeros se restringen a las cuencas de los ríos Ayuda y Rojo. Están formados por niveles de gravas calcáreas y arenas de escasa potencia.

Los depósitos coluviales tienen un gran desarrollo, sobre todo en el valle que ocupa la serie roja oligocena. No obstante, se han cartografiado únicamente aquellas zonas en que su gran desarrollo lateral impide reconocer ni siquiera puntualmente el sustrato rocoso.

Se trata de coluviales de cantos calizos terciarios procedentes de la sierra sur.

3. SEDIMENTOLOGIA

En el área de trabajo aparecen materiales pertenecientes a las 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 y encuadre regional de la zona

El Cretácico superior del Dominio Navarro-Cántabro aflora en dos bandas paralelas en los flancos del cinturón de sinclinales terciarios de Miranda - Treviño - Urbasa.

Dentro del cuadrante están representados los materiales del Cretácico superior correspondientes al Coniaciense superior-Maastrichtiense, comprendidos en una sucesión notablemente reducida.

Durante este período se formó en el área Vasco-Cantábrica un gran surco (Surco Alavés de RAMIREZ DEL POZO, 1971) en cuyo margen meridional existió una plataforma poco subsidente (entre 500 y 1.000 metros de Cretácico superior; ver figuras 3.1. y 3.2.). En ella se depositaron sedimentos carbonatados de facies

someras y proximales, cercanas a la línea de costa y al continente de la meseta. En este margen (zona tectosedimentaria de la sierra de Cantabria, borde sur de la Cuenca Cantábrica), se sitúa el presente cuadrante.

La evolución paleogeográfica a nivel regional fue la siguiente, según se desprende del estudio de buena parte de los cuadrantes adyacentes, completado con datos de la memoria de la hoja 1:200.000 de Bilbao (IGME, 1988) y de RIBA (1956, 1976):

En el sur y suroeste de la Cuenca (Montes Obarenes, zona norte del Ebro, sierra de Cantabria), se depositaron durante la mayor parte del Cretácico superior (Cenomaniense a Santoniense) una serie de dolomías, calizas y calcarenitas con rasgos proximales (bajíos calcareníticos, bancos de rudistas y ostreidos, presencia masiva de macroforaminíferos bentónicos, etc.) en un mar somero nerítico o de plataforma cuya profundidad osciló entre 30 y 80 metros. Los primeros impulsos alpinos regresivos se manifiestan a finales del Santoniense y, de modo más ostensible, durante el Campaniense y Maastrichtiense, con sedimentación de arenas, probablemente no marinas, y calizas y dolomías, salobre-lacustres y transicionales.

Las facies de transición entre las exteriores de plataforma (batiales) y las de interior de

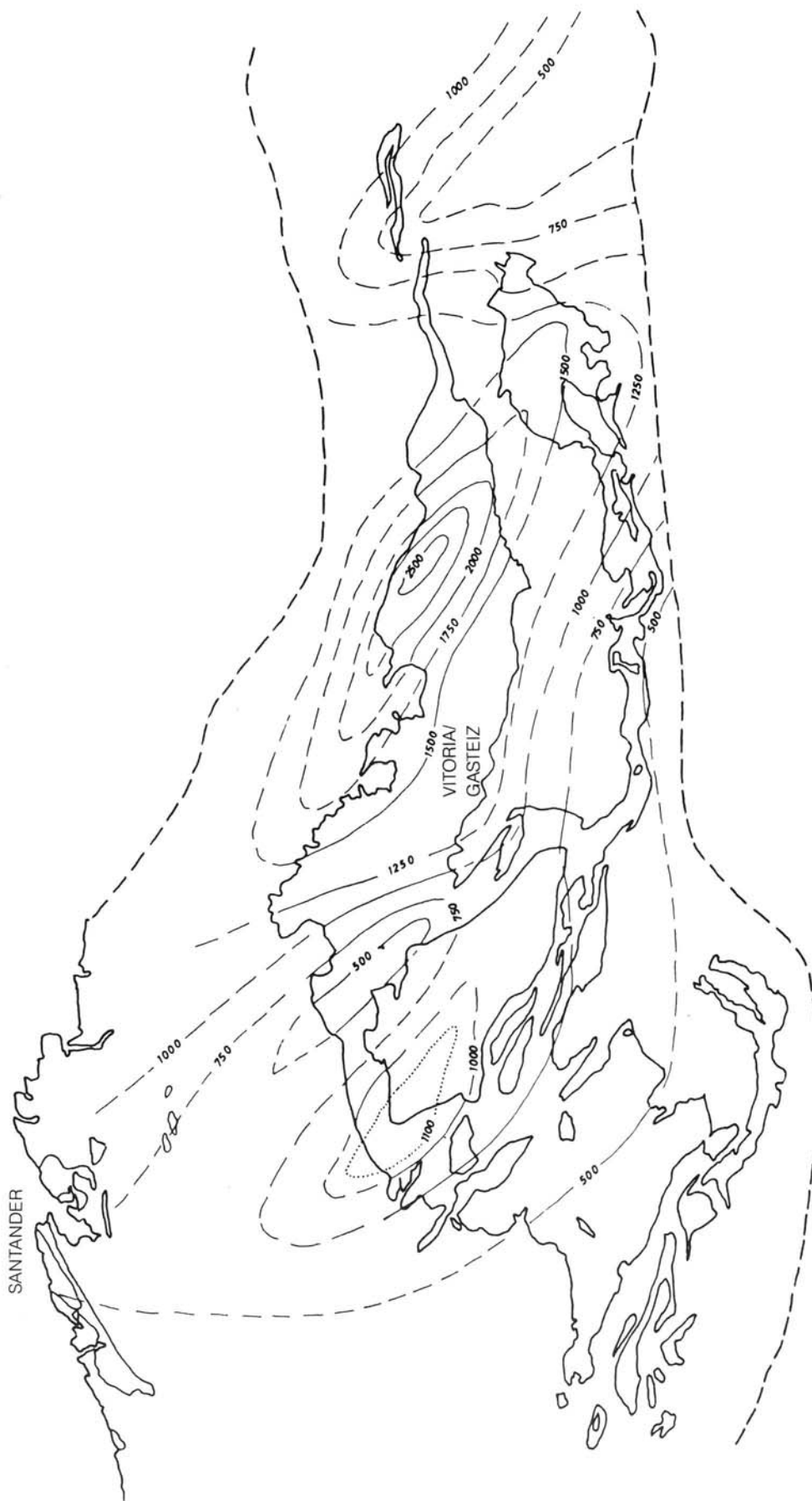
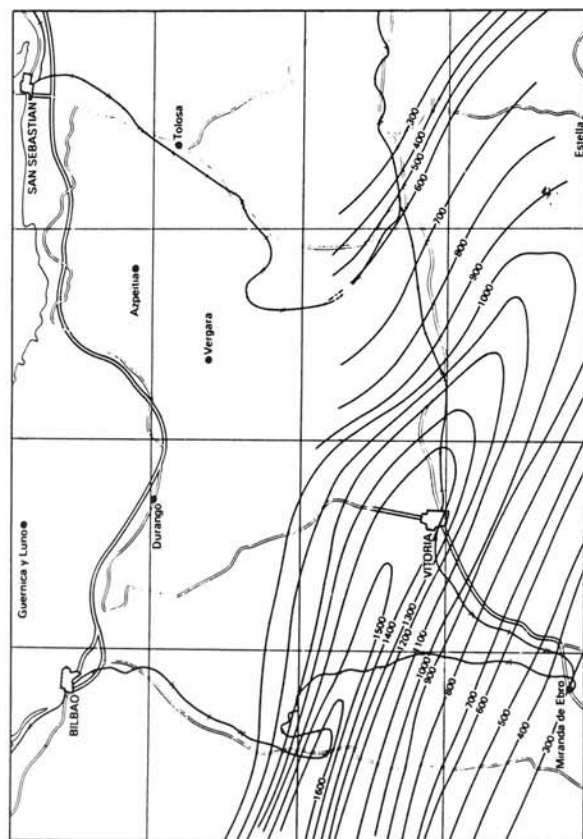
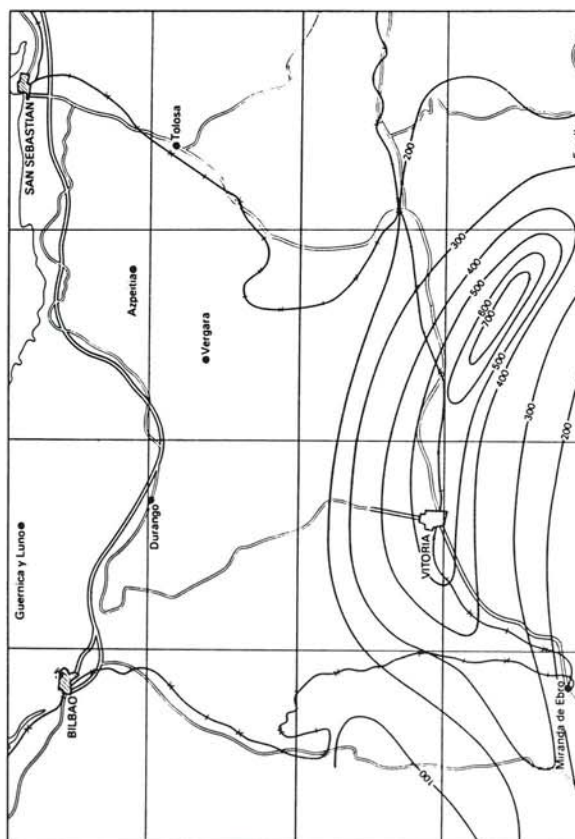


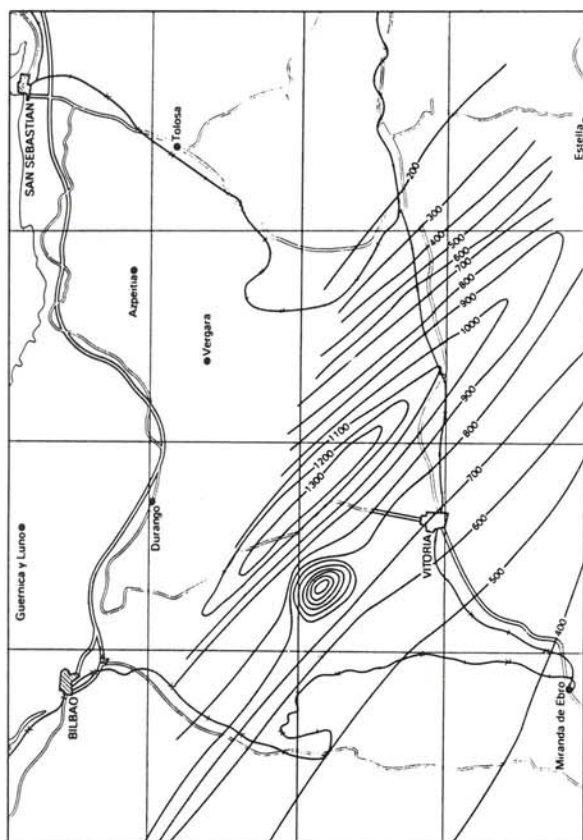
Figura 3.1.—Mapa regional de isopacas del Cretácico superior (intervalo Turoniense-Campaniense medio, aproximadamente).
 Datos tomados de mapas geológicos 1:200.000 y columnas estratigráficas (IGME, 1988)



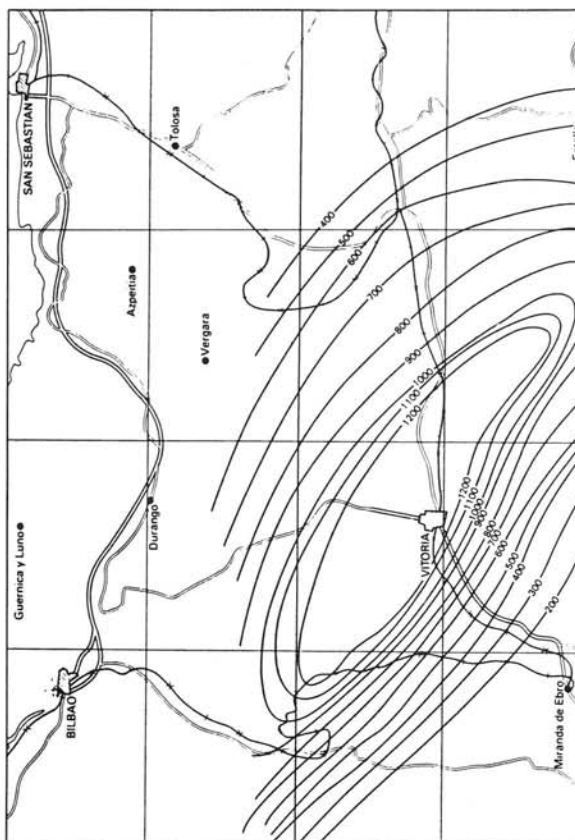
Coniaciense-Santonense inferior.



Campaniense superior-Maastrichtiense.



Cenomaniense-Turonense.



Santoniense superior-Campaniense inferior.

Figura 3.2.—Mapas de Isopacas para el Cretácico superior. Según IGME (1988)

plataforma de la sierra de Cantabria, se sitúan bajo los sedimentos del terciario continental.

En el suroeste de la Cuenca, la progradación de la plataforma interna a costa de facies más distales es muy evidente hasta el Coniaciense, llegando a darse incluso la emersión prolongada de grandes zonas y la subsecuente pérdida de registro sedimentario. Hacia el Santoniense, las continuas elevaciones que vienen sufriendo los continentes de la Meseta Castellana y del Ebro producen 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 que se ha descrito se sitúan principalmente en el surco de Vitoria - Gasteiz y en la cuenca de Estella. El flujo terrígeno que alcanzó la plataforma proximal en el Santoniense continúa su progradación hacia el norte, de forma que en el Campaniense comienza a invadir el amplio margen meridional del surco en cuyo ámbito se enclava el presente cuadrante.

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.

3.1.2. Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante

Los diferentes materiales de edad cretácica comprendidos en el área de trabajo podrían estructurarse en diferentes "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. Sin embar-

go, la exigua superficie estudiada y la reducción de la serie, así como el carácter mayoritariamente calizo masivo de los materiales impide el establecimiento de tales secuencias.

A pesar de todo, en el área se pueden definir dos sucesiones cretácicas superpuestas:

—La primera abarca una serie continua y de carácter regresivo entre el Coniaciense y Campaniense, cuyas facies continentales fluvio-lacustres de techo (tipo "Garumn"), presentes más al sur, son laminadas por la discordancia basal maastrichtiense. La figura 3.3. da una idea del esquema paleogeográfico y de facies para el Coniaciense de la zona. Comparándola con las figuras 3.4. y 3.5., se constata el avance de las facies proximales hacia el surco, y el aumento del influjo terrígeno.

—La segunda sucesión comienza con la transgresión maastrichtiense (ver figura 3.6.), si bien es posible que falte parte de la base. A partir de este momento, la batimetría va a mantenerse, a tenor de las facies, dentro de unos límites someros o de transición a medios continentales, hasta el Paleoceno.

3.1.3. Esquema evolutivo general en el Cretácico superior

Las primeras manifestaciones de la Orogenia Alpina dan lugar a un levantamiento de las partes profundas de la cuenca, que se manifiesta desde el Campaniense inferior por la aparición de rasgos regresivos cíclicos acordes con las pulsaciones tectónicas. En el presente cuadrante, la situación paleogeográfica proximal origina facies muy someras, terrígenas o carbonatadas (paraarrecifales o lacustres-salobres), desde los primeros tiempos del Cretácico superior.

La articulación entre el gran surco septentrional de Vitoria - Gasteiz y la plataforma somera pudo llevarse a cabo a través de la actuación de un accidente (fractura o inflexión), o de un

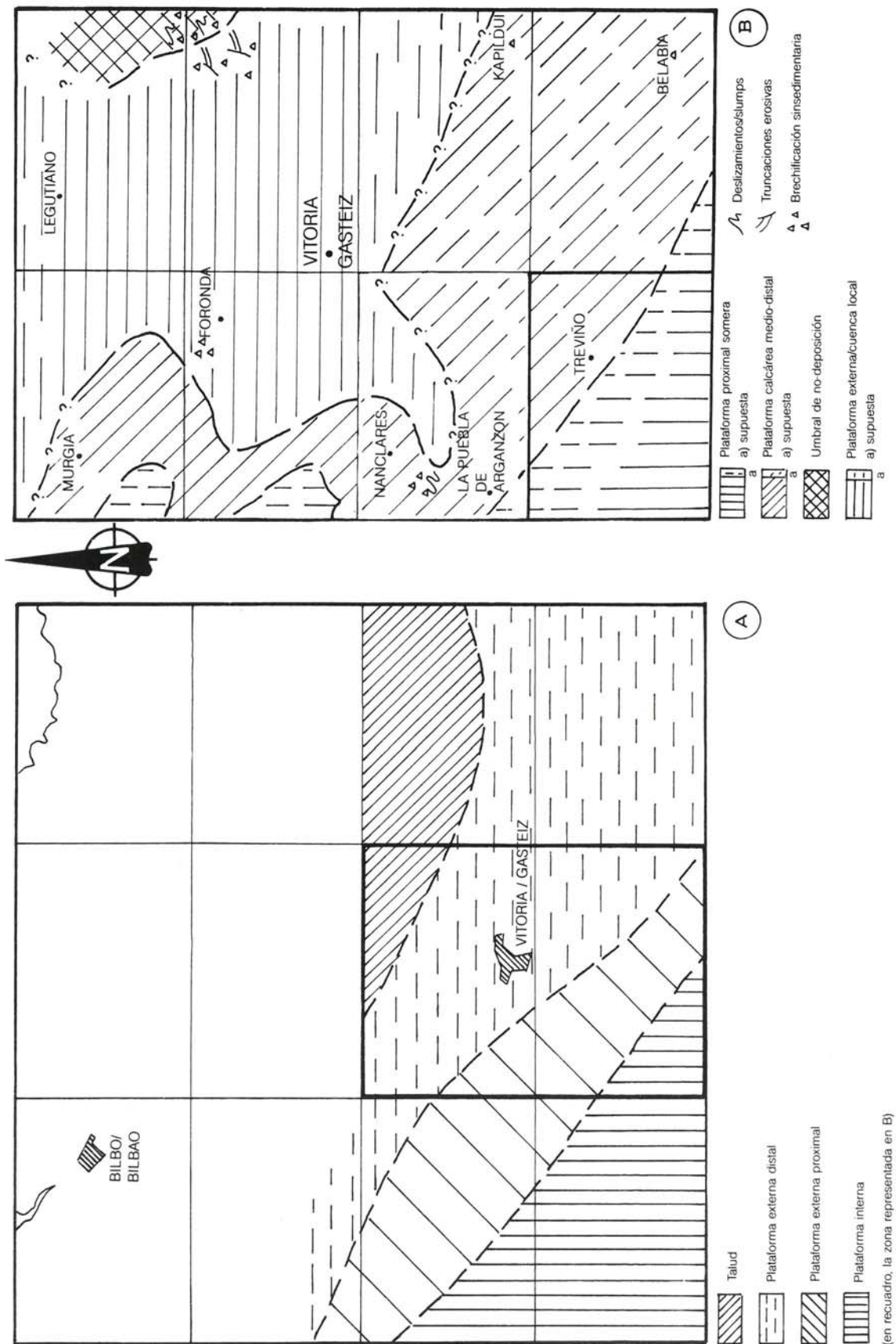


Figura 3.3.— (A) Distribución de facies para el Coniaciense inferior. Tomado de IGME, 1988
 (B) Esquema paleogeográfico del surco de Vitoria - Gasteiz durante la 3.ª secuencia del Cretácico superior (1.ª parte: Coniaciense inf. y medio)

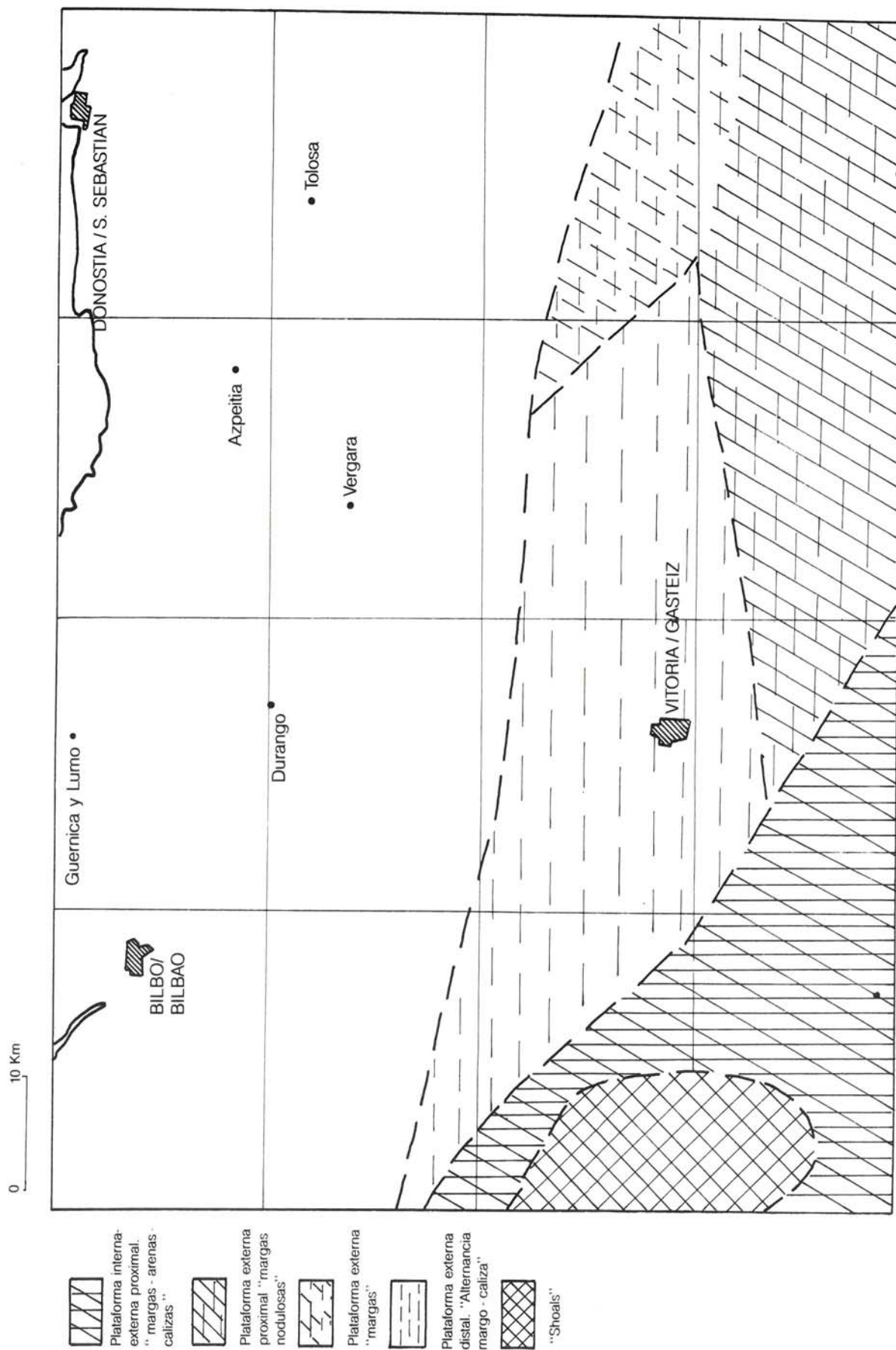


Figura 3.4.—Mapa de distribución de facies para el Campaniense inferior. Modificado de IGME, 1988.

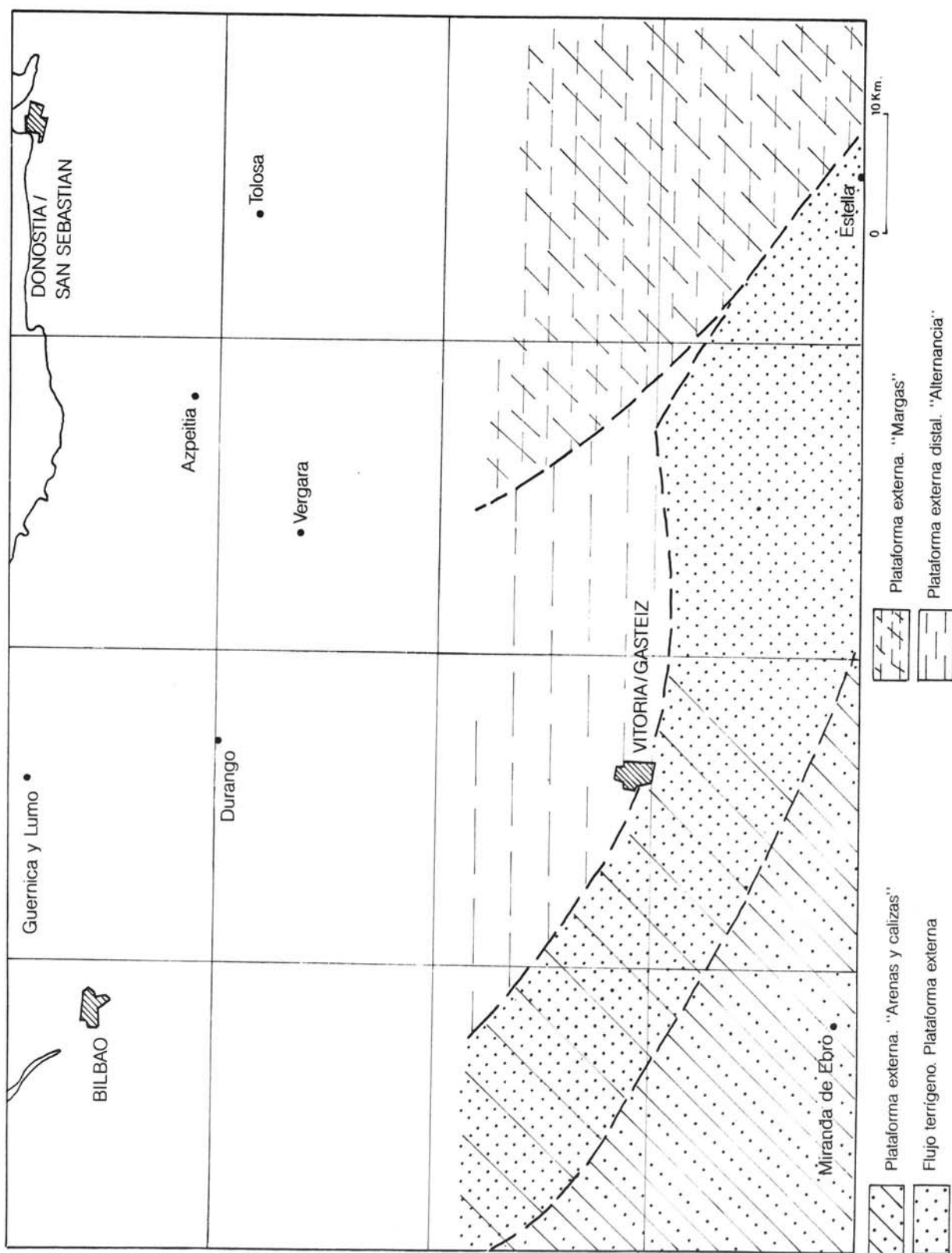


Figura 3.5.—Distribución de facies durante el Campaniense superior. Tomado de ITGE-EVE, 1991

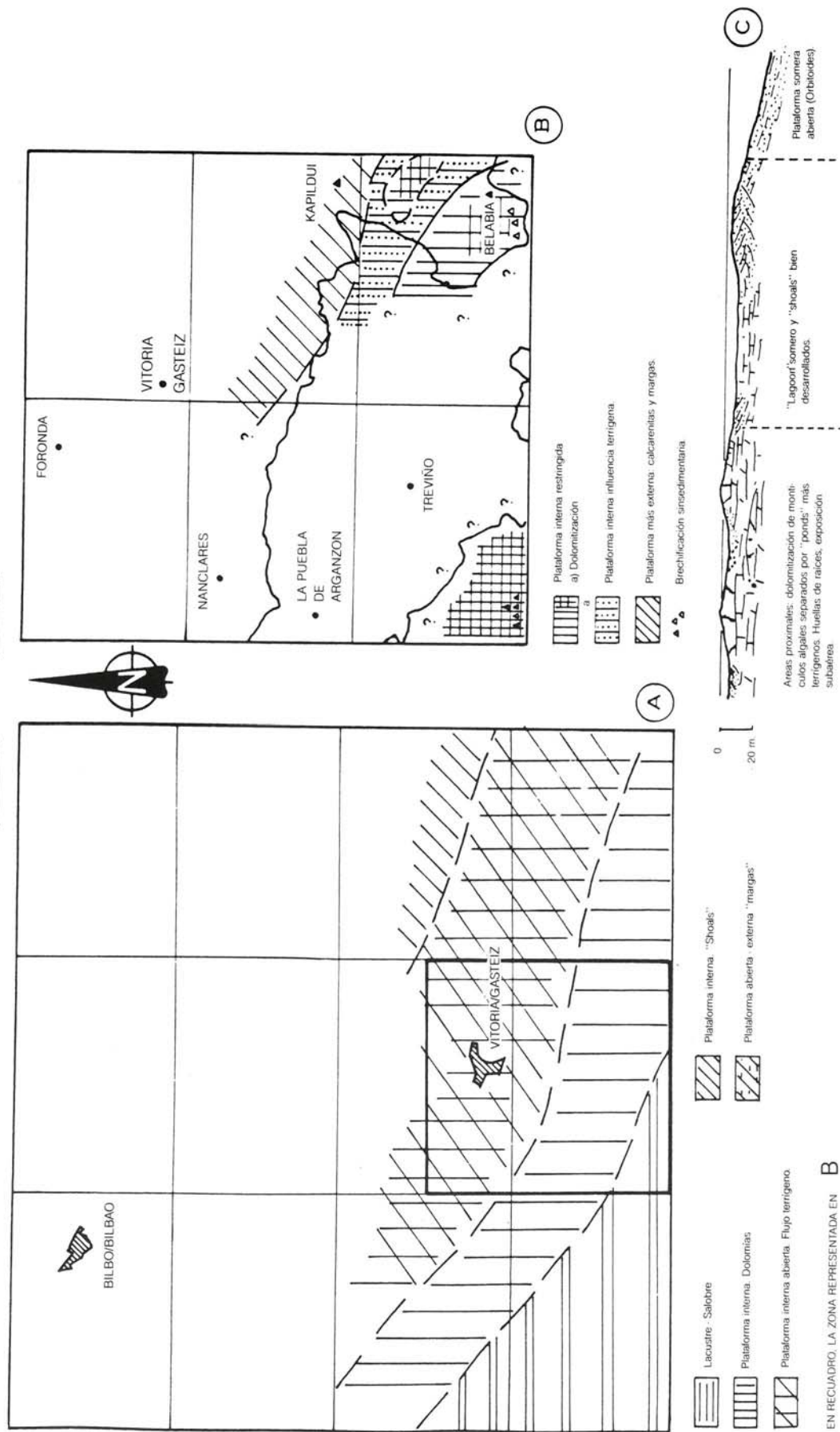


Figura 3.6.— (A) Mapa de distribución de facies para el Maastrichtiense. Tomado de IGME (1988).
 (B) Esquema paleogeográfico del sinclinal Miranda - Treviño en el área de trabajo durante el Maastrichtiense.
 (C) Esquema de submedios en la plataforma interna maastrichtiense. Las divisiones coinciden con las descritas en el texto.

basculamiento sinsedimentario de dirección N 70° E que actuó al menos en el lapso Coniaciense-Campaniense y con menos intensidad en el Maastrichtiense.

Así pues, en la sierra de Portilla, el Cretácico superior presenta unos caracteres marcadamente diferenciados con respecto a las zonas más septentrionales: la serie coniaciense-maastrichtiense se encuentra notablemente reducida, siendo al mismo tiempo de carácter mucho más calcáreo y con un importante componente arenoso. Todo ello se debe a la cercanía del borde meridional de la cuenca, representado por los depósitos someros y proximales de la sierra de Cantabria, en la cual la subsidencia fue mínima con respecto a los grandes espesores de materiales distales acumulados en el surco de Vitoria.

Los movimientos sinsedimentarios asociados a este umbral paleogeográfico producen una inestabilidad que genera brechas calcáreas entre el Coniaciense y el Maastrichtiense, tanto en Portilla como en Igoarre (cuadrante de Campezo, 139-IV, 179-II).

3.2. Terciario

Según RIBA (1956, 1976), la cuenca de Miranda-Treviño tiene, a partir del Eoceno, unas características sedimentarias especiales, ya que se trata de un amplio sinclinal asimétrico, con el flanco sur tres veces más potente que el norte. Esto se explica porque a medida que se depositaban materiales, se producía un desplazamiento del depocentro (coincidente con el eje sinclinal) hacia el norte, con elevación e inclinación de las capas del flanco sur y erosión continua de las mismas. De este modo la cuenca eocena y neógena presenta en conjunto una gran discordancia progresiva, sin que en ningún momento haya habido interrupción de la sedimentación ni detención en el movimiento tectónico de levantamiento de capas y migración del surco. Localmente puede detectarse un

recrudescimiento de la actividad tectónica durante las fases Sálica y Staírica, como revelan las discordancias locales del área de Treviño.

3.2.1. Esquema sedimentario en el cuadrante

Los materiales paleógenos y neógenos del Dominio Navarro-Cántabro se localizan en el núcleo del sinclinal de Miranda - Treviño - Urbasa y en la cuenca del Ebro (figura 3.7.). Un corte de la estructura y desarrollo de las sucesiones se muestra en la figura 3.8.

Se observa que en todo el Paleógeno del entorno las facies marinas son siempre neríticas (40 a 50 metros de profundidad), salvo en la sierra de Cantabria y concretamente en Portilla, donde se presentan episodios continentales-salobres a lacustres, con una litofacies de dolomías arenosas y microconglomeráticas, y calizas con algas y sílex.

A continuación tiene lugar el depósito de sedimentos transgresivos y regresivos del Eoceno inferior. Estos sedimentos presentan en Portilla una litofacies de dolomicritas a dismicritas con gasterópodos, charáceas y ostrácodos. El medio de sedimentación es salobre-lacustre.

En este cuadrante, la sedimentación durante el Paleógeno fue transgresiva sobre el Cretácico superior terminal y tuvo lugar en una zona de la plataforma carbonatada en la que se daba una tasa moderada de producción de carbonato (calizas y dolomías). La escasa subsidencia y batimetría impidieron el desarrollo vertical de bioconstrucciones arrecifales. El influjo terrígeno fue importante, incluso microconglomerático durante el Daniense basal (este episodio no se encuentra representado en ningún otro punto del área estudiada) y el Thanetiense superior.

En la exigua porción de plataforma comprendida en este cuadrante se encuentran representados medios de "lagoon" somero o

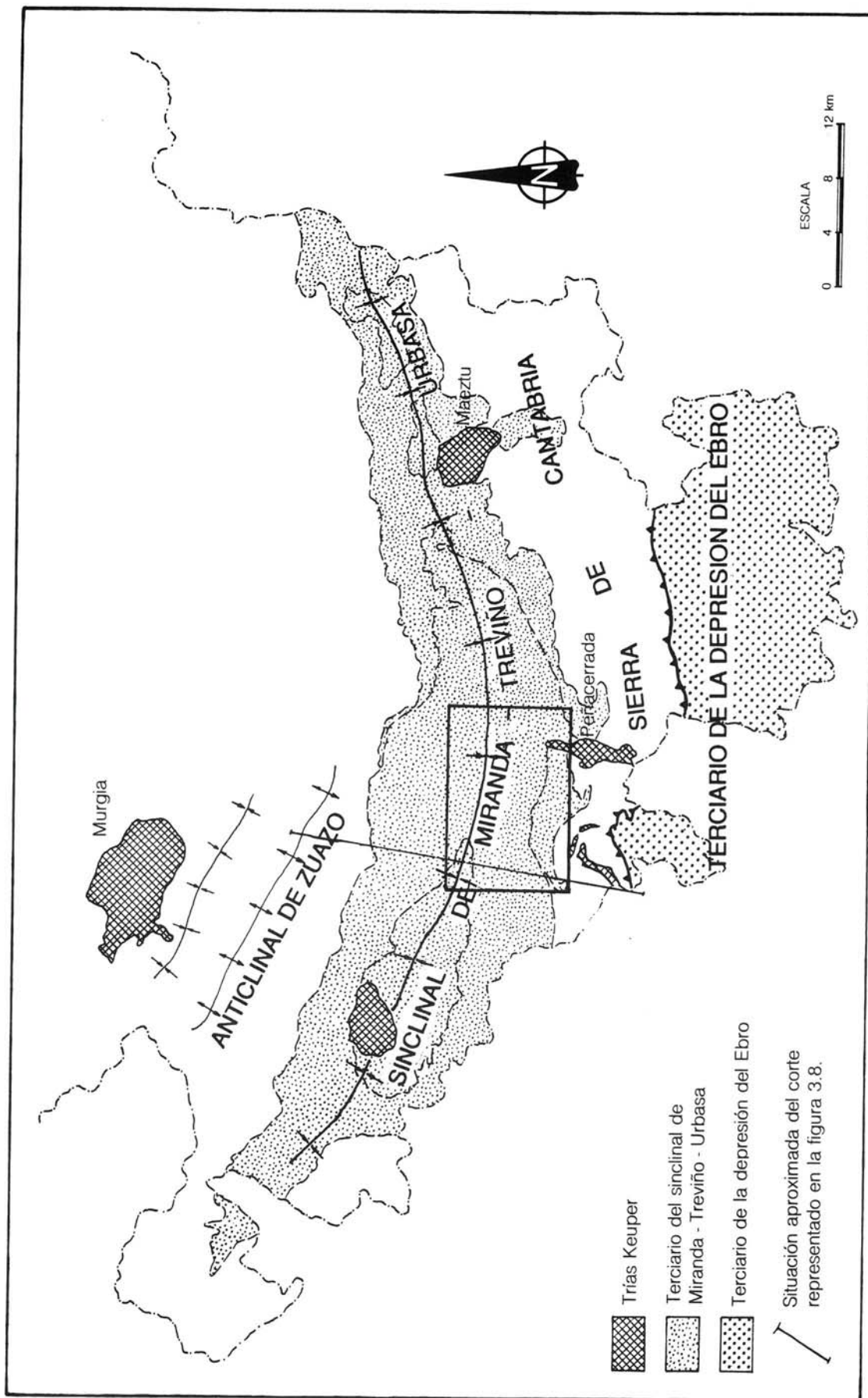


Figura 3.7.—Localización de los afloramientos terciarios en el entorno regional.

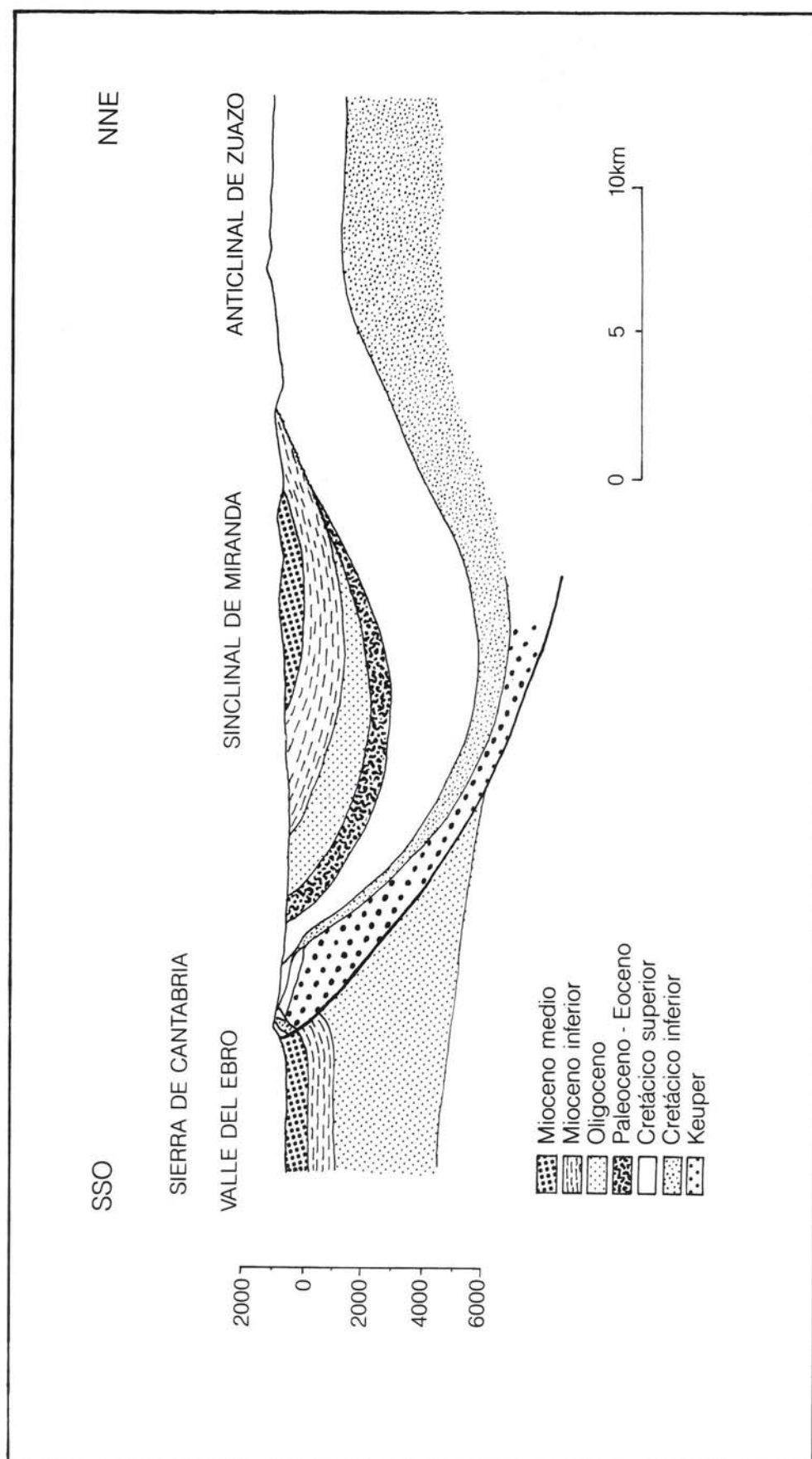


Figura 3.8.—Corte geológico del sinclinal de Miranda, modificado de RAMIREZ (1973).
 Se observa el acúñamiento uniforme del Cretácico hacia el sur, borde de cuenca.
 A partir del Paleoceno comienza el basculamiento y el desplazamiento de depocentros hacia el norte, con algunos "downlap" asociados.

salobre-lacustre restringido y zonas energéticas con barras calcareníticas, así como facies algales rodolíticas y oncolíticas, de escasa profundidad.

La plataforma así estructurada muestra una evolución regresiva pulsante en el ciclo Paleoceno-Eoceno inferior (figura 3.9.), estando orientada en general hacia el norte-noroeste, sentido en el que aumenta la batimetría (figura 3.10.), 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 asimétricamente la depresión elongada constituida por la zona axial del sinclinal.

La organización general es en 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 se dan facies lacustres muy someras, de baja energía, e incluso episodios evaporíticos (cuadrante de Miranda de Ebro). En estos "lagos" 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 microfau-na marina bien conservada, que debe proceder de la erosión de sedimentos infrayacentes.

3.2.2. Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante

Los materiales aflorantes se organizan en ciclos y secuencias (figura 3.9.), algunas de ellas asimilables a las "secuencias deposicionales" de MITCHUM, (1977), tal como se definieron en el apartado 3.1.2. Como ya se ha comentado para el Cretácico superior, se encuentran dificultades para definir los límites de las secuencias: las paleógenas debido a la reducción de espesores y al carácter masivo y uniforme de la serie (figura 3.11.); y las neógenas a causa de la gradualidad de sus límites. En este cuadrante estarían representadas las secuencias 8 a 12, estructuradas en dos ciclos: Paleoceno-Eoceno y Oligo-Mioceno.

El **ciclo Paleoceno-Eoceno** consta de tres secuencias:

Las secuencias 8 y 9 (Daniense basal-Thanetiense, figura 3.10.), muy reducidas, forman una única sucesión de carácter regresivo que se dispone en aparente continuidad sobre el techo del Maastrichtiense, y que finaliza con calizas y dolomías con signos de inestabilidad, niveles de desarrollo algal (oncolitos) y finalmente, areniscas someras de línea de costa.

La secuencia 10 (Eoceno inferior) se instala sobre las arenas que cierran la secuencia anterior, como una sucesión dolocalcárea lacustre que se va inestabilizando hacia techo y culmina con parabrechas intraformacionales en período de formación.

El **ciclo Oligo-Mioceno** está representado por afloramientos irregularmente repartidos a causa de la laguna cartográfica que supone el

REGR. EN EL AREA TRANSGR. (MARINO)
(CONT.)

MIOCENO	M	 SERIE MIOCENA SERIE OLIGOCENA CALIZAS EOCENAS ARENISCAS DE LAMINORIA COMPLEJO TERRIGENO CARBONATADO CALIZAS THANETIENSES CALIZAS Y DOLOMIAS MARGOSAS DE ARLUZZEA CALIZAS Y DOLOMIAS DE MARKINIZ BARRAS PROGRADANTES DE IZARTZA COMPLEJO DE BELABIA	 	CICLO OLIGO-MIOCENO
	I			
OLIGOCENO	O	CALIZAS EOCENAS ARENISCAS DE LAMINORIA COMPLEJO TERRIGENO CARBONATADO CALIZAS THANETIENSES CALIZAS Y DOLOMIAS MARGOSAS DE ARLUZZEA CALIZAS Y DOLOMIAS DE MARKINIZ BARRAS PROGRADANTES DE IZARTZA COMPLEJO DE BELABIA	 	CICLO PALEOCENO-EOCENO
	S			
THANE-TIENSE	S	CALIZAS EOCENAS ARENISCAS DE LAMINORIA COMPLEJO TERRIGENO CARBONATADO CALIZAS THANETIENSES CALIZAS Y DOLOMIAS MARGOSAS DE ARLUZZEA CALIZAS Y DOLOMIAS DE MARKINIZ BARRAS PROGRADANTES DE IZARTZA COMPLEJO DE BELABIA	 	CICLO CRETACICO SUPERIOR
	I			
MONTIENSE DANIENSE	M	CALIZAS EOCENAS ARENISCAS DE LAMINORIA COMPLEJO TERRIGENO CARBONATADO CALIZAS THANETIENSES CALIZAS Y DOLOMIAS MARGOSAS DE ARLUZZEA CALIZAS Y DOLOMIAS DE MARKINIZ BARRAS PROGRADANTES DE IZARTZA COMPLEJO DE BELABIA	 	CICLO CRETACICO SUPERIOR
	D			
MAASTRICHTIENSE	M	CALIZAS EOCENAS ARENISCAS DE LAMINORIA COMPLEJO TERRIGENO CARBONATADO CALIZAS THANETIENSES CALIZAS Y DOLOMIAS MARGOSAS DE ARLUZZEA CALIZAS Y DOLOMIAS DE MARKINIZ BARRAS PROGRADANTES DE IZARTZA COMPLEJO DE BELABIA		CICLO CRETACICO SUPERIOR
	D			

transgresiones y regresiones.

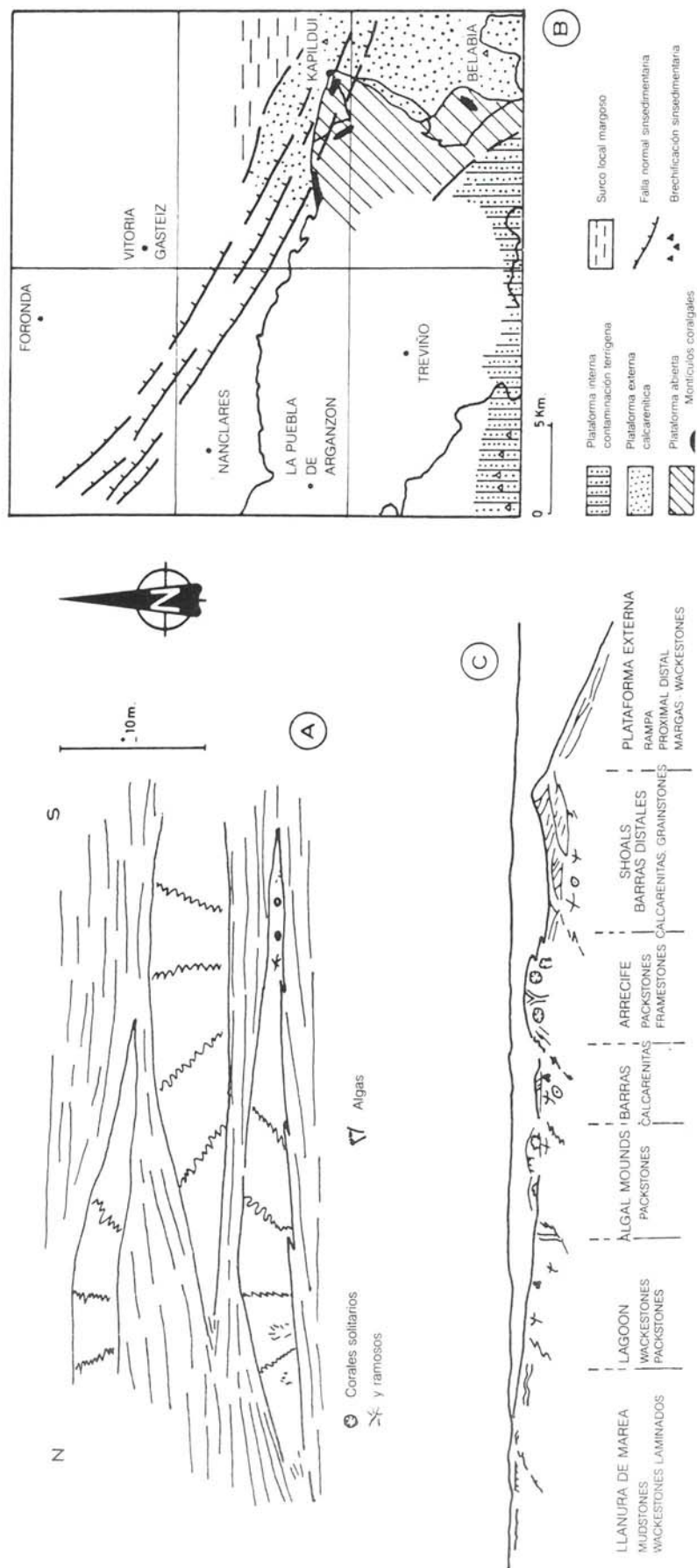


Figura 3.10.—

- (A) Montículos coralgal en el Thanetiense de Okina (cuadrante de Monte Kapildui, 138-II). 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 sin sedimentarias activas desde el Campaniense
- (C) Modelo de distribución de facies en la plataforma paleógena. Tomado de IGME (1988)

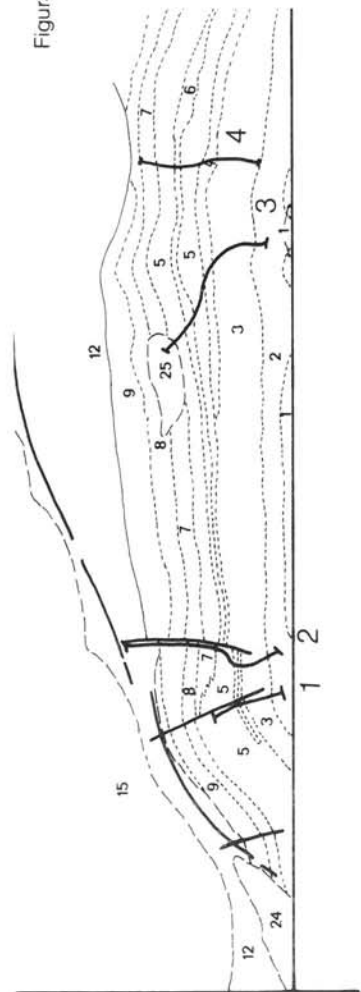
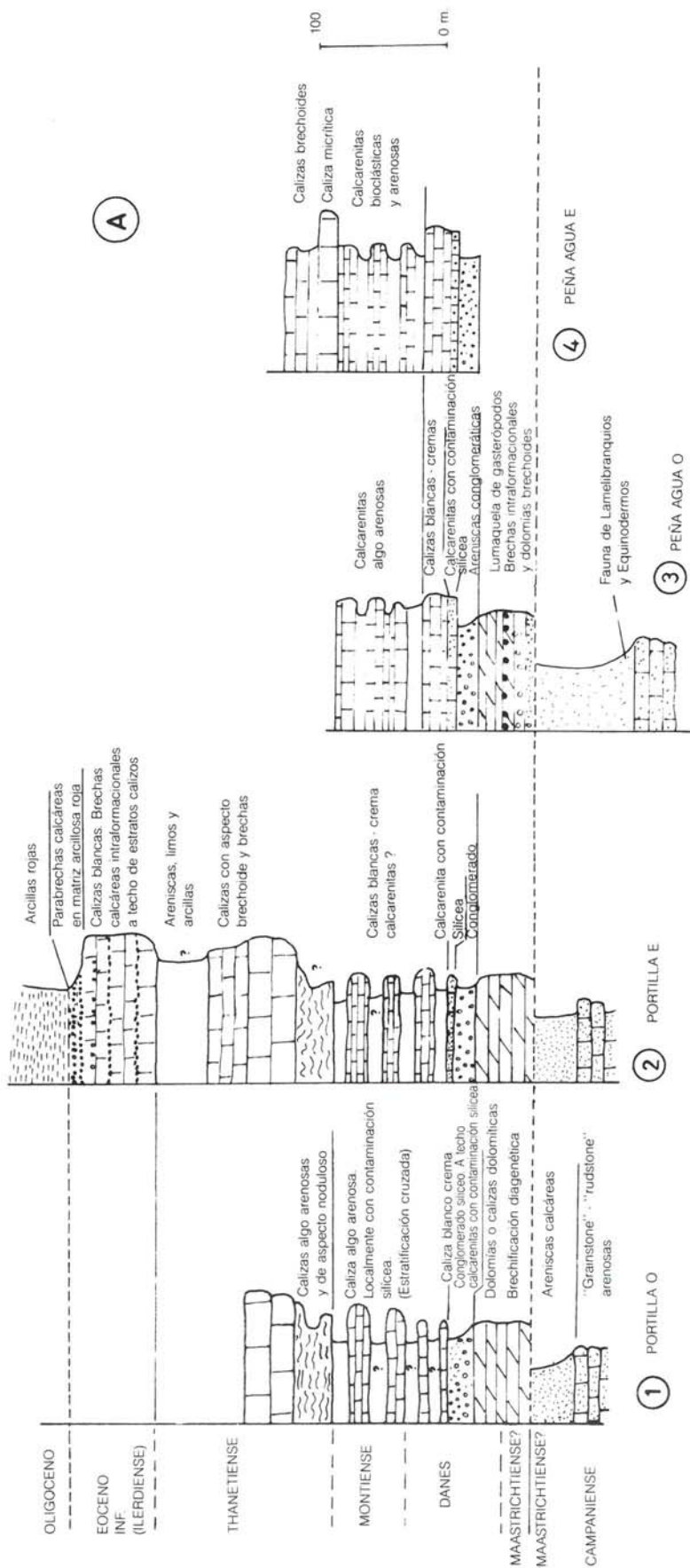


Figura 3.11.—

A Correlación de columnas litoestratigráficas en el Senonense y Terciario del umbral de Portilla.

B Situación de los cuatro perfiles representados en **A**

Condado de Treviño. No obstante, pueden reconocerse tres macrosecuencias consecutivas que pueden coincidir en líneas generales con las definidas en la figura 3.12. (ITGE-EVE, 1991).

La secuencia 11 es ortoconglomerática, arenosa y arcillosa en el este y noreste, perdiéndose las granulometrías gruesas hacia la zona oeste, más distal, al tiempo que se reduce notablemente la potencia, en la zona de Portilla, a causa de la intumescencia de Ocio-Berganzo y sobre la alineación diapírica Peñacerrada-Treviño (no aflorante).

La secuencia 12, de carácter fundamentalmente calizo-margoso en la base, se dispone en "onlap" sobre la anterior, seguramente basculada por la elevación continua y progresiva de la Sierra de Cantabria. Hacia techo aumenta la presencia de niveles arenosos y conglomeráticos, con cuya máxima concentración finaliza la secuencia.

Sobre la anterior se sitúa la secuencia 13, que comienza también con calizas y margas, y acaba con unos potentes bancos conglomeráticos.

3.2.3. Esquema evolutivo general

La instauración y geometría de las diversas plataformas paleógenas estuvo controlada por una subsidencia limitada, así como 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 y, posteriormente, la activación del flanco sur (ABALOS, 1987), con el comienzo de la elevación y cabalgamiento de la sierra de Cantabria. La conjunción de ambos movimientos propició la formación de una cuenca intramontañosa en la actual zona axial de la estructura. Allí, en el depocentro neógeno, el Oligoceno se deposita directamente discordante sobre Keuper halocinético (según datos de sondeos; IGME, 1976). La extrusión de las arcillas triásicas y su disolución acentuó la cuenca post-eocena, en la que se acumularon materiales heterogéneos: los terrígenos provenientes del continente sur, y los calcáreos, de los cercanos relieves septentrionales, en un medio de abanicos aluviales y sistemas fluviolacustres, localmente evaporíticos.

La permanente inestabilidad tectónica está relacionada con los movimientos orogénicos alpinos, que se desarrollan principalmente durante el Eoceno superior-Oligoceno y que provocan el levantamiento y emersión de extensas áreas de materiales terciarios, las cuales constituyen fuentes de clastos para los abanicos aluviales.

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

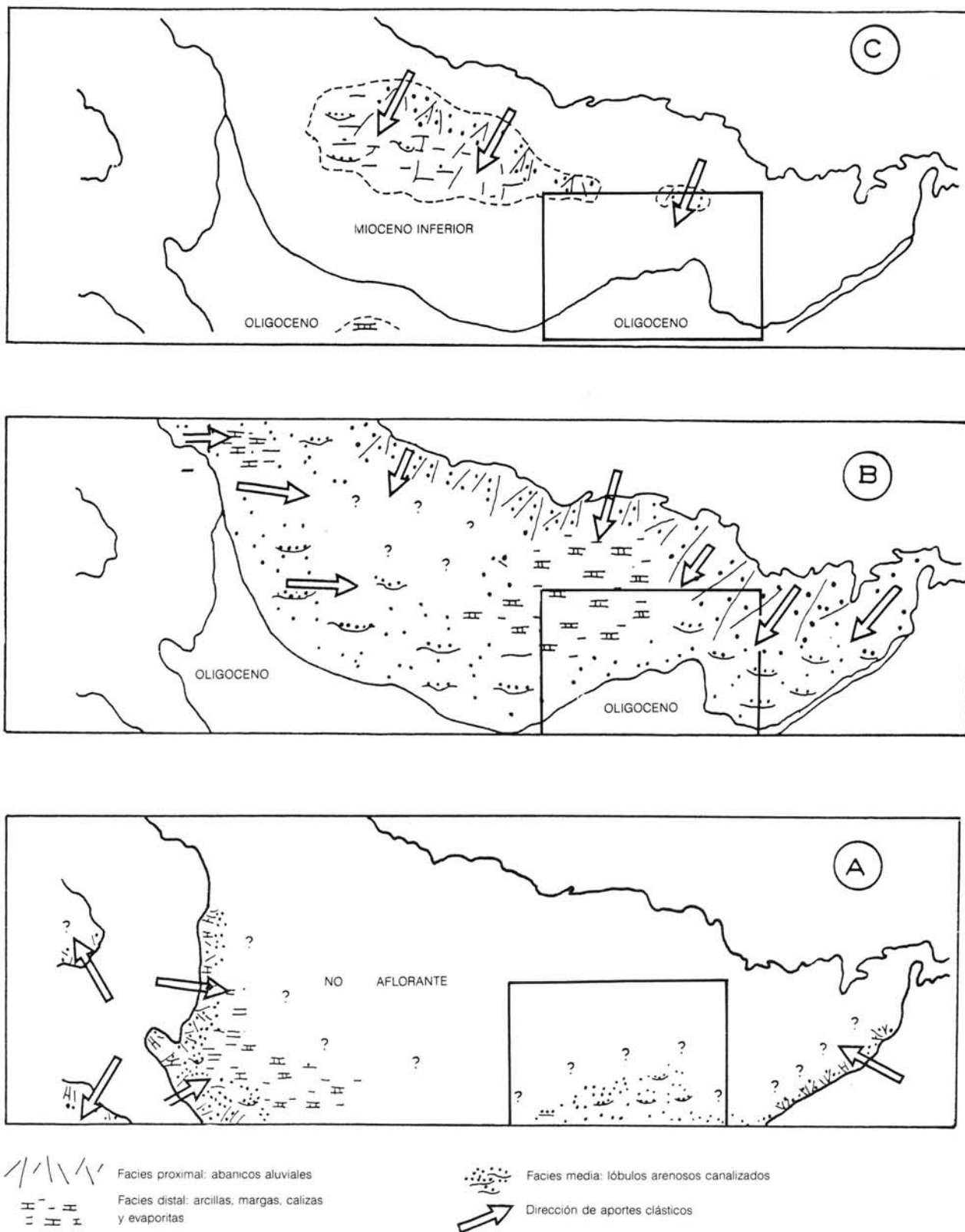


Figura 3.12.— Evolución paleogeográfica de la cuenca neógena de Miranda - Treviño a lo largo de las tres macrosecuencias principales

(A) Oligoceno (B) Mioceno inferior (C) Mioceno medio

En el recuadro interior la zona de trabajo.
Modificado ITGE-EVE (1991).



4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

A escala regional este cuadrante 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 y cabalgante hacia el sur sobre los materiales terciarios de la depresión del Ebro (figura 4.1.).

Dada esta particular posición, dentro del cuadrante se reconocen dos zonas caracterizadas por responder a dominios estructurales diferentes (figura 4.2.).

Al norte y ocupando la mayor parte del cuadrante, se reconoce una serie monoclinas que buza suavemente al norte y que corresponden al flanco sur del sinclinal de Miranda - Treviño - Urbasa. Este sinclinal es una estructura amplia, con un plegamiento laxo de radio kilométrico, que lleva una dirección aproximada N 80° E en esta zona.

En el borde sur del cuadrante, los materiales cretácicos y terciarios que componen la sierra de Portilla y Peña Agua constituyen el flanco norte de una estructura anticlinal conocida como domo-anticlinal de Ocio - Berganzo. Esta estructura se sitúa en la zona más externa o menos deformada de la franja móvil o banda plegada de la sierra de Cantabria. Se trata de

una estructura reconocida más allá de los límites del cuadrante (hoja 1:50.000 de Haro), donde el núcleo del anticlinal está ocupado por la intrusión diapírica del Keuper (diapiro de Salinillas de Buradón - Ocio). Esta estructura se reconoce ya en el cuadrante de Treviño, vergente al norte y con un cabalgamiento parcial de su flanco norte invertido sobre la serie terrígena roja del Oligoceno. En base a la geometría y relaciones espaciales y temporales que presenta con respecto a la serie Oligocena, se cree que podría responder al estadio final de una intrusión diapírica.

Entre estos dos dominios estructurales, a excepción del cabalgamiento parcial anteriormente mencionado, no se ha reconocido ningún límite formal. Así pues todo el conjunto queda englobado dentro de la amplia Unidad de Gorbea.

Según los datos aportados por ABALOS (1984) sobre tectonismo sinsedimentario, el sinclinal de Miranda - Treviño - Urbasa es una estructura de geometría sinformal, pero su origen no es el de los sinclinales creados por compresión solamente. En este sinclinal no se encuentran problemas de espacio en el núcleo ni existen estructuras que lo manifiesten; por el contrario, esta estructura se caracteriza por el tectonismo sinsedimentario, de forma que los materiales más modernos son los que menor

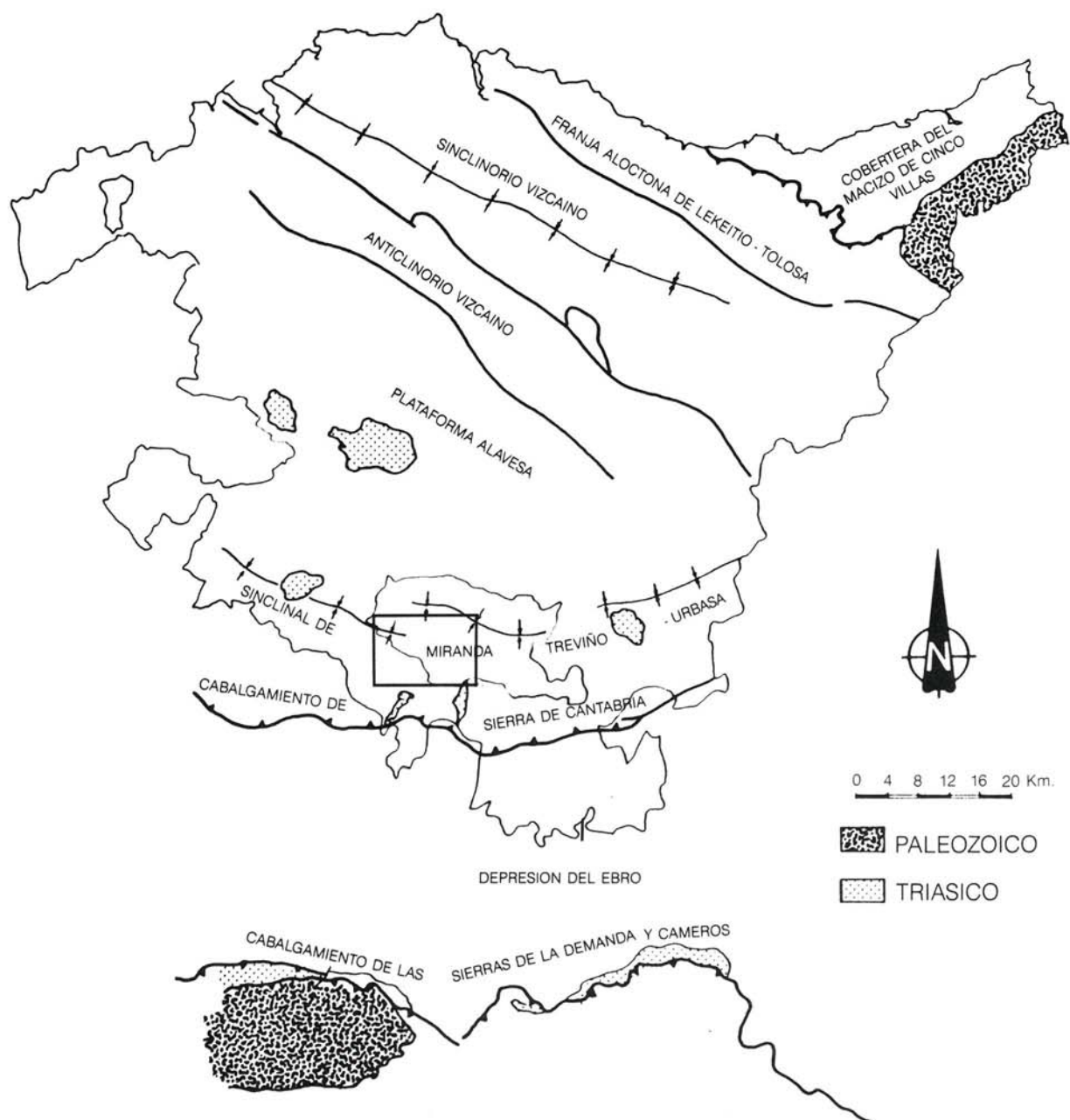


Figura 4.1.—Esquema geológico regional. Situación del cuadrante de Treviño.

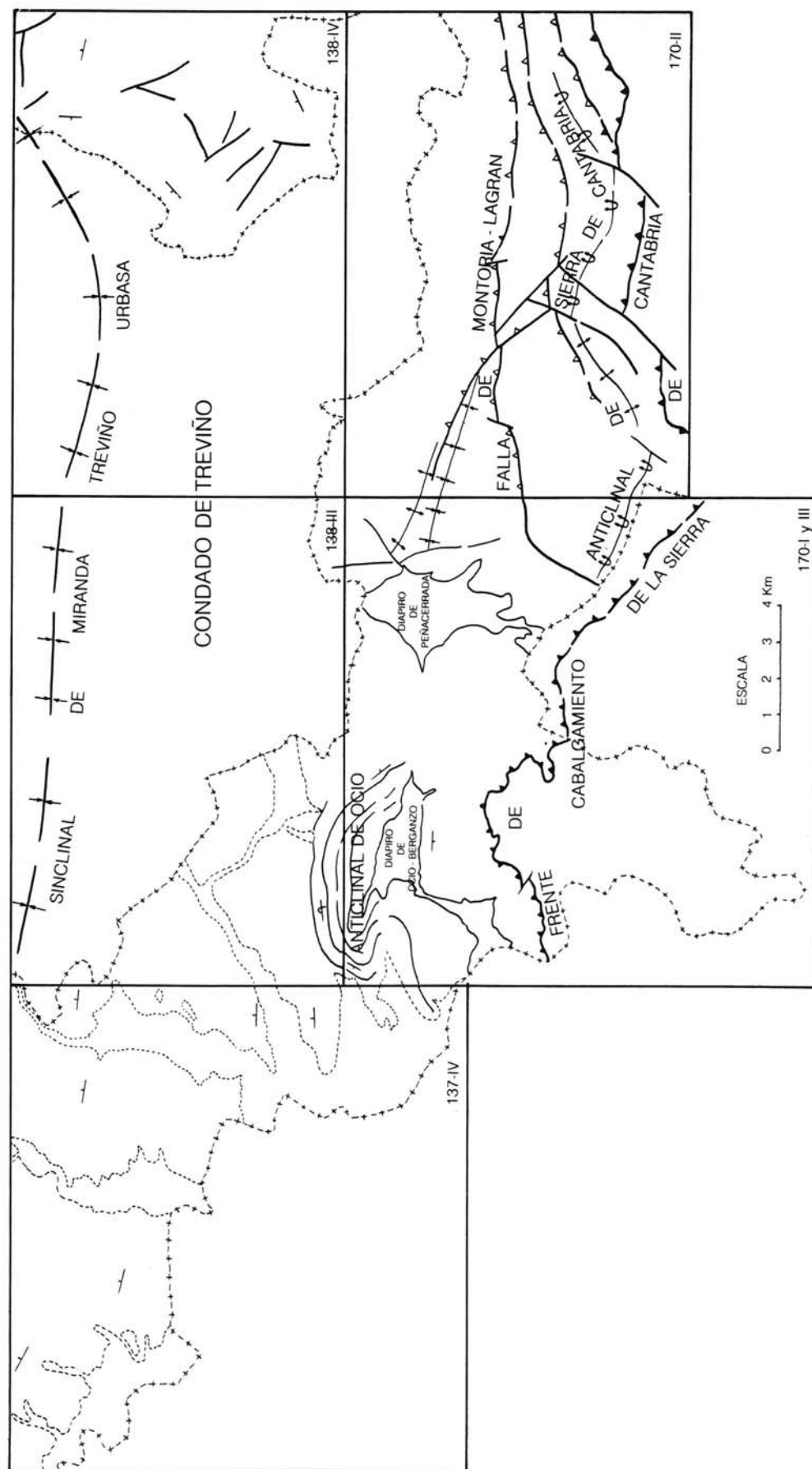


Figura 4.2.—Esquema estructural de la hoja de Treviño y sus adyacentes

actividad han registrado. Los fenómenos de levantamiento de la sierra de Cantabria, asociados a diapirismo y el cabalgamiento frontal sobre la depresión del Ebro, provocan la migración hacia el norte del eje de máxima deposición, dando como resultado una cuenca sindeposicional marcadamente asimétrica caracterizada por una discordancia basal de laguna creciente hacia el norte, que provoca una disposición geométrica en "onlap" de los materiales postdiscordancia sobre los del sustrato.

Según este autor, la historia geológica del sinclinal puede resumirse así:

A finales del Cretácico superior y en el Paleoceno tiene lugar una regresión que provoca la migración de los medios sedimentarios y de las facies hacia el norte. Esta regresión preludia la posterior emersión de toda la zona. Emersión que, sin embargo, comienza antes en el flanco norte, produciéndose la erosión de los materiales más superficiales y creando la paleogeografía anterior a la fase tectónica principal. Con la llegada de esta fase principal (fase pirenaica, en el tránsito Eoceno-Oligoceno) se produce una ligera basculación (de unos 5°) acompañada de fallas de distensión que provoca la erosión de los materiales primeramente depositados y su posterior resedimentación. Al mismo tiempo comienza a producirse el plegamiento y levantamiento de las capas en el flanco sur (anticlinal de Ocio - Berganzo).

La subsidencia existente en la zona central de la cuenca, sea por carga litostática o por vacío asociado a procesos de diapirismo, permite la creación de una discordancia progresiva, ligera en el flanco norte y marcada en el flanco sur activo, aunque en este segundo caso hay que sumar a los efectos de la subsidencia los propios del levantamiento continuo de la sierra de Cantabria.

Durante el Oligoceno progresa la sedimentación aluvial como consecuencia de la evolu-

ción del ciclo erosivo árido. Sin embargo, contemporánea con esta sedimentación, prosigue la actividad tectónica, provocando la resedimentación de materiales desde las partes más distales (al norte) hasta las proximales (al sur) creándose una ligera discordancia progresiva. En etapas posteriores (hasta el Mioceno) continúa la misma tónica pero con una actividad que sigue una evolución gradualmente decelerada hasta la total amortiguación. En este momento es cuando el flanco norte funciona como un verdadero flanco pasivo, y continúa haciéndolo hasta la colmatación de la cuenca.

En el flanco sur y como consecuencia de la actividad tectónica en la sierra de Cantabria, se produce el cabalgamiento parcial del flanco norte del anticlinal de Ocio - Berganzo sobre los materiales oligocenos suprayacentes.

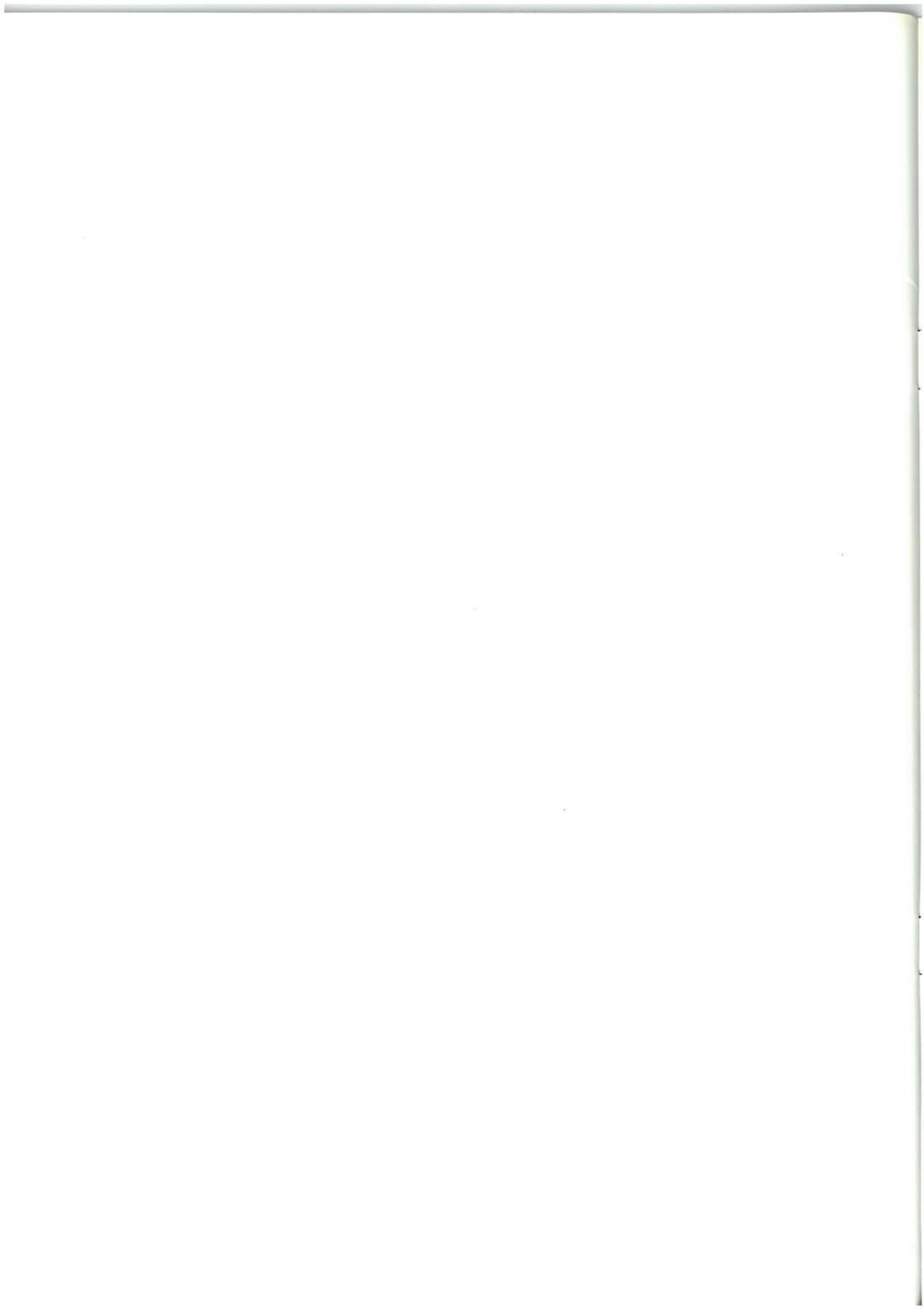
Las relaciones temporales que existen entre la tectónica continua, desarrollada en este cuadrante, atribuida a la fase principal (fase pirenaica) y que desemboca finalmente en el cabalgamiento retrovergente de la sierra de Cantabria, y la tectónica desarrollada en zonas internas de la cadena, caracterizada por sus vergencias contrarias, son difíciles de estimar.

No obstante, teniendo en cuenta que la estructuración de la cadena Vasco - Cantábrica es polifásica, se admite que la fase que genera estructuras con vergencia norte es anterior a la retrovergente. Por otra parte, y dado que las estructuras de esta fase evolucionan transversalmente a la cadena, de forma que la deformación progresa hacia el norte (zonas internas), y disminuye hacia el sur, es lógico suponer que, en este cuadrante, (zona externa) las consecuencias de esta primera fase se reducen a los primeros estadios de basculamiento de los flancos, previos al levantamiento y posterior cabalgamiento retrovergente de la sierra de Cantabria.

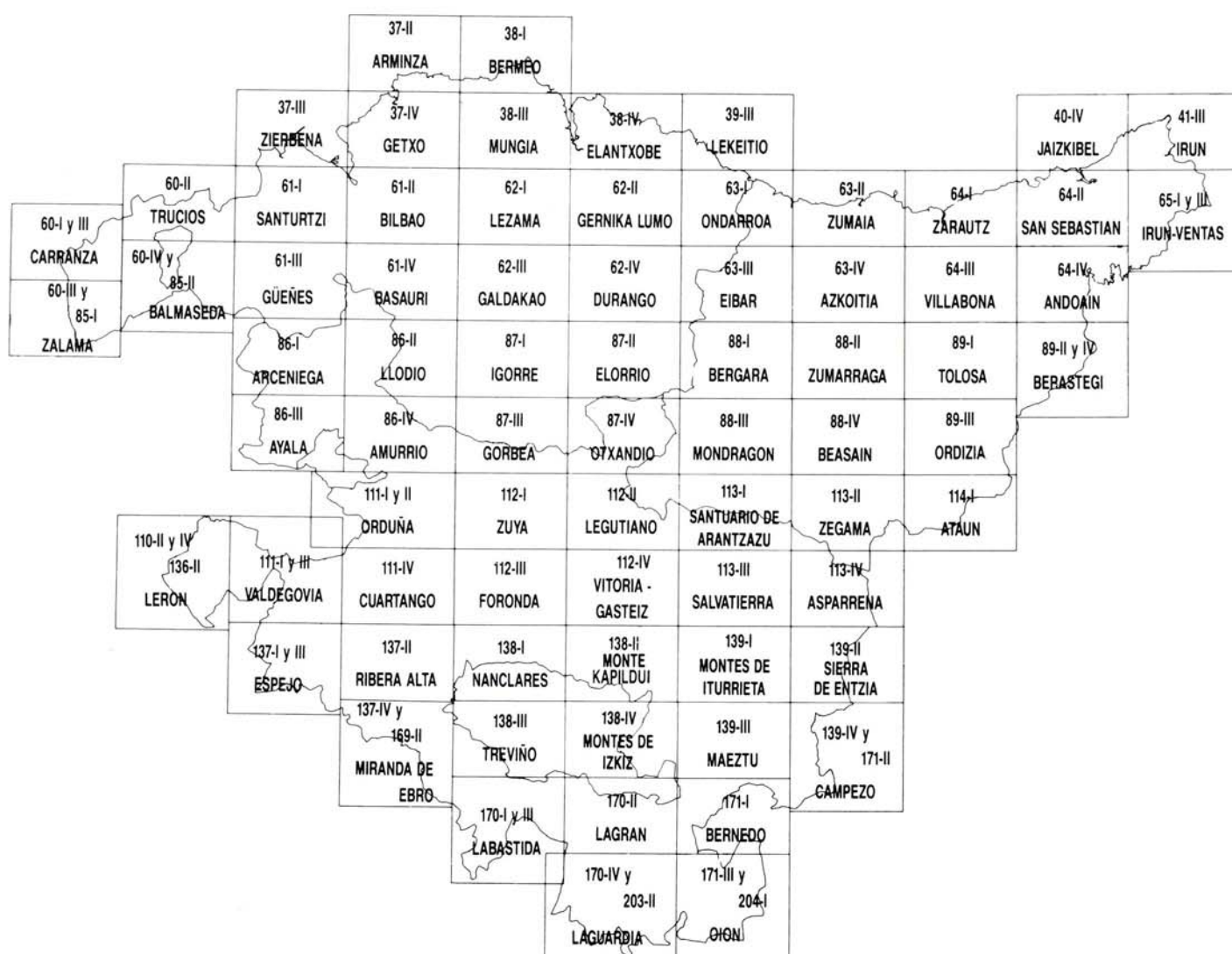
BIBLIOGRAFIA

- ABALOS, B. (1987).—“Controles, facies y relación con el tectonismo de los abanicos aluviales. Estudio tectonoestratigráfico 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.*
- CIRI, R. (1967).—“Etude paléogéographique et structurale de la région Basco-Cantabrique”. *C.R. Soc. Géol. France*, núm. 9, pp. 391-394.
- 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.
- IGME (1976).—“Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 138 - La Puebla de Arganzón”. 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”.
- MITCHUM, R. M. *et al.* (1977).—“The depositional sequence as a basic unit for stratigraphy 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.
- 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. (1956).—"La cuenca terciaria de Miranda - Treviño". Informe interno de CIEPSA.
- RIBA, O. (1976).—"Tectogenèse et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénées". *Mém. Bulletin du Bureau de Recherches géologiques et minières. B.R.G.M.* 2ème. Série, Sect. I, N. 4, pp. 383 - 401, in: *Divers Aspects de la Tectonique. Assos. Géol. du Sudouest*, Vol Extr. Toulouse.
- RIBA, O.—"Las discordancias del Alto Cardener (prepirineo catalán). Ensayo de interpretación evolutiva". *Act. Geol. Hisp.* Año VIII, n.º 3, pp. 90-99.
- 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.
- SUBIJANA, J. R. (1986).—"Estudio Geológico-Minero de la concesión Ester (Alava). Zona oriental". ECHASA. Inédito.



“DISTRIBUCION DE LAS HOJAS DEL MAPA GEOLOGICO DEL PAIS VASCO A ESCALA 1: 25.000”



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA