



**EVE**

Mapa Geológico  
del País Vasco

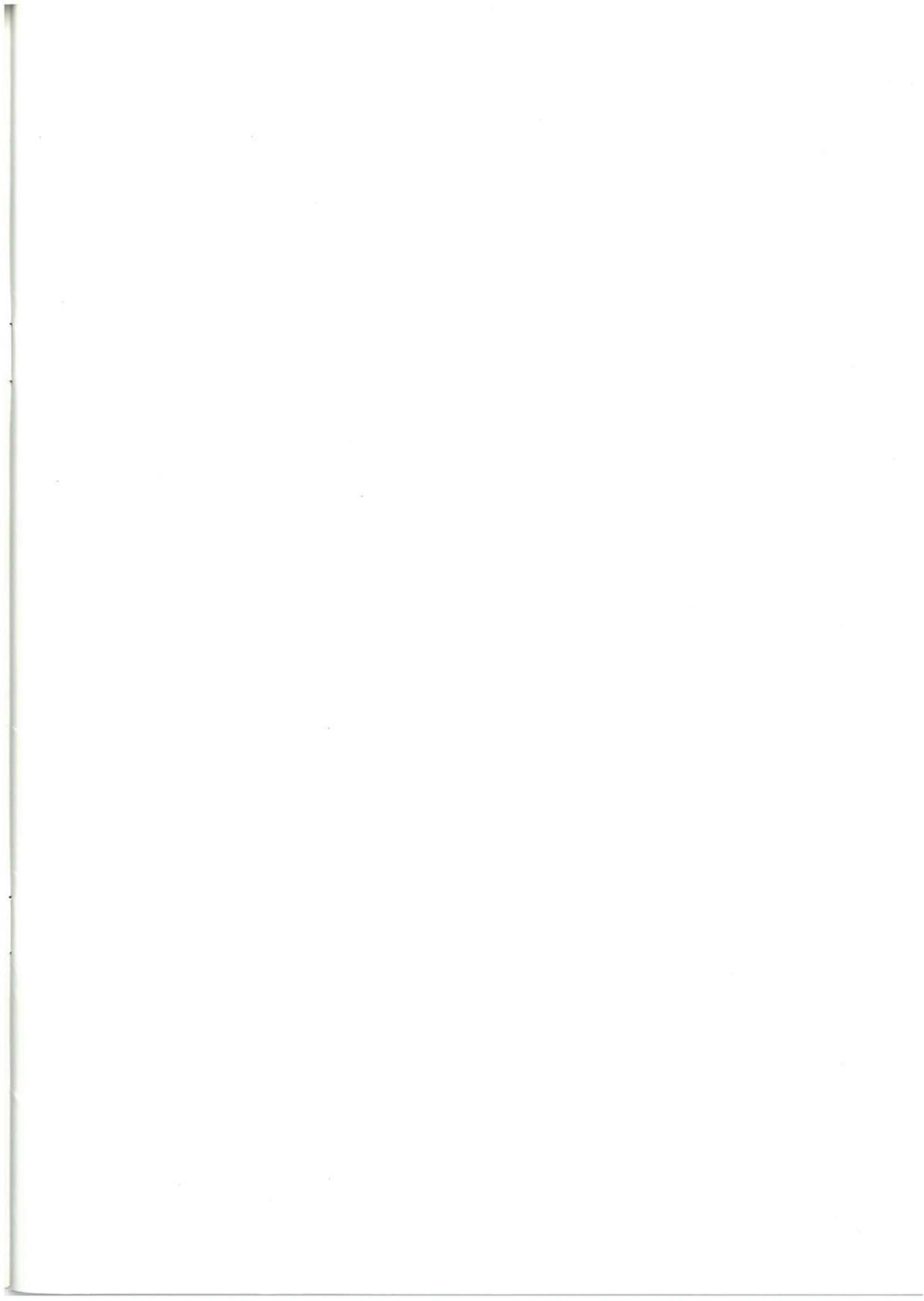
*Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa*

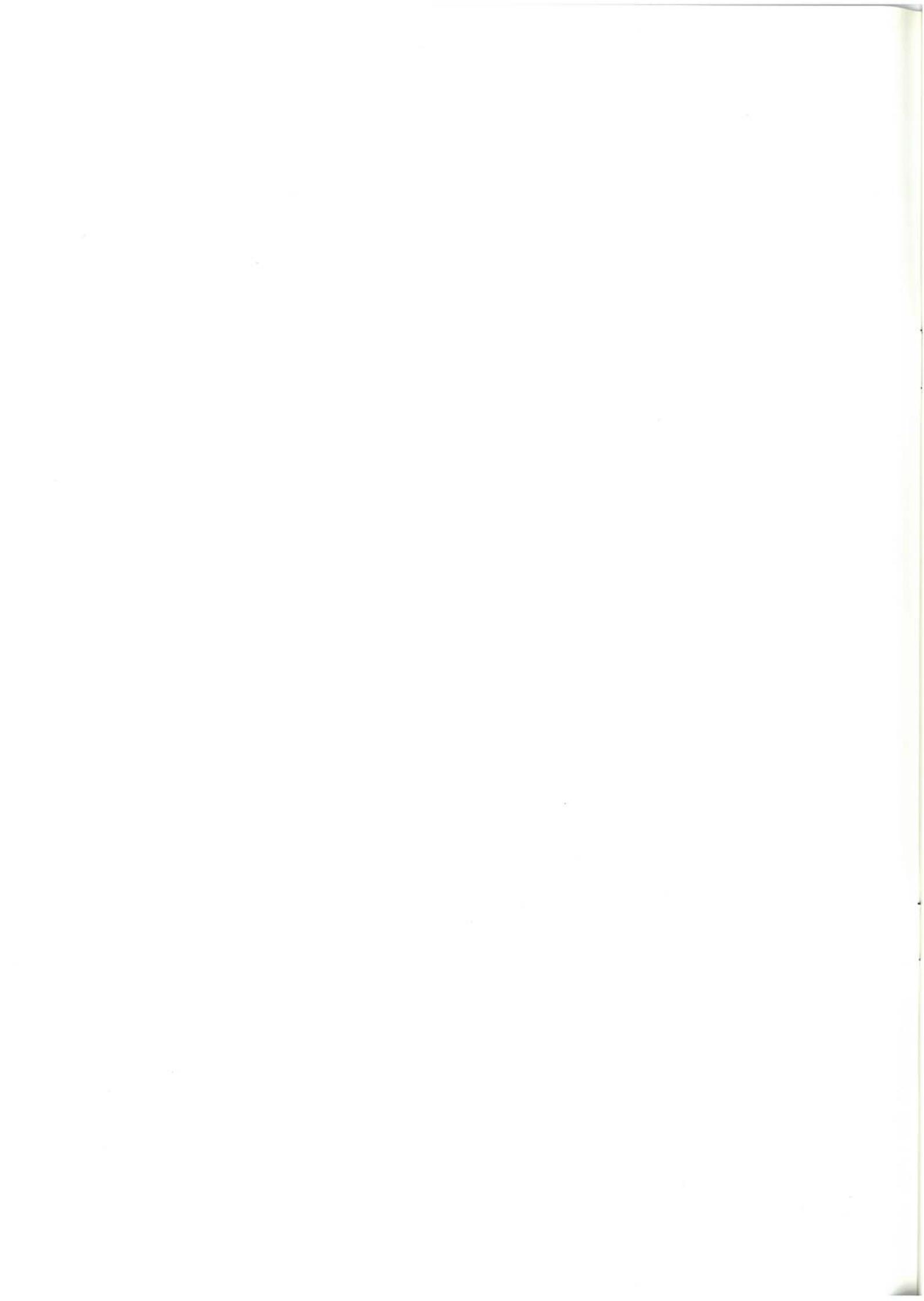


**170-I y III  
LABASTIDA**

E: 1/25.000







**Mapa Geológico  
del País Vasco**

***Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa***

**170 I y III  
LABASTIDA**

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-1473-93

I.S.B.N.: 84-88302-67-3

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

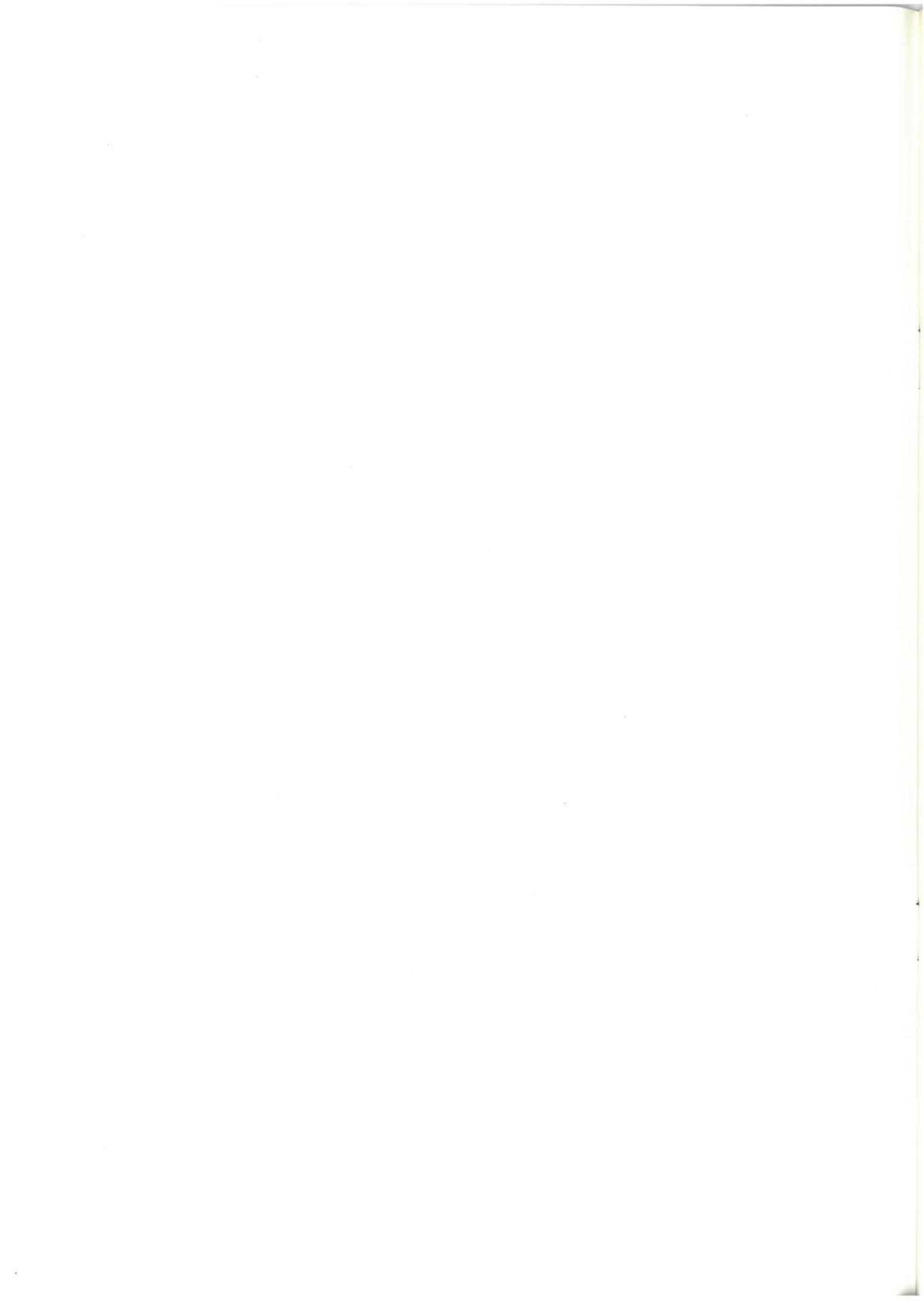
COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

M. Zapata Sola

J. Amenabar Juanena

A. Cerezo Arasti

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1991.



# INDICE

	<u>Pág.</u>
<b>1. INTRODUCCION</b> .....	9
<b>2. ESTRATIGRAFIA</b> .....	11
2.1. TRIASICO EN FACIES KEUPER (1 a 3).....	11
2.2. INFRALIAS Y LIAS CALIZO-DOLOMITICO (4).....	11
2.3. LIAS MARGOSO (5).....	12
2.4. DOGGER CALIZO (6).....	12
2.5. MALM Y NEOCOMIENSE-BARREMIENSE (7).....	12
2.6. URGONIANO (8).....	13
2.7. APTIENSE SUPERIOR-ALBIENSE INFERIOR (FM. ESCUCHA) (9).....	13
2.8. SUPRAURGONIANO ("FM. ARENAS DE UTRILLAS") (10 a 13).....	14
2.9. CENOMANIENSE (14 y 15).....	15
2.10. TURONIENSE (16).....	15
2.11. CONIACIENSE (17).....	15
2.12. CENOMANIENSE A CONIACIENSE (18).....	16
2.13. SANTONIENSE ("CALCARENITAS CON LACAZINAS") (19).....	16
2.14. CAMPANIENSE-MAASTRICHTIENSE (20 a 24).....	17
2.15. DANIENSE (25 a 28).....	17
2.16. THANETIENSE (29).....	18
2.17. EOCENO (30 a 32).....	18
2.18. OLIGO-MIOCENO DE LA CUENCA MIRANDA-TREVIÑO (33 a 36).....	19
2.18.1. Oligoceno (33 a 35).....	19
2.18.2. Mioceno (36).....	20
2.19. TERCIARIO DE LA CUENCA DEL EBRO (37 a 43).....	20
2.19.1. Brechas (37).....	20
2.19.2. Mioceno de la Cuenca del Ebro (38 a 43).....	21
2.20. PLIOCENO (44 a 46).....	21
2.21. CUATERNARIO (47 a 54).....	22

3. <b>SEDIMENTOLOGIA</b> .....	23
4. <b>GEOLOGIA ESTRUCTURAL</b> .....	33
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	39

## 1. INTRODUCCION

El cuadrante de Labastida a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 170 (22-9) "Haro", del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La totalidad del área estudiada pertenece a la provincia de Alava, y más concretamente a los municipios de Labastida, Zambrana, Peñacerrada y Berantevilla. La zona de estudio limita con el Condado de Treviño (provincia de Burgos) y con La Rioja. Los núcleos de población más importantes son: Labastida, Ocio, Berganzo, Peñacerrada, Montoria, Baroja, Salinillas de Buradón y Payueta.

Las cotas topográficas más elevadas corresponden al Toloño (1.264 metros) en la sierra de Cantabria y la Sierra (946 metros) en la sierra de Portilla.

Los cauces fluviales más importantes corresponden al río Ebro y al río Inglares.

Desde un punto de vista morfológico, hay dos zonas bien diferenciadas: la mitad norte, con un relieve montañoso, accidentado, y la mitad sur, de relieve suave, que corresponde a la cuenca del Ebro. La primera zona coincide con los terrenos más antiguos, generalmente cretácicos, mientras que la segunda se corresponde aproximadamente con los materiales terciarios, más modernos.

En el aspecto de la geología regional, la zona de estudio se encuentra en la zona meridional de la Cuenca Vasco-Cantábrica, limitando al sur con el Terciario de la Cuenca del Ebro.

Los materiales que afloran en este cuadrante abarcan un amplio rango de edades, desde el Triásico en facies Keuper hasta el Cuaternario.



## 2. ESTRATIGRAFIA

### 2.1. TRIASICO EN FACIES KEUPER (1, 2 y 3)

Está bien representado en el cuadrante, en tres zonas de relieve deprimido: diapiro de Salinillas de Buradón, diapiro de Ocio-Berganzo y diapiro de Peñacerrada.

La litología dominante (1) está constituida por arcillas abigarradas, muy plásticas, de tonos generalmente rojizos y en menor medida blanquecinos e incluso negros, que intercalan pasadas centimétricas de yeso fibroso. En algunos puntos, cerca de Salinillas de Buradón y de Payueta, los yesos dominan en porcentaje a las arcillas, constituyendo el término litológico número 2.

Ocasionalmente afloran rocas subvolcánicas (ofitas) englobadas en la masa arcillosa. Estos cuerpos de ofitas (término número 3) alcanzan un tamaño máximo en afloramiento de 400 x 250 metros, al suroeste de Peñacerrada.

La potencia total de los materiales triásicos no puede ser calculada con fiabilidad, al encontrarse en acumulaciones diapíricas.

Existen buenos afloramientos de la facies arcillosa en la carretera de Salinillas de Buradón a Ocio, cerca del cementerio de Ocio, y en las pistas que van de Ocio a Berganzo, al sur del río Inglares.

El mejor punto de observación de los yesos triásicos se encuentra en la pista que desde Salinillas de Buradón se dirige hacia el noroeste, hacia el monte Echera.

El mejor punto de observación de las rocas subvolcánicas (ofitas) se encuentra en el barranco del Molino, unos 2 kilómetros al suroeste de Peñacerrada, en el frente de una explotación de ofitas, actualmente abandonada.

### 2.2. INFRA LIAS Y LIAS CALIZO-DOLOMITICO (4)

Este término constituye los tramos basales del Jurásico marino. Aflora jalonando los bordes de los diairos de Ocio-Berganzo y Peñacerrada, así como en pequeños afloramientos "flotando" en las arcillas del Trías. Los afloramientos más importantes se encuentran en el núcleo del anticlinal de Ocio y al oeste de Montoria.

El término incluye dos litologías diferentes, a menudo alternantes, por lo que no se han diferenciado en la cartografía. Hacia la parte inferior dominan calizo-dolomías de tonos grises y rosados, con huecos amigdaloides que corresponden a yeso disuelto. Es la típica facies de "carniolas". Sin embargo, hacia el techo del tramo dominan progresivamente calizas dolomíticas, dolomías grises finamente laminadas, con pasadas de calizas micríticas grises y carniolas. Hacia la parte alta se intercalan también delgados niveles de calizas oolíticas.

La edad en conjunto del término 4 es Hettangiense-Sinemuriense superior (ASSENS, 1971; IGME, 1979).

La potencia máxima medida, en el sector de Montoria, es de unos 150 metros; medida parcial al faltar parte del muro.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la carretera de Peñacerrada a Ribas de Tereso y al norte del cementerio de Ocio.

### 2.3. LIAS MARGOSO (5)

Aflora únicamente en el sector de Montoria, formando un tramo "blando" en el que la serie aflora mal.

Está constituido por margas grises a beiges, generalmente alteradas, que alternan con niveles centimétricos-decimétricos de margocalizas tableadas. Estos niveles contienen fauna abundante de lamelibranquios, equinodermos, gasterópodos y ammonites.

Según ASSENS, 1971 e IGME, 1979, la macrofauna es muy abundante y característica, y entre ella se han clasificado: *Pleuroceras spinatum* (BRUG.), *Amaltheus margaritatus* (MONTFORT), *Deroceras* sp., *Dumortieria irregularis* (STOLLEY) y *Grammoceras radians* (SOW.).

La edad en conjunto de este término incluye el Pliensbachiense, Toarciense y parte del Bajociense, y la potencia máxima es de unos 115 metros.

Los mejores puntos de observación se encuentran en los afloramientos situados a unos 900 metros al oeste de Montoria, a los que se accede desde una pista que parte de la carretera que va de Peñacerrada a Ribas de Tereso.

### 2.4. DOGGER CALIZO (6)

Aflora únicamente en los alrededores de Montoria, produciendo un resalte muy visible en el terreno, que lo convierte en un nivel-guía.

Se trata de calizas micríticas y calizas bioclásticas grises, estratificadas en bancos decimétricos a métricos, que intercalan escasos niveles margosos. Son frecuentes los niveles silicificados.

Según ASSENS, 1971 e IGME, 1979, se han clasificado las siguientes especies de ammonites: *Parkinsonia parkinsoni* (SOW.), *Leioceras opalinum* (REINECKE), *Ludwigia murchisonae* (SOW.), *Garantiana garantiana* (D'ORB.), *Lythoceras* sp., *Otoites* sp. y *Sonninia* sp. que datan al Bajociense.

A techo de este tramo calizo aparece una alternancia de calizas limosas y margas (unos 400 metros de potencia) con *Macrocephalites*, que representan al Calloviense.

La potencia del "crestón" del Bajociense es de unos 50 metros.

Los mejores afloramientos se encuentran en la pista que parte de Montoria hacia el sur, paralela al barranco de la Mina.

### 2.5. MALM Y NEOCOMIENSE-BARREMIENSE (7).

Al igual que los términos anteriores, aflora únicamente en los alrededores de Montoria.

Se trata de un tramo generalmente blando, comprendido entre dos resaltes calizos (términos 6 y 8).

Presenta una litología muy variada, con grandes diferencias desde el muro hasta el techo.

Los tramos basales están constituidos por una alternancia de margas arenosas y limosas que alternan con calizas limosas y calizas nodulosas.

A techo la serie se hace progresivamente más terrígena, incluyendo limolitas y arcillas rojizas, areniscas calcáreas e incluso microconglomerados silíceos.

En los términos basales ASSENS, 1971 clasifica: *Ochetoceras marantianum* (D'ORB.), *Decipia aff. decipiens* (SOW.) y *Ataxioceras sp.*, que datan al Oxfordiense.

Los términos más altos del tramo incluyen el Jurásico terminal y el Neocomiense-Barremiense, incluyendo facies Weald.

La potencia total del tramo es de unos 250 metros.

Los mejores puntos de observación se localizan en la pista que va desde Montoria a la fuente de la Mina y en la pista que, también desde Montoria, cruza el barranco de la Mina hacia el este.

## 2.6. URGONIANO (8)

Este término de nuevo queda restringido a los alrededores de la localidad de Montoria. Aflora "dibujando" un cierre perianticinal, constituyendo un resalte de referencia. Hacia el oeste el nivel se hace más delgado lo que dificulta enormemente su cartografía en el campo.

Este término constituye el cambio lateral de los complejos arrecifales del Urgoniano, representados en la cuenca más al norte.

La litología más común consiste en calizas muy areniscosas de tonos ocre y marrones, muy fuertemente bioturbadas, en las que la característica más relevante es la presencia de acumulaciones muy importantes de ostreidos.

Según IGME, 1975: "Las microfacies de las calizas arenosas son de biomicritas arenosas con *Choffatella decipiens* (SCHLUMB.), ostreidos y ostrácodos. Los levigados han proporcionado: *Cytheropteron cf. pantaleonensis* (STCHEPINSKI), *Haplocytheridea sp.*, e *Isobythocypris sp.*"

La edad de este término es Barremiense alto - Aptiense, y su potencia no supera los 40 metros.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la cresta que hay a unos 200 metros al este de Montoria, y en las inmediaciones de la antigua explotación de lignitos de la "Fuente de la Mina", al sureste de Montoria.

## 2.7. APTIENSE SUPERIOR-ALBIENSE INFERIOR (FORMACION ESCUCHA) (9)

Por encima del Aptiense marino-transicional aflora una serie predominantemente detrítica de edad Aptiense superior - Albiense inferior, depositada en ambientes sedimentarios deltáicos y mareales, que alberga lechos de lignito (sobre todo a muro), y que queda solapada por las facies continentales de la "formación Utrillas". Debido a su edad y posición estratigráfica, así como a sus características faciológicas se ha denominado a este conjunto "formación Escucha", ya que se supone equivalente (en parte) a la "formación Lignitos de Escucha", tal y como fue definida por AGUILAR, RAMIREZ DEL POZO y RIBA (1971), y posteriormente por CERVERA, PARDO y VILLENA (1976) en el área de Utrillas - Escucha (Teruel).

Aunque aquí con una potencia muy inferior, este término cartográfico se considera equivalente al del sector de Barrio y Nograro, en el cuadrante de Espejo (EVE, 1989).

La litología dominante está constituida por arenas y areniscas, de naturaleza arcósica, generalmente de grano grueso, entre las que se intercalan niveles de arcillas plásticas de tonos grises y azulados, así como un nivel principal de lignito, de 1 metro de potencia y escaso desarrollo lateral. Esporádicamente aparecen niveles canaliformes de microconglomerados y conglomerados silíceos. Hacia el techo del tramo las areniscas son de grano fino.

Por su posición estratigráfica y conocimiento regional, se atribuye a este conjunto una edad Aptiense superior - Albiense inferior.

La potencia del tramo disminuye de sur a norte, al desaparecer progresivamente hacia el diapiro de Peñacerrada, bajo la discordancia de las arenas de Utrillas. La potencia máxima medida (residual) es de unos 80 metros.

Los afloramientos de este término suelen ser de muy escasa calidad. No obstante se pueden observar en las inmediaciones de la antigua mina de lignito, al sureste de Montoria.

## 2.8. SUPRAURGONIANO (“FORMACION ARENAS DE UTRILLAS”) (10 a 13)

Este conjunto está bien representado en el cuadrante, y si se observa la cartografía puede verse como sus afloramientos se sitúan fundamentalmente “orlando” las acumulaciones diapíricas de Salinillas de Buradón, Ocio-Berganzo y Peñacerrada. Aunque el contacto esté mecanizado, gran parte de él ha debido ser originalmente un contacto discordante, directamente sobre los materiales del Trías Keuper, en zonas de paleoaltos durante el Albiense.

Se han diferenciado cuatro términos litológicos:

—Alternancia de arenas, areniscas y niveles de microconglomerados canaliformes. Niveles decimétricos de calizas con orbitolinas **(10)**.

Las arenas y areniscas son de naturaleza arcósica y, en ocasiones, algo caoliníferas. Los microconglomerados canaliformes son silíceos, con cantos de cuarzo y cuarcitas. Son frecuentes las costras ferruginosas intercaladas en las arenas.

Según AGUILAR, 1971: “El constituyente principal de las arenas es el cuarzo de procedencia generalmente plutónica, pudiendo existir fracciones de cuarzo metamórfico, granítico, de cuarcitas y silix. También abundan los feldspatos exclusivamente potásicos, que se encuentran desigualmente meteorizados”.

—Areniscas ferruginosas **(11)**. En realidad se trata de un “gossan” formado por la oxidación de pirita diseminada en un nivel de arenas. Por la posición que ocupa, en el borde noroccidental del diapiro de Peñacerrada, podría tratarse de un “paleogossan”, que evidenciaría una exposición subaérea en una zona elevada por la tectónica salina.

—Areniscas rojizas estratificadas. Niveles de calizas y areniscas con orbitolinas. **(12)**. Este término se ha diferenciado únicamente en la mitad occidental de la hoja, donde está presente hacia el techo de la sucesión e intercalado en su parte media en la vertiente sur del monte Echera, donde produce un resalte característico.

—Niveles de lignito y arcillas carbonosas **(13)**. Se trata de intercalaciones centimétricas y decimétricas, que únicamente se han observado en el corte de la carretera que va de Peñacerrada a Ribas de Tereso.

La edad de la formación Arenas de Utrillas se atribuye, por conocimiento regional, al intervalo Albiense superior - Cenomaniense inferior.

La potencia parece aumentar de oeste a este, alcanzando un máximo de 300 metros en el sector sur-oriental de la hoja (ver corte III-III’).

Dentro de esta hoja los mejores cortes se encuentran en:

—La pista que parte de Salinillas de Buradón y recorre la vertiente sur del monte Echera.

—La pista que parte hacia el este, a unos 500 metros al norte de Montoria.

—La carretera que va de Peñacerrada a Ribas de Tereso.

## 2.9. CENOMANIENSE (14 y 15)

Está bien representado en el cuadrante, sobre todo en el extremo sur-oriental, en los flancos del anticlinal de Montoria. Produce un resalte o "cejo", muy característico en el terreno.

En el extremo sureste, la parte basal está constituida por unos 50 metros de margas y margocalizas nodulosas, grises, que intercalan pasadas de calizas arenosas y areniscas (14). Sin embargo, la litología dominante está constituida por calizas micríticas, grises y calcarenitas (15). Se presentan normalmente estratificadas en bancos potentes. En ocasiones aparecen como margocalizas de tonos rosados y blanquecinos, de aspecto brechoide, con morfologías canaliformes.

Entre la macrofauna pueden encontrarse lamelibranquios y caprínidos. Entre la microfauna presente se han clasificado (IGME, 1979): *Praealveolina iberica* (REICHEL), *P. cretacea brevis* (REICHEL), *Ovalveolina ovum* (D'ORB.), *Cuneolina cf. pavonia* (D'ORB.), *Orbitolina conica* (D'ARCH.), *Chrysalidina gradata* (D'ORB.), miliólidos, *Marssonella sp.* y *Lenticulina sp.*

Este término corresponde al Cenomaniense medio-superior, constituyendo el techo del Cenomaniense una laguna estratigráfica.

La potencia, lo mismo que ocurre con numerosos términos, aumenta de forma generalizada de oeste a este; así, en el monte Echera y en Ocio, la potencia es de unos 30 metros, para aumentar a unos 80 metros en el corte del puerto de Herrera.

Los mejores cortes y puntos de observación se encuentran entre los puntos kilométricos 28 y 29 de la carretera que va de Peñacerrada al puerto de Herrera.

## 2.10. TURONIENSE (16)

Aunque se trata de un término poco potente, es claramente diferenciable de los infra y su-

prayacentes, al tratarse de un término "blando" entre dos tramos que dan fuertes resaltes en la topografía. Constituye un nivel guía en toda la sierra de Cantabria, por lo que se le ha tratado de seguir con detalle, aún exagerando su potencia en la cartografía.

La litología dominante consiste en margocalizas grises, nodulosas, y niveles de margas. Esporádicamente intercala calizas bioclásticas algo margosas, nodulosas y/o tableadas.

En este término se han determinado: *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Hedbergella cf. paradubia* (SIGAL) y *Marssonella sp.* (IGME, 1979, op. cit.). Su edad corresponde al Turoniense inferior (zona con *H. paradubia*).

La potencia de este término aumenta de oeste a este, de manera que en Ocio tiene 25 metros, al sur de Peñacerrada 60 metros, y en el sondeo de Lagrán (cuadrante de Lagrán) alcanza 100 metros.

Los mejores puntos de observación se encuentran en el corte de las "Conchas de Haro", en el kilómetro 42,500 de la CN-232, y entre los puntos kilométricos 27 y 28 de la carretera de Peñacerrada al puerto de Herrera.

## 2.11. CONIACIENSE (17)

Este término conforma casi siempre los relieves más importantes: la Sierra, cerro de las Conchas de Haro, monte Echera, cresterío del Toloño, etc. Dado su carácter de litología "dura", suele dar un "cejo" o relieve pronunciado.

En cuanto a la litología, es un conjunto carbonatado constituido por calcarenitas, calizas dolomíticas y dolomías blanquecinas (17). Generalmente se encuentran estratificadas en bancos potentes, o con estratificación difusa. Los términos dolomíticos son escasos, y presentan un aspecto sacaroideo, de tonos claros, con numerosas oquedades rellenas de calcita y

dolomita, que confieren a la roca un aspecto vacuolar.

Según IGME, 1979, entre la microfauna se pueden clasificar: *Idalina antiqua* (D'ORB.), *Cuneolina cf. pavonia* (D'ORB.) y algas calcáreas, como *Acicularia sp.* y *Halimeda sp.*

Este término incluye todo el Coniaciense y parte del Santoniense inferior.

La potencia pasa de unos 85 metros en Ocio-Salinillas, a unos 200 metros en la mitad oriental de la hoja. En el sondeo Lagrán-1 (hoja de Lagrán), este término presenta alrededor de 400 metros de potencia.

Los afloramientos son muy numerosos, y los cortes más accesibles se encuentran en las proximidades de Ocio, y en la carretera de Peñacerrada al puerto de Herrera.

## 2.12. CENOMANIENSE A CONIACIENSE (18)

Como ya se ha expuesto anteriormente, en el punto 2.10, el Turoniense constituye un nivel-guía "blando", que separa los resaltes del Cenomaniense de los del Coniaciense. Sin embargo, en dos sectores concretos: al este de Salinillas de Buradón, y al oeste de Payueta (en el borde nor-occidental del diapiro de Peñacerrada), este nivel de referencia no se ha podido cartografiar, pudiendo existir una laguna estratigráfica importante a esta altura en la serie. En consecuencia, ha sido cartografiado de forma conjunta el intervalo Cenomaniense-Coniaciense con el número 18, incluyendo éste los términos litológicos 15 a 17.

## 2.13. SANTONIENSE ("CALCARENITAS CON LACAZINAS") (19)

Este término aflora sobre los relieves fuertes del Coniaciense, originando una zona de relieve más suave, en la que se aprecian afloramientos de tonos pardo-rojizos. En muchas

ocasiones resulta difícil la definición cartográfica de este término.

Las calcarenitas con lacazinas reposan directamente sobre las calizas y dolomías coniacienses, al estar muy condensado el tramo margoso conocido como "margas de Osma", muy potente y característico tanto al norte (Zona Alavesa), como al noroeste.

La litología dominante está constituida por calcarenitas bioclásticas de tonos pardos, rojizos y beige, que se caracterizan por la abundante presencia de *Lacazina elongata* MUN.-CHALM. Este conjunto calcarenítico intercala bancos de calizas micríticas de tonos grises, con abundante fauna de miliólidos, así como episodios margosos y nodulosos, sobre todo a techo.

La coloración pardo-rojiza, tan característica, se debe al cemento dolomítico-ferruginoso de los episodios calcareníticos.

Entre las estructuras sedimentarias más frecuentes, se pueden citar estratificaciones cruzadas de surco, y secuencias positivas (estrato y granodecipientes), con morfología de canal.

Entre la microfauna se clasifican (IGME, 1979): *Lacazina elongata* (MUN.-CHALM.), *Idalina antiqua* (D'ORB.), *Quinqueloculina sp.*, *Pseudocyclammina cf. massiliensis* (MAYNC.), *Rotaliidae* (*Rotalia cf. reicheli* (HOTTING.)), algas calcáreas (*Acicularia sp.*, *Boueina sp.*), *Pseudolituonella reicheli* (MARIE), *Spirocyclus choffati* (MUN.-CHALM.), *Cuneolina pavonia* (D'ORB.), *Discyclina cf. schlumbergeri* (MUN.-CHALM.) y *Abairdia mosae* (HOFKER), que datan el Santoniense medio-superior.

La potencia del tramo es relativamente constante, en torno a los 70 metros.

Los mejores cortes y puntos de observación se encuentran a unos 700 metros al este de Salinillas de Buradón, y en la pista que parte hacia el este, desde el repetidor de Salinillas.

## 2.14. **CAMPANIENSE-MAASTRICHTIENSE** (20 a 24)

Los afloramientos más extensos se encuentran al norte del cresterío del monte Toloño. Es una serie esencialmente terrígena que, por lo general, produce un "blando" relativo y, en consecuencia, relieves suaves y alomados o pequeñas vaguadas.

La característica fundamental de este conjunto reside en su variedad litológica, y en lo rápidamente que las facies cambian lateralmente entre sí.

Por lo general, la serie suele comenzar con arenas blancas de grano fino a medio, con pasadas areniscosas y de limos amarillentos (término número **20**).

Inmediatamente a techo del nivel de arenas descrito anteriormente, y sólo en la mitad occidental de la hoja, aflora un nivel de arcillas muy plásticas, de tonos verdosos y rosados (**21**), que intercalan esporádicamente niveles decimétricos de calizas blancas.

El término **22** es el que está más ampliamente representado, y consiste en una alternancia en proporciones muy variables de arenas, areniscas, margas arenosas y niveles de limos amarillentos. Cuando los niveles de areniscas son lo suficientemente potentes, se han diferenciado en la cartografía como término **23**.

Por último, este conjunto intercala, sobre todo en la parte alta de la serie, calcarenitas rojizas, calizas bioclásticas y niveles de calizas pisolíticas, (**24**), que presentan un aspecto de "campo" similar en ocasiones a las calcarenitas con lacazinas, e incluyen niveles con abundantes rudistas.

Como norma general, la serie evoluciona lateralmente hacia el este, hacia términos cada vez más margosos y margo-arenosos, es decir, a términos cada vez más finos, lo que es ya especialmente patente en el cuadrante de Bernedo (171-l).

La edad de todo este conjunto es (IGME, 1979) Campaniense-Maastrichtiense.

La potencia máxima de todo el conjunto es del orden de 250 metros. Los mejores puntos de observación son los siguientes:

—Términos 20 y 21: en la pista que discurre por la vaguada que hay al norte del monte Echera.

—Términos 22 y 23: en la pista forestal que parte hacia el este desde el repetidor de Salinillas (se puede tomar bien desde Salinillas de Buradón, o desde la carretera Peñacerrada-Ribas de Tereso).

Término número 24: en la carretera que va de Berganzo a Peñacerrada, en el corte del pequeño canal que va a la tubería de la central de Berganzo.

## 2.15. **DANIENSE** (25 a 28)

El Daniense o Dano-Montiense, se apoya mediante un contacto paraconforme sobre términos referibles al Maastrichtiense y, en ocasiones, al Campaniense arenoso. Sin embargo, en el borde noroeste del diapiro de Peñacerrada se apoya sobre términos más antiguos (hasta el Coniaciense), mediante una discordancia angular claramente visible en la cartografía. Generalmente produce una pequeña cresta o resalte topográfico, con una buena y regular estratificación de los materiales.

La litología más característica (**25**) consiste en dolomías y calizas dolomíticas de grano fino (calizas micríticas y dolomicritas) que en ocasiones intercalan niveles de dolomías algales (estromatolitos). Hacia el techo, la serie se hace más terrígena, y aparecen dolomías, calizas arenosas y calcarenitas, para culminar en ocasiones con margas y areniscas. El conjunto presenta coloraciones blanquecinas, beige y rosadas, y una estratificación plano-paralela muy regular en bancos que por lo general no exceden de 1 metro.

Entre los diapiros de Ocio y Peñacerrada, la serie aumenta considerablemente de potencia (cf. aptados. 3 y 4) dominando un término constituido por una alternancia de margas arenosas de tonos claros, limos beige y calizas dolomíticas blancas **(26)**, tramo que incluye regularmente niveles de potencia inferior a 10 metros de dolomías y calizas blancas, con laminaciones algales **(27)**.

En el borde oriental del diapiro de Peñacerrada la serie dano-montense sufre una importante reducción de potencia, dominando los términos calizo-dolomíticos de tonos claros **(28)**. En este sector, al este de Peñacerrada, el techo de la "cresta" dano-montense suele ser un nivel de silex (silcreta), bastante continuo, de 50 centímetros de potencia.

La microfauna más característica consiste en *Fallotella alavensis* (MANGIN) y *Glomalveolina* sp. Entre la macrofauna son frecuentes los niveles de algas, gasterópodos, corales aislados y restos de equinodermos.

La potencia es muy variable, pudiéndose diferenciar tres zonas:

—Al oeste del diapiro de Ocio, con potencias entre 70-100 metros.

—Entre los diapiros de Ocio y Peñacerrada, con potencias entre 250 y 300 metros.

—Al este del diapiro de Peñacerrada, en el flanco sur del sinclinal de Loza, con potencias del orden de 50 metros.

Los mejores cortes y puntos de observación son los siguientes:

—En la pista que parte hacia el norte, desde el punto kilométrico 34, entre Ocio y Santa Cruz del Fierro.

—En la cresta que aflora a unos 1.500 metros al suroeste de Ocio, paralela a la cresta del monte Echera. Una pista discurre entre ambas crestas.

—En la pista que parte hacia el este, a la entrada de Peñacerrada, (afloramiento del nivel de silex).

## 2.16. THANETIENSE (29)

Aflora exclusivamente al este del meridiano de Berganzo y produce un tramo "blando" muy característico, de colores claros, grises y verdosos. Desarrolla a menudo un suelo arcilloso lo que, unido a su relieve relativamente plano, hace que esté casi siempre ocupado por terrenos de cultivo.

La litología dominante consiste en arcillas verdes, muy plásticas, margas arcillosas y limos amarillentos y verdosos. Esporádicamente intercala lechos areniscosos por lo general delgados. Hacia el este y hacia el norte, fuera ya de la hoja, este "Thanetiense arcilloso" pasa lateralmente a una facies mucho más arenosa. Se trata de facies de transición marino-continental, de manera que es posible atribuirle el adjetivo de "Facies Garumn".

Se le asigna una edad Thanetiense por su posición estratigráfica.

La potencia es variable; así entre los diapiros de Ocio y Peñacerrada, alcanza más de 100 metros, mientras que al este de Peñacerrada no supera los 50 metros.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la pista (asfaltada), que va de Peñacerrada a Loza, paralela al río Inglares. Otro corte se encuentra en la pista que parte hacia el norte desde la central eléctrica de Berganzo y que a unos 2 kilómetros gira hacia el sur, para acceder a unos terrenos de cultivo.

## 2.17. EOCENO (30 a 32)

Aflora al norte y noreste de Peñacerrada (en los flancos del sinclinal y anticlinal de Loza) y en el cerro de Moraza, al noroeste de Payueta. El contacto con el Thanetiense arcilloso es paraconforme al este del diapiro de Peñacerrada, mientras que en la zona noroeste del

diapiro (cerro de Moraza) la serie eocena se dispone mediante una discordancia angular muy clara. En el campo se distingue con facilidad al constituir resaltes calizos de tonos claros.

La serie suele comenzar con una alternancia de calizas lacustres blancas, muy porosas ("cretas"), calcarenitas, margas y arcillas versicolores, y areniscas calcáreas amarillentas **(30)**. Hacia el techo la serie se hace más carbonatada **(31)**, encontrándose calizas y calizas dolomíticas marrones y beige en corte fresco, típicamente blancas en superficie y calizas micríticas grises. Estos niveles calizos intercalan en proporción variable margas arcillosas marrones y beige. En la parte basal son frecuentes los niveles silicificados y, excepcionalmente, la serie intercala bancos de calcarenitas bioclásticas. Toda la serie se encuentra por lo general bien estratificada, en bancos que no suelen superar 1 metro de potencia.

Esta serie, hacia el noreste, en el vecino cuadrante de Lagrán (sector de Faido), se hace más margosa, sobre todo en su parte intermedia.

Entre la fauna, son frecuentes los gasterópodos lacustres, y los oogonios y restos de charáceas.

Los términos más altos del Eoceno inferior casi no afloran. Ocupan el núcleo del sinclinal de Loza, y están constituidos por limos amarillentos, arenas y arcillas **(32)**, muy cubiertos.

Se asigna al conjunto una edad Eoceno inferior, por su posición estratigráfica.

La potencia residual del Eoceno aflorante es de unos 120 metros.

Los mejores cortes se encuentran en la pista que va de Peñacerrada a Loza, 500 metros al este de Peñacerrada; en la pista que va de Baroja a Loza, y en la pista que se toma 700 metros al norte de Peñacerrada, y que parte hacia el noreste.

## 2.18. OLIGO-MIOCENO DE LA CUENCA MIRANDA-TREVIÑO (33 a 36)

Durante el Oligoceno y el Mioceno, la región (aquí la parte más septentrional de la hoja) queda ocupada únicamente por una sedimentación de tipo continental, que forma el relleno de lo que hoy se denomina como Cuenca Terciaria de Miranda-Treviño. El estudio realizado por RIBA (1956), recogido en un informe interno de CIEPSA, y titulado "La Cuenca Terciaria de Miranda-Treviño", constituye una base fundamental, aún 30 años más tarde, para el estudio de esta cuenca. Dado que este cuadrante solamente incluye un pequeño sector de la misma, se describirán lo más concretamente posible los distintos términos diferenciados, así como sus relaciones geométricas dentro del área de estudio.

### 2.18.1. Oligoceno (33 a 35)

Aflora en el ángulo noreste, en el sector de Baroja, y en el ángulo noroeste, al oeste de Ocio. En el sector de Baroja se disponen discordantemente sobre las calizas lacustres del Eoceno y, probablemente, sobre el Trías Keuper del borde noreste del diapiro de Peñacerrada (no obstante, el contacto está mecanizado). En los afloramientos situados al oeste de Ocio, se apoyan discordantemente sobre las calizas y dolomías paleocenas (Dano-Montiense).

La litología dominante **(34)** está constituida por conglomerados de tonalidades rojizas y cantos calizos. Los cantos, heterométricos, están generalmente bien redondeados, y alcanzan diámetros de hasta 40 centímetros. Generalmente están muy cementados, y ocupan (rellenan) morfologías de canal (rellenos de "surcos" y/o de canales en sentido estricto). Los rellenos canaliformes están frecuentemente amalgamados. Intercalados en la serie conglomerática existen numerosos niveles de lutitas (limos y arcillas) rojizas, así como niveles de areniscas calcáreas, también de tonalidades rojizas. La mayor parte de los cantos proceden del Terciario infrayacente y del Mesozoico.

Tanto a techo como a muro del tramo conglomerático (en el sector de Peñacerrada) aparece una serie eminentemente lutítica **(33)**, formada por lutitas rojas (arcillas, arcillas arenoso-limosas y limos), que intercalan niveles de areniscas calcáreas rojizas. Esta serie lutítica parece apoyarse directamente sobre el Trías Keuper en el borde noreste del diapiro de Peñacerrada. En el sector de Baroja, la serie lutítica roja intercala niveles métricos de conglomerados calcáreos y areniscas rojizas **(35)**.

En definitiva, se diferencian dos asociaciones: una predominantemente conglomerática y otra predominantemente lutítica, correspondiendo la segunda a equivalentes distales de la primera.

La edad de este conjunto es problemática y difícil de precisar; no obstante, por su posición y relaciones geométricas con otros términos mejor datados, se le atribuye una edad Oligoceno.

El techo no aflora en este cuadrante, en el que aparecen representados unos 150 metros de serie.

El conjunto está bien expuesto, y se pueden encontrar cortes en la carretera de Peñacerrada a Vitoria, en la carretera de Baroja y, sobre todo, en las pistas que, desde Baroja, parten hacia el sur.

#### 2.18.2. **Mioceno** (36)

Unicamente está representado en un pequeño afloramiento que hay en el punto kilométrico 34 de la carretera que va de Ocio a Santa Cruz del Fierro (al oeste de Ocio), y que se atribuye al Mioceno por su facies.

Está constituido por limos amarillentos y areniscas de grano fino, bien estratificadas, y con cemento calcáreo.

No es posible precisar su potencia, ya que se encuentra recubierto por materiales cuaternarios.

#### 2.19. **TERCIARIO DE LA CUENCA DEL EBRO** (37 a 43)

Los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro o Ebro-Rioja constituyen el relleno de una depresión que alcanzó una fuerte subsidencia durante el Oligoceno y el Mioceno, ya que las imágenes sísmicas revelan potencias de terciario continental de unos 4.000 metros. Esta depresión está limitada por dos frentes de cabalgamiento: el cabalgamiento frontal de la sierra de Cantabria, vergente al sur, y que constituye el límite norte, y el cabalgamiento de las sierras de la Demanda y Cameros, vergente al norte, y que constituye el límite sur. En el área de esta hoja tan solo se reconoce una parte del límite norte de esta cuenca terciaria.

##### 2.19.1. **Brechas** (37)

Este término litológico es muy característico. Sus afloramientos se disponen siempre "jalonando" el frente de cabalgamiento de la sierra de Cantabria, discordantes sobre diferentes términos del Mesozoico, e implicados en la estructura cabalgante del frente de la sierra. Están afectados por el cabalgamiento de forma muy desigual. En ocasiones formando pliegues vergentes muy apretados y, en otros casos, con un menor grado de plegamiento, tendiendo incluso a "solapar" el frente. Estas características (posición y grado de implicación), así como la espectacular disminución del tamaño de los cantos a medida que se distancian del frente de cabalgamiento, hacen pensar en un origen sintectónico para estas brechas.

Litológicamente, se trata de brechas heterométricas y poligénicas; soportados por la matriz, los cantos corresponden sobre todo a calizas de las series mesozoicas, con tamaños que oscilan entre 5 metros (grandes bloques) en las proximidades del frente, y 5 - 10 centímetros. La matriz, que en muchas ocasiones es una microbrecha, es arenosa y limolítica, de tonos rojo-teja, y con cemento calcáreo.

Este término se ha atribuido al Oligoceno por su posición estratigráfica, y su potencia puede ser superior a 200 metros.

Su posición geométrica y aspecto de campo se pueden observar (panorámica) desde el kilómetro 42 de la carretera nacional 232, junto a las Conchas de Haro, y desde la Ermita de San Felices. Los cortes más accesibles se encuentran al este del repetidor de Salinillas de Buradón, en la pista que se toma desde la carretera Peñacerrada-Ribas de Tereso, y que discurre al norte de Peña Colorada.

### 2.19.2 Mioceno de la Cuenca del Ebro

(38 a 43)

Aflora extensamente, al sur del frente de cabalgamiento de la sierra de Cantabria, y constituye el asiento de los cultivos de la Rioja Alavesa. Excepto en puntos muy concretos, el relieve es poco acusado. Estos materiales forman parte en su totalidad de la denominada "Facies de Haro" (RIBA, 1954, 1956, 1957).

La litología dominante (38) está constituida por margas, limos y limolitas amarillentas, que intercalan brechas centimétricas de areniscas calcáreas.

Esta serie amarillenta intercala niveles métricos de areniscas con cemento calcáreo, de composición aproximada, 40% de cuarzo, 10% de feldespato potásico, y 50% de fragmentos de rocas carbonatadas. En función del tamaño de grano y potencia de estos niveles, se han diferenciado:

—Areniscas de grano fino a medio (39). Suelen tener la base plana y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo.

—Areniscas de grano grueso y microconglomerados (40). Se disponen en morfologías de canal, de trazado sinuoso y con escaso desarrollo lateral.

Hacia el norte y hacia techo en la serie, aumenta el tamaño de grano y así, en el cerro de San Cristóbal, las areniscas de grano grueso y microconglomerados constituyen un nivel

más potente (43). También se localizan frecuentes niveles de conglomerados de cantos calcáreos y en menor medida areniscosos, con tonos ocre y amarillentos. Estos conglomerados se agrupan en niveles poco potentes (41), o en "paquetes" con potencias superiores a 10 metros (42).

La parte intermedia de la facies de Haro ha proporcionado (IGME, 1979): *Chara notata* (GRAMB.), *Ch. cylindrica* (GRAMB.), *Sphaerocchara minutissima* (GRAMB.), *Sph. hirmeri* var. *longiuscula* (GR. y PAUL.), *Candona praecox* (STRAUS.), *Cypridopsis kinkeleni* (LIENENKL.) y *Elkocythereis* aff. *bramletti* (DICK y SWAIN), atribuyendo esta serie al Mioceno inferior. Los términos más altos del cerro de San Cristóbal pueden pertenecer ya al Mioceno medio.

La potencia en conjunto de la facies de Haro es superior a los 900 metros en este cuadrante (potencia parcial).

Los cortes y afloramientos son muy numerosos, y sería demasiado extensa su descripción. No obstante, cabe citar los afloramientos de la carretera nacional 232, entre Briñas y Labastida, para las facies finas (término 39), y el corte de la pista que va de Salinillas de Buradón a Labastida, por la casa de Tabuérniga. El corte se encuentra a 2 kilómetros al este-sureste de Salinillas de Buradón.

### 2.20. PLIOCENO (44 a 46)

Aflora en el núcleo del anticlinal de Ocio, y en el paraje conocido como "La Plana", al noreste de Salinillas de Buradón. Reposo discordantemente sobre cualquier término del Mesozoico y presenta generalmente buzamientos suaves (hay excepciones).

Se han diferenciado tres términos litológicos:

—Conglomerados poligénicos y brechas (44). Es la litología dominante. Son muy hete-

rométricos, con cantos y bloques de calizas (dominantes) y areniscas. La matriz es arenoso-arcillosa, de tonos típicamente rojizos, y el cemento es calcáreo.

—Arcillas rojas **(45)**. Es un nivel muy característico, visible en el terreno, con tonos rojo teja muy intensos.

—Niveles potentes de conglomerados rojizos **(46)**. Se diferencian del término 44, por el mayor grado de cementación, que los hace resaltar en el terreno, constituyendo niveles de referencia.

Esta serie conglomerática se origina como una acumulación de derrubios generada por los últimos movimientos de elevación de la sierra, probablemente durante el Plioceno.

La potencia máxima medida es del orden de 120 metros (ver corte I-I').

Los mejores cortes y puntos de observación se encuentran en la carretera que va de Salinillas de Buradón a Ocio, en las pistas que van de Salinillas de Buradón a los viveros y al repetidor, y en el corte del arroyo de Valagonda.

## 2.21. CUATERNARIO (47 a 54)

Los depósitos cuaternarios de esta hoja se caracterizan por la gran variedad que exhiben, diferenciándose los siguientes tipos de depósitos:

—Terrazas altas **(47)**. Se encuentran a 60 metros sobre la cota actual del río Ebro. Están constituidas por bolos de calizas y areniscas (minoritarias). La matriz es arenosa y microconglomerática.

—Terrazas bajas **(48)**. Es la primera terraza del Ebro, y suele presentar escarpes internos provocados por los sucesivos encajamientos de la red fluvial. La litología es similar a la de las terrazas altas.

—Glacis **(49)**. Se han cartografiado al sur del cerro de San Cristóbal o La Lobera. Están constituidos por cantos redondeados de calizas y areniscas, e incluyen costras calcáreas cementadas.

—Aluviones y fondos de valle más importantes **(50)**. Se incluyen aquí los depósitos aluviales de los ríos más importantes: Ebro (al sur de la hoja), e Inglares (al oeste de Berganzo).

—Conos de deyección **(51)**. Se ha cartografiado como tal, el depósito en forma de abanico, que existe al sur de Berganzo, en la "salida" de un arroyo muy pendiente y encajado.

—Travertinos **(52)**. Existen dos niveles de travertinos en el río Inglares: a cota 740 (al oeste de Payueta), y a cota 510 (al oeste de Ocio). Engloban numerosos restos vegetales, recubiertos de carbonato. Se forman por excavaciones intensas de los valles, lo que provoca el descenso del nivel de base y el "vaciado" de los acuíferos por surgencias situadas a cotas diferentes.

—Coluviones potentes **(53)**. Se trata de depósitos de ladera que impiden ver el sustrato sobre el que se apoyan. En ocasiones, como al oeste de Payueta, incluyen grandes bloques, que permiten su diferenciación cartográfica.

—Coluviones poco potentes **(54)**. Se ha optado por esta diferenciación (trama sobre fondo geológico) en aquellos casos en los que la potencia del depósito es escasa y permite a menudo observaciones en los materiales infrayacentes; o bien, en aquellos sectores en los que, a pesar de tratarse de un depósito potente, interesa destacar la geología infrayacente, aunque sea de un modo supuesto.

### 3. SEDIMENTOLOGIA

Los materiales que afloran en la hoja de Labastida ocupan un amplio rango de edad: desde el Triásico en facies Keuper, hasta el Cuaternario. Este amplio abanico de términos haría demasiado extensa la descripción detallada de las características del medio de depósito de cada uno de ellos, de modo que el presente estudio se limitará a "introducir" la historia geológica de este sector concreto de la cuenca Vasco-Cantábrica, enfatizando los hitos más relevantes e indicando el medio sedimentario deducido.

Los materiales más antiguos representados corresponden al **Triásico** en facies Keuper, que se depositaron en mares epicontinentales, muy someros, formados en una etapa de distensión generalizada ("rifting"). Existían extensas "sebkas" litorales, y un clima global bastante árido, que permitieron la formación de evaporitas. Estas acumulaciones salinas, constituirán más adelante intumescencias y depresiones (halocinesis), que influirán notablemente en la sedimentación mesozoica y cenozoica.

A techo del episodio epicontinental, somero, una transgresión generalizada (eustática) iniciará una sedimentación claramente marina durante el **Jurásico**, representado únicamente en el sector de Montoria. Las carnioles y dolomías del Lías inferior corresponden a medios inter-supramareales, en el ámbito de plataformas muy someras. El "Lías margoso"

es claramente transgresivo, depositándose en plataformas marinas abiertas, hemipelágicas. El Dogger corresponde a un primer episodio de somerización y, en este corte concreto, falta el techo del Jurásico, probablemente por barrido erosivo. Efectivamente, hacia el Jurásico terminal se generan las primeras acumulaciones diapíricas, delimitando surcos y umbrales (movimientos neo-kimméricos), cuya acentuación provocará el arrasamiento parcial o total de las series jurásicas pre-neocomienses. Este primer levantamiento halocinético provocará erosión de las series jurásicas en gran parte de la zona, preservándose en Montoria al constituir un "surco" (ver columna del sondeo Laño-2 con el Weald depositado sobre Keuper, figura 3.1.). La serie situada a techo (**Neocomiense**), muestra una tendencia básicamente regresiva, pudiendo incluir episodios continentales (Purbeck-Weald).

Durante el **Aptiense** (Urgoniano), la línea de costa debió situarse aproximadamente coincidiendo con la alineación de la sierra de Cantabria, permitiendo el desarrollo local de plataformas mixtas carbonatado-terrágenas, muy someras, representadas por las calizas con ostreidos de la zona de Montoria. Algunas asociaciones de facies indican ambientes de sedimentación costeros.

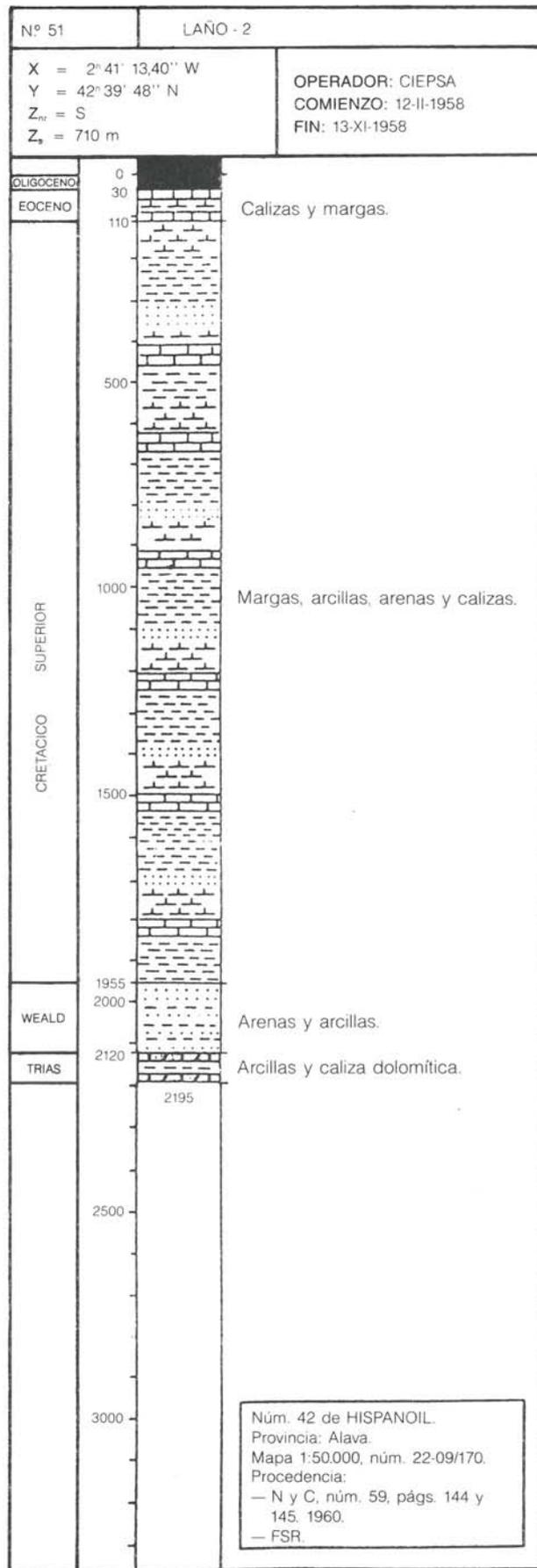


Figura 3.1.—Columna resumida del sondeo Laño - 2 (ITGE, 1989)

Durante el **Aptiense superior y el Albiense inferior**, un sistema deltaico se instaló en esta plataforma, desarrollándose una sedimentación de tipo "parálico" (lignitos de Montoria). El ambiente sedimentario pudo estar constituido por una serie de bahías situadas entre canales distributarios.

La etapa de máxima progradación del sistema deltaico (ligada a una aceleración del tectonismo en el área fuente), tuvo lugar durante el Aptiense superior-Albiense inferior, avanzando los ambientes de la llanura deltaica superior hasta ocupar prácticamente en su totalidad el área.

La historia geológica del Cretácico inferior culmina con una etapa regresiva durante el **Albiense superior**, ligada a una situación de actividad tectónica, de ámbito regional, que permitió la "instalación" en el área de estudio de condiciones netamente continentales representadas, concretamente, por la "formación Utrillas".

Efectivamente, los depósitos terrígenos del **Albiense superior-Cenomaniense inferior** en este cuadrante presentan, al menos en su parte basal y media, una serie de características que los hacen similares a la formación Arenas de Utrillas, definida formalmente por AGUILAR, RAMIREZ DEL POZO y RIBA (1971) en la provincia de Teruel. El medio de depósito de estos materiales evoluciona vertical y lateralmente. Las asociaciones de facies que exhibe la parte basal, corresponden a medios fluviales de carácter trenzado, en posición distal. Hacia el techo las facies van evolucionando a medios de mayor distalidad (llanuras litorales). La erosión frecuente de un canal por otro es común en los medios de ríos trezados y el pequeño tamaño de estos canales indica una posición bastante distal en el sistema, una topografía plana y baja, próxima a llanuras litorales.

En cuanto a la evolución lateral, es suficientemente conocido el paso hacia el norte y noreste a depósitos terrígenos deltaicos

(formación Valmaseda), que llegan a solapar directamente a los últimos carbonatos urgonianos (ver figura 3.2.).

La disposición de las Arenas de Utrillas, bordeando las zonas diapíricas de Ocio-Salinillas de Buradón y Peñacerrada, parece indicar que esta formación se depositó directamente sobre las arcillas triásicas en lo que debieron constituir intumescencias o abombamientos precoces, con erosión y/o no depósito de las series infra-albienses. No obstante, el contacto Albiense-Trías está siempre tectonizado, y no se ha podido observar, en ningún punto, un contacto "sedimentario" con las arcillas triásicas o con las carniolas jurásicas.

El techo de la formación Utrillas va adquiriendo progresivamente un carácter transgresivo. Aparecen facies arenosas canalizadas y dunas o "mega-ripples" con laminación cruzada planar y en surco, así como abundantes sigmoides. Pueden encontrarse también areniscas glauconíticas con costras ferruginosas y acumulaciones de orbitolinas. La bioturbación del tramo es por lo general intensa. Las asociaciones de facies corresponden a llanuras mareales siliciclásticas, con depósitos sub a intermareales de alta energía, barras, canales y desarrollo de llanura arenosa, incluyendo depósitos de playa.

Por encima de los últimos niveles terrígenos aparece un tramo carbonatado (término 15) correspondiente al **Cenomaniense superior**, que aumenta claramente de potencia de oeste a este. Las facies tienen características de plataforma interna somera, con episodios intermareales y con complejos de canales y barras que migraban muy activamente. Algunas superficies ferruginosas muestran los momentos de interrupción y somerización en esta plataforma.

El conjunto del Cenomaniense forma una secuencia mayor claramente transgresiva, con un aumento paulatino de los carbonatos de muro a techo.



Es a lo largo del **Turonense** (término 16) cuando se alcanza el máximo transgresivo del Cretácico superior, y las facies indican la máxima profundidad de sedimentación de este intervalo. La facies es litológicamente muy homogénea, constituida por una sucesión de margocalizas y margas grises, cuya interpretación lleva a pensar que se trata de depósitos de plataforma externa abierta, relativamente profunda y de libre circulación. Esporádicamente se producen progradaciones de pequeña escala de depósitos más someros de plataforma.

Hacia el final del Turonense se produce un episodio progradante, con lo que el Turonense muestra en conjunto una evolución transgresivo-regresiva.

De forma gradual, en el **Coniacense** (término 17), por encima del tramo margoso anterior, van predominando paulatinamente las calizas, culminando con el desarrollo de un potente y continuo paquete carbonatado.

Las características de facies, asociaciones y su disposición, permiten identificar un medio de plataforma externa distal en el muro, que evoluciona hacia el techo a condiciones de plataforma proximal, con una importante disminución en la profundidad de sedimentación. Su evolución es así de una clara tendencia regresiva, culminando el paquete carbonatado, en algunos puntos, con una costra ferruginosa ("hard-ground"), y con dolomitizaciones secundarias. En el borde noroeste del diapiro de Peñacerrada (cerro de Moraza), así como en el borde sur del diapiro de Ocio, la serie carbonatada Cenomaniense-Coniacense se adelgaza considerablemente (hasta cinco veces menos que la potencia máxima exhibida por el conjunto en el borde suroeste del diapiro de Peñacerrada), apuntando de nuevo a los altos diapíricos como responsables de este adelgazamiento. Esta reducción de potencias va además acompañada de una somerización en las series, de manera que, en el cerro de Moraza, las calizas pasan a doloarenitas, con intercalaciones de niveles algales (figura 3.4.).

Como ya se ha citado, el techo de los carbonatos coniacenses es un nivel de condensación muy importante ("hard-ground"), con escaso o nulo depósito en una etapa de subida del nivel del mar.

El **Santonense medio a superior** (término 19) está representado por calcarenitas ("packstones-grainstones") con foraminíferos bentónicos (*Lacazina*). Este episodio calcarenítico corresponde a la migración de barras bioclásticas con un hidrodinamismo elevado, pertenecientes a zonas de alta energía de barras y canales, en plataforma interna. La tendencia general es la progradación de facies proximales, donde dominan las calcarenitas. Un aspecto importante es el aumento del contenido en hierro, que confiere a este término los tonos rojizos tan característicos (cemento dolomítico y ferruginoso).

Durante el **Campaniense** se produce un nuevo episodio terrígeno en la cuenca, con el depósito de arenas, areniscas y microconglomerados. Estos terrígenos se suelen organizar en secuencias métricas granodecrecientes, con el muro erosivo e irregular, y con estratificaciones cruzadas, planares y en surco. Estos depósitos se corresponden con una importante "invasión" terrígena en las áreas de plataforma, originándose deltas. Las asociaciones de facies encontradas en la zona de estudio corresponden a facies de llanura deltaica y frente deltaico. Estos materiales suponen el comienzo de una tendencia general regresiva, que culminará en el Maastrichtiense.

Durante el **Maastrichtiense** la tendencia regresiva se generaliza, y aparecen facies de plataforma interna muy protegida (con episodios de "lagoon"), y episodios salobres. Con estos materiales termina el proceso evolutivo del Cretácico, separado de los materiales del Terciario marino por una ruptura sedimentaria importante, que se manifiesta en ocasiones como una discordancia erosiva y, en otras, como una paraconformidad.

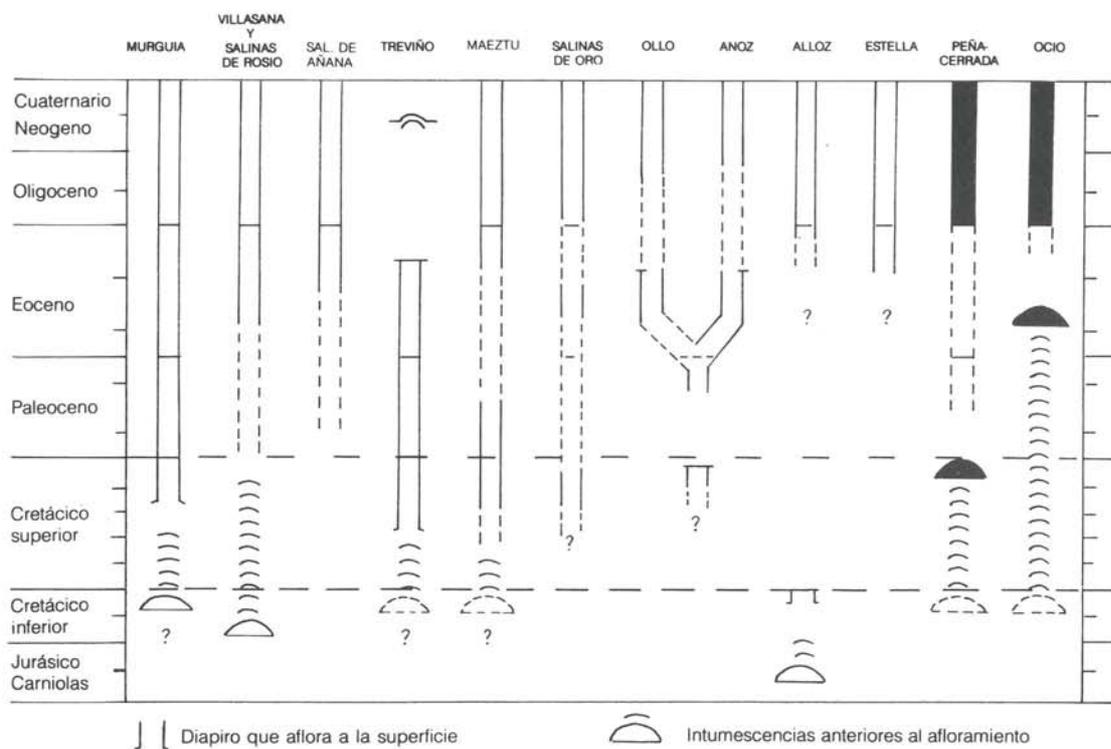
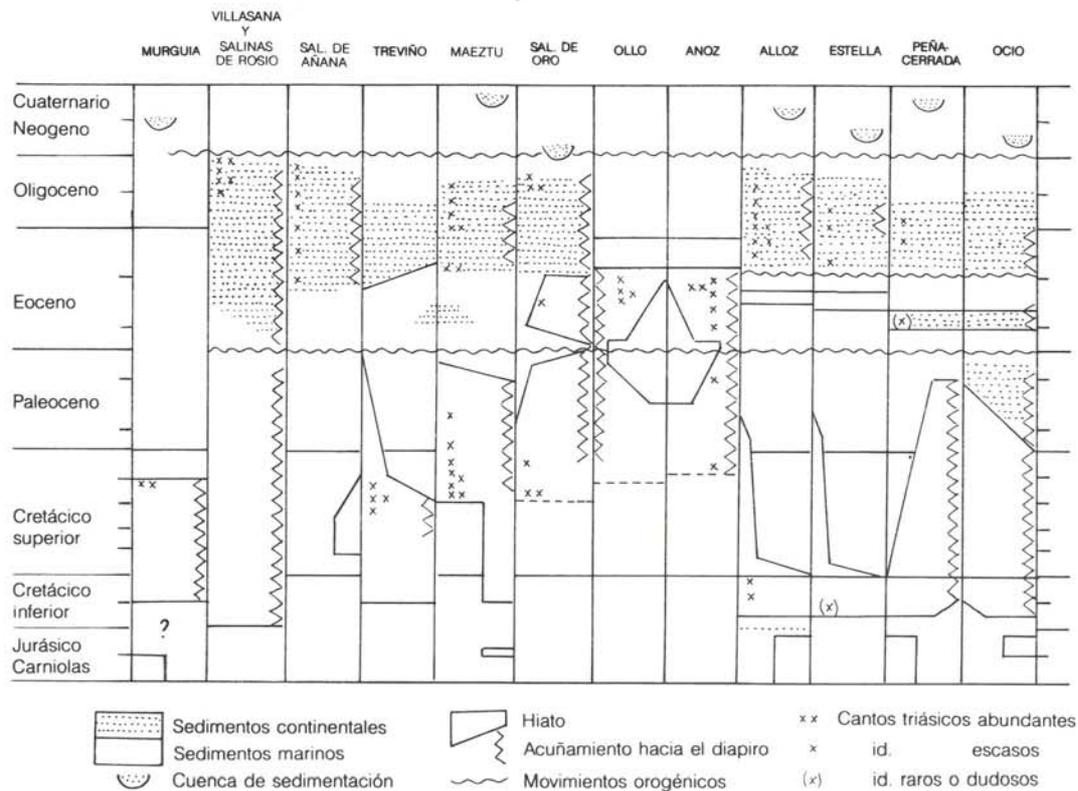


Figura 3.3.—Evolución de las acumulaciones salinas. Triásico Cantábrico. (GEPESA, 1974)

O

E

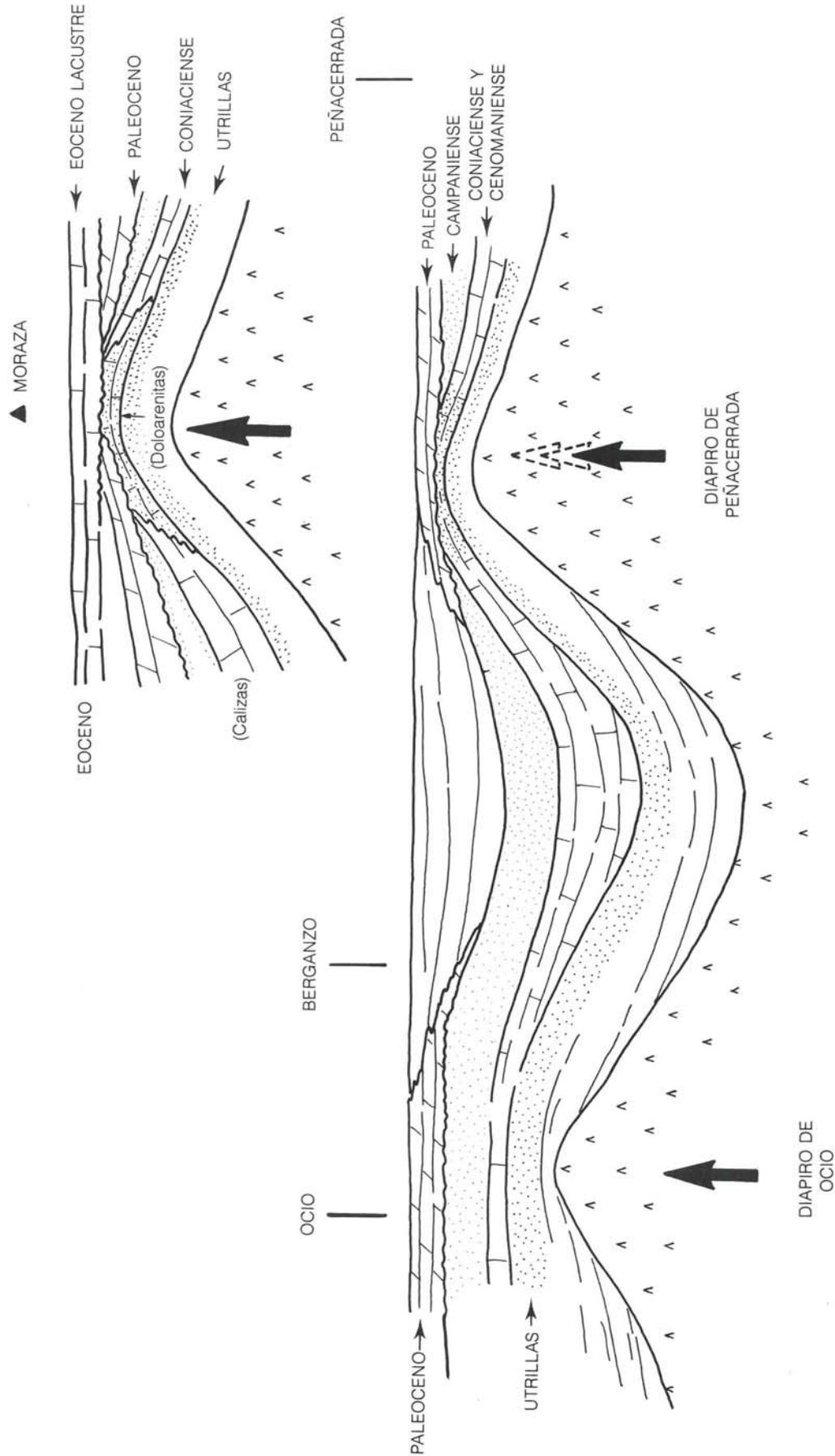


Figura 3.4.—Morfología y relaciones de los cuerpos sedimentarios entre los diapiros de Ocio y Peñacerrada.

Hacia el comienzo del **Paleoceno** las condiciones geodinámicas de la cuenca pasan de ser distensivas a compresivas, produciéndose un acortamiento generalizado de la cuenca, de dirección aproximada norte-sur. Las acumulaciones salinas precoces se "reactivan", acentuándose las intumescencias y los surcos perimetrales de éstas. La continuación de la tendencia regresiva iniciada ya al final del Cretácico, conducirá al desarrollo en esta zona de un conjunto de facies de transición marino-continental. La escasa batimetría de la sedimentación la hace especialmente "sensible", y cualquier oscilación del nivel del mar, o los abombamientos producidos por las acumulaciones salinas, hacen variar rápidamente el tipo y la potencia del depósito y, como resultado, la alternancia en la vertical de facies lacustres y marinas muy someras. En las zonas elevadas (abombamientos) se generan las facies más someras (bajíos o "shoals"), pasando en las zonas más deprimidas a depósitos de "lagoon". Es muy interesante el control de potencias y facies entre los diapiros de Ocio y Peñacerrada (figura 3.4.). Se observan facies más someras y menos potentes en las zonas de alto diapírico, con generación de discordancias locales; y facies de mayor batimetría, y con mayor potencia, en el surco inter-intumescencias, con una subsidencia local mucho mayor (el gradiente de presión local, mayor en el surco, "autoceba" el sistema).

Las facies son muy variadas, encontrándose: calizas micríticas con corales y algas, calizas estromatolíticas, "shoals" calcareníticos, margas dolomíticas ("lagoon"), y calizas lacustres. Existen también niveles oolíticos, que en ocasiones son ferruginosos. En el sector de Peñacerrada la somerización de este episodio culmina con un nivel de silcreta (silicificación "freática"), que indica la existencia de emersiones locales. A techo, la serie se hace cada vez más continental, con el desarrollo en el Thanetiense de depósitos lacustres-lagunares, a los que "llegaban" esporádicamente arenas fluviales. Las facies fluviales son más abundantes hacia el este, pasando en esta zona a facies de llanura de inundación (arcillosa).

Si durante el Paleoceno la tendencia es claramente regresiva, durante el Eoceno se invierte ligeramente ésta. Efectivamente, durante el Eoceno la sedimentación es lacustre, y evoluciona de muro a techo desde subambientes palustres-marginales, a carbonatos lacustres de facies "central".

Hacia el final del Eoceno- comienzo del Oligoceno, cuando comienza la fase principal de plegamiento Alpino, este sector sufre un plegamiento y se genera un cabalgamiento hacia el sur (sierra de Cantabria). El relieve creado por el plegamiento separa el surco de la cuenca Miranda-Treviño, en el norte, del surco de la cuenca del Ebro-Rioja, en el sur. La cuenca Miranda-Treviño queda "a lomos del cabalgamiento", mientras que la cuenca del Ebro-Rioja se configura como una cuenca típica de antepais (figura 3.5.).

Por tanto, a partir del Oligoceno y como consecuencia de los fuertes movimientos de la fase pirenaica de la Orogenia Alpina, las aguas del mar comienzan a retirarse, se produce un confinamiento del área, y se inicia una sedimentación continental.

El **Terciario Continental** de la cuenca Miranda-Treviño constituye una cubeta-sinclinal de orientación media este-oeste y de unos 60 kilómetros de largo por unos 20 de ancho (figura 3.6.). Entre los estudios dedicados a estos materiales merecen destacarse los de RIBA, O (1954, 1956, 1961, 1964 y 1976), la mayoría de ellos inéditos, realizados para CIEPSA con motivo de la investigación petrolífera realizada en esta zona.

La potencia total de los sedimentos continentales (depositados en condiciones subaéreas o de aguas estancadas) muestra una fuerte asimetría: 3.500 metros en el flanco suroeste y 1.100 en el flanco norte. Esta fuerte asimetría se originó por el desplazamiento sinsedimentario del eje de la cubeta hacia el norte.

Al mismo tiempo que se van retirando de este sector las últimas aguas "marinas" esta cuenca se va configurando por elevación de sus bordes, generándose abanicos aluviales

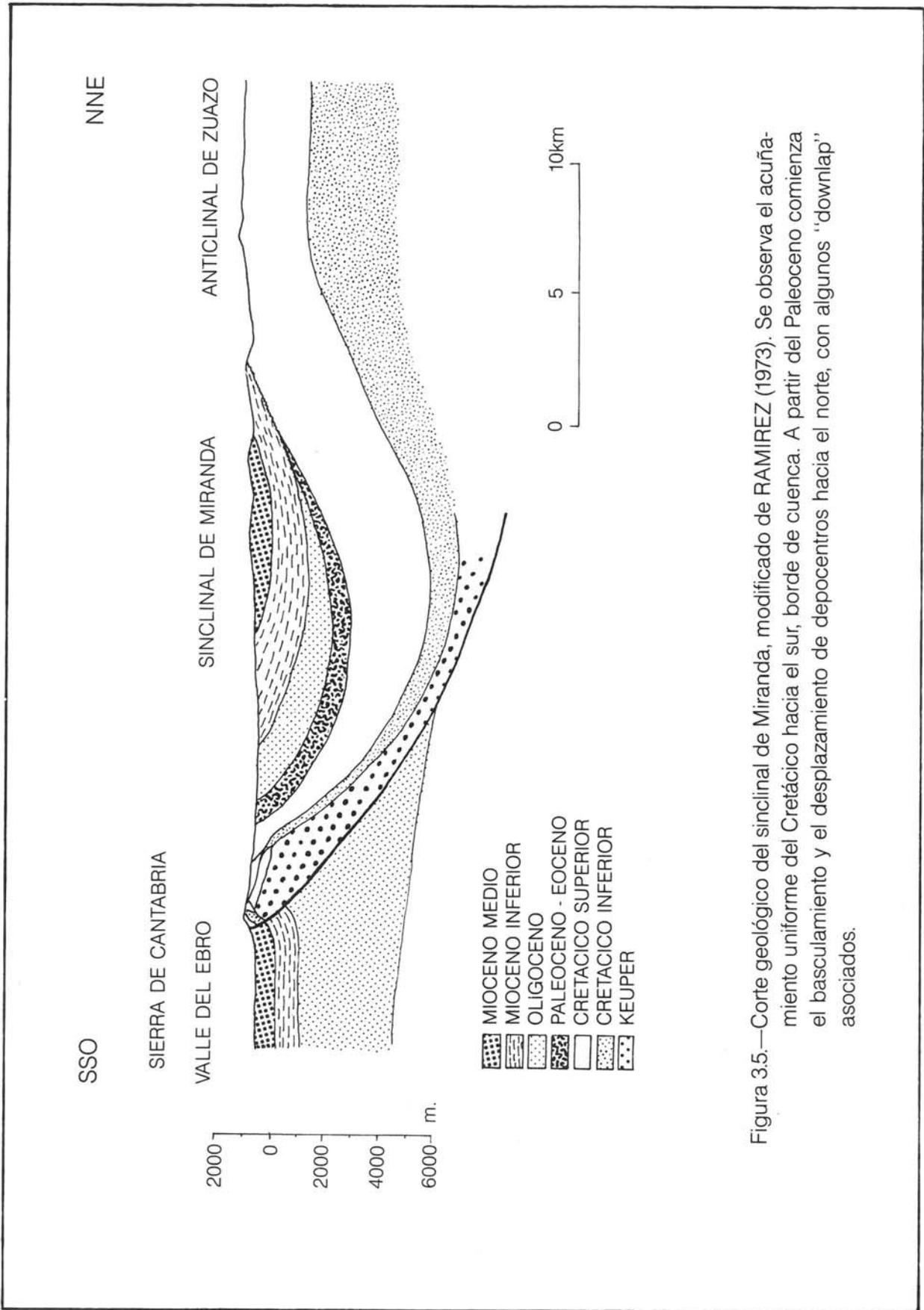


Figura 3.5.—Corte geológico del sinclinal de Miranda, modificado de RAMIREZ (1973). Se observa el acuña-  
 miento uniforme del Cretácico hacia el sur, borde de cuenca. A partir del Paleoceno comienza  
 el basculamiento y el desplazamiento de depocentros hacia el norte, con algunos "downlap"  
 asociados.

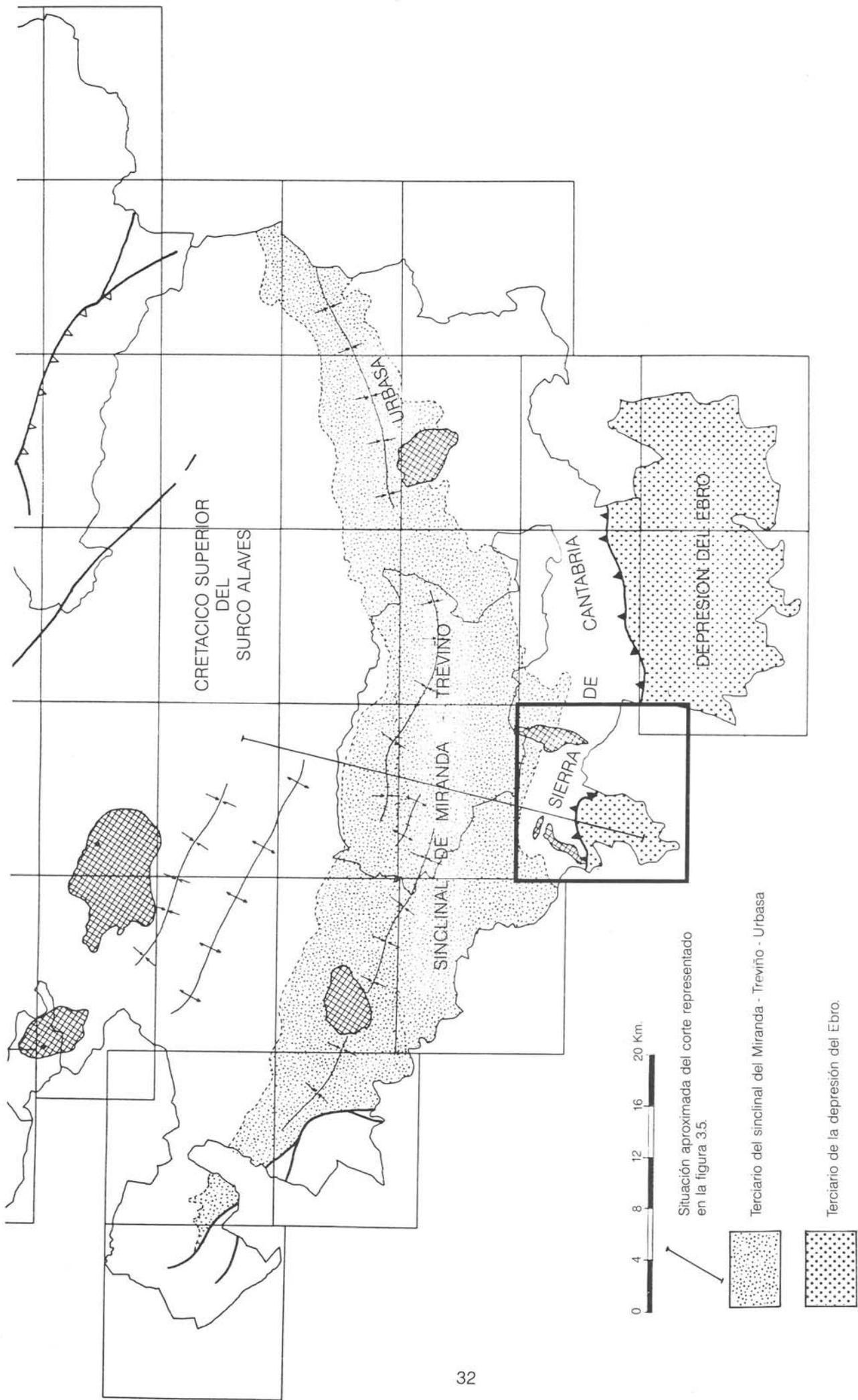


Figura 3.6.—Esquema estructural de la mitad meridional del País Vasco. Situación del cuadrante de Labastida.

durante el Oligoceno. Estos abanicos aluviales, de pequeño tamaño al principio, evolucionan vertical y lateralmente (hacia el centro de la cuenca) de facies proximales a facies distales.

Las facies más proximales (términos 34 y 35) son ortoconglomerados de cantos calizos redondeados, que provienen del Terciario marino y del Mesozoico. Aparecen intercalados pequeños lentejones de areniscas con estratificación cruzada. Tanto los conglomerados como las areniscas se presentan en secuencias positivas de pequeño espesor. Estas asociaciones de facies parecen indicar la presencia de pendientes fuertes y descargas bastante rápidas, frecuentes en abanicos aluviales de climas áridos.

Estos abanicos evolucionan en la vertical a facies más distales, aumentando la proporción de lutitas. Este progresivo aumento de las lutitas, lateral y verticalmente, hace pensar en una disminución paulatina de la actividad tectónica.

Las facies lutíticas (término 33) están constituidas por limolitas y arcillas de color rojo, que aparecen a veces con desarrollo de nódulos y calcretas, lo que indica largos períodos de exposición subaérea. Intercalados en las lutitas son frecuentes los niveles de areniscas con geometría tabular que corresponden a depósitos de desbordamiento sobre la llanura de inundación. Corresponden a asociaciones de facies de abanico distal.

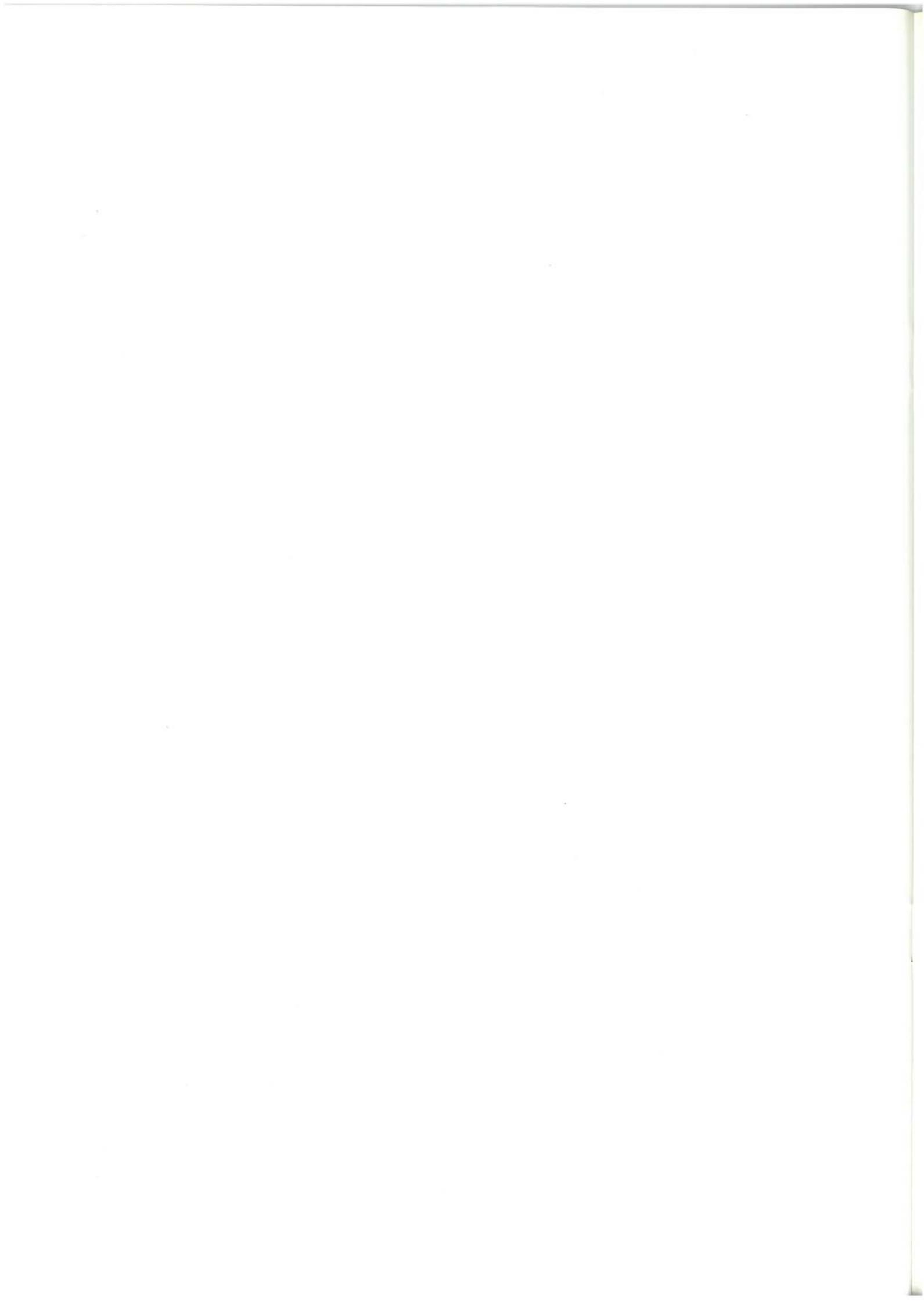
Estos términos son los más altos, bien representados, de la cuenca de Miranda-Treviño en el ámbito de la hoja.

Al mismo tiempo, al sur del cabalgamiento de la sierra de Cantabria, se producía el "relleno" del surco de la cuenca del Ebro-Rioja, que llega a alcanzar más de 4.000 metros de potencia de materiales terciarios continentales. Esta cuenca está limitada al norte por el cabalgamiento de la sierra de Cantabria-Montes Obarenes (vergente al sur), y limitada al sur por el cabalgamiento de las sierras de la Demanda y Cameros (vergente al norte). El área objeto

de este estudio se encuentra inmediatamente al sur del cabalgamiento de la sierra de Cantabria, que "solapa" al menos en 15 kilómetros el límite norte (original) de la cuenca del Ebro, impidiendo la observación de las facies basales y proximales. En esta hoja, los materiales más antiguos de esta cuenca pertenecen al Mioceno inferior y medio, y más concretamente a la denominada "facies de Haro", a la que, en términos generales, es posible atribuir un medio sedimentario correspondiente a la zona de tránsito aluvial-fluvial, es decir, a la parte más distal de abanicos aluviales, y a la parte más proximal (cabecera) de ríos anastomosados-trenzados. Los niveles areniscosos de la facies de Haro corresponden generalmente al relleno y migración de pequeños canales en un sistema de depósitos fluviales de ríos trezados que aumentarían de sinuosidad hacia el centro de la cuenca. Los términos finos, lutíticos, corresponden a depósitos de llanura de inundación y llanura lutítica distal de un abanico aluvial. Los términos conglomeráticos, representados en el cerro de San Cristóbal o La Lobera, corresponden a la parte media-distal de abanicos aluviales, con frecuentes depósitos de tamiz. Si se exceptúan estos depósitos conglomeráticos, que tienen una clara procedencia del norte (medidas en bases de canales y en cantos imbricados), el resto de la facies de Haro exhibe paleocorrientes procedentes del sur. Puesto que la cuenca es claramente bipolar, los niveles de procedencia norte estarán solapados por la unidad alóctona de la sierra de Cantabria (algunos sondeos de petróleo han cortado el Terciario de la Cuenca del Ebro unos 15 kilómetros al norte del frente del cabalgamiento).

Durante el **Plioceno**, se generan pequeñas cuencas endorreicas que se rellenan con material procedente del desmantelamiento de los relieves circundantes. Como testimonio de esto último existen unos depósitos pliocenos discordantes entre Salinillas de Buradón y Ocio.

Por último, cabe citar los depósitos travertínicos, formados a consecuencia de las oscilaciones del nivel freático, en relación con los diferentes períodos glaciares-interglaciares del Cuaternario.



## 4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La historia estructural de este sector de la cuenca Vasco-Cantábrica se podría dividir en dos grandes etapas: tectónica sinsedimentaria, anterior a la fase principal de plegamiento, y tectónica y estructuras correspondientes a la fase principal de plegamiento. Efectivamente, algunas fases de la Orogenia Alpina han afectado a la zona de forma temprana. En primer lugar durante el tránsito Jurásico-Cretácico (fase neokimmérica); más tarde, durante el Albiense superior (fase austriaca) y posteriormente durante el Cretácico superior y el Eoceno. Pero es durante el Oligoceno y el Mioceno cuando tiene lugar la fase principal de plegamiento que confiere a la cuenca y a este sector sus rasgos estructurales más importantes y característicos.

Durante el tránsito Jurásico-Cretácico se producen reactivaciones de las fracturas hercínicas y las primeras migraciones laterales del Keuper. Esta diferenciación diapírica precoz genera lagunas sedimentarias entre el Jurásico y el Cretácico, al delimitar surcos y umbrales (movimientos neokimméricos). La acentuación de estos surcos y umbrales provocará el arrasamiento parcial o total de las series jurásicas.

Durante el Albiense superior (fase austriaca) se producen numerosos movimientos de bloques y se reactivan las áreas fuente, generando una intensa sedimentación terrígena. Es posible que, como consecuencia de esta fase,

se inicie una cierta actividad diapírica, con la formación de las primeras intumescencias salinas. La disposición de las arenas de Utrillas podría indicar que se llegaron a depositar directamente sobre el Trías Keuper en intumescencias precoces, con erosión y/o sin depósito de la serie infra-Albiense.

Más adelante, en el Turoniense y Coniaciense, se acentúan de nuevo las intumescencias salinas, con reducciones de las series y lagunas sedimentarias en los altos diapíricos.

En el Paleoceno la tectónica salina es muy intensa, generándose altos diapíricos con facies someras, y surcos perimetrales interintumescencias, con mayor batimetría y potencia de las series (ver figura 3.4.).

Por último, la fase principal de plegamiento tiene lugar durante el Oligoceno y el Mioceno, de manera que se sobreimpone a la tectónica salina previa. La migración salina "precoz" tiene una relación estrecha con discontinuidades del sustrato. A partir de estas discontinuidades se generan fallas de colapso que permiten el desarrollo de altos diapíricos. Junto a estos altos diapíricos existen, lógicamente, surcos creados por la migración salina. Estos surcos funcionan como depocentros de gran sedimentación, fundamentalmente en el Cretácico aunque también en el Terciario. Estos depocentros

crean cubetas con morfología de "capazarón de tortuga". Los altos que los limitan son diapíricos, aunque parezcan anticlinales "alpinos" con núcleo triásico "extrusivo" (como es el caso del anticlinal de Ocio).

Desde un punto de vista estructural, la Cuenca Vasco-Cantábrica presenta la configuración típica de una cadena en abanico. Una zona septentrional de acusada vergencia norte; una zona central erguida, y una zona meridional, de borde de cuenca, con potencias reducidas, y de acusada vergencia sur. Es en esta última zona en la que se encuentra el cuadrante, incluyendo el cabalgamiento al sur de la sierra de Cantabria. Este cabalgamiento constituye el "retro" ("backthrust"), a nivel de la cadena. De los perfiles sísmicos realizados por diversas compañías petrolíferas, se deduce que la base del Terciario continental de la cuenca del Ebro pasa por debajo del cabalgamiento hasta, aproximadamente, la línea que une el diapiro oculto de Treviño con el diapiro de Maeztu, implicando un cabalgamiento hacia el sur de unos 15 kilómetros, y con un salto en buzamiento de unos 4 kilómetros. La morfología de esta superficie de cabalgamiento (que se generó durante el Oligoceno y Mioceno, por la migración del Keuper hacia el borde de la cuenca), en rampas y rellanos, influye notablemente en la disposición de la unidad cabalgante (figura 4.1.). Así, en las zonas de rampa se originan estructuras más erguidas y apretadas, y en las zonas de rellano estructuras más vergentes y escamas subhorizontales. Como ejemplo de zona de rampa cabalgante se citarán los pliegues del sector de las Conchas de Haro (y el sector de Cervera en el vecino cuadrante de Lagrán), y como ejemplo de zona de rellano, la zona meridional del Toloño (y la zona de San Tirso, en la hoja de Lagrán).

Una vez hecha la descripción general de la estructura, se comentarán las características de los principales elementos estructurales de la hoja de Labastida (ver figura 4.2.):

—**Cabalgamiento de la sierra de Cantabria.** Su intersección con la topografía (en esta hoja) forma una "V" abierta hacia el sur, y presenta una morfología en rampas y rellanos que condiciona la estructura de la unidad cabalgante, (ver figura 4.1.).

—**Zona plegada de las Conchas de Haro y pliegues de Salinillas.** Constituida por dos anticlinales y un sinclinal, que desarrollan flancos inversos, y un anticlinal y sinclinal, erguidos. Se interpreta esta zona como correspondiente a un efecto de rampa cabalgante (ver figura 4.1.).

—**Anticlinal de Ocio.** Presenta una morfología en anticlinal doble (forma típica de "hongo"), heredado de la tectónica salina previa a la fase principal (ver corte I-I').

—**Pliegues y escamas del Toloño.** Formados sobre una zona de rellano, con vergencias más acusadas cuanto más hacia el sur (ver figura 4.1.).

—**El anticlinal tardío de Montoria.** (ver corte III-III', a la derecha). Se interpreta como un anticlinal de segunda fase (o tardío), que afecta a un pliegue anticlinal vergente al sur.

—**Anticlinal y sinclinal de Loza** (ver corte III-III' a la izquierda). Constituyen estructuras asimétricas, ligeramente vergentes al sur. Es decir, son estructuras secundarias, con flanco largo-flanco corto, desarrolladas en el flanco largo de una estructura mayor.

—**Fallas de Berganzo** (ver corte II-II'). Son fallas normales, que hunden el labio norte, con un salto en buzamiento deducido de unos 1.000 metros. Por su posición, podría tratarse del "rejuego" distensivo de una zona de rampa cabalgante (ver figura 4.1. a la izquierda, F.B. = falla de Berganzo).

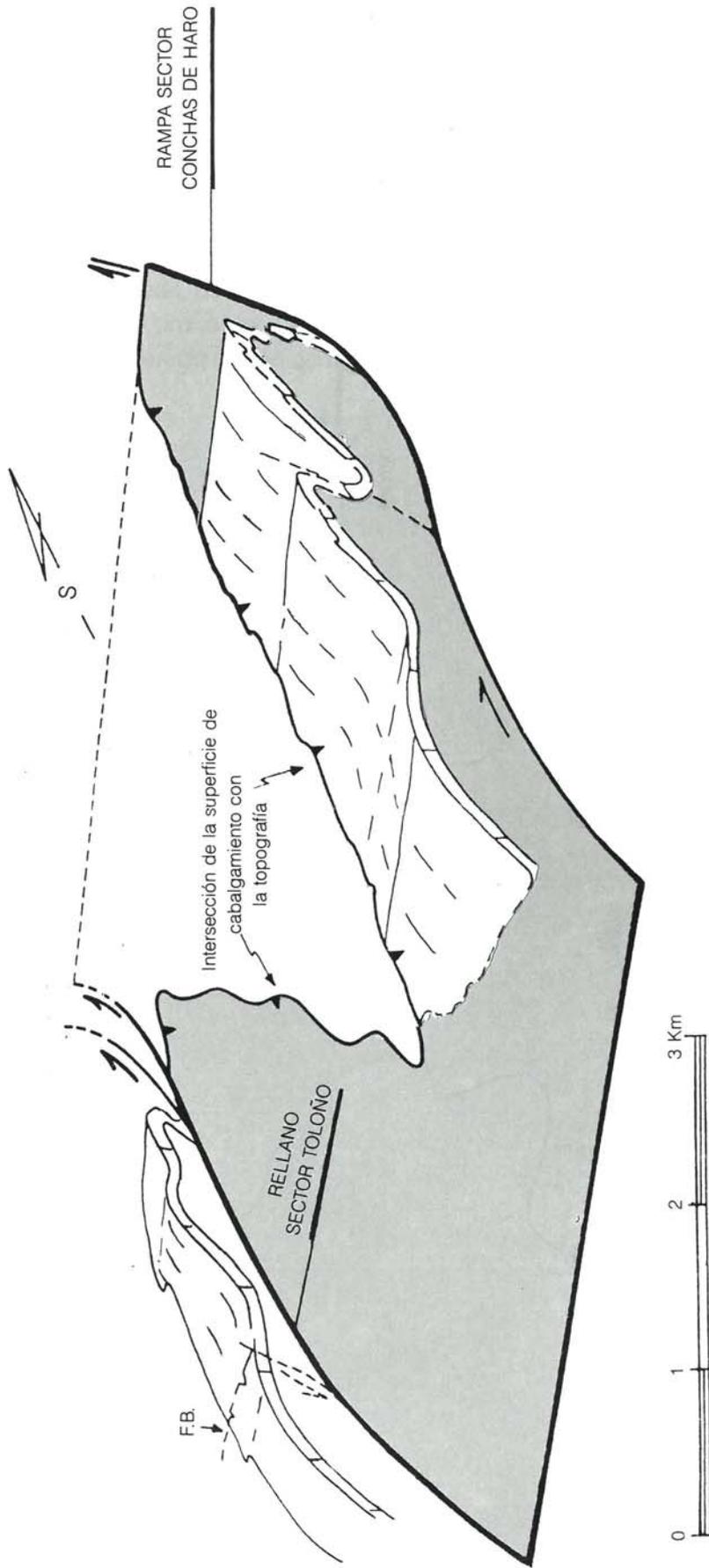


Figura 4.1.—Configuración de la superficie de cabalgamiento en el sector Conchas de Haro - Toloño.  
(Explicación en el texto)

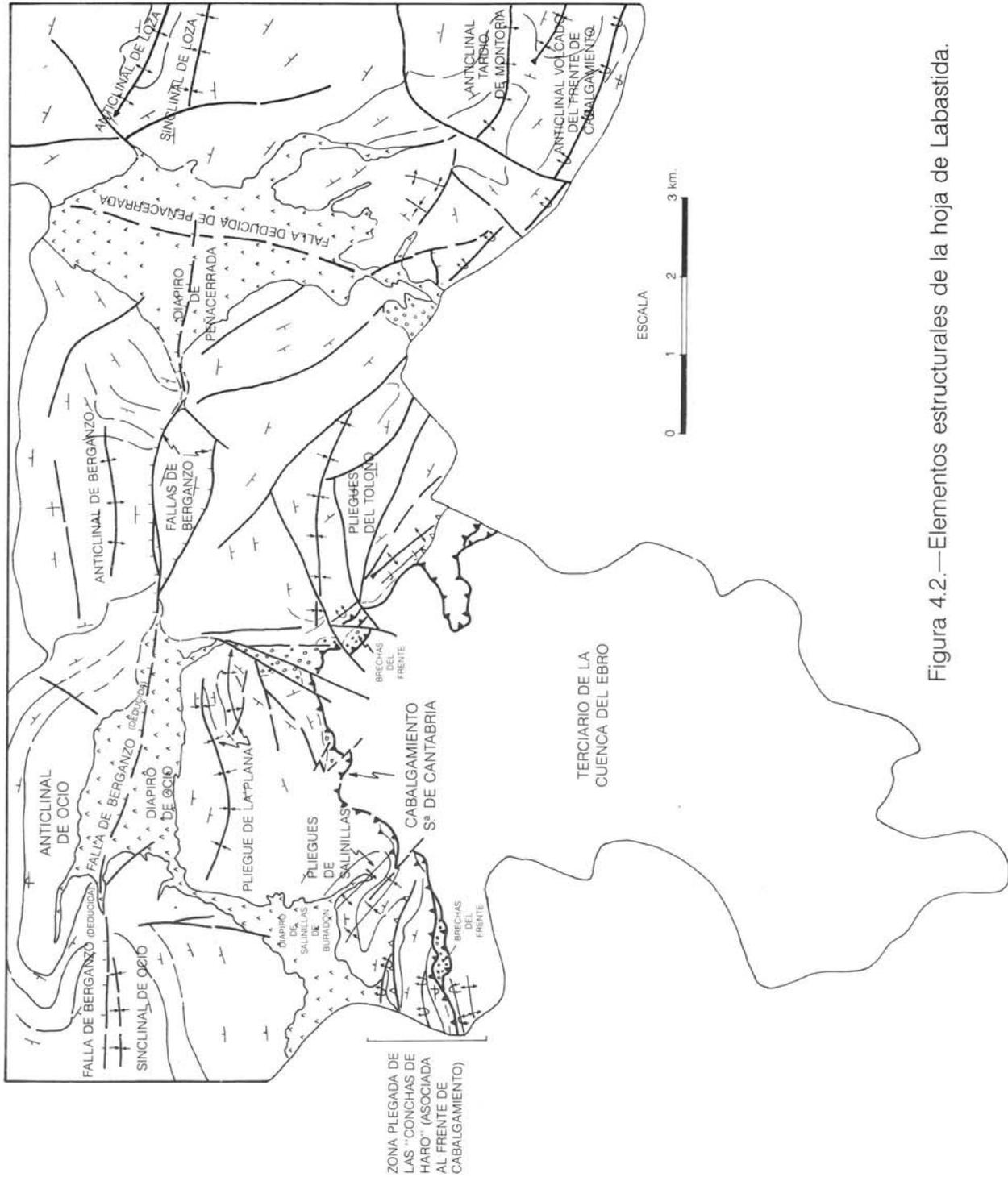


Figura 4.2.—Elementos estructurales de la hoja de Labastida.

—**Diapiros de Ocio y Salinillas de Buradón.** Constituyen un mismo diapiro con dos salidas ("up breaks"), unidas por un estrecho corredor (ver corte I-I'). Han funcionado como intumescencias "precoces" desde el Neocomiense (ver capítulo 3).

—**Diapiro de Peñacerrada.** Tiene una morfología alargada, de dirección N-S, y su configuración actual probablemente está motivada por la intersección de la falla de Berganzo con

la falla deducida de Peñacerrada. Al igual que los anteriores, ha constituido una acumulación "precoz", desde el Neocomiense.

Como conclusión, se puede decir que la compresión de la fase principal de plegamiento se superpone, y modifica en parte, a las estructuras halocinéticas previas, generándose estructuras complejas, sobre todo en las zonas con mayores acumulaciones salinas (ver figura 4.3.).

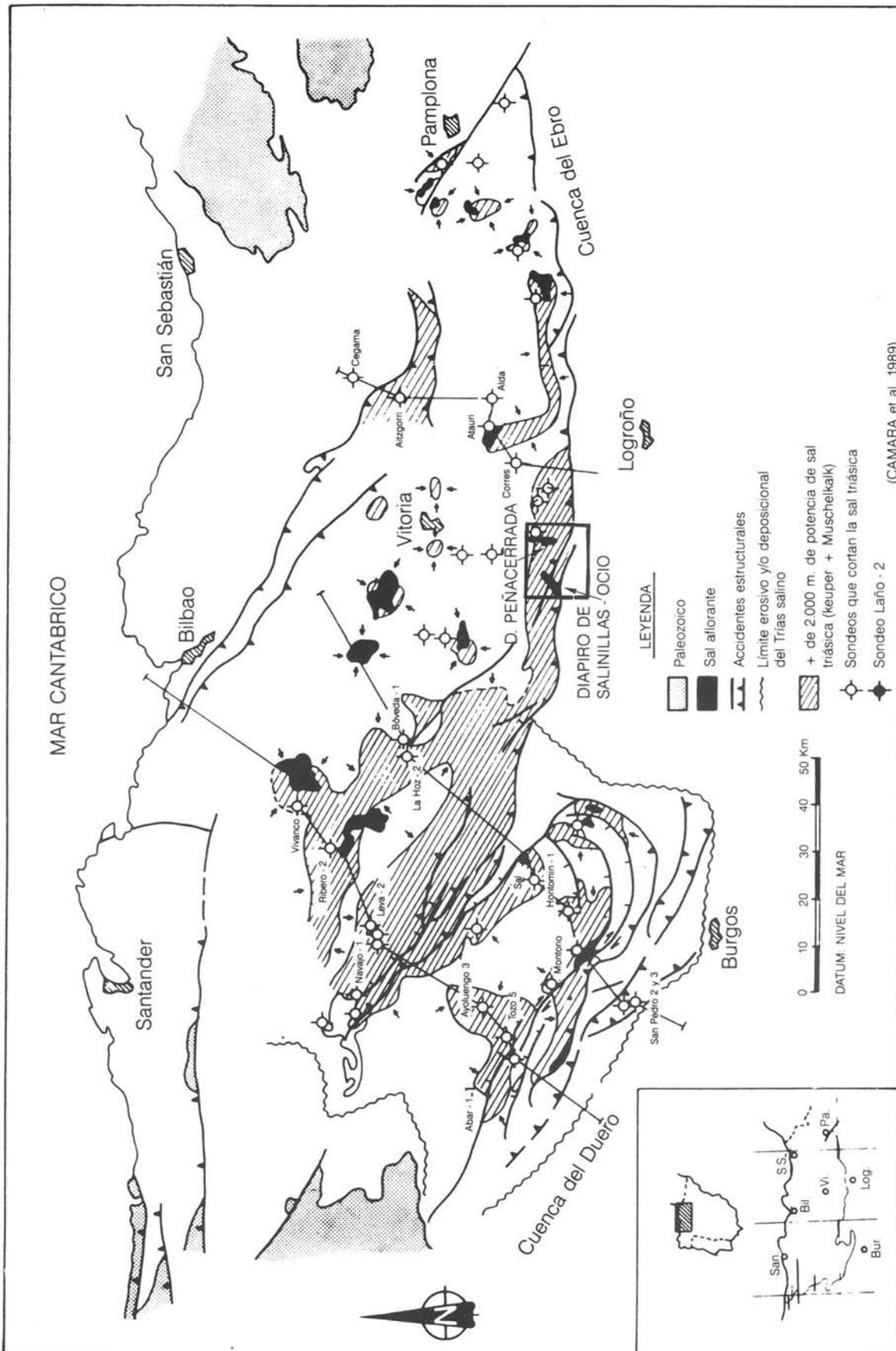


Figura 4.3.—Area de migración preferencial de la sal. Acumulaciones salinas del Triás

## BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1971).—“Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel)”. *Est. Geol.* V. 27, n.º 6.
- AGUILAR, M.J. (1971).—“Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albiense de la cuenca Cantábrica”. *Est. Geol.*, 28, pp 325 - 334.
- (1975).—“Sedimentología y Paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica”. *Estudios geológicos. Inst. Lucas Mallada. CSIC.* Vol XXXI, n.º 1 - 2, 213 pp., 182 figs., 13 tablas.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R. y MELENDEZ, A. (1983).—“Evolution paléogéographique des plateformes de la Mesete Nord-Castillane et de la Cordillere Ibérique (Espagne) au Senonien”. *Géologie Méditerranéen* T. X, n.º 3 - 4, pp. 361 - 367.
- AMIOT, M. (1982).—“El Cretácico superior de la región Navarro Cantábrica” En: “El Cretácico de España”. *Univ. Complutense, Madrid*, pp. 88 - 111, 2 figs.
- AMIOT, M.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A.; RAT, P. y SALOMON, J. (1982).—“Evolution de la marge cantabrique et de son arrière-pays ibérique au Crétacé”. *V Coloquio Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España.* Albacete, 1982.
- AMIOT, M. y FEUILLEE, P. (1983).—“L'individualization du domaine Navarro-Cantabre”, in “Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique. Une marge et son arrière-pays. Ses environnements sédimentaires”. *Mém. Géol. Univ. Dijon* Vol 9, pp. 122 - 125, 1983.
- AMIOT, M. (1983).—“Evolution et reamenagement du domaine Navarro-Cantabre au Senonien inférieur”. In “Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique”. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon.* V. 9, pp. 131 - 133.
- (1983).—“La megasequence regresive du Senonien. Effacement graduel du domaine Navarro-Cantabre”. In “Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique”. *Mém. Géol. Univ. Dijon.* Vol. 9, pp. 134 - 136.
- (1983).—“Structuration du domaine Navarro-Cantabre et déplacement des zones de subsidence au Turonien et Senonien”. In “Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique”. *Mém. Géol. Univ. Dijon.* Vol. 9, pp. 136 - 140.

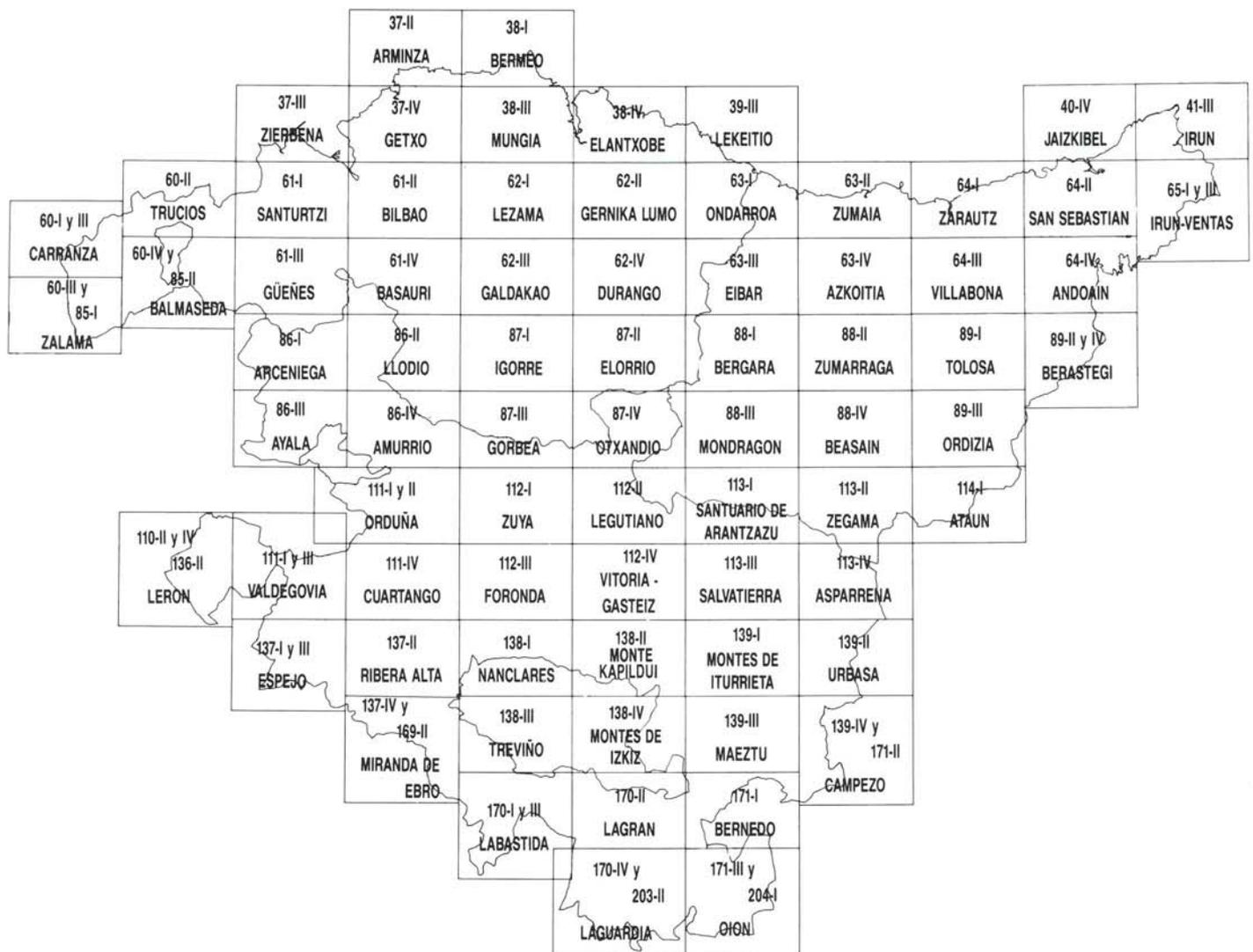
- AMIOT, M.; FLOQUET, M. y MATHEY, B. (1983).—“Relations entre les trois domaines de sédimentation du Crétacé supérieur”. In “Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique”. *Mém. Géol. Univ. Dijon*. Vol. 9, pp. 169 - 176.
- ASSENS, J. (1971).—“El Jurásico de la sierra de Cantabria-montes Obarenes”. *Cuad. Geol. Ib.* V. 2, pp. 533 - 540.
- CADEM (1984).—“Cartografía de la sierra de Cantabria”. Inédito.
- CAMARA RUPELO, P.; MARTINEZ DEL OLMO, W. y SERRANO OÑATE, A. (1989).—“Diapirismo del Triás Salino en el Dominio Cántabro-Navarro”. Inédito.
- CERVERA, A.; PARDO, G. y VILLENA, J. (1976).—“Algunas precisiones litoestratigráficas sobre la formación “Lignitos de Escucha”. *Tecniterrae*, n.º 14, oct-nov. 1976, pp. 25 - 33.
- CIEPSA-SEPE (1964).—“Petroleum prospects of the Vitoria Region”. Inédito.
- CIEPSA (1954).—“El Terciario continental de la Rioja Alta y de la Bureba”. Inédito.
- CIEPSA (1956).—“La Cuenca Terciaria de Miranda-Treviño”. Inédito.
- CIEPSA (1961).—“Sobre el Terciario de Treviño”. Inédito.
- CIEPSA (1964).—“Nuevas observaciones sobre el Terciario continental del Valle del Ebro”. Inédito.
- CIEPSA (1964).—“Esquemas paleogeográficos en la sierra de Cantabria”. Inédito.
- CIEPSA (1965).—“Geologic summary and evaluation of CIEPSA Vitoria permits”. Inédito.
- CIEPSA (1967).—“Estratigrafía resumida de los sondeos de CIEPSA”. Inédito.
- CIEPSA (1978).—“Tectonik der sierra de Cantabria”. Informe interno.
- DIP. FORAL DE ALAVA (1974).—“Estudio hidrogeológico de las zonas de los manantiales de Peñacerrada y Bernedo”. Inédito.
- (1977).—“Estudio de los recursos hídricos subterráneos del flanco norte de la sierra de Cantabria”. Inédito.
- (1982).—“Estudio de recursos hídricos en la Rioja Alavesa”. Inédito.
- ECHASA (1986).—“Estudio geológico-minero de la Concesión Ester (Alava). Zonas Occidental y Centro-Occidental”. Inédito.
- EVE (1989).—“Investigación geológico-minera a escala 1:25.000 en las zonas de Valdegobia, Cuartango, Salinas de Añana y Pobes”. Inédito.
- EVE (1989).—“Investigación hidrogeológica del área Ocio-Berganzo”. Inédito.
- FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971).—“Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques”. *Publ. Inst. Fr. du Petr. Col. Colc. et sem.* n.º 22, T. 2, Vol. 1, 48 pp.
- FLOQUET, M. (1983).—“La plateforme Nord-Castillane et les facies proximaux”. En: “Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique”. *Mém. Géol. Univ. Dijon*. Vol. 9, pp. 141 - 163.
- GIANNINI, G. (1968).—“Evolución del Surco Terciario del Ebro en relación con la posible presencia de Mesozoico”. Inédito.
- HENTSCHEL, H. (1964).—“Reinvestigation of the Eastern Part of the sierra de Cantabria and adjacent areas”. Inédito.

- IGME (1978).—Mapa geológico de España 1:50.000, 2.<sup>a</sup> serie (Proyecto MAGNA). Hoja n.º 165, "Casalarreina".
- IGME (1979).—Mapa geológico de España 1:50.000, 2.<sup>a</sup> serie (Proyecto MAGNA). Hoja n.º 170, "Haro".
- IGME (1979).—Mapa geológico de España 1:50.000, 2.<sup>a</sup> serie (Proyecto MAGNA). Hoja n.º 137, "Miranda de Ebro".
- IGME (1981).—"Síntesis de la investigación de lignitos. 3. Cuenca Cantábrica". Inédito.
- IGME (1984).—"Investigación hidrogeológica básica en el sector vasco de las Cuencas Norte y Ebro". Inédito.
- IGME (1985).—"Exploración de las posibilidades ligníferas en el País Vasco". Inédito.
- IGME (1985).—"Estudio sedimentológico de las Hojas 1:200.000 de Bilbao y Bermeo". Inédito.
- IGME (1986).—"Investigación hidrogeológica de la unidad de la sierra de Cantabria, 2.<sup>a</sup> Fase". Inédito.
- IGME (1987).—Mapa geológico de España E/1:50.000, 2.<sup>a</sup> Serie (Proyecto MAGNA). Hoja 171 "Viana".
- INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE, ED. (1983).—"Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique" *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*.
- ITGE (1989).—"Mapa Geológico de España, 1:200.000 Bermeo/Bilbao 5/12. Mapa y memoria explicativa".
- ITGE (1989).—"Contribución de los sondeos petrolíferos al conocimiento de la Geología de España".
- KIND, H.D. (1967).—"Diapire un Alttertiär im südostlichen Baskenland (Nord-spanien)" *Beich Geol. J.B.*, 5, 66, Hannover.
- MARTINEZ TORRES, L.M. (1984).—"Geología de la sierra de Cantabria entre Toloño y Peñacerrada". Tesis Licenciatura UPV - EHU.
- MONTES SANTIAGO, M.J.; ALONSO GAVILAN, G. y DABRIO, C.J. (1989).—"Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico terminal-Paleógeno del borde sur-oeste de la cuenca de Villarcayo (Burgos)". *Studia Geologica Salmanticensis*, Vol. especial 5, pp. 71 - 87.
- ORTI, F.; ROSSEL, L.; SALVANY, J.M.; INGLES, M.; PERMANYER, A.; GARCIA-VEIGAS, J. (1989).—"Sedimentología y diagénesis como criterios de prospección de recursos en el Terciario Evaporítico de la Cuenca del Ebro". *XII Congreso Especial de Sedimentología*. Simposios y conferencias, pp. 253 - 262.
- PARDO, G. y VILLENA, J. (1979).—"Características sedimentológicas y paleogeográficas de la Formación Escucha". *Cuad. Geol. Iber.* V. 5, pp. 407 - 418.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—"Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". *Mem. Inst. Geol. Min. España* T. 78, 379 pp.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1973).—"Síntesis geológica de la provincia de Alava". *Institución "Sancho el Sabio"* Vitoria.
- RAT, P. (1959).—"Les Pays Crétacés Basque-Cantabriques (Espagne)". *Thèse Fac. Sc. Publ. Univ. Dijon*, XVIII, 525 pp.

RIBA, O. (1955).—“Sur le type de sédimentation du Tertiaire continental de la partie ouest du bassin de l'Ebre”. *Souderd. Geol. Rudschau*.

RIBA, O. (1976).—“Tectogenèse et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes”. *Bulletin du Bureau de Recherches géologiques et minières*, 2ème, Série, Sect. I, num. 4, pp. 383 - 401.

# “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