



EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



139-III MAEZTU

E: 1/25.000







**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

139-III MAEZTU

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: B1-305-94

I.S.B.N.: 84-88302-69-X

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

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

A. Garrote Ruiz
L. Muñoz Jiménez

INGEMISA

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

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1990.



INDICE

	<i>Pág.</i>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. TRIASICO	11
2.2. CRETACICO SUPERIOR (Santoniense-Campaniense)	11
2.3. MAASTRICHTIENSE Y PALEOCENO	14
2.4. EOCENO	17
2.5. MIOCENO Y PLIOCENO	18
2.6. CUATERNARIO	19
3. SEDIMENTOLOGIA	21
3.1. CRETACICO SUPERIOR	21
3.2. CICLOS TERCIARIOS	22
3.2.1. Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante	27
3.2.2. Esquema evolutivo general	33
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	35
5. PETROLOGIA IGNEA	39
BIBLIOGRAFIA	41



1. INTRODUCCION

El cuadrante 139-III "Maeztu" presenta una alternancia de llanuras más o menos quebradas y escarpadas sierras. Las zonas llanas pueden ser accidentadas (como la zona del diapiro de Maeztu al norte, o la cuenca del río Izkiz, al suroeste), o bien de perfiles muy suavizados, como la zona de Santa Cruz de Campezo o el valle del arroyo Sabando.

Las sierras tienen forma de mesetas con bordes abruptos (alto San Cristóbal, 1050 metros; Peñalascinco, 1045 metros; meseta de Corres con los picos Soila, 990 metros, y Muela, 1054 metros), o bien de alineaciones paralelas, correspondientes a alternancias a gran

escala en la estratificación (sierra de Oteo, con la cima de Hornillos, 996 metros, como altura principal).

Los ríos Ega e Izkiz, junto con los arroyos de Sabando y Rosaria, componen una red fluvial que desagua en el curso medio del Ega, a la altura de Santa Cruz de Campezo.

Los núcleos de población son de reducida entidad. El principal es Maeztu con menos de 400 habitantes; otros son Apellaniz, Atauri, Antoñana, Corres, Oteo, San Román de Campezo, Sabando, Leorza y Bujanda.



2. ESTRATIGRAFIA

En este cuadrante afloran series triásicas en forma diapírica, y además, términos cretácicos y terciarios, escasamente recubiertos por depósitos cuaternarios.

A continuación se describen, de más antiguo a más moderno, los términos distinguidos en cartografía.

2.1. TRIASICO

Las rocas más antiguas, según la memoria de la hoja MAGNA 139 "Eulate", son de la edad correspondiente a la facies Muschelkalk. Afloran en forma de enclaves subcirculares en el complejo diapírico de Maeztu. Se trata de **calizas y dolomías laminadas, margocalizas y limolitas estratificadas; brechas tectónicas** (1). Se sitúan en forma de "enclaves" en la masa arcillosa y yesífera del Keuper, y con frecuencia se encuentran fracturadas y brechificadas por la fricción entre bloques durante el ascenso halocinético. Las calizas laminadas presentan laminación paralela y de "ripples", así como abundantes marcas de muro y pistas de tipo *Thalassinoides*. Localmente se encuentran calizas finamente estratificadas con multitud de pequeñas inclusiones de yeso que, al disolverse, inician el proceso de "microcarniolización". La potencia máxima aflorante se puede cifrar en torno a los 100 metros en los excelentes cortes que da la carretera, al oeste y sureste de Maeztu.

En contacto normal, ligeramente mecanizado, a techo de estos materiales carbonatados se sitúan unas **areniscas silíceas verdes de grano fino** (2). Constituyen un pequeño afloramiento de pocos metros de potencia en el tramo de carretera anteriormente citado. Podrían atribuirse a la base del Keuper o a una intercalación terrígena dentro del Muschelkalk.

La mayor parte del sistema diapírico está formado por una masa plástica de **arcillas rojas, verdes y grises, con yesos y cantos de brecha tectónica** (3), que es la responsable del proceso halocinético. Apenas se registran afloramientos de estas facies, al estar labrada la mayoría de su superficie.

Esporádicamente se dan pequeños asomos de **ofitas** (4), muy exiguos, dispersos en la masa arcillosa, de los cuales se ha cartografiado uno descrito por SUBIJANA (1986), ya que por lo que respecta al resto sólo se han detectado cantos ofíticos en las brechas triásicas.

2.2. CRETACICO SUPERIOR (Santoniense-Campaniense)

El Cretácico superior es esencialmente carbonatado, sobre todo en la base, y presenta una importante contaminación arenosa a techo, en el Campaniense superior. Ofrece muy frecuentes cambios de facies en todos los sentidos.

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

Los materiales más antiguos representados en el cuadrante constituyen cuerpos de **calcarenitas con estratificación cruzada** (5), que se extienden por el tercio oriental del mismo. Estas calcarenitas consisten en seis litosomos calizos principales, de forma lenticular, que se superponen en una misma vertical y pasan gradualmente en sentido lateral a series margosas y arenosas. El litosomo inferior es el más potente (aproximadamente 900 metros), y origina la cumbre del monte Hornillos. Están compuestos por calcarenitas compactas, karsificadas, en barras decamétricas, que pasan lateralmente a términos progresivamente más margosos. Se sitúan tanto en el Santoniense como en el Campaniense inferior y medio. La siguiente asociación faunística caracteriza el Santoniense superior: *Lacazina elongata* MUN. CHALM., *Globotruncana lapparenti* BOLLI, *Globotruncana concavata* BROTZ., *Marginulina trilobata* D'ORB., *Pseudovalvulineria cf. costata* (BROTZ.), *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Idalina antiqua* D'ORB., *Cuneolina cf. pavonia* D'ORB., *Goupillaudina cf. lecointrei* MARIE, *Vidalina hispanica* SCHLUMB., así como miliólidos, briozoos, ostreidos, equinodermos, etc. Son rasgos típicos la estratificación cruzada a gran escala, las inclusiones de asfalto y nódulos silíceos, así como la presencia de clastos o fragmentos rodados de cristales de cuarzo rojo ("jacintos de Compostela"), que provienen de asomos triásicos durante el Cretácico superior. El corte - tipo del Santoniense-Campaniense medio puede situarse desde unos 2 kilómetros al sur de Antoñana hasta el Molino de Oteo, o bien por la carretera de Santa Cruz de Campezo a Oteo. Las intercalaciones calcareníticas en el Campaniense superior arenoso son similares, pero se describen aparte.

Los cuerpos calcareníticos descritos pueden pasar lateral y verticalmente a facies con mayor contaminación arenosa, distinguidas en cartografía como **calcarenitas y calizas arenosas; niveles margocalizos** (6). Representan tránsitos graduales a términos de "orla terrígena" que rodean los núcleos más calizos, presentando localmente facies brechoides. Son frecuentes la estratificación paralela decimétrica y cruzada a pequeña escala, así como los restos de ostreidos.

Hacia el suroeste y noreste, la serie va perdiendo progresivamente intercalaciones carbonatadas y se transforma localmente (oeste de Oteo, este de Antoñana), en **calizas arenosas y calcarenitas con margas y margocalizas** (7). Se ha encontrado microfauna consistente en: *Globotruncana ventricosa* WHITE (sensu BROTZ.), *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, *Globotruncana elevata* BROTZ., *Litula irregularis* (ROEMER), *Marginulina trilobata* D'ORB., *Verneuilina limbata* CUSHMAN., *Cibicoides eriksdalensis* BROTZ., *Cibicoides voltzianus* (D'ORB.), *Pseudovalvulineria clementiana* (D'ORB.), *Tritaxia tricarinata* REUSS, *Globorotalites michelinianus* D'ORB., *Goupillaudina cf. daguini* MARIE, *Bolivinooides cf. laevigata* (MARIE) y *Bolivinooides draco miliaris* HILT. y KOCH. Se trata de un término mixto y muy variable en composición litológica según los cortes. Puede definirse en general como una alternancia de calizas arenosas más o menos nodulosas, en bancos centi a decimétricos, y niveles margosos o limolíticos arenosos que aislan generalmente los bancos calcáreos entre sí. Este término, al perder nuevamente carbonato, da paso a la facies general o de "orla", situada alrededor del conjunto de barras calcareníticas: son **margas y margocalizas o calizas nodulosas** (8). El término general es una marga o limolita calcárea grisácea oscura en la que se intercalan más o menos rítmicamente grupos de niveles nodulosos de calizas, calcarenitas arenosas o margocalizas.

Entre la microfauna cabe destacar: *Globo-truncana concavata carinata* DALBIEZ, *Globo-truncana concavata concavata* (BROTZ.), *Globo-truncana ventricosa* WHITE (sensu BRO-TZEN), *Globo-truncana lapparenti lapparenti* BOLLI, *Globo-truncana cf. fornicata* PLUMMER, *Lituola irregularis* (ROEMER), *Triplasia cf. acu-tocarinata* ALEX. y SMITH, *Verneuilina limbata* CUSHMAN, *Marssonella trochus* D'ORB., *Mar-ginulina trilobata* D'ORB., *Neoflabellina buticu-la* HILTERM., *Tritaxia tricarinata* REUSS, *Heterohelix cf. globulosa* EHRENB., *Gaudryina rugosa* D'ORB., *Gluberina decoratissima* (DE KLASZ) y *Arenobulimina d'orbigny* (REUSS).

Un corte-tipo interesante puede observarse en la carretera de Oteo a San Vicente de Arana, y de allí, a la subida a la ermita de Santa Teodosia (cuadrante 139-I, Montes de Iturrieta), en el flanco sur del sinclinal de Urbasa. La potencia del término varía en la horizontal, dependiendo del desarrollo de las intercalaciones calcáreas que puedan aparecer. El orden de magnitud es hectométrico.

En el tránsito al Campaniense superior, y al suroeste del cuerpo calcarenítico principal, aparecen pequeñas intercalaciones de **arenas y areniscas decalcificadas con niveles de calcarenitas y arcillas** (9).

Todo el conjunto carbonatado que se ha descrito (con una potencia total aproximada de 1800-2000 metros) pasa lateralmente hacia el suroeste (alrededores de Bujanda), a una serie mixta calizo-arenosa, a consecuencia de la contaminación terrígena que proviene de áreas-fuente meridionales. Esta serie consta, además de algunos términos ya descritos (6, 7, 8 y 9), de otros que se citan a continuación:

El más representado es una **alternancia irregular de arenas, areniscas y calizas** (10). Se sitúa a techo de la serie, con potencias desde decamétricas hasta de unos 280 metros, e intercala localmente cuerpos métricos a decamétricos de **calizas arenosas con niveles**

de areniscas y limolitas (11) y **niveles decimétricos de calizas arenosas** (12). Las características más llamativas de toda la serie son los colores pardo-rojizos oscuros y la gran cantidad de ostreidos, pectínidos, restos de corales individuales e incluso de crustáceos.

Sobre estas series carbonatadas se sitúan, ya en el Campaniense superior, unas **arenas y areniscas calcáreas decalcificadas, con niveles conglomeráticos canalizados, niveles arcillosos y carbonatados** (13), que ocupan una importante extensión en todo el cuadrante. Apenas existen afloramientos, estando los materiales recubiertos por un depósito arenoso de 0,5 a 1 metro de potencia y por una capa de alteración de areniscas decalcificadas de varios metros de espesor. La potencia total, muy aproximada, oscila en torno a los 400 metros en el área de Bujanda. En los lugares donde es posible la observación de la roca fresca (norte de Atauri, corta de "asfaltos de Maeztu", sur de Apellaniz, oeste de Corres, etc.), se han puesto de manifiesto canalizaciones de amplitud decamétrica, rellenas por varios metros de microconglomerado y arenisca silíceas bien clasificada y redondeada. Según SUBIJANA (1986), la organización parece ser la siguiente: en la base de la sucesión aparecen barras arenosas y microconglomeráticas; en el resto, niveles alternantes de areniscas microconglomeráticas en bancos métricos y areniscas finas en bancos decimétricos. Se observan intercalaciones de calizas arenosas recristalizadas y alteradas. Esporádicamente, se intercalan finos niveles dolomíticos (en cuadrantes adyacentes), o bancos limolíticos grises, verdosos o rojizos. Cuando estos últimos alcanzan una entidad cartográfica y es deducible su geometría, se han cartografiado como **areniscas de grano muy fino y/o limolitas y arcillas grises o verdosas** (14). Se sitúan especialmente en la mitad superior de la serie campaniense, con extensiones laterales aparentes de hasta 4 kilómetros.

Localmente aparecen también, intercalados en la base, finos niveles calizos, ya descritos anteriormente como término (12).

En el borde sur del diapiro de Maeztu aparecen barras de **calcarenitas bioclásticas estratificadas o masivas; niveles brechoides, margosos y arenosos** (15); quizá sean equivalentes laterales distales de las barras de Antoñana. Están compuestas por fragmentos de macroforaminíferos, ostreidos, corales planares, etc., éstos últimos formando localmente pequeños parches. Son muy frecuentes las oquedades hasta centimétricas rellenas de asfalto (explotado por "Asfaltos de Maeztu, S.A."), y los clastos de origen triásico (cuarzo rojo, carnio-las yesíferas, areniscas verdes, ofitas, etc.).

En ocasiones, estos clastos triásicos se concentran en niveles netos de potencia incluso decimétrica, a veces cíclicamente alternantes con estratos calcareníticos o arenosos. En cartografía se han distinguido como **brechas polimícticas intra y extraformacionales** (16). Los clastos son redondeados, de tamaño milimétrico hasta de 8 - 10 cm., y están mezclados con materiales intraformacionales, generalmente de origen bioclástico.

Este tipo de niveles brechoides, con idénticas características, se intercala en la serie a diversas alturas entre Campaniense y Thanetiense inferior, diferenciándose en cartografía en todos los puntos donde se ha reconocido.

Sobre los materiales descritos se deposita, en todo el área del cuadrante, un conjunto de sedimentos calcosilíceos maastrichtienses en continuidad con el Terciario marino.

2.3. MAASTRICHTIENSE Y PALEOCENO

El Maastrichtiense es una formación heterolítica que incluye los últimos aportes terrígenos antes del Paleoceno superior. Se han distinguido los siguientes términos:

—**Calizas arenosas y calcarenitas con microforaminíferos** (17). El término está constituido mayoritariamente por calizas arenosas pardas o rojizas, muy cementadas, con abun-

dante fauna de bivalvos y algunos corales, algas, etc., organizadas en estratos centimétricos, entre las que se intercalan esporádicos niveles de areniscas calcáreas o bien de calcarenitas blancas de foraminíferos. Localmente se dan procesos incipientes de dolomitización en las facies más porosas. El término aflora al oeste de Apellaniz y, en barras discontinuas, en Atauri y al noroeste y sureste de Corres.

—**Areniscas calcáreas con fauna marina** (18). Constituyen un tránsito gradual de las calizas arenosas hacia términos terrígenos situados a muro o techo de las barras calcáreas.

—Serie indiferenciada: **areniscas calcáreas, calizas arenosas, calcarenitas y margas** (19). Alternancia irregular de estas litologías, por lo general mal afloradas (noroeste y sur de Corres), o bien sin niveles de entidad cartográfica (Atauri-Sabando). En algunos puntos, el término engloba los conglomerados y areniscas silíceas suprayacentes, descritos a continuación como (20) (área de Corres), o bien desaparece como tal por asimilación al techo de las arenas campanienses.

Los tramos calizos suelen ser ricos en orbitóidos, entre los que destacan *Orbitoides media* (D'ARCH.), *Lepidorbitoides socialis* (LEYM.), *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK y *Lithothamnium sp.*, junto a algunos briozoos, gasterópodos, etc.

La potencia total de la serie maastrichtiense oscila en este cuadrante entre pocas decenas y los 180 metros (cortes de El Haya y Peñalascinco, respectivamente).

Coronando la serie maastrichtiense se sitúa un nivel de **areniscas calcáreas conglomeráticas decalcificadas y arenas** (20). Es un término distinguible sólo en zonas donde no se haya dado una reducción y unificación de la serie maastrichtiense. Se trata de bancos

decimétricos a métricos de arenisca más o menos microconglomerática, con estratificación paralela o cruzada y abundantes cantos blandos de limolitas o areniscas finas preexistentes. En el tránsito al término superior aparecen, en cuadrantes adyacentes, intercalaciones poco potentes (decimétricas) de dolomías oquerosas con abundantes restos de fauna. Por lo general, y debido a la decalcificación, el material que aparece con más frecuencia está compuesto por arenas silíceas sueltas, con una apreciable fracción microconglomerática y con cantos aislados de conglomerado de hasta 5 centímetros. Sin embargo, todo indica que bajo una capa de alteración no muy espesa se encontraría la roca inalterada. La potencia del término, allí donde se ha diferenciado, se sitúa en torno a los 30 - 40 metros en el oeste (San Cristóbal) y a los 140 metros en el este (Peñalascinco). Practicamente los únicos afloramientos existentes se sitúan en Sabando, San Román de Campezo y al oeste de Apellaniz.

Como ya se ha apuntado, allí donde la serie se encuentra reducida y desaparecen términos calcáreos, las facies se hacen indiferenciables, llegando a desaparecer algunos términos por asimilación al techo del Campaniense arenoso.

La facies conglomerática parece llegar en el extremo sur (zona del Pico Muela) a alcanzar edades paleocenas, siendo quizá equivalente lateral parcial de las calizas y dolomías danienses (21), que se describen a continuación.

El Danomontiense está compuesto principalmente por potentes paquetes carbonatados, diferenciándose en este cuadrante los siguientes términos:

—**Calizas y dolomías recrystalizadas, masivas o con mega-estratificación cruzada** ("calizas y dolomías de Markiniz") (21). Término mixto sin predominio claro de una u

otra litología, debido a lo irregular del proceso de dolomitización. Constituyen un nivel-guía resaltante, de 20 a 30 metros de potencia, compuesto por calizas y dolomías masivas o con mega-estratificación cruzada, compactas, recrystalizadas y oquerosas. Litológicamente son micritas o calcarenitas oolíticas en diversos estadios de sustitución dolomítica. Su estructura es la de un complejo arrecifal con frecuentes montículos coralgales de bajo perfil y áreas de "shoal" calcarenítico de alta energía.

La alteración puede llegar a ser tan intensa que haga desaparecer completamente el resalte, como ocurre en Sabando, en el límite norte con el cuadrante de Montes de Iturrieta.

—Al norte y sur de Atauri aparece una banda de la misma edad, pero con menor potencia (10 - 15 metros) y con características litológicas diferentes: **calizas granudas recrystalizadas; calcarenitas** (22). En el extremo norte de la banda meridional (labores en "Asfaltos de Maeztu"), pequeños afloramientos presentan esta litología. Debido a la falta de afloramientos, se ha supuesto que en la parte sur de la banda el término puede asimilarse, quizá por un mayor grado de tectonización y alteración, a los materiales suprayacentes.

—En efecto, sobre el término anterior suele situarse un nivel blando, erosionable, de carácter calizo o dolomítico, pero con un apreciable componente arcilloso fino. Se trata de **dolomías calcáreas y margodolomías alteradas; niveles de caliza** (23). Son dolomías calcáreas o calizas dolomíticas grises a blancas, micríticas o calcareníticas (a veces oolíticas, margosas), generalmente recrystalizadas y alteradas (a veces sacaroideas en superficie), presentándose en bancos decimétricos a métricos de carácter micrítico o calcarenítico, muy poco definidos. Estos grupos de bancos se encuentran separados por niveles métricos de margodolomías y margocalizas muy alteradas, que sólo afloran en lechos de arroyos o en pendientes muy pronunciadas, donde la capa de

suelo ha sido arrastrada o se ha deslizado. El alto grado de alteración y recubrimiento impide, pues, la distinción de tramos margosos y calizo-dolomíticos.

Abarcan el resto del lapso Danomontien- se y sólo afloran, muy exiguamente, en la banda al sur de Sabando, en la vertiente sur del alto San Cristóbal, al noroeste de Corres y en el barranco del mismo nombre, al sureste del pueblo.

—Finalmente, aparece de forma localiza- da un tramo más duro, dolomítico y calcáreo, en forma de barras métricas a decamétricas: **dolomías y calizas estratificadas** (24), tam- bién alteradas, aunque a veces resaltantes. Son bancos decimétricos de dolomías decalcifica- das, calcarenitas o calizas micríticas, general- mente azoicas y de colores muy claros. Localmente constituyen una “falsa alternancia” de bancos centi y decimétricos.

En el extremo sur de los afloramientos paleocenos (pico Muela), donde la serie es diferente, se ha diferenciado como equivalente lateral del (23), un término de **esparitas are- nosas rojizas** (25), de unos 20 metros de potencia, totalmente recristalizadas y que no presentan características resaltables.

La potencia del Danomontienense oscila en conjunto entre 100 y 125 metros, en este cuadrante, ya que la serie se encuentra reduci- da. Presenta máximos de 200 metros en Santa Elena y mínimos, como el de Santa Teodosia, con pocas decenas de metros (ambos en el cuadrante de Montes de Iturrieta). Este adelga- zamiento es debido a la actuación del sistema de fallas sinsedimentarias de Sabando.

El Thanetiense inferior y medio está com- puesto por una serie calcárea. Se observan excelentes afloramientos en los escarpes que rodean Sabando, Atauri, Antoñana, Corres, San Román, etc. Los cortes más representativos son los de Leorza, noreste de Atauri y barranco de

Corres. Esta serie constituye un complejo arre- cifaal con diversas lito y biofacies que se inter- penetran originando contactos cartográficos complejos y sucesiones muy variables según los puntos. Los términos que integran la serie son los siguientes:

—**Calcarenitas mal estratificadas, onduladas o pseudobrechoides, localmente arenosas** (26). Constituyen la facies indiferen- ciada y la más usual en afloramiento. Según las zonas, son calcarenitas de color claro, masivas, mal estratificadas o en bancos decimétricos irregulares (alrededores de Atauri); o bien calcarenitas de grano variable, arenosas, mal afloradas, pseudonodulosas y pseudobrechoi- des por diagénesis o tectonización diferencial (ángulo noroeste del cuadrante). Tienen, a veces, aspecto de falsas alternancias, cuando en realidad no hay intercalaciones margosas.

En las calcarenitas se distinguen numero- sas algas rodóceas (entre las que destacan *Lithothamnium sp.* y *Archaeolithothamnium sp.*), *Planorbulina antiqua* MANGIN, *Operculina pseudoheberti* MANGIN, *Discocyclina seunesi* DOUV., así como algunos valvulínidos de gran tamaño y *Rotalia cf. trochidiformis* LAM.

—**Biomicrocristas y calcarenitas bioclási- cas gruesas de colores claros** (27). En su mayor parte son “bindstones” coralgales (facies nuclear de montículos de bajo perfil) con cal- carenitas masivas de rodolitos (a veces con estratificación cruzada de bajo ángulo como se observa en Peñalascinco o en el barranco de Corres). Están organizadas en bancos métricos- decamétricos con estratificación mayoritaria- mente paralela, o en secuencias negativas de carbonato creciente, más resaltantes hacia techo (pico Muela); en general, incorporan más componente arenoso hacia el sur. El contenido fósil es muy variado: corales, rodolitos e incluso estromatolitos algales, foraminíferos, fragmentos de braquiópodos, lamelibranquios, equínidos, etc.

—**Alternancia de biomicritas y calcarenitas (27) y calcarenitas arenosas (26)**, a la que corresponde el n.º 28. Término situado generalmente a techo de la serie caliza thanetiense, es una alternancia en bancos decimétricos a métricos de las facies descritas, generando un nivel bastante uniforme con una potencia en torno a los 10 - 15 metros.

La potencia total del Thanetiense calcáreo es, orientativamente, de unos 80 - 130 metros. En algunas áreas, como Peñalascinco y Bitigarrá (esta última en el cuadrante 139-I, Montes de Iturrieta), la geometría de los contactos observados en afloramiento sugiere relaciones discordantes por "onlap" entre Thanetiense y Danomontiense.

El Thanetiense superior es una serie mixta con 2 términos diferenciables:

—Término mixto compuesto por **calcarenitas, calizas arenosas, areniscas, arenas, dolomías, margas y niveles esparíticos (29)**. Tramo muy cubierto, que cuando aflora puede hacerlo en cualquiera de las litologías citadas o en varias de ellas. La potencia oscila alrededor de los 20 - 25 metros. Algunos cortes interesantes pueden ser los de los alrededores de Corres, donde las calizas y dolomías presentes en el tramo pueden aparecer excepcionalmente en bancos métricos resaltantes (ermita de La Peña).

—**Areniscas calcáreas microconglomeráticas y arenas (30)**. Son las arenas que se explotan en Laminoria. En general están muy alteradas y cubiertas. En afloramiento son areniscas microconglomeráticas con cemento calcáreo (particularmente visible en este cuadrante) y escasa contaminación limolítica y arcillosa, que se concentra en el techo. La potencia oscila entre los 15 y los 20 metros, según las transversales. Los únicos afloramientos interesantes se sitúan en la cubeta de Corres (donde son prácticamente calizas arenosas), ya que en el resto del cuadrante se

encuentran cubiertas (ángulo noroeste), faltan por erosión actual (Peñalascinco-Cicujano), o bien no están representadas en la serie, como ocurre al sur de Corres.

2.4. EOCENO

El Eoceno inferior, en continuidad estratigráfica con el Thanetiense, está formado excepcionalmente en este cuadrante por una serie compleja, considerablemente más potente en el sur que en el norte de la cubeta de Corres (se apoya en "onlap" hacia el norte sobre el sustrato paleoceno), y alternante a grandes rasgos entre terrígenos y carbonatos: de muro a techo aparecen los siguientes términos:

—**Areniscas calcáreas y calcarenitas (31)**. Se trata de una facies mixta de tránsito entre las areniscas infrayacentes y las series superiores, más carbonatadas. Consiste en una alternancia decimétrica a métrica, más patente en algunos casos (carretera al norte de Corres), más difusa y peor aflorada en otros (ENE del mismo pueblo), de calcarenitas de nummulites y/u otros foraminíferos, y areniscas calcáreas o calizas arenosas. A veces se dan procesos locales de dolomitización.

—**Margas, arenas, calcarenitas y arcillas (32)**. Intercalación terrígena de potencia métrica y muy limitada lateralmente, tan sólo presente en el corte de Corres.

—**Alternancia métrica regular de calcarenitas bioclásticas y areniscas calcáreas (33)**. Es el término principal de la serie eocena, presentando una potencia mínima cercana a los 40 metros, aunque difícil de calcular al no existir la referencia de techo. El corte-tipo puede situarse en la carretera al norte de Corres, o al norte de la ermita de La Peña. Presentan la siguiente microfauna: *Alveolina ilerdensis* HOTT., *Alveolina leupoldi* HOTT., *Alveolina cf. rotundata* HOTT., *Glomoalveolina lepidula* SCHWAG, *Alveolina decipiens* SCHWAG, *Alveolina aragonensis* NUTT, *Alveolina corbarica* HOTT., *Orbitoides ibericus* LEHM. y *Quinqueloculina sp.*

—En el centro de la cubeta, sobre las alternancias y quizá en paso lateral parcial al techo de las mismas, se localizan unos exiguos afloramientos de **calcarenitas arenosas y microconglomeráticas** (34).

La serie eocena es aparentemente diferente al sur del barranco de Corres. En este área, donde también faltan las areniscas thanetien-ses de Laminoria, aparecen sólo dos términos: la alternancia (33) que se acaba de describir y unos niveles de **calcarenitas de foraminíferos (Nummulites)** (35), en la facies típica de las calizas eocenas de todo el entorno (representadas, por ejemplo, en el ángulo noroeste del cuadrante). Son "grainstones" de tamaño de grano y componente arenoso variable, en bancos decimétricos separados por superficies más o menos netas. La potencia mínima puede alcanzar los 10 - 15 metros, faltando el resto por erosión combinada oligo-miocena y actual.

2.5. MIOCENO Y PLIOCENO (?)

El aspecto general de la facies sugiere, por comparación con los cuadrantes adyacentes, que quizá falten, o no afloren, los depósitos de abanicos aluviales correspondientes al Oligoceno. Por lo tanto, se ha considerado la base de la sucesión conglomerática como de edad miocena.

Dentro del cuadrante, el Mioceno tan sólo aparece en el ángulo sureste, si bien se extiende hacia el este por todo el valle de Santa Cruz de Campezo.

Se encuentra en discordancia angular erosiva sobre materiales santonienses a campanienses, plegados y fallados, estando el mismo conglomerado basculado por la acción de movimientos neógenos y/o cuaternarios. La disposición es en "onlap" hacia el suroeste, como se aprecia en cartografía, justo al sur de Bujanda. En este sentido se asciende en la serie, al tiempo que aumenta la granulometría y potencia de las facies gruesas. El término más

abundante, de carácter medio-distal, consiste en **limolitas, arcillas, areniscas y niveles conglomeráticos** (36), que se sitúan en el centro de la cubeta. Son de color amarillo o rojo, localmente ricas en carbonato microcristalino pulverulento y en concreciones calichiformes. Pueden contener pequeños niveles areniscosos, calcareníticos y conglomeráticos, o cantos sueltos de caliza de pocos centímetros de diámetro, así como horizontes de calizas blanquecinas, de origen lacustre.

Intercalados en los sedimentos finos, aparecen los siguientes términos:

—**Ortoconglomerados calcáreos, areniscas, calcarenitas, limolitas y arcillas** (37), depositados por sistemas de abanicos aluviales. Se trata de ortoconglomerados calcáreos muy compactos en matriz areno-calcarenítica y cemento carbonatado. Se organizan en barras métricas, en general poco netas, entre las que se intercalan niveles de granulometría más fina. Son mayoritarios en el suroeste, mientras que van desapareciendo hacia el noreste. Por otro lado, al este de Maeztu se encuentra un pequeño afloramiento conglomerático, testigo de los abanicos aluviales que en su día se apoyaban sobre el frente de la sierra en la zona de Gezal.

—**Areniscas calcáreas y limolitas** (38). Conforman barras de espesor métrico, "colas" o terminaciones laterales de los niveles conglomeráticos.

A tenor de la cartografía y de las facies observadas, parece evidente que la actuación de fallas sinsedimentarias (cuyas brechas "polimícticas" son observables, por ejemplo, en el cruce entre la carretera Santa Cruz - Oteo y la desviación a Urbin), durante el Neógeno e incluso el Plio-pleistoceno, rejuveneció el relieve de la Sierra de Hornillos. Así se fueron creando nuevas generaciones de abanicos aluviales en los que se depositaban conglomerados, recubiertos cíclicamente por sucesivos sistemas.

De esta forma se ha pensado que se originó el **conglomerado calcosilíceo y pie de monte calizo cementado** (39), dentro del mismo sistema pero con áreas fuente diferentes: conglomerado neógeno previo en el primer caso y calcarenita cretácica en el segundo.

La cuña de materiales se apoya directamente sobre el frente de la Sierra de Hornillos (afloramiento excepcional en el cruce de carreteras anteriormente citado), en facies de orto y paraconglomerados reciclados, en los que se advierten clastos decimétricos de conglomerado preexistente, y que pasan hacia el sur a materiales más finos. También son visibles coluviales muy cementados, en matriz rojiza, que forman cuñas *in situ*, o bien bloques sueltos en trance de ser reciclados (sureste del convento abandonado de Piérola). No se puede descartar que estos depósitos pertenezcan a una generación intermedia, ligeramente posterior a los conglomerados (39) ya citados, si bien por su facies son anteriores a los pie de montes cementados cuaternarios (40), de aspecto inequívocamente más reciente.

En el borde sur de la cubeta neógena de Santa Cruz de Campezo también aparecen conglomerados de segunda generación, bien desarrollados (ver al respecto el cuadrante 139-IV, Campezo). En el presente cuadrante se puede ver un pequeño afloramiento testigo en Gezal, en el mismo punto donde se conserva un relicto de conglomerado mioceno.

2.6. CUATERNARIO

En el Cuaternario se distinguen dos tipos de depósitos: los de carácter más antiguo, quizá en parte pleistocenos (piedemontes cementados y terrazas fluviales), que pertenecen a un sistema aluviofluvial en vías de desmantelamiento, y los netamente recientes, como coluviales, aluviales, antropogénicos, etc.

Los depósitos más antiguos cartografiados son:

—**Depósitos aluvio-coluviales antiguos** (40). Están formados por cantos centimétricos angulosos de calcarenitas senonienses, habiendo sido cementados tras un escaso transporte por la pendiente de la sierra. En la actualidad se encuentran casi totalmente desmantelados, en el área del antiguo convento de Piérola. Es destacable el contacto mecánico por falla normal, perfectamente visible, entre estos depósitos y las facies finas del conglomerado terminal neógeno (39), que atestigua movimientos neotectónicos. Por otro lado, estas manifestaciones neotectónicas vienen apoyadas por la presencia, al sur de Antoñana, de relictos de meandros colgados, con depósitos atípicos, quizá de terrazas, retocados por procesos de ladera. Por esta razón se han cartografiado como coluviales recientes.

—**Terrazas fluviales** (41). Se localizan sobre todo en el diapiro de Maeztu, donde alcanzan espesores de más de 5 metros, y mejor conservadas, en la cubeta de Santa Cruz. Están compuestas por cantos calcáreos en una matriz más fina, y se cree que pueden formar parte del mismo sistema sedimentario que los piedemontes descritos anteriormente.

Entre los depósitos recientes se han distinguido varios términos:

—**Depósitos coluviales de cantos calizos** (42), compuestos por derrubios calizos senonienses y thanetienses, situados en el ámbito de la sierra de Hornillos y al norte de San Román de Campezo, donde se encuentran actualmente en explotación intermitente.

—**Depósitos aluviales** (43). Depósitos mixtos calcosilíceos, ligados a los principales cursos de agua (este de Maeztu, Santa Cruz). Tienen escaso desarrollo y potencia dentro del cuadrante.

—**Acúmulos de tobas y travertinos** (44). En el aluvial del río Ega entre Aauri y

Antoñana, se producen acumulaciones travertínicas y de tobas calcáreas karstificadas (con estalactitas) de más de 4 - 5 metros de espesor, sobre un sustrato poco permeable. Su extensión superficial se cifra en torno a los 4 km². Asimismo, en el ángulo sureste del cuadrante aparecen tobas calcáreas sobre sustrato de conglomerado neógeno.

—**Depósitos coluviales** (45). Los que se han cartografiado están circunscritos casi

exclusivamente a la vertiente sureste del alto de Soila, este de Peñalascinco y oeste del pico Muela, y tienen carácter mixto: calizo y dolomítico, arenoso y conglomerático.

—**Depósitos antropogénicos** (46). Circunscritos a las cortas y escombreras de Asfaltos de Maeztu en Atauri, y a otras obras aisladas.

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 aproximación a la sedimentología y paleogeografía del cuadrante y su entorno próximo bajo un triple enfoque:

—geométrico-estratigráfico, referido a las dimensiones horizontales y verticales de los cuerpos rocosos y a su relación mutua.

—secuencial, es decir, relativo a la sucesión de ambientes en el transcurso del tiempo.

—paleogeográfico, relativo a la coexistencia de diferentes ambientes sedimentarios en un período determinado.

Dentro del cuadrante son mayoritarios los materiales del Cretácico superior (Santonense y Campanense) y de los ciclos terciarios (Maastrichtense, Paleoceno, Eoceno, Mioceno y Pliocuatnario), con algunos depósitos cuaternarios recientes localmente extensos.

Los materiales triásicos aflorantes en el diapiro de Maeztu consisten en dolomías y calizas del Muschelkalk, y en arcillas, yesos y limolitas del Keuper. Los depósitos carbonatados del Muschelkalk corresponden en general a un

medio marino somero, con aguas agitadas y un alto nivel de energía.

Finalizado el episodio carbonatado comienza la acumulación de las series clástico-evaporíticas del Keuper: la regresión marina, comenzada ya probablemente en el Trías medio, prosigue durante el Trías superior. La cuenca de sedimentación adquiere caracteres más someros y restringidos, al tiempo que el clima evoluciona hacia una mayor aridez. Este conjunto de condiciones permite el depósito de evaporitas en grandes extensiones, a las que se une una acumulación de materiales finos, arcillosos, de color rojo y verde en diversas tonalidades.

Además de las arcillas abigarradas, que son la litología predominante, se encuentran intercalaciones aisladas de delgados niveles limolíticos y acumulaciones más o menos importantes de yeso, especialmente en el extremo suroeste del diapiro.

3.1. CRETACICO SUPERIOR

El Cretácico superior del Dominio Navarro-Cántabro aflora en dos bandas paralelas en los flancos del cinturón de sinclinales terciarios de Miranda - Treviño - Urbasa. El cuadrante de Maeztu se sitúa en el flanco sur del sinclinal, dentro del margen oeste de la denominada "cuenca de Estella".

Durante el Cretácico superior se formó en el área Vasco - Cantábrica un gran surco (Surco Alavés de RAMIREZ DEL POZO, 1971; ver figura 3.1.), con más de 4500 metros de espesor total de sedimentos margosos y calizo-arcillosos en facies neríticas y pelágicas.

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. Al sureste, separada por una cadena de umbrales (diapíricos?) en el alto de Urbasa, se diferencia a partir del Cenomaniense la cuenca de Estella.

Paralelamente a las series margocalcáreas del Surco Alavés, al sur del alto de Urbasa se desarrolla, durante el Santoniense y Campaniense (área de Antoñana), un complejo de barras calcareníticas someras localizadas en el umbral de Hornillos. Estas parecen relacionadas genéticamente con el borde de cuenca santoniense de la sierra de Cantabria en el área de Santa Cruz de Campezo (ver cuadrante de Campezo). El medio de depósito es de plataforma media según los datos paleoambientales proporcionados por las asociaciones de ostrácodos.

La geometría de las barras indica una megasecuencia negativa-positiva. Se produce inicialmente una progradación con aumento del tamaño de grano y desarrollo de estratificaciones cruzadas y, a partir de un máximo regresivo, comienzan a darse episodios transgresivos pulsantes. Con el transcurso del tiempo se hacen más frecuentes las intercalaciones margosas y arenosas, al tiempo que se reduce la amplitud de los sucesivos bajíos o "shoals" calcareníticos. El sentido general de progradación de las barras apunta hacia el norte (zonas del Molino de Oteo y Oteo - Somorredondo), lo que refuerza una procedencia meridional desde la sierra de Cantabria. Al mismo tiempo avanzaba desde el suroeste un abanico terrígeno progradante, posiblemente deltaico, que

se interpenetraba con las facies marginales del complejo calcarenítico en el área de Bujanda. La divisoria entre ambos dominios parece ser la falla de Antoñana que sigue la elongación del diapiro de Maeztu y es paralela a las de Sabando - Contrasta (cuadrante de Sierra de Entzia, 139-II), activas desde el Santoniense en el entorno del cuadrante.

Un rasgo a destacar es la presencia, ya desde la base del Campaniense, de clastos triásicos en las calcarenitas. Puede tratarse de "jacintos de Compostela" o de fragmentos de carniolas del Muschelkalk, ofitas, limolitas, etc., que junto con clastos intraformacionales forman una brecha polimíctica que se intercala con sedimentos autóctonos arenosos o calcareníticos. El ámbito de aparición de estas brechas se limita a los alrededores del borde sureste del diapiro de Maeztu, alcanzando hasta sedimentos thanetienses. Así pues, queda clara la extrusión y afloramiento del Trías en el fondo del mar campaniense, maastrichtiense y paleoceno, lo que supone un cortejo de movimientos sinsedimentarios causantes de la formación de brechas y de la geometría y paleogeografía de las facies del entorno.

Tras una última progradación, aproximadamente a techo del Campaniense medio (barras de la ermita San Cristóbal), ya muy interferida por los aportes arenosos, éstos cubren toda el área de afloramiento, como en el flanco norte.

3.2. CICLOS TERCIARIOS

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 3.2.). Un corte de la estructura y desarrollo de las sucesiones se muestra en la figura 3.3.

El Terciario está constituido por los ciclos Maastrichtiense, Paleoceno, Eoceno, Mioceno y Pliocuaternario (figura 3.4.).

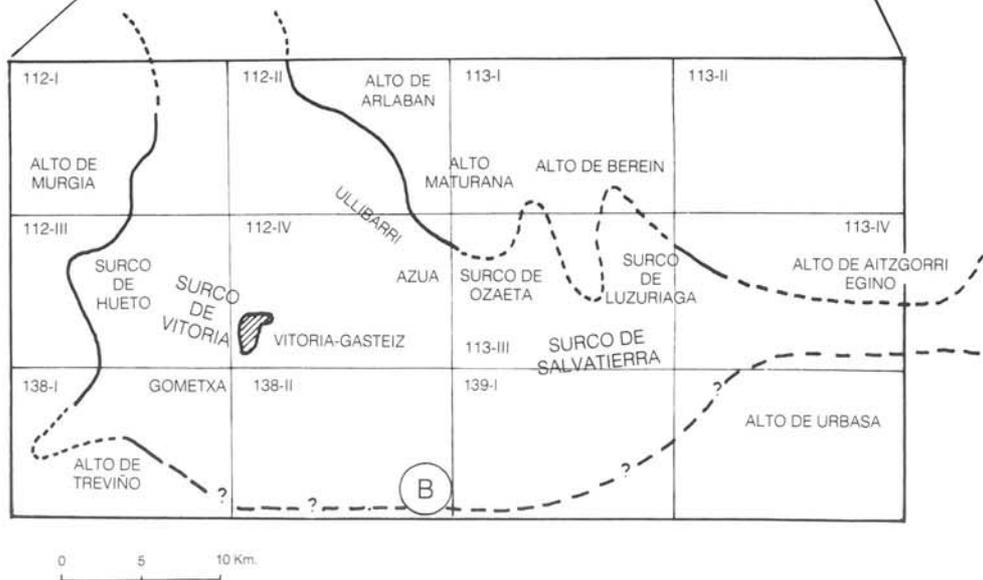
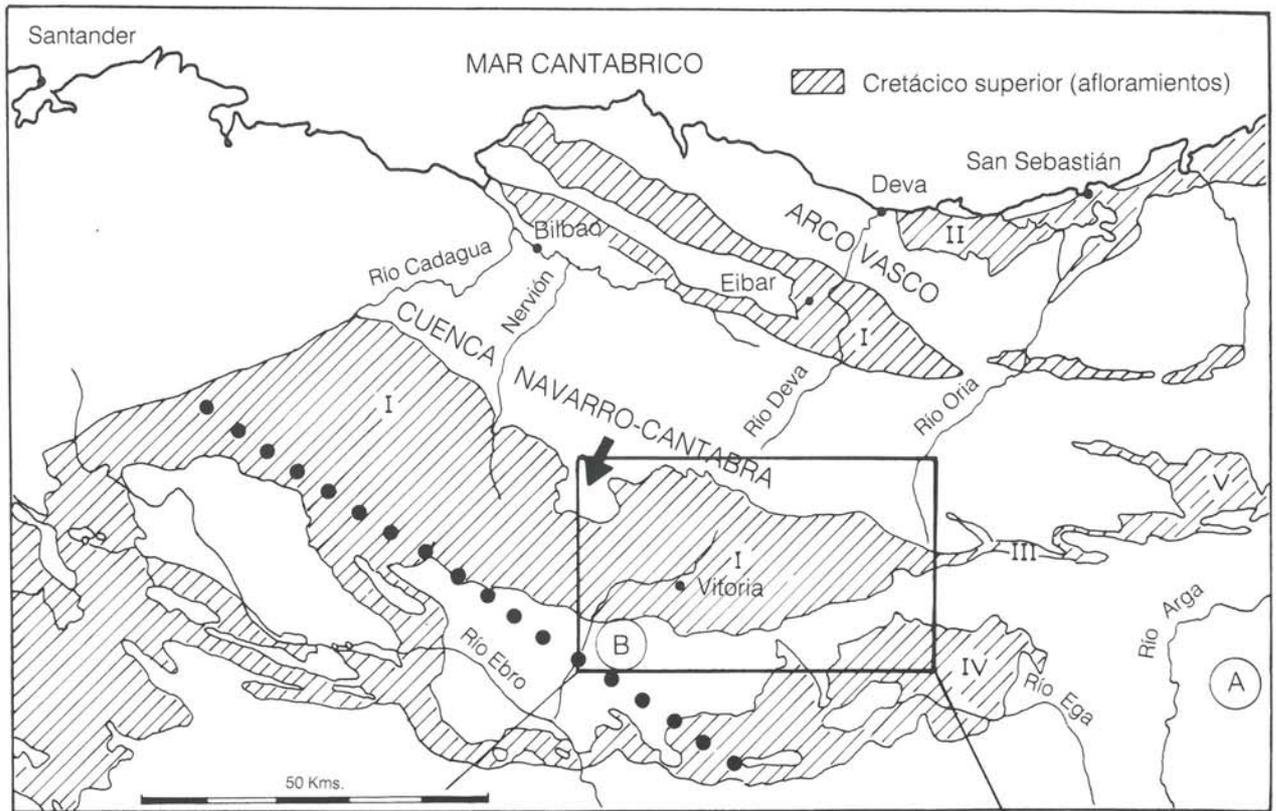


Figura 3.1.—A. Situación regional de los surcos de Vitoria y Salvatierra con respecto a los afloramientos del Cretácico superior en la Cuenca Cantábrica Oriental. La línea de puntos gruesos indica el límite septentrional del área costera o de transición. Modificado de AMIOT, 1982.

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

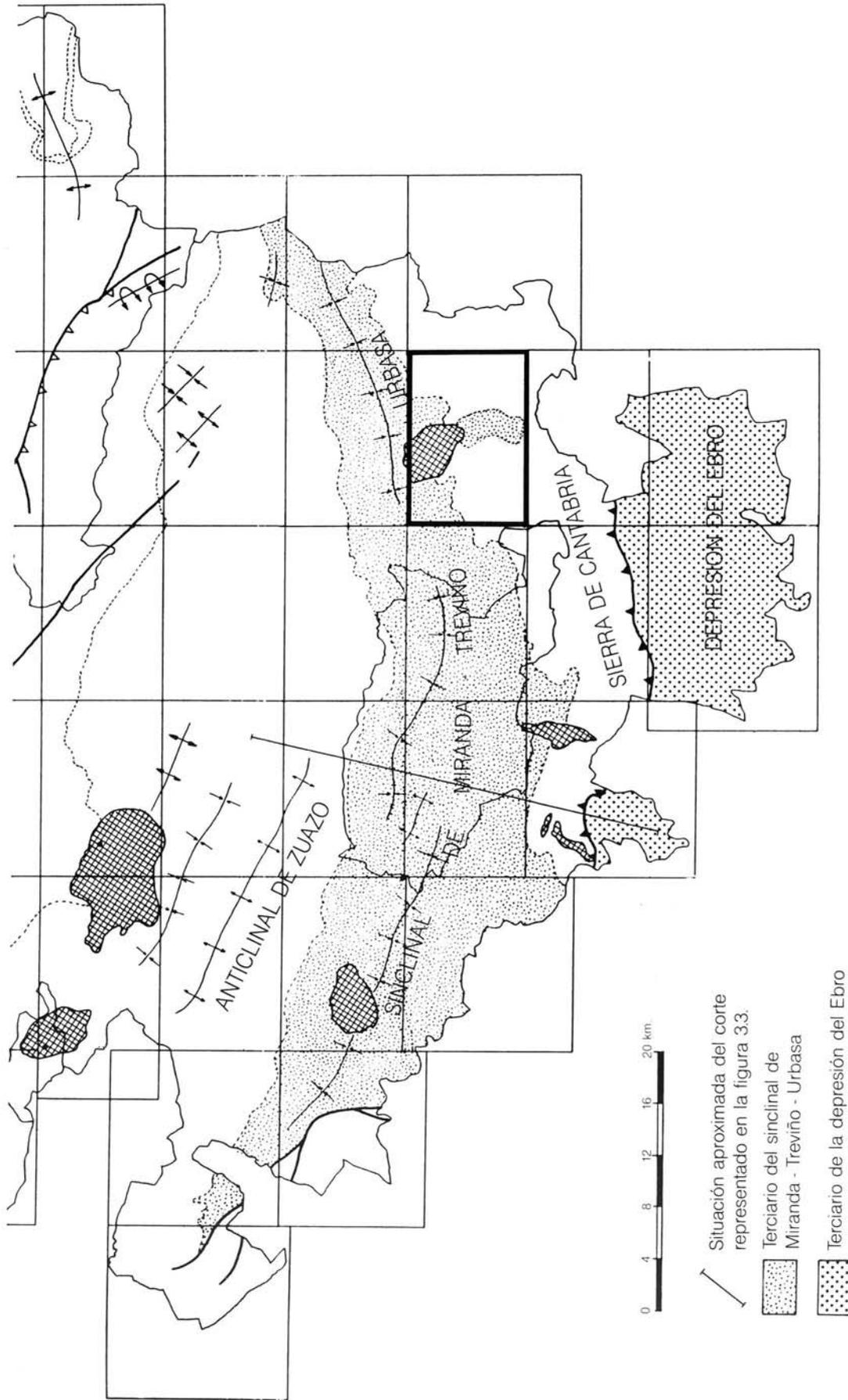


Figura 3.2.-Localización de afloramientos terciarios en el entorno regional.

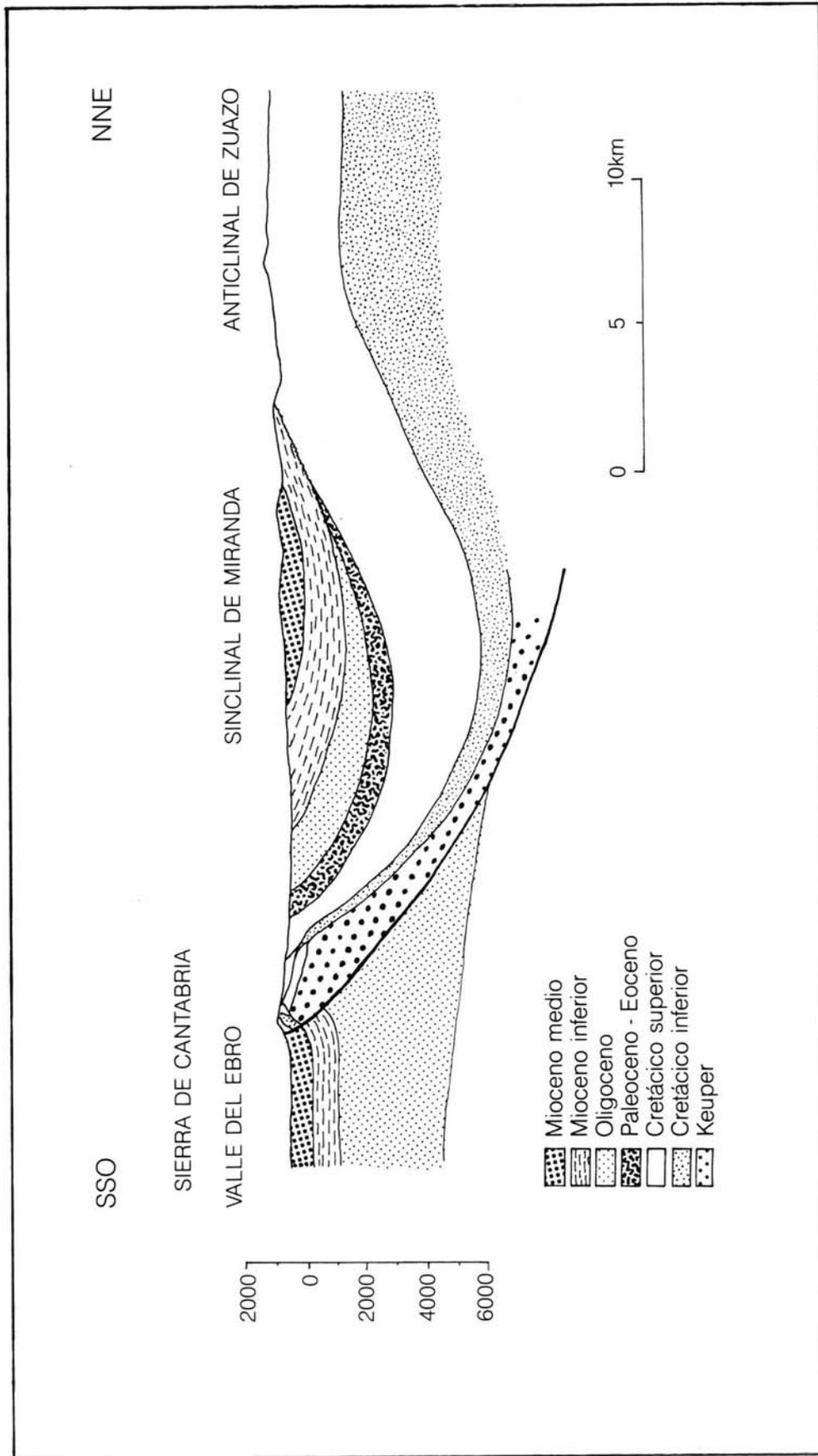


Figura 3.3.—Corte geológico del sinclinal de Miranda, modificado de RAMIREZ (1973).
 Se observa el acunamiento uniforme del Cretácico hacia el sur, borde de cuenca.
 A partir del Paleoceno comienza el basculamiento y desplazamiento de depocentros
 hacia el norte, con algunos "downlap" asociados.

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

En esta plataforma (figura 3.5.) 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 transgresivo-regresiva en los ciclos Maastrichtiense, Paleoceno y Eoceno (figura 3.4.), estando orientada en general hacia el N-NO, sentido en el que aumenta la batimetría (figura 3.6.), 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 y, dentro del cuadrante, en la depresión miocena de Campezo. Está constituido por diversas facies detríticas continentales (abanicos aluviales y sistemas fluvio-lacustres), de edad Mioceno y Pliocuatnario que rellenaron las depresiones elongadas constituidas por la zona axial del sinclinal y el "graben" activo de Campezo.

3.2.1. Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante

Como se ha indicado anteriormente, quedan delimitados, además del ciclo Maastrichtiense, otros tres ciclos principales dentro

del Terciario: Paleoceno, Eoceno y Mioceno, a los que se debe añadir el ciclo Pliocuatnario (figura 3.4.).

Los materiales encuadrados en los ciclos se organizan a su vez en secuencias, algunas de ellas asimilables a las secuencias deposicionales de MITCHUM (1977). Dentro del Terciario están representadas las secuencias 12 a 16, estructuradas en los ciclos mencionados.

El **Ciclo Maastrichtiense** consta de una única secuencia (12); sobre los términos campanienses se sitúa en discontinuidad, con fuerte pérdida de registro (ver figura 3.3.), el Maastrichtiense calco-areno-margoso.

El conjunto de los materiales está compuesto por series de areniscas, margas, calizas y dolomías con características mareales y deltaicas, en general marinas someras.

En el flanco norte del sinclinal de Miranda - Treviño - Urbasa, se constituye una alternancia progradante de barras calizas y arenosas, de plataforma somera. Mientras tanto en Sabando y en Santa Teodosia, en el flanco sur del sinclinal, aparecen facies proximales, intermareales, con contaminación terrígena.

En este área, y en general en todo el flanco sur, la secuencia se cierra, de forma regresiva, con la llegada de arenas y conglomerados costeros o continentales, con intercalaciones locales de dolomías carniolares, los cuales inhiben la producción de carbonato y pasan hacia el norte a facies más finas arenarcillosas. Siguen siendo frecuentes las intercalaciones de brechas polimícticas con cantos triásicos, especialmente en el extremo sureste del diapiro (alrededores de Atauri). Por otra parte merece también especial atención el importante acúmulo de megabrechas calcáreas presentes en el tránsito Maastrichtiense - Daniense en el cuadrante de Sierra de Entzia (139-II).

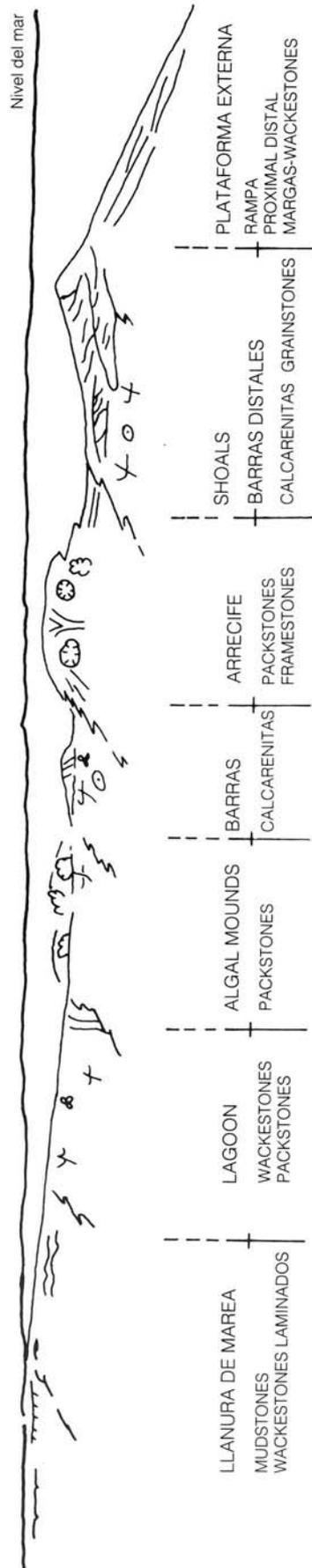


Figura 3.5.-Distribución de facies en la plataforma paleógena. Tomado de IGME, 1988. Obsérvese el carácter progradante de los cinturones de facies.

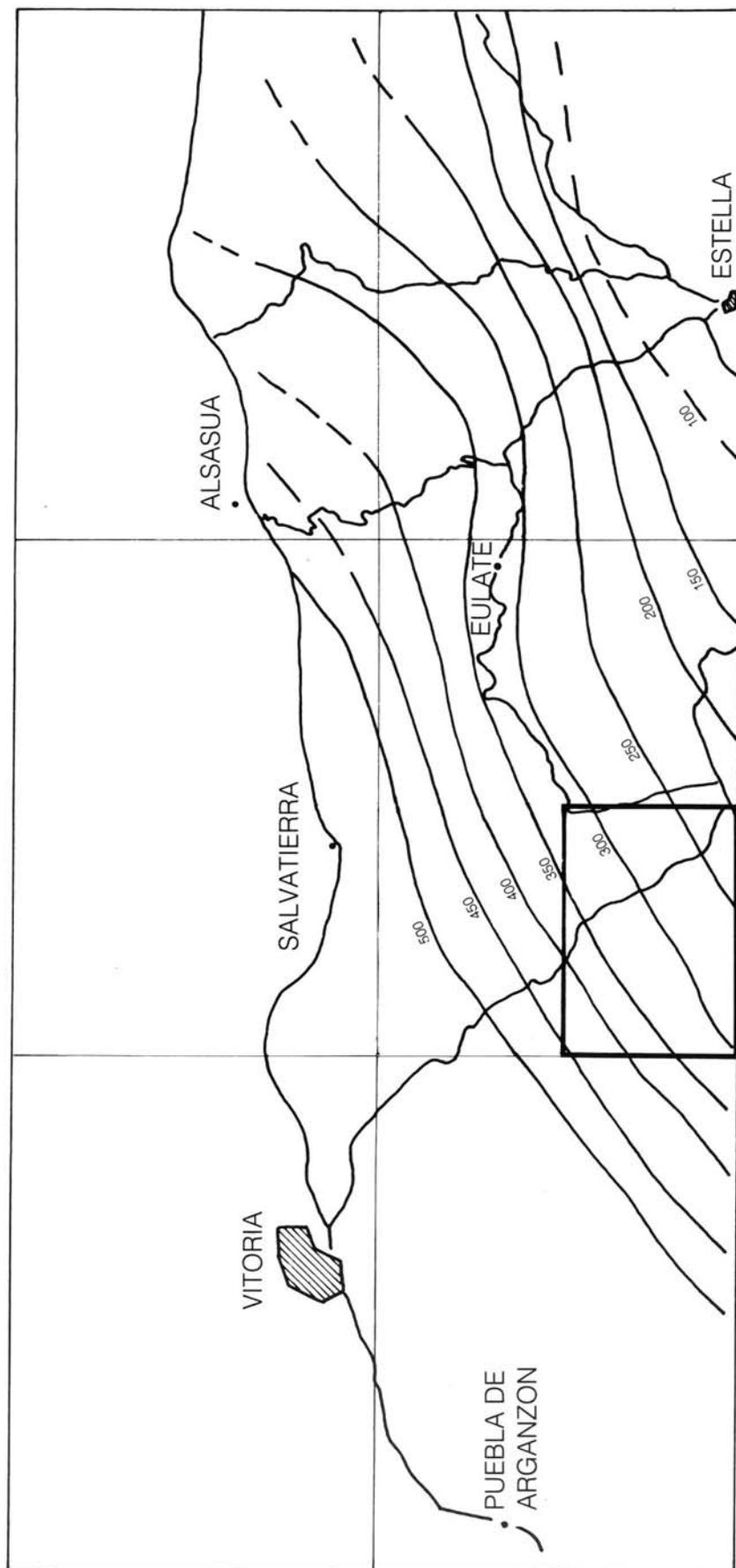


Figura 3.6.—Isopacas del intervalo Daniense-Cuisiense, en recuadro el área de estudio. Tomado de IGME, 1988.

Sobre esta amplia paleogeografía se instalarán los elementos tectosedimentarios correspondientes al ciclo Paleoceno.

El **Ciclo Paleoceno** consta de las secuencias 13 (Daniense-Montiense) y 14 (Thanetiense).

La secuencia 13 se dispone sobre el "toplap" de techo del Maastrichtiense, normalmente en aparente continuidad. Puede dividirse en dos subsecuencias:

—La parte inferior (S13₁) evoluciona de sur a norte según aumenta la batimetría (figura 3.7.), pasando de facies arrecifales extensivas (biostrómicas?), muy dolomitizadas, con montículos algales y "shoals" calcareníticos de alta energía a calizas y margas de "lagoon" profundo o surco local en el área de Azazeta o Larrodoz - Atxuri. Por otro lado, en los alrededores del diapiro de Maeztu aparecen intercalaciones de brechas polimícticas similares a las descritas en el Campaniense y Maastrichtiense. Asociados a estas brechas se dan rasgos de inestabilidad, como pequeños flujos de barro o diques neptúnicos rellenos de clastos asfálticos. Todos los afloramientos se localizan en las antiguas explotaciones de asfalto del Cerro del Fraile (Atauri).

—Posteriormente (S13₂) se instaura un "lagoon" somero dolomítico y localmente margoso, en el que pequeños pulsos regresivos originaban niveles oolíticos. También se desarrollaban horizontes bio-constructivos de "bindstones" algales.

Todas las facies danomontienses que se han descrito desaparecen bruscamente hacia el sur, en el pico Muela, transformándose en conglomerados y areniscas silíceas, o bien en esparitas arenosas rojas. Estas litologías son quizá de origen o influencia continental debido a la proximidad del borde de cuenca meridional de la sierra de Cantabria.

La secuencia 14 (Thanetiense, figura 3.4.) es una secuencia regresiva compuesta por un complejo arrecifal inferior, bien desarrollado, al que se superpone una contaminación terrígena creciente de carácter costero o continental, hasta culminar en un nivel-guía arenoso de varios metros de potencia ("arenas de Laminoria").

El complejo arrecifal está formado por una plataforma calcarenítica uniforme en la que se instauran biostromos y montículos algales y coralinos, preferentemente en los bordes de umbrales delimitados por fallas sinsedimentarias (cuerpos o edificios biomicríticos en Peñalascinco y Sabando). Las facies bioconstructivas progradaban en estas zonas en sentido norte y noreste, hacia el surco que representaba el núcleo del sinclinal de Urbasa (cuadrante de Montes de Iturrieta). En esta depresión se depositaban alternancias rítmicas de calcarenitas y calizas margosas ("cuenca" o "lagoon" intraplataforma), o cuerpos lenticulares de calcarenitas bioclásticas.

En los afloramientos meridionales (pico Muela) es posible encontrar facies de calcarenitas gruesas estratificadas con morfologías de canal o en forma de grandes cuñas en las cercanías del borde de cuenca.

Como era la tónica desde el Campaniense, al sureste del diapiro de Maeztu, se intercalan en la base de las calcarenitas estratificadas (El Haya) las típicas brechas polimícticas con cantos triásicos.

En el Thanetiense superior, por su parte, aparecen medios inter y quizá supramareales en franca regresión (margas y areniscas con signos de inestabilidad), coronados por un nivel arenoso terminal. En estas facies costeras o continentaloides ("arenas de Laminoria"), son frecuentes las estratificaciones cruzadas planares y de surco a gran escala. Hacia esta época parecen independizarse en Corres varias cubetas de extensión reducida,

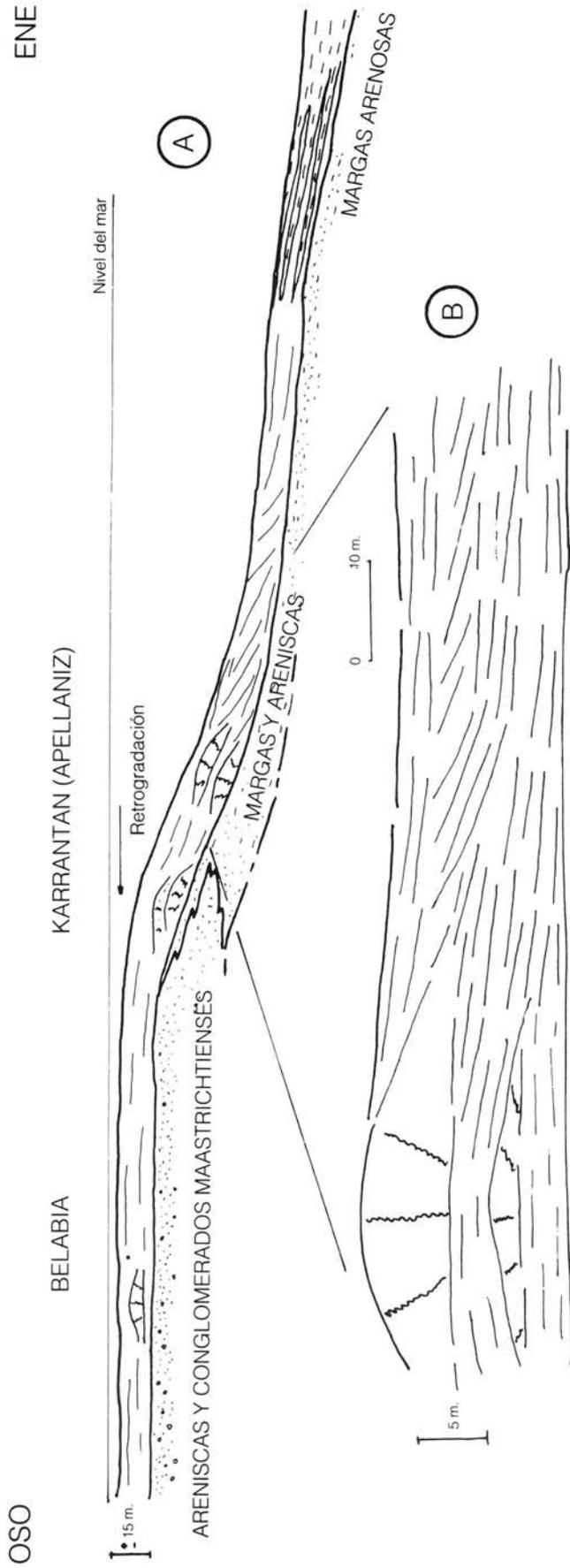


Figura 3.7.-A. Perfil paleogeográfico de las calizas y dolomías de Sabando y Atauri (o de Markiniz, cuadrante de Montes de Izkiz) (Secuencia 12, Daniense basal). Al sur, plataforma interna con intensa dolomitización. En el centro, montículos algales en Karrantan, diagenetizados y localmente dolomíticos. Hacia el sur norte, calcarenitas de flanco y tránsito muy gradual a margas y calizas estratificadas. Distancia longitudinal: 21 kilómetros.
 B. Detalle de las relaciones entre montículos marginales y calcarenitas en Arluzea (Montes de Izkiz). Disposiciones similares se encuentran en Karrantan o en San Víctor. En este punto, los montículos y «shoals» pasan lateralmente a sedimentos margocalizos y margodolomíticos.

situadas sobre bloques que comienzan a bascular. El resultado es la falta de las arenas en algunas zonas y el aumento de potencia de las mismas en otras.

El **Ciclo Eoceno** consta únicamente de la secuencia 15 (Eoceno inferior). Sobre las arenas de línea de costa y las arcillas continentales que cierran la secuencia anterior, se instala de nuevo una plataforma calcárea de carácter uniforme, a la que pueden llegar rítmicamente lenguas arenosas que se intercalan con las calcarenitas de plataforma somera.

Geoméricamente, la subsecuencia 15₁ se acuña en "onlap" sobre el sustrato paleoceno basculado en el área de Corres por el efecto de la falla de Atauri-Antoñana. Nuevamente se constatan movimientos sinsedimentarios en el entorno meridional del diapiro de Maeztu. Parece ser que la línea de fractura que marca el borde este del diapiro es la responsable del fraccionamiento del sustrato en bloques basculados que hacia el oeste delimitan una cubeta compleja y hacia el noreste diversos escalones batimétricos con aparición de facies inestables (cuadrante de Montes de Iturrieta).

La subsecuencia 15₂ tan sólo aparece exiguamente en Larrageta (cuadrante de Montes de Iturrieta), si bien no se descarta que parte de la serie eocena terminal en Corres corresponda también a dicha subsecuencia.

El **Ciclo Mioceno** está representado por una única secuencia (16), conglomerática en la base (conglomerados de Bujanda y Campezo) y areno-arcillosa allí donde la distalidad permitía el depósito de facies finas de llanura lutítica, en un medio de baja energía dentro del abanico aluvial.

La serie conglomerática consta de canales rellenos de cantos redondeados, cuya redondez y esfericidad apunta a un posible reciclaje de los conglomerados marinos eocenos durante el Oligo - Mioceno.

En Santa Cruz de Campezo los conglomerados basales se solapan hacia el suroeste sobre el sustrato campaniense, marcando nuevamente un alto en las proximidades de la falla de Atauri-Antoñana. En relación con esta geometría, la potencia y tamaño de grano aumenta en el sentido del solapamiento; las fallas del sustrato controlan la canalización de los aportes groseros.

Las características de la serie son similares a las de la facies-tipo; sin embargo, la serie de techo parece presentar rasgos diferentes. Así, en puntos como Apaolaza, da la impresión de que los materiales han sido reciclados a partir de una secuencia conglomerática anterior. Así pues, los diferentes episodios de abanicos aluviales estuvieron controlados por la actividad tectónica pulsante de los escarpes senonienses que rodeaban la cuenca neógena. Este proceso de levantamiento, erosión y reciclaje se prolongará durante el Ciclo Pliocuaternario, como se establece en el cuadrante de Campezo y a continuación.

A tenor de la cartografía y de las facies observadas, parece evidente que la actuación de fallas sinsedimentarias durante el Mioceno, Plio-pleistoceno y Holoceno rejuveneció el relieve de la sierra de Hornillos. Así se fueron creando nuevas generaciones de abanicos aluviales en los que se depositaban conglomerados, canalizados y cubiertos sucesivamente por nuevos sistemas. De esta forma se originó la posible "segunda secuencia" miocena (pliocena?) y las dos generaciones de piedemonte con distintas área fuente y cementación que se observan en Piérola.

La cuña de materiales se apoya directamente sobre el frente de la sierra de Hornillos (afloramiento excepcional en el cruce de Urbizu). También son visibless piedemontes más recientes, muy cementados, que forman cuñas *in situ* o bien bloques sueltos en trance de ser reciclados (suroeste del convento abandonado de Piérola).

En el borde sur de la cubeta de Campezo aparecen también conglomerados, en principio post-miocenos, muy bien desarrollados en el cuadrante de Campezo (139-IV y 171-II). Así pues, esta depresión se hunde según fallas N 40° - 60° E, con formación continua de abanicos aluviales en ambos márgenes, hasta la actualidad.

Por otro lado hay que destacar la presencia, al sur de Antoñana (una vez más, junto a la falla del mismo nombre), de relictos de meandros colgados con depósitos atípicos, quizá de terrazas, retocados por procesos de ladera y convertidos actualmente en "pseudo-coluviales".

Mención aparte merecen, dentro ya del cuaternario relativamente reciente, las potentes terrazas fuertemente cementadas de Maeztu y los acúmulos tobáceos y travertínicos en el lecho del río Ega, situados sobre arcillas aluviales y bajo depósitos aluvio-coluviales, y con desarrollo local de estalactitas.

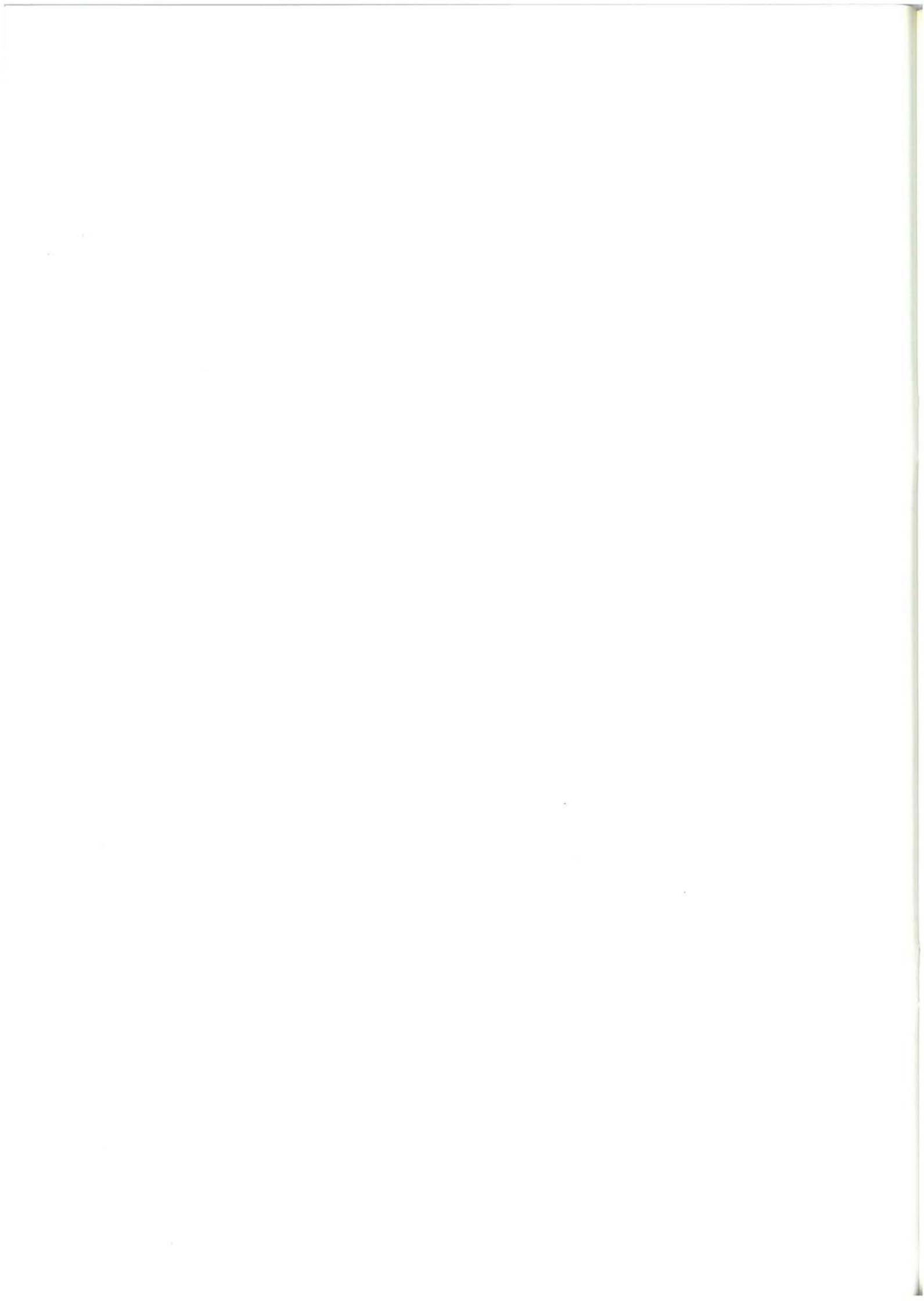
3.2.2. Esquema evolutivo general

La instauración y geometría de las diversas plataformas paleógenas estuvo controlada por una subsidencia diferencial y limitada (ver figura 3.6.), así como por los basculamientos del sustrato, la formación de fallas sinsedimentarias

y las invasiones terrígenas. Los accidentes sinsedimentarios cretácicos y paleocenos vuelven a actuar en el neógeno inferior, creando relieves, submarinos primero y emergentes después: así, en el eoceno medio - superior y/o base del Oligoceno tiene lugar el levantamiento del actual flanco norte del sinclinal (ABALOS, 1987) y posteriormente la activación del flanco sur, con el comienzo de la elevación y cabalgamiento de la sierra de Cantabria. La conjunción de ambos movimientos propició la formación de cuencas intra-montañosas limitadas por fallas activas, o bien situadas en la actual zona axial del sinclinal Miranda - Treviño. En ellas se acumularon materiales heterogéneos: los terrígenos provenientes del continente sur, y los calcáreos, de los cercanos relieves (septentrionales primero y meridionales más tarde), en un medio de abanicos aluviales y sistemas fluviolacustres, localmente evaporíticos.

La permanente inestabilidad tectónica, que se mantiene en el flanco sur hasta tiempos subactuales, está relacionada con los movimientos orogénicos alpinos.

Con posterioridad a estos episodios se produce el encajamiento de la red fluvial actual (también condicionada por redes de fracturas de actuación muy antigua) con su cortejo de sucesivas terrazas y llanuras de inundación adyacentes a los cauces activos.



4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La estructura fundamental del cuadrante de Maeztu es el gran sinclinal de Miranda - Treviño - Urbasa, un sinclinorio de suave plegamiento, con flancos poco buzantes, cuyo eje lleva una dirección N 70° - 90° E (figura 4.1.) que se articula con el Arco Vasco por medio de un choque de directrices N 130° E y N 70° E, cuyas relaciones espaciales y temporales están aún por definir. Este amplio sinforme presenta en detalle un conjunto de pliegues paralelos, alineados en la dirección regional del pliegue principal. Todo el conjunto del sinforme está desplazado unos 25 kilómetros hacia el sur, por efecto del cabalgamiento de la sierra de Cantabria sobre los terciarios de la depresión del Ebro. A pesar de ello, apenas se desarrollaron estructuras compresivas en los materiales, sino que son las fallas normales las que predominan en el área. Así, se pueden mencionar las diversas familias de fracturas de orientación general N 150° E como las de Sabando - Contrasta (cuadrante de Montes de Iturrieta), Aauri - Antoñana, Maeztu - Corres, entre otras de menor importancia.

El elemento principal de perturbación en el área es el diapiro de Maeztu, cuya inyección propicia movimientos verticales y basculamiento de bloques a lo largo de fallas radiales que interfieren con las de dirección N 150° E. De la misma forma, también hacen acto de presencia pequeños sinclinales o cubetas asociadas

a la periferia del diapiro. En la cartografía puede advertirse claramente la tendencia de la masa plástica a inyectarse en fracturas radiales, como las de Berrozi (cuadrante 139-I), Corres o Aauri, en cuyo sondeo se encuentran arcillas triásicas cerca de la superficie. En la continuación hacia el sureste de la fractura de Aauri, que condiciona el curso del río Ega, se ha encontrado, al sur de Antoñana, una zona de convergencia radial de fracturas (figura 4.2.). Es posible que se trate de una intumescencia diapírica actual incipiente, alrededor de la cual se están comenzando a formar incluso algunas fallas concéntricas de escasa entidad. En relación con el movimiento de esta intumescencia existen evidencias del continuo y episódico levantamiento de la sierra sobre la depresión de Campezo, en forma de sucesivas unidades de conglomerados (oligocenos, no aflorantes; miocenos, pleistocenos?, cuaternarios antiguos cementados, y coluviales recientes en distintos ciclos) que se acumulan, ocultando parcialmente depósitos anteriores.

Hay que destacar como en distintos puntos del cuadrante se reconocen síntomas de una actividad tectónica sinsedimentaria relacionada probablemente con movimientos y empujes diapíricos tempranos. Así el diapiro de Maeztu comenzaría su actividad condicionando la sedimentación de su entorno al menos a partir del Santoniense. Las calcarenitas de Hornillos -

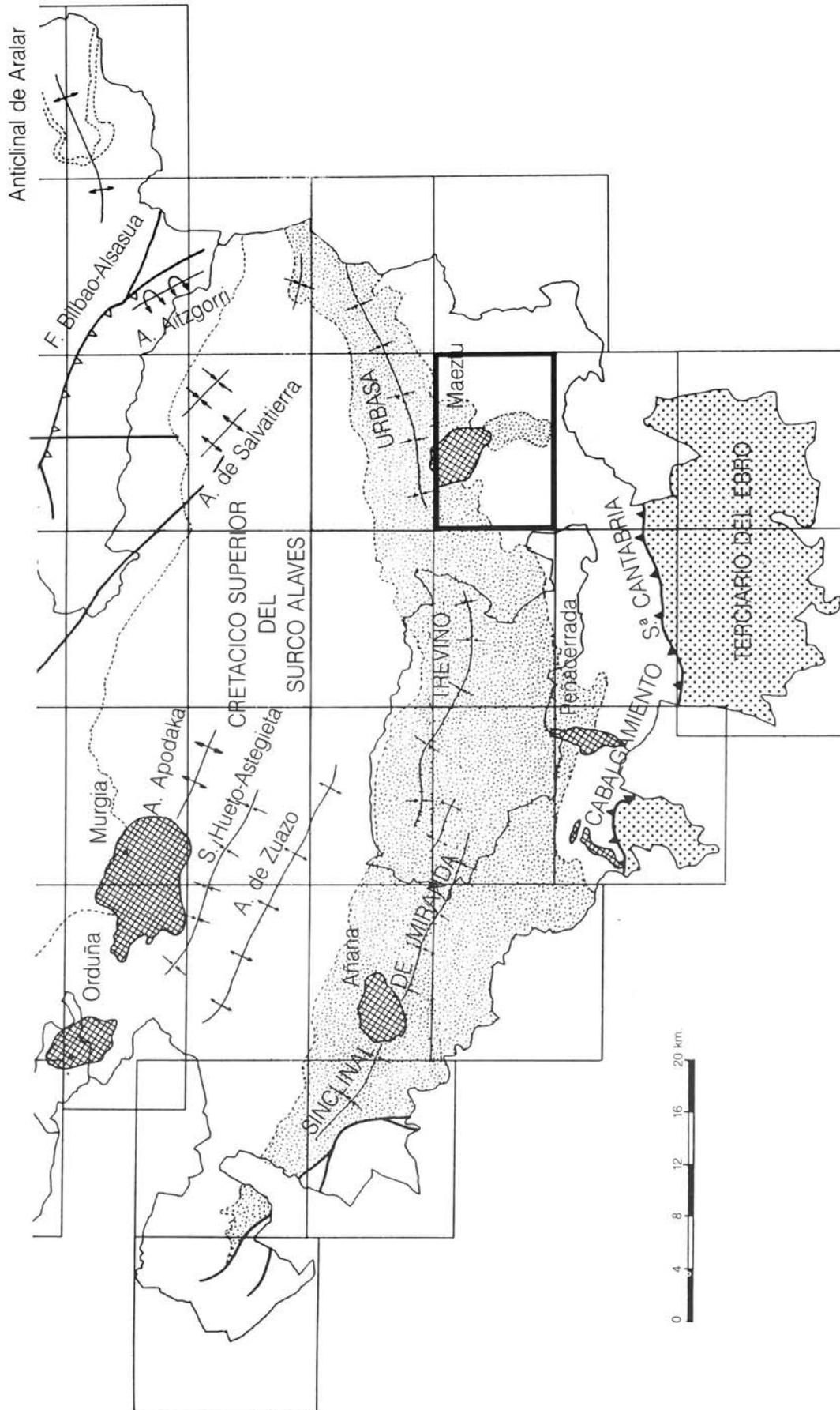


Figura 4.1.—Esquema estructural de la mitad meridional del País Vasco. Situación del cuadrante de Maeztu.

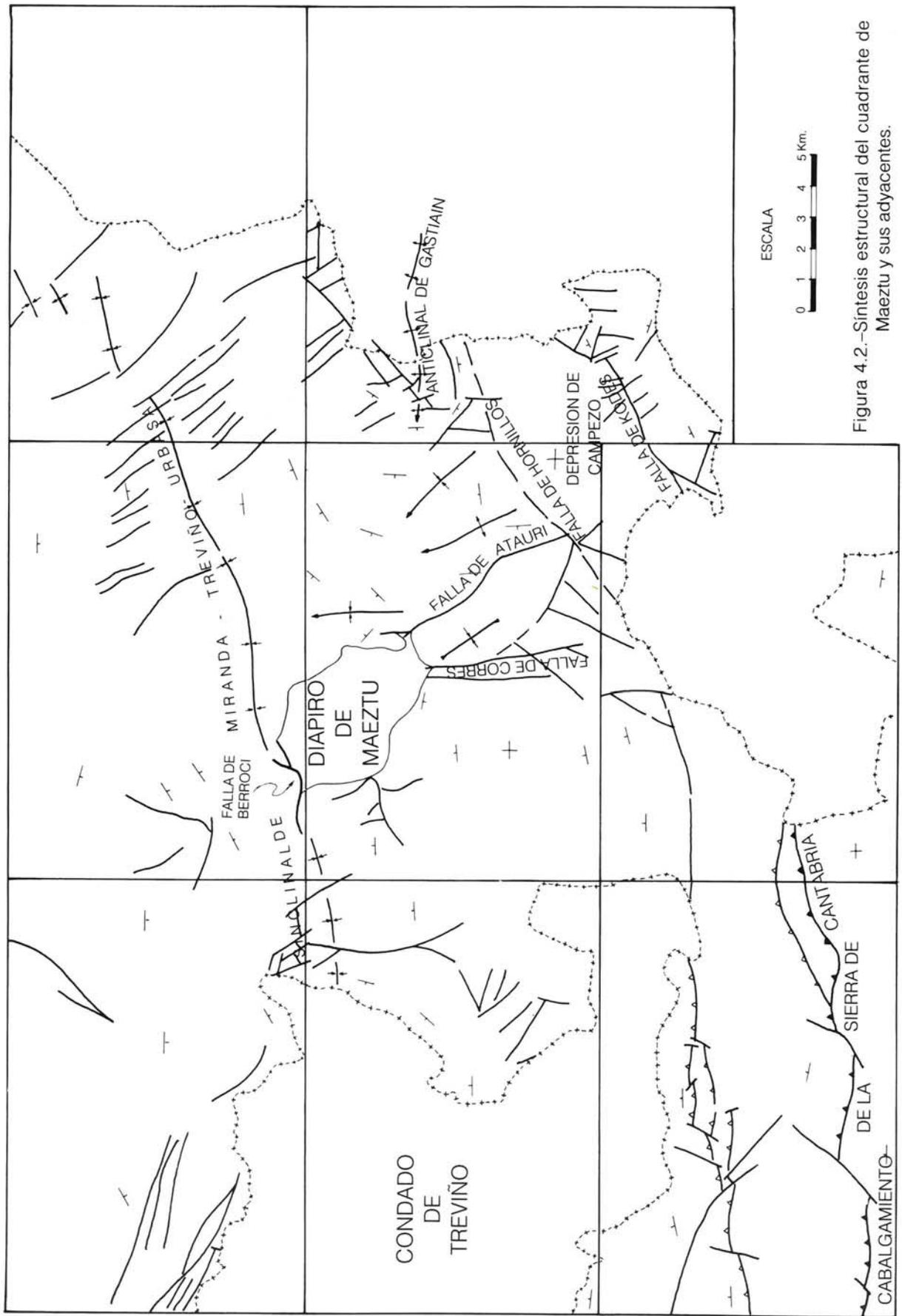


Figura 4.2.- Síntesis estructural del cuadrante de Maeztu y sus adyacentes.

Antoñana incluyen cantos de "jacintos de Compostela", de indudable origen triásico, a partir aproximadamente del tránsito Santoniense-Campaniense. Pero es en el Campaniense superior cuando empiezan a ser comunes las brechas polimícticas (Muschelkalk + Keuper + Cretácico), que aparecen esporádicamente en la columna, al menos hasta el Thanetiense medio en los alrededores del diapiro.

La presencia de las brechas y calcarenitas ha condicionado el entrampamiento de hidrocarburos en el borde sureste de la estructura. Paralelamente a estos hechos, se desarrollan crecimientos monticulares algales y coralinos durante el Paleoceno en los bordes noroeste, noreste y sureste del diapiro.

Es de destacar la presencia de facies brechoides-plásticas en Lezea, inusuales en

cubetas sinsedimentarias eocenas, así como de superficies de "onlap" hacia un alto relacionado presumiblemente con la halocinesis eocena, por ejemplo en el área de Corres.

En la zona más oriental del sinclinal se reconoce también, especialmente en el cuadrante de Montes de Iturrieta, cierto alto o levantamiento que condiciona la sedimentación del entorno. Contra este alto se acuña la serie, al menos desde el Campaniense medio hasta el Maastrichtiense, y se produce un "onlap" más suavizado durante el Paleoceno.

Es muy probable que el sistema de fallas N 150° tuviera una actuación sinsedimentaria, siendo su influencia la responsable del proceso.

5. PETROLOGIA IGNEA

Las únicas rocas ígneas aflorantes en el cuadrante de Maeztu son las ofitas del Trías.

Estas rocas se hallan representadas tan sólo como cantos en las brechas marginales de los enclaves carbonatados del Muschelkalk. De uno de estos cantos se ha recogido una muestra, que se presenta como una roca homométrica de grano fino a medio, de colores oscuros verdosos en corte fresco, de gran dureza y compacidad, afectada por una intensa fracturación y diaclasado.

La estructura está compuesta por un entramado de cristales prismáticos de plagioclasas y melanocratos.

Como minerales principales se han diferenciado plagioclasa cálcica y piroxeno casi totalmente uralitizado. Como accesorios se encuentran feldespato potásico, menas metálicas, rutilo y esfena. Los minerales secundarios, procedentes casi todos ellos de la transformación de los principales, son hornblenda (marrón y verde), actinolita, clorita, micas blancas (moscovita y sericita), biotita, menas y óxidos, y en algunas muestras serpentina de alteración de olivino. Como producto de alteración también es muy frecuente la epidota.

Estas rocas tienen textura óptica microgranuda, holocristalina, homométrica de grano fino.

La mayoría de la hornblenda tiene origen uralítico, no quedando del piroxeno original más que algunos relictos. La hornblenda marrón se transforma en hornblenda verde que la pseudomorfiza en forma de agregados cristalinos; también se transforma en actinolita, biotita, mica blanca y clorita.

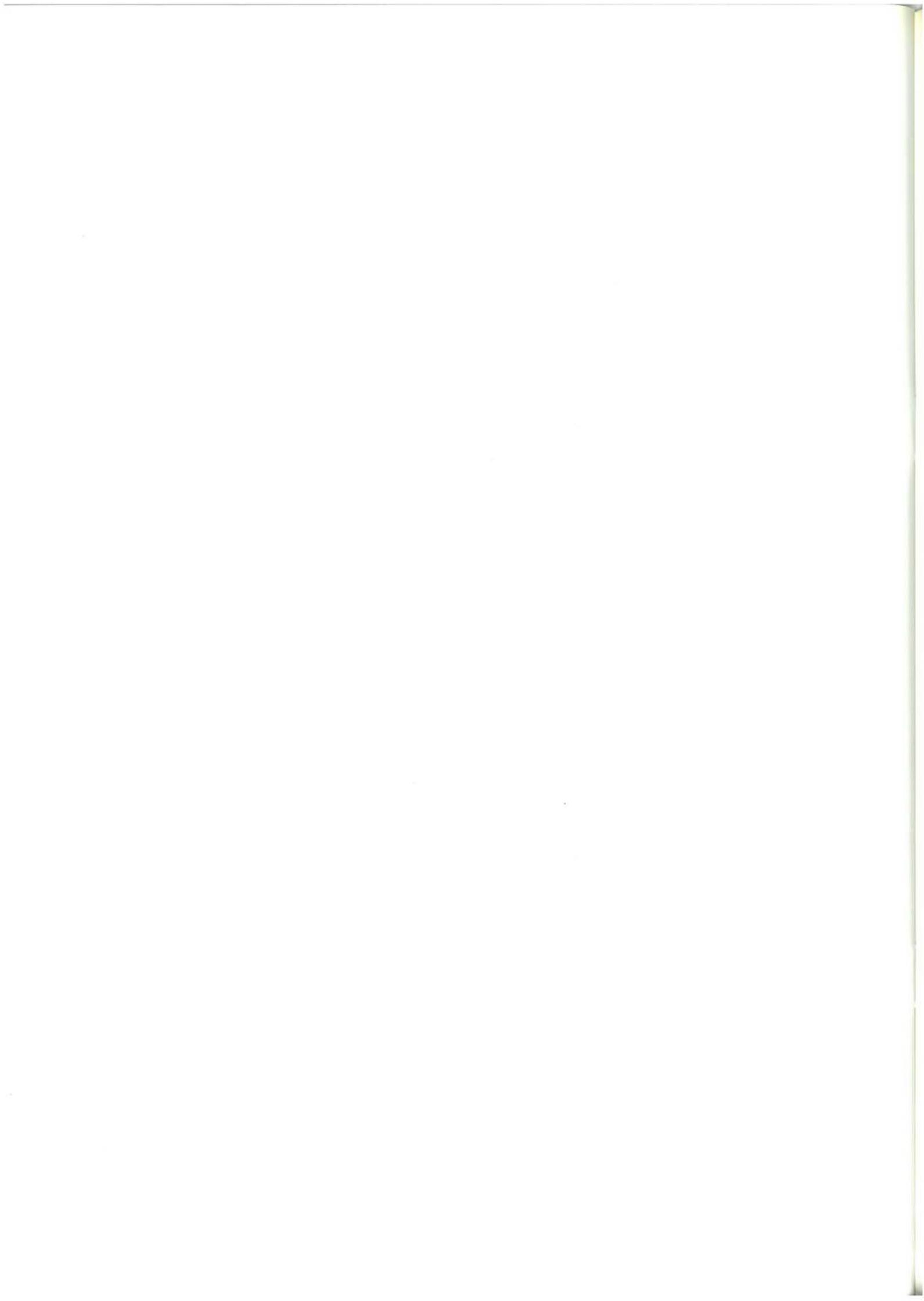
Debido a estas transformaciones es corriente encontrar en los planos de exfoliación menas y epidota como subproducto.

La esfena sufre una transformación (probablemente por oxidación) a menas metálicas.

También aparece serpentina generada posiblemente por la alteración de olivino.

Por último y debido a una fase de alteración hidrotermal, se desarrolla un crecimiento intenso de epidota que "tapiza" toda la roca.

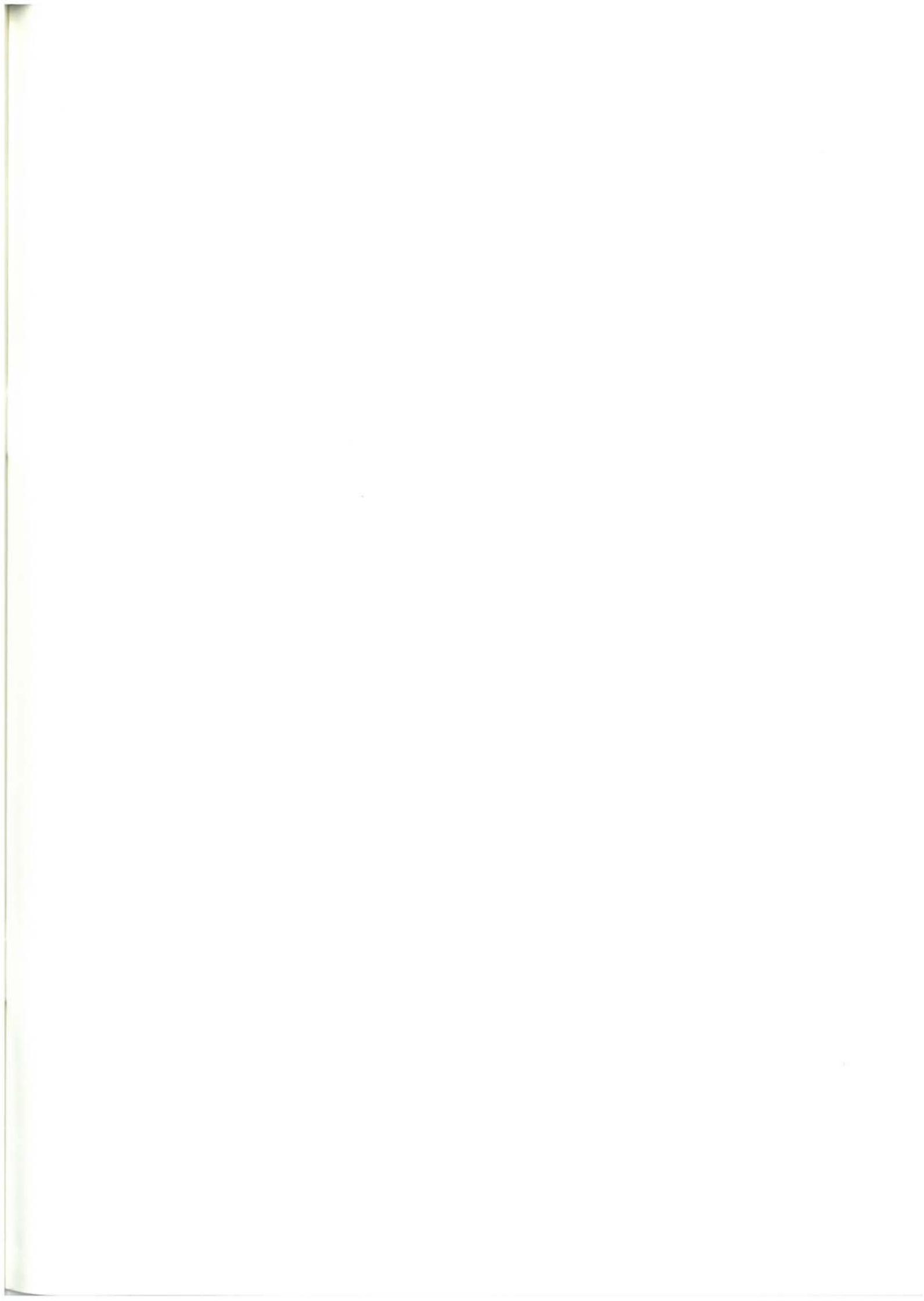
Se puede considerar a esta roca como un microgabro.

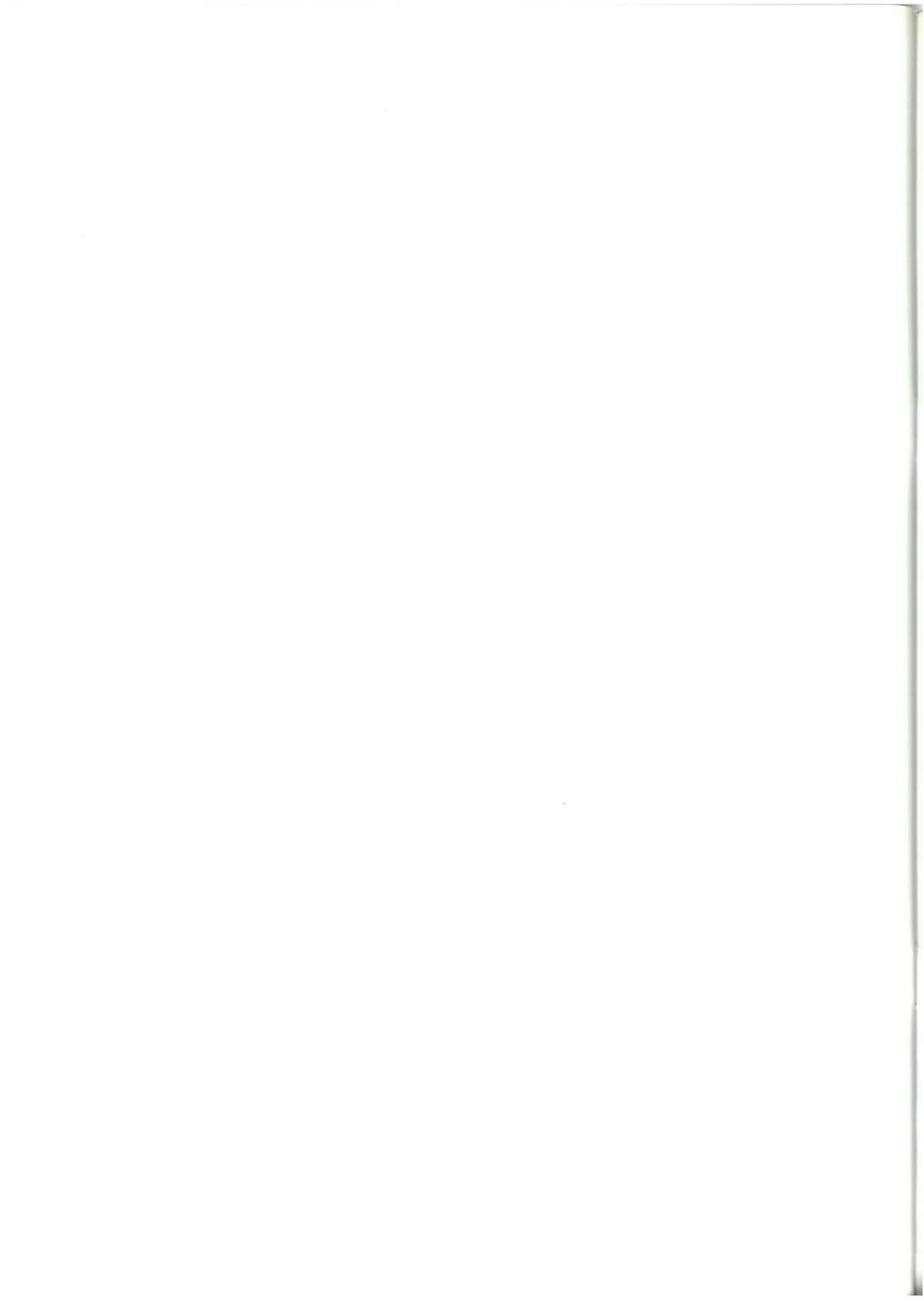


BIBLIOGRAFIA

- ABALOS, B. (1987).—“Controles, facies y relación con el tectonismo de los abanicos aluviales. Estudio tecto-estratigráfico de los materiales aluviales oligocenos de los Montes de Vitoria occidentales”. En *Estudios del Inst. 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*.
- APALATEGUI, O. *et al.* (1989).—“Consideraciones estructurales sobre el Pirineo occidental y medio”. *Bol. ITGE*. En prensa.
- CIRY, R. (1967). “Etude paléogéographique et structurale de la région Basco-Cantabrique”. *C.R. Soc. Géol. France*, núm. 9, pp. 391-394.
- EVE (1988).—“Investigación geológico-minera a escala 1:25.000 de las áreas de Orduña, Vitoria, Urbasa y Santa Cruz de Campezo”. Inédito.
- EVE (1989).—“Investigación geológico-minera a escala 1:25.000 en las áreas de Vitoria, Mijancas y Urarte”. 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.
- FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971).—“Structures et paléogéographies Pyrénéo-Cantabriques”. En “Histoire structurale du Golfe de Gascogne”. Tomo 2, VI - 1 a VI - 48.
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1982).—“Región Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro. Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general”. En: “El Cretácico de España”, *Univ. Complutense de Madrid*, pp. 145 - 160.
- GARCIA RODRIGO, B. y FERNANDEZ ALVAREZ, J.M. (1972).—“Estudio geológico de la provincia de Alava”. Memoria del IGME VI - 1, 198 pp. 54 fot.
- INGEMISA (1982).—“Síntesis geológica del País Vasco”. Inédito.
- IGME (1976).—“Mapa Geológico de España E 1:50.000, hoja 138 - La Puebla de Arganzón”. Memoria explicativa.
- IGME (1978).—“Mapa Geológico de España, E 1:50.000, hoja 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”.
- 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”); Tulsa (Oklahoma). Am. Ass. Petrol. Geol. pp. 53 - 62.
- MONTADERT, L. *et al.* (1973).—“L'histoire structurale du Golfe de Gascogne”. T. III, París. Ed. Technip. pp. VI - 61 - 1, VI - 16 - 18.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico en el norte de España (región Cantábrica)”. Memoria IGME, T. 78, 3 vols., 357 pp., *Tesis Doctoral*.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1973).—“Síntesis Geológica de la provincia de Alava”. *Institución “Sancho el Sabio”*. Vitoria.
- RAT. P. (1959).—“Les Pays Crétacées Basco-Cantabriques”. Publications de l'Université de Dijon. *Tesis Doctoral*.
- RIBA, O. (1973).—“Tectogénese et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes”. Mém. Bulletin du B.R.G.M. 2^{ème}. Série, Sect. I, N. 4, pp. 383 - 401, in: “Divers Aspects de la Tectonique”. *Assoc. Géol du Sudouest*, Vol. Extr. Toulouse.
- SAN MARTIN, D.M. (1987).—“Bioestratigrafía del Senoniense de la cuenca de Vitoria”. En Estudios Instituto Alavés de la Naturaleza, 2, pp. 2 - 27.
- SERRANO, *et al.* (1988).—“Diapirismo del Trías salino en el Dominio Cantabro-Navarro”. Libro homenaje a Rafael Soler. A.G.G.E.P., pp. 115 - 121.
- SUBIJANA, J.R. (1986).—“Estudio geológico-minero de la concesión Ester (Alava). Zona oriental”. ECHASA. Inédito.
- WIEDMANN, J. (1979).—“A Geological itinerary through the Mid-Cretaceous of vasco-gotic and celtiberic Ranges (N. Spain). Mid-Cretaceous events”. Field Meeting, Northern Spain. September 1977.





EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA