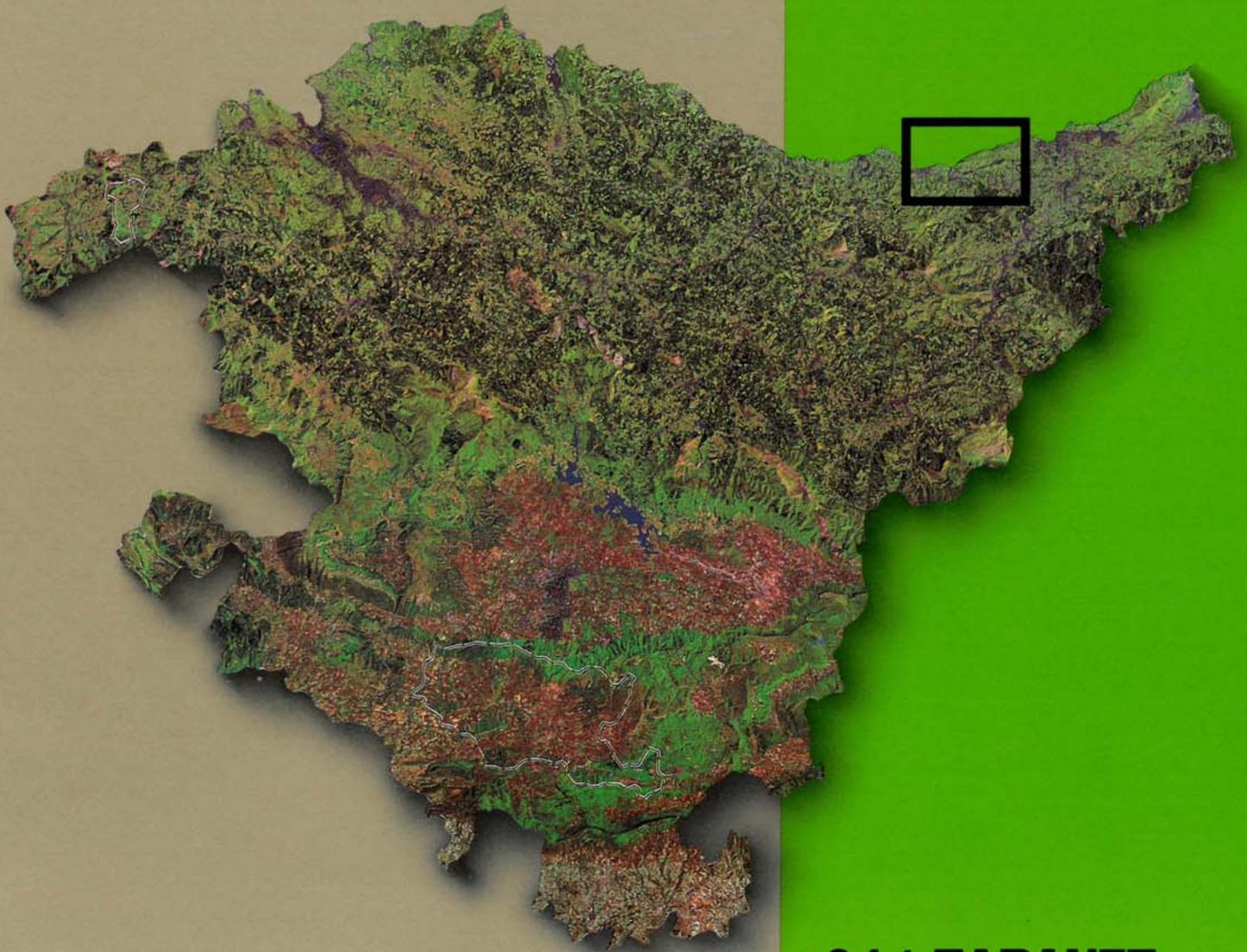




EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



64-I ZARAUTZ

E: 1/25.000



**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

64-I ZARAUTZ

E: 1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

Fotocomposición : **RHEA Consultores, S.A.** Paseo de la Habana, 206 28036 (Madrid)

Impreso en: **Gráficas Mawijo, S.A.** Fuenlabrada (Madrid)

Depósito Legal: M-27730-1990

ISBN 84 - 88302-07-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
J. García Portero
L. Muñoz Jiménez

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

J. Fernández Carrasco
A. Cerezo Arasti
F. Tijero Sanz
M. Zapata Sola

Han participado como colaboradores: J. García Mondejar y V. Pujalte Navarro (Universidad del País Vasco), que han asesorado en los capítulos de Estratigrafía y Sedimentología.

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1987.

INDICE

	<i>Pág.</i>
INTRODUCCION	9
1.- ESTRATIGRAFIA	11
1.1. UNIDAD DE SAN SEBASTIAN	11
1.1.1. TRIASICO EN FACIES KEUPER	11
1.1.2. SUPRAURGONIANO («FLYSCH NEGRO»)	11
1.1.3. CRETACICO SUPERIOR	12
1.1.4. TERCIARIO. PALEOCENO	14
1.1.5. TERCIARIO. EOCENO. FLYSCH TERCIARIO	15
1.2. UNIDAD DE OIZ SECTOR CESTONA	16
1.2.1. URGONIANO EN SENTIDO AMPLIO	16
1.2.2. SUPRAURGONIANO	17
1.3. CUATERNARIO	17
2.- SEDIMENTOLOGIA	19
3.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL	29
3.1. EL DIAPIRO Y EL ISLEO TECTONICO DE ZARAUZ	33
BIBLIOGRAFIA	39

INTRODUCCION

El cuadrante de Zarautz a escala 1:25.000 forma parte de la hoja nº 64 (24-5) "SAN SEBASTIAN" del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La totalidad del área incluida en el cuadrante pertenece al territorio histórico de Gipuzkoa, e incluye como principales núcleos de población a Zarautz, Orio, Usurbil, Lasarte y Aguinaga. Las cotas topográficas más elevadas corresponden a algunos vértices de la cadena costera: Kukuarri (367 m) y Mendizorrotz (416 m), así como las faldas del monte Irisasi junto al límite Sur de la hoja.

El principal cauce fluvial lo constituye el río Oria que atraviesa el cuadrante para desembocar junto a la localidad de Orio.

Desde un punto de vista geológico-re-

gional, este cuadrante se encuentra en la terminación occidental de los Pirineos, y dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica. A nivel más detallado, el área de estudio se ubica en una zona en la que se produce un cambio notable en las directrices regionales, zona conocida con el nombre de ARCO VASCO. La localidad de Zarautz está situada justo en la zona en la que se produce la articulación de las dos directrices (ramas occidental y oriental del Arco).

Los materiales que afloran en este cuadrante están comprendidos entre el Triásico y el Cuaternario. No obstante, la mayor superficie corresponde a materiales del Cretácico superior y del Terciario (hasta el Eoceno inferior), afectados por una o varias fases de plegamiento de edad terciaria (post-eocena), es decir, por la Orogenia Alpina.

1.- ESTRATIGRAFIA

Los diferentes términos litológicos presentes en la hoja, han sido agrupados en dos unidades tectónicas, que se encuentran superpuestas. La Unidad I: SAN SEBASTIAN ocupa casi la totalidad del cuadrante y constituye el autóctono (o parautoctono) sobre el que cabalga la Unidad II: OIZ, o más concretamente, el Sector de Cestona de esta unidad. Esta unidad alóctona está únicamente representada por el pequeño isleo tectónico de Zarautz.

1.1. UNIDAD DE SAN SEBASTIAN

Ocupa casi la totalidad de la superficie de la hoja, e incluye materiales del Triásico en facies Keuper, y del Cretácico superior al Terciario.

1.1.1. Triásico en facies Keuper (1 y 2)

Aparece en dos pequeños afloramientos, uno constituido por ofitas (2) y el más meridional constituido por arcillas abigarradas (1). No obstante, la realización de sondeos durante la ejecución de la autopista Bilbao-Behobia puso de manifiesto la existencia de arcillas yesíferas bajo el Cuaternario de la depresión de Zarautz (Euroestudios, 1975). Según este mismo informe, este diapiro "oculto" está constituido por: "... arcillas yesíferas con tonos que varían

desde el rojo al verde. Son frecuentes las inclusiones de rocas volcánicas (ofitas). Estos materiales aparecen completamente replegados como consecuencia de su extrusión diapírica"

En la cartografía se ha indicado (a partir de los datos de estos sondeos) el límite del Keuper (no aflorante) bajo el Cuaternario de la depresión de Zarautz.

Las arcillas del Keuper se pueden observar en el camino de Casa Orbelaun, a la que se accede desde la carretera Aya-Zarautz.

Interpretamos estos materiales como pertenecientes a la base de la unidad de San Sebastián, que han perforado las series y han extruido. No obstante, parte de ellos pueden estar presentes en la base del isleo tectónico de Zarautz, como nivel de despegue de la unidad alóctona.

1.1.2. Supraurgoniano ("Flysch Negro") (3, 4, 5, 6)

Aflora en el extremo SE del cuadrante, y hemos diferenciado cuatro términos litológicos que son:

- Limolitas calcáreas negras, pasadas

arenosas escasas (3). Se trata, generalmente, de limolitas negras, micáceas, masivas, calcáreas en corte fresco, y con algunas pasadas areniscosas centimétricas (10% o menos). Son típicos los niveles de nódulos de siderita paralelos a la estratificación, así como la disyunción en "capas de cebolla". El mejor afloramiento se encuentra en los desmontes del campo de fútbol de Lasarte, al Oeste del hipódromo.

- Areniscas estratificadas (4). Estos niveles areniscosos alternan con pasadas escasas de lutitas negras, y generalmente, se encuentran agrupados en "paquetes" de 5 a 15 m de potencia. Petrográficamente, estas areniscas se clasifican como litarenitas y litarenitas arcósicas, con un 50-65% de cuarzo, 10% de plagioclasa, un 15% de matriz y abundantes óxidos de hierro (10%).
- Microconglomerados y conglomerados (5). Afloran a techo del Supraurgoniano y forman los relieves del monte Andatza-Irisasi, al Sur de Aguinaga y Usurbil. Se trata de conglomerados heterométricos (cantos entre 1 cm y 30 cm) y poligénicos. Los cantos son fundamentalmente de cuarzo, aunque también incluyen cantos de calizas y fragmentos de rocas piroclásticas de grano fino, así como cineritas alteradas. Presentan una estratificación bastante grosera y son frecuentes las morfologías de canal. Los conglomerados aparecen como cuerpos de carácter lenticular y la potencia máxima estimada es de más de 150 m. A techo de estos conglomerados la serie es más margosa. Los mejores puntos de observación

se encuentran en la pista forestal que se toma en S. Esteban (apeadero de Aguinaga) y que rodea completamente el monte Andatza-Irisasi.

- Depósitos caóticos (6). Aunque no se trata de un término estrictamente litológico, ha sido diferenciado debido al importante significado sedimentológico que tiene. Son fundamentalmente brechas (grandes bloques de microconglomerados), deslizamientos gravitatorios, flujos de derrubios, etc, que afectan fundamentalmente a los materiales del techo del Supraurgoniano. Aunque el aspecto general es caótico y desorganizado, se conserva a grandes rasgos una disposición subparalela a la estratificación. La mejor zona de observación se encuentra entre los kms 1 y 2 de la carretera N-634, entre Usurbil y Txikiardi.

La edad del conjunto de estos materiales es Albiense superior-Cenomaniense inferior.

El muro no llega a aflorar en este cuadrante (en el de Villabona, situado al Sur de éste, se ha estimado una potencia total de unos 1200 m como máximo) (EVE 1987).

Sedimentológicamente el Flysch Negro constituye un sistema turbidítico de baja eficacia de transporte que consistía en una serie de pequeños sistemas deposicionales coalescentes. En este cuadrante encontramos facies de llanura submarina (turbiditas distales) y abanicos submarinos profundos en facies canalizada (conglomerados del monte Andatza). Los materiales del techo (nº 6) suponen el registro de un momento de inestabilidad.

1.1.3. Cretácico superior (7, 8, 9, 10, 11, 12, 14, 15)

Aflora ampliamente en el cuadrante, constituyendo el 40% de la superficie total. Se han diferenciado los siguientes términos:

Margas gris oscuro, esquistosas (7). En ocasiones denominado "Flysch calcáreo". Constituye una franja continua de margas y margocalizas gris oscuro a negras, masivas, esquistosas, que se sitúa inmediatamente a techo (y de forma brusca) de los materiales detríticos del Supraurgoniano. Es frecuente la presencia de piritita diseminada. Petrográficamente se clasifican como biomicritas y biomicritas arcillosas con abundante microfauna (a menudo arrastrada) que data al Cenomaniense-Santoniense. La potencia media es de unos 250 m (tiende a disminuir de SW a NE). Se pueden observar en numerosos puntos: En la pista que sube al monte Andatza-Irisasi; al Sur del barrio de S. Esteban; en la localidad de Usurbil (cerca del cementerio), etc.

A techo de este tramo se sitúa un conjunto potente denominado Flysch detrítico-calcáreo. Aflora en una amplia banda de unos 2,5 km de anchura y de dirección aproximada ENE-WSW que ocupa el sector central de la hoja. Se trata de una alternancia de calizas arenosas, margas y areniscas, estratificadas en bancos centimétricos a decimétricos. Se han diferenciado dos términos en función de la proporción calizas arenosas/margas (términos nº 8 y nº 9).

Las areniscas y calizas arenosas son, por lo general, de grano fino a muy fino. Los bancos detríticos presentan numerosas estructuras sedimentarias, aunque son especialmente abundantes las debidas a escapes de agua: laminación convoluta,

estructuras "plato", diques y volcanes de arena, estructuras en forma de "llama", etc. Presentan una ichnofacies muy variada (zoophycus, chondrites, granularia, helminthoides y thalassinoides). Como ya hemos indicado, este tramo aflora ampliamente en el cuadrante. Los mejores puntos de observación son:

- Los taludes de la autopista Bilbao-Behobia entre el km 28 y el 26.
- Los taludes de la carretera N-634, especialmente entre los km 7 y 10 (entre Aguinaga y Orio) y del 5 al 4 (entre Aguinaga y Usúrbil). Precisamente en el km 4,5 aflora una megaturbidita (nº 10 en la cartografía), reflejo de un sismo-evento, un pulso tectónico, etc.
- La carretera Aya-Alto de Orio
- La carretera Orio-Aya (por S. Pedro)

A techo de este potente tramo (unos 1200 m) se rompe la monotonía y encontramos intercalaciones cada vez más frecuentes de margas y margocalizas gris oscuro. Se pueden observar en la subida de Zarautz al barrio de Urdaneta.

A techo del conjunto de materiales incluidos bajo el nombre de "Flysch del Cretácico superior" se sitúa un tramo de margas, margocalizas y calizas margosas gris oscuro (12) y (15) que en ocasiones intercalan brechas calcáreas (14). Este conjunto margoso de techo aflora únicamente en los dos extremos del cuadrante. En la zona central desaparece por barrido erosivo bajo las brechas calcáreas del Thanetiense (nº 17). El significado e importancia de este hecho se discutirá en el apartado de sedimentología.

La edad de estos materiales se sitúa entre el Cenomaniense superior para las margas de muro (7) y el Maastrichtiense para los términos de techo (12), (14) y (15).

La potencia en conjunto se ha estimado en unos 1500-1600 m.

Desde el punto de vista de facies sedimentaria, representan turbiditas distales (secuencias de Bouma Tcde generalmente) y constituyen depósitos de orla de lóbulo y de llanura submarina. Las paleocorrientes medidas muestran poca dispersión (alrededor de N 250°).

1.1.4. Terciario. Paleoceno (13, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23)

Aflora en una estrecha banda de dirección aproximada ENE-WSW entre la localidad de Zarautz y el borde Este de la hoja.

Por encima de los términos margosos y margocalizos del Maastrichtiense se deposita la denominada "formación calcárea del Danés" que alberga varias litologías muy típicas a nivel regional ("capas rojas"). Consisten fundamentalmente en margas rojizas y grises, con pasadas de margocalizas de tonos rojizos (13). A techo de este término se suelen encontrar calizas micríticas y margocalizas rojizas, bien estratificadas (16). En otras ocasiones intercalan lutitas y calizas arenosas (22). Estos términos se pueden observar en la autopista Bilbao-Behobia (en el km 10 cerca de Zarautz) y en la subida al barrio de Igueldo, cerca del límite oriental del cuadrante.

Estos términos presentan una abundante microfauna que data el Daniense y, probablemente, hasta el Thanetiense (cronozona de *P. pusilla*).

Por encima de estos términos aparece

un conjunto de litologías, en parte coetáneas, que son:

- Brechas calcáreas (17). La litología dominante está constituida por conglomerados y brechas (orto y para), polimícticos. Aunque dominan los cantos de calizas micríticas grises, bien redondeados, se suelen encontrar asimismo cantos del basamento paleozoico, calizas del Jurásico y del Urganiano (con fragmentos de corales, briozoos, etc), calizas del Flysch Cretácico superior, cantos de ofitas, etc. Los cantos tienen un tamaño medio de unos 5 cm. La matriz está compuesta generalmente por una microbrecha de los mismos componentes descritos anteriormente. Aunque de forma minoritaria encontramos también depósitos eslampizados, olistolitos, etc.
- Calcarenitas y calizas bioclásticas (18). Aparecen como tránsito del término anterior y se trata de turbiditas calcáreas, estratificadas en capas centimétricas a decimétricas.
- Alternancia de margas y margocalizas, pasadas arenosas (19). Afloran únicamente junto al borde occidental de la hoja y son, en parte, coetáneas a las facies de brechas, con un significado sedimentológico muy diferente.

Este conjunto de materiales tiene una edad Thanetiense, abarcando desde la cronozona de *P. pusilla* hasta la cronozona de *P. velascoensis* (PUJALTE et al. 1988). La base de las brechas es erosiva, pudiendo "excavar", en todo o en parte, las capas rojas del Daniense, e incluso llegar hasta el Campaniense (parte central de la hoja).

Los mejores puntos de observación de la facies de brechas son:

- La carretera del alto de Orio a Aya (en los taludes de la carretera y en pequeñas canteras a unos 700 m del cruce).
- En las trincheras del ferrocarril y en la regata de Altxerri.
- En el km 35 de la vía del FFCC (en la trinchera).
- En la cantera de Chana (km 11,300 de la CN-634).

La potencia máxima observada de todo el conjunto es de 170 m.

Por encima del conjunto anterior (concretamente de los términos nº 17 y 18) aflora un potente y continuo paquete arenisco que produce un primer resalte muy visible en el terreno y que, en adelante, lo vamos a denominar Lóbulo de Sarikola (LS). Se han diferenciado dos términos en función del tamaño de grano. El inferior (20) está constituido por areniscas silíceas de grano medio, estratificadas en bancos potentes. El término superior está constituido por la misma litología cuarzo-arenítica (80% de cuarzo), pero con mayor tamaño de grano, que va de microconglomerado a conglomerado (23). Este resalte, que discurre paralelo a la autopista Bilbao-Behobia (al Sur de ésta) se puede observar en numerosos puntos:

- Monte Mendibeltz, al SW de Orio.
- Km 28,750 de la autopista.
- En numerosos caminos que parten hacia el Norte desde la CN-634 (camino de las casas de Chana, del ba-

rio Sarikola, pista de Aguinaga a Mendizorrotz, etc...).

El límite inferior de este "paquete" (de un espesor máximo de unos 150 m) es una superficie de paraconformidad y su edad se sitúa en el tránsito de las cronozonas *M. velascoensis* y *M. subbotinae* (PUJALTE et al. 1988).

1.1.5. Terciario. Eoceno. Flysch Terciario (24, 25, 26, 27)

El Eoceno inferior comienza con un tramo "blando" y continuo que se puede seguir a lo largo de los cuadrantes vecinos hasta la playa de Hondarribia.

A techo del Lóbulo de Sarikola aparece (sólo en el sector central) un tramo de margas grises, masivas o estratificadas en bancos potentes, que intercalan bancos de margocalizas grises (24). Estas se pueden observar en la pista que se toma en el km 11,300 de la CN-634 y que sube a la ermita de S. Martín. Sobre ellas se sitúa un segundo término predominantemente margoso (25), que intercala niveles de margocalizas y, en menor grado, calizas arenosas. Este conjunto recibe el nombre de "tramo hemipelagítico" en los vecinos cuadrantes de San Sebastián e Irún.

A techo de este tramo afloran los materiales del Flysch terciario que forman los resaltes de la cadena costera (Mendizorrotz, Kukuarri, etc...). La morfología típica en chevron que presenta, se debe a una alternancia de areniscas y lutitas en diferente proporción, en base a la cual se han distinguido dos términos:

- Alternancia de calizas arenosas, areniscas y lutitas (26). Constituyen zonas relativamente deprimidas. Las areniscas + calizas arenosas supo-

nen más del 50%. Las lutitas están generalmente en una proporción del 20-40%. Los bancos areniscos tienen una potencia que oscila entre 20 y 40 cm.

- Areniscas estratificadas en bancos potentes (27). Constituyen los resaltes topográficos que conforman un relieve típico. Dos de estos resaltes dominan sobre los demás: la cresta del Mendizorrotz (lit: "Monte Afilado") y del Kukuarri. Aparte hay una serie de crestas menores. Litológicamente son areniscas (y microconglomerados) silíceos, estratificadas en bancos potentes. El cemento en ocasiones es calcáreo. Las lutitas entran en una proporción inferior al 20%.

Las areniscas presentan una cierta variedad petrográfica. Encontramos subarcosas, calizas arenosas, litarenitas feldespáticas y ortocuarzitas. Es frecuente la presencia de glauconita. El cemento también es variable (dolomita ferrosa, micrítico, etc). Estas diferencias de composición evidencian diferentes aportes de una misma o varias fuentes de aporte. La proporción de intraclastos calizos es, asimismo, muy variable.

Estos materiales han sido objeto de numerosos estudios estratigráficos, sedimentológicos y de microfauna, por lo que existen numerosos datos al respecto. Algunos de estos son bastante recientes (POSTUMA, 1971; KAPELLOS, 1974; KRUIT et al., 1985; VAN VLIET, 1982; MATHEY, 1983). La edad para el denominado Flysch terciario es Eoceno inferior (Ypresiense), y su potencia máxima, aflorante, es de unos 1200 m.

Desde el punto de vista sedimentológico,

co, estos materiales son depósitos turbidíticos en los que encontramos una gran variedad de subambientes. Los resaltes areniscos que observamos en el terreno (tres de ellos más prominentes) son secciones más o menos transversales de abanicos submarinos profundos.

Estas secciones muestran características de abanico medio-abanico externo. El resto de las litologías representan subambientes más distales, de orla de lóbulo a llanura abisal. La distribución, morfología y tamaño de estos abanicos se discutirá en el apartado de sedimentología.

Generalmente estos materiales están muy bien expuestos y no existe ningún problema para localizar buenos cortes y afloramientos. No obstante, citaremos algunos:

- La carretera Zarautz-Guetaria.
- Buena panorámica de estos materiales desde la subida a Mendibeltz.
- La ría de Orio.
- Subida desde Orio a Talaigaña.
- Hay numerosas pistas que permiten el acceso a los acantilados costeros (playa de Aguiti; Aitznal-Txiki, etc).

1.2. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE CESTONA

Se trata de una unidad alóctona que se superpone a la anterior. Los afloramientos se limitan exclusivamente al isleo tectónico de Zarautz y a otros de menor tamaño en el extremo SW del cuadrante. Hemos diferenciado dos conjuntos o tramos: Urgoniano en sentido amplio y Supraurgoniano.

1.2.1. Urganiano en sentido amplio (28, 29, 30)

Aflora en la mitad meridional del isleo tectónico de Zarautz. La litología dominante está constituida por lutitas arenosas, lutitas calcáreas y margas (28) que incluyen numerosos fragmentos de lamelibranquios y orbitolinas. Generalmente a techo de este término, aparecen niveles discontinuos de calizas urgonianas (29). Estas son predominantemente calizas bioclásticas con fragmentos de grandes corales ramosos, rudistas, lamelibranquios, equinodermos, etc. En otros casos se trata de calizas arenosas oscuras, micáceas, con abundantes orbitolinas e intercalaciones de lutitas carbonosas. En algunos puntos se pueden diferenciar brechas calcáreas (30), sobre todo a techo.

A estos materiales se les asigna una edad Aptiense superior-Albiense inferior.

La potencia, por supuesto parcial, de estos materiales en el isleo se estima en unos 300-400 m y representan ambientes marinos someros.

Los mejores puntos de observación son la carretera del barrio de Urteta y la carretera de Aitze.

1.2.2. Supraurgoniano (31, 32)

Aflora en la mitad Norte del isleo de Zarautz. La litología dominante consiste en una alternancia de areniscas silíceas estratificadas y limolitas gris oscuro a negras, micáceas (31). Esporádicamente las arenis-

cas dominan claramente y se pueden diferenciar (32). A este conjunto detrítico se le asigna una edad Albiense superior.

La potencia de estos materiales en el isleo se estima en unos 500 m.

La limitada extensión de los afloramientos impide un exhaustivo análisis sedimentológico de estos materiales. No obstante presentan afinidades con el denominado "Flysch Negro".

Los mejores afloramientos se encuentran en la carretera que sube de Zarautz al barrio de Urteta y en la pista que desde la zona industrial de Zarautz sube al barrio de Aitze.

1.3. CUATERNARIO (33, 34, 35)

Se han diferenciado tres términos. Por un lado los depósitos fluviales del Oria (33), compuestos generalmente por arenas y conglomerados y, por otro, los materiales de la depresión de Zarautz. En esta encontramos:

- Depósitos fluviales y de marisma (34), que se sitúan preferentemente al Sur de la vía del ferrocarril. Están constituidos por arcillas orgánicas y arenas grises con intercalaciones de limos.
- Depósitos de playa (35). Se localizan al Norte de la vía del ferrocarril. Están constituidos por arenas amarillentas. También se han cartografiado algunos depósitos de playa en la desembocadura del río Oria.

2.- SEDIMENTOLOGIA

El objetivo de este capítulo consiste en definir la historia y medio sedimentario de los materiales representados en la cartografía. Dado que la magnitud de los ambientes sedimentarios supera ampliamente en tamaño el ámbito de la hoja, se utilizan, dentro de lo posible, algunos datos de carácter regional suficientemente contrastados.

Los materiales urgonianos están muy escasamente representados, lo que impide cualquier interpretación coherente. Suponen "retazos" de plataformas carbonatadas que se desarrollaron al Sur de su posición actual (sector de los montes Pagoeta, Hernio, Gatzume, etc), durante el Aptiense y parte del Albiense. Las asociaciones de facies encontradas exhiben características propias de ambientes someros y de una energía relativamente alta.

Con posterioridad al desarrollo de estas plataformas carbonatadas (durante el Albiense superior) se produjo en la cuenca una fase de actividad tectónica (fase austríaca) que reactivó y rejuveneció los relieves de las distintas áreas fuente, provocando un masivo y repentino aporte de material terrígeno, que inhibió bruscamente la sedimentación carbonatada, que sólo persistiría en algunos puntos y de forma muy ais-

lada.

La configuración paleogeográfica cambia de forma radical de manera que se instalan, más o menos coetáneamente, varios dominios paleogeográficos y sedimentarios condicionados, entre otras causas, tanto por la morfología previa dejada por las construcciones arrecifales (OLIVE et al. 1984) como por la existencia de importantes fallas de zócalo (i.e. "Falla de Bilbao") que controlaban la sedimentación. Estos dominios están esquematizados en la figura nº 1, según PUJALTE, 1985.

El área de estudio está ubicada íntegramente en el denominado "Flysch Negro" (cinturón de facies más septentrional), constituido por materiales turbidíticos en sentido amplio, que rellenaban una fosa o un sistema de fosas alargadas, cuyo origen pudo estar relacionado con la creación de cuencas tipo pull-apart ligadas a los grandes sistemas transformantes (desgarres sinistral) que permitieron la apertura del Golfo de Bizkaia.

El análisis de las secuencias y paleocorrientes de las facies groseras del Flysch Negro revela, sin lugar a dudas, la existencia, durante el Albiense superior y el Cenomaniense inferior, de una activa y cercana

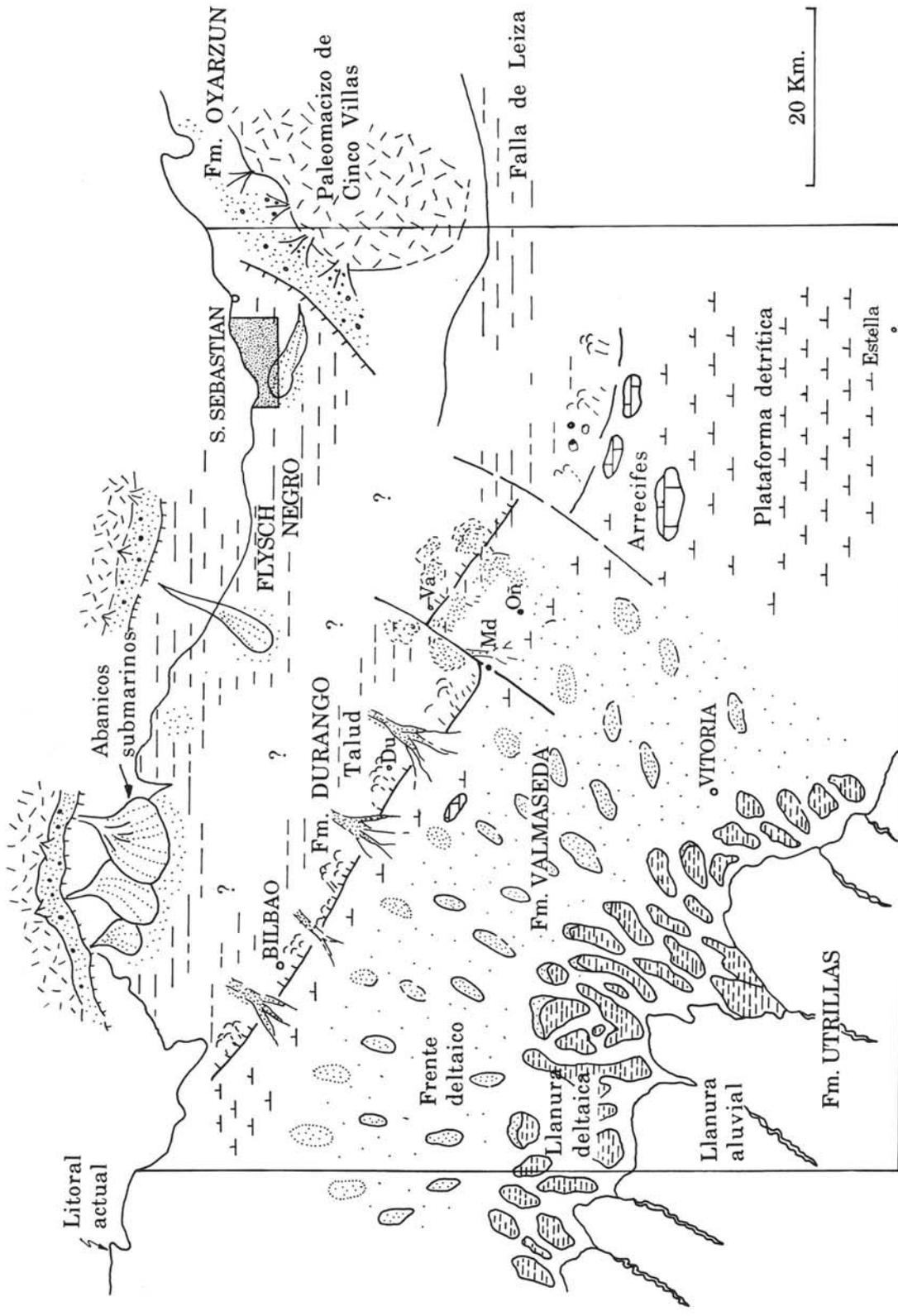


FIGURA 1.- ESQUEMA PALEOGRAFICO MUY GENERALIZADO DEL ALBIENSE SUPERIOR- CENOMANIENSE INFERIOR ("SUPRAURGONIANO"). EXPLICACION EN EL TEXTO.

Situación del Cuadrante de Zarautz

fuerza de aporte situada al Norte de la línea de costa actual, de manera que estos materiales no forman parte del cinturón de sistemas deposicionales meridional (Fm. Utrillas, Fm. Valmaseda, Fm. Durango).

Este área fuente fue mencionado en primer lugar por VOORT (1964), quien lo denominó "Macizo de Bizkaia". Este macizo paleozoico, emergido o no, podría haber estado conectado con Cinco Villas, según algunos autores. Algunas fallas de zócalo, muy activas y talladas en estos macizos, debieron crear escarpes por los que se canalizaba el material (generalmente de grueso calibre) que procedería del desmantelamiento y erosión de los relieves. El material alcanzaba la cuenca (o pequeña "fosa") en forma de pequeños abanicos submarinos de "baja eficacia de transporte" lo que significa que la mayor parte del material transportado se quedaba, era "retenido", en los propios canales, alcanzando muy poca distancia desde el origen. Estos materiales groseros son actualmente visibles en algunos puntos, cerca o en el litoral actual (Armintza, Saturrarán, monte Andatza, etc.). Dentro de la hoja esta facies de abanicos submarinos está representada por los conglomerados en facies canalizada del monte Andatza-Irisasi, con el nº 5 en la cartografía.

Aunque no se han podido medir paleocorrientes fiables, el eje de algunos canales indica una dirección E-W. Nos parece, sin duda, lo más lógico un área fuente en el Este: el macizo de Cinco Villas.

Durante las últimas etapas del Supraurgoniano se debió producir un momento de inestabilidad generalizado, que se manifiesta con la existencia de un nivel de "depósito caótico" a escala regional (EVE 1985, 1986, 1987, 1988).

Los materiales suprayacentes (Flysch del Cretácico superior) son claramente transgresivos con respecto a estos, y suponen un cambio radical en la configuración paleogeográfica de la cuenca.

A grandes rasgos, podemos decir que en el área de estudio el intervalo de edad comprendido entre el Cenomaniense superior y el Maastrichtiense se caracteriza por la acumulación de importantes cantidades de material turbidítico, que se depositó en un surco subparalelo a las directrices actuales. La mayoría de los sistemas turbidíticos eran axiales, es decir, tenían una procedencia dominante del Pirineo, subparalelos al eje del surco, como lo demuestra el patrón de paleocorrientes. Sin embargo, algunos aportes esporádicos pudieron proceder de plataformas meridionales. Las numerosas paleocorrientes medidas muestran poca dispersión y se agrupan alrededor de N250°. Únicamente en la parte occidental del cuadrante aparece un cambio de orientación en éstas, agrupándose alrededor de N310°.

La potencia del Flysch del Cretácico superior disminuye de forma gradual de Oeste a Este, pasando de 1.700 m en el vecino cuadrante de Zumaia (EVE, 1985) a menos de 250 m en los cuadrantes de Irún e Irún-Ventas (EVE, 1988), es decir, en unos 30 km de distancia. El sustrato del surco flysch es variable, de forma que es más antiguo cuanto más hacia el Este, llegando a apoyarse sobre materiales paleozoicos en las inmediaciones del macizo de Cinco Villas (EVE, 1988).

En el área de la hoja, las asociaciones de facies encontradas corresponden siempre a turbiditas distales, de franja de lóbulo y de llanura submarina (logs de Aguinaga, Usurbil, Altxerri, etc. EVE 1987).

Como hemos señalado anteriormente, estos materiales turbidíticos constituyeron el relleno de una amplia cuenca (se trata del típico Flysch Norpirenaico), en la que el tipo de depósito estuvo condicionado principalmente por la posición relativa del nivel del mar en cada momento (highstand, lowstand, sensu Mutti 1985). A lo largo de la historia de este surco flysch, las áreas de aporte no debieron variar en una forma sustancial (dominantemente áreas fuente-plataformas pirenaicas).

Por otra parte, la cuenca de sedimentación del "Flysch Cretácico superior" se desarrolla en un contexto de inestabilidad. A lo largo de su historia se producen una serie de eventos (pulsos tectónicos, etc) que generan "megacapas" o "megaturbiditas". Estas tienen un incalculable valor de correlación en estas series monótonas, puesto que definen isocronas. En esta hoja se ha podido localizar uno de estos depósitos gravitacionales de carácter excepcional. Aunque se trata de un nivel poco potente, se ha señalado en la cartografía, ya que estos eventos isocronos se identifican bien en las interpretaciones sísmicas y las secuencias implicadas constituyen a veces cuerpos sedimentarios de gran importancia para la geología del petróleo. Se trata de un depósito de flujo de derrubios, formado por elementos heterogéneos, con una matriz de portante a no portante. Algunos de los clastos pueden pertenecer al Paleozoico, aunque dominan los clastos de calizas. A techo disminuye el tamaño de los clastos y encontramos una turbidita "somital".

En el cuadrante vecino a éste (S. Sebastián, EVE 1988) se han localizado y cartografiado algunas de estas megaturbiditas (denominadas Megacapa 1, Megacapa 2 y Megacapa 3) que se pueden seguir en el campo durante más de 10 km y tienen potencias superiores, en ocasiones, a los 30

m. Como hipótesis de trabajo suponemos que la megacapa del cuadrante de Zarautz es equivalente a la nº 3 del cuadrante de S. Sebastián. De ser exacto, se habría definido una línea isocrona a lo largo de más de 30 km de distancia. Conviene tener muy en cuenta estos importantes elementos de correlación puesto que son los que van a definir la anatomía interna de la cuenca y de los diferentes cuerpos sedimentarios.

Hacia finales del Cretácico y en relación con el comienzo de la subducción en el Golfo de Bizkaia, las condiciones geodinámicas del margen continental septentrional español cambiaron progresivamente de distensivas a compresivas. Este importante cambio va a traer efectos sedimentarios y paleogeográficos de primera magnitud que resumimos a continuación.

- 1.- Hacia el techo del flysch detrítico calcáreo (aproximadamente en el Maastrichtense) se produce una compleja progradación de "taludes fangosos" (PUJALTE et al. 1988), que sustituyen progresivamente a los sistemas turbidíticos axiales del Cretácico superior, niveles lutíticos que están representados en el cuadrante por los términos nº 12 y 15. En estos taludes lutíticos se desarrollan localmente (i.e. al Norte de Usurbil) zonas de inestabilidad donde se originaron potentes depósitos de colapso. El proceso de progradación termina con la instalación durante el Danés de una extensa plataforma caliza, eminentemente pelágica, en asociación con un nivel del mar alto y relativamente estacionario. Testigo de estas plataformas pelágicas son los niveles calizos ("capas rojas") que afloran en ambos extremos del cuadrante.

2.- Hacia el final de este período, un episodio de actividad tectónica "intra-cuencal" favoreció la destrucción parcial de las plataformas del Danés. Se generaron cañones submarinos que se rellenaron de material grosero durante el Thanetiense, manteniéndose adyacentemente zonas relativamente estables de carácter hemipelagítico (Fig.2). Los fenómenos erosivos locales pudieron estar acentuados por causas tectónicas. Estos cañones submarinos excavaron profundamente el sustrato del fondo marino, pudiendo alcanzar hasta materiales del Campaniense. Estas facies de relleno de cañón están representadas por las brechas y conglomerados de Orio (nº 17 en la cartografía), que pasan lateralmente a turbiditas calcáreas.

3.- Una fuerte y brusca caída relativa del nivel del mar es la responsable de la primera entrada generalizada de terrígenos en la cuenca del Flysch terciario, iniciándose una secuencia discontinua de 150 m de potencia máxima, equivalente a la secuencia Sarikola de ROSELL et al. (1985) o a la secuencia Thanetiense-Ypresiense de PUJALTE et al. (1988). Se trata de materiales turbidíticos siliciclásticos de transición canal-lóbulo, que aparecen fundamentalmente rellenando depresiones erosivas (recordemos los cañones submarinos creados durante el Thanetiense). Los términos litológicos nº 20 y 23 representan uno de estos "lóbulos" que, como cabe esperar, se superponen a los materiales de relleno de cañón. Las zonas de altos hemipelágicos quedaron "preservadas" de estos

aportes terrígenos, continuando la sedimentación hemipelágica "normal".

4.- Por encima de esta primera entrada de siliciclásticos, se produce una homogeneización de la sedimentación en la cuenca, con el desarrollo generalizado y potente de las series flyschoides de la cadena costera, y la instalación de los sistemas turbidíticos ligados, en términos generales, a un descenso relativo del nivel del mar. Entre estos dos episodios pudieron existir fenómenos tectónicos que provocaron plegamientos suaves (tránsito del Paleoceno al Eoceno).

Estas cuatro etapas son equivalentes a las cuatro secuencias y macrosecuencias descritas por PUJALTE et al. (1988) para el tránsito Cretácico-Terciario (Fig.3), es decir:

1. Macrosecuencia Senoniense-Danés
2. Secuencia Thanetiense
3. Secuencia Thanetiense-Ypresiense
4. Macrosecuencia Ypresiense

Los materiales de la Macrosecuencia Ypresiense ("Flysch terciario") han sido objeto de numerosos estudios monográficos debido, en parte, a las excelentes condiciones de afloramiento y a la buena exposición general a lo largo de la cadena costera. Entre otros autores cabe citar a: GOMEZ DE LLARENA (1954 y 1956); VON HILLEBRANDT (1965); POSTUMA (1971), HANISCH (1972, 1974, 1978); KAPPELLOS (1974); HANISCH y PFLUG (1974); CRIMES (1976), KRUIT et al. (1975), V. VLIET (1978, 1982) y ROSELL et al. (1985). De entre estos, creemos son especialmente interesantes los trabajos de V. VLIET (1982) y de ROSELL et al. (1985), éste último por lo que

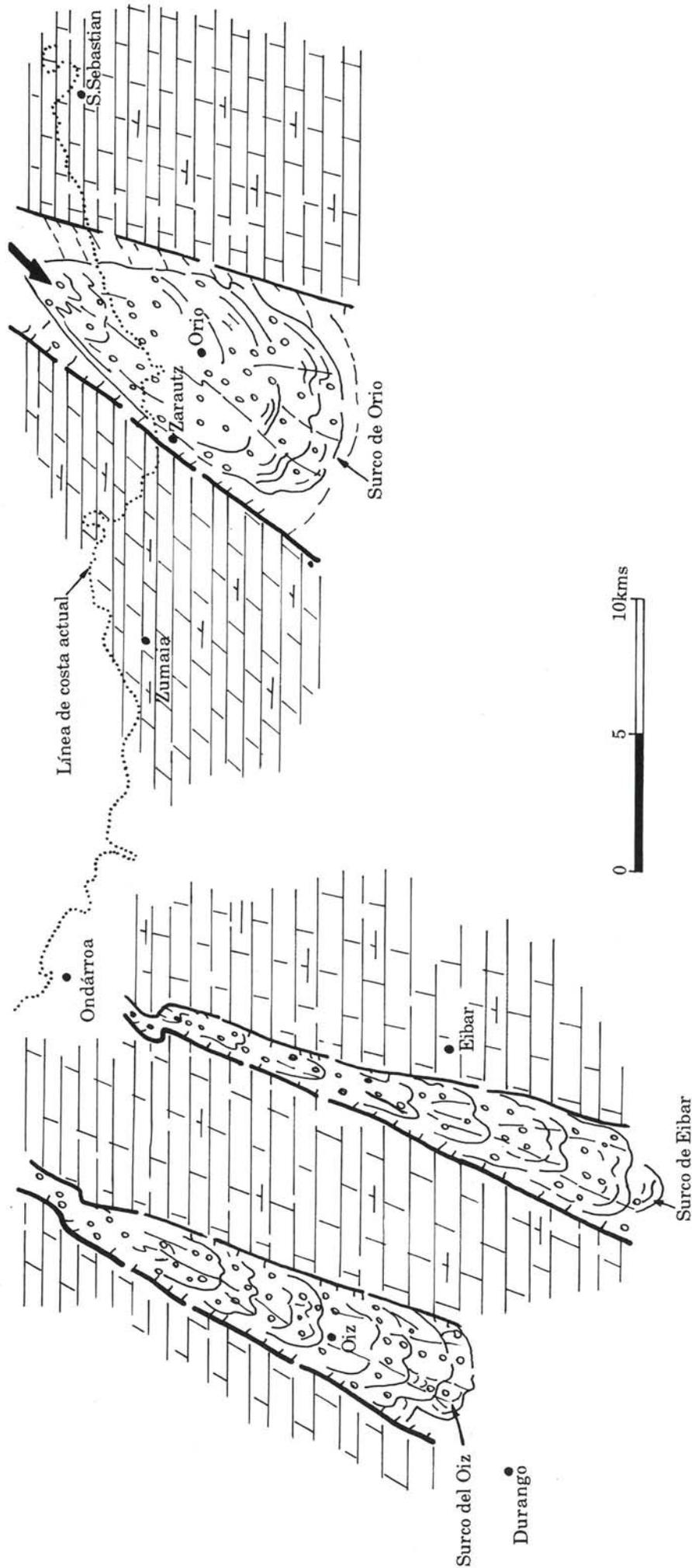


FIGURA 2.- SECUENCIA Nº 2 THANETIENSE

La actividad tectónica favoreció la instalación y relleno de cañones submarinos durante el Thanetiense que excavaron el fondo marino. Adyacentes a estos cañones, existían zonas hemipelagíticas con sedimentación continua y estable. Los materiales groseros de la secuencia posterior (Thanetiense - Ypresiense) volvieron a canalizarse por estos cañones submarinos.

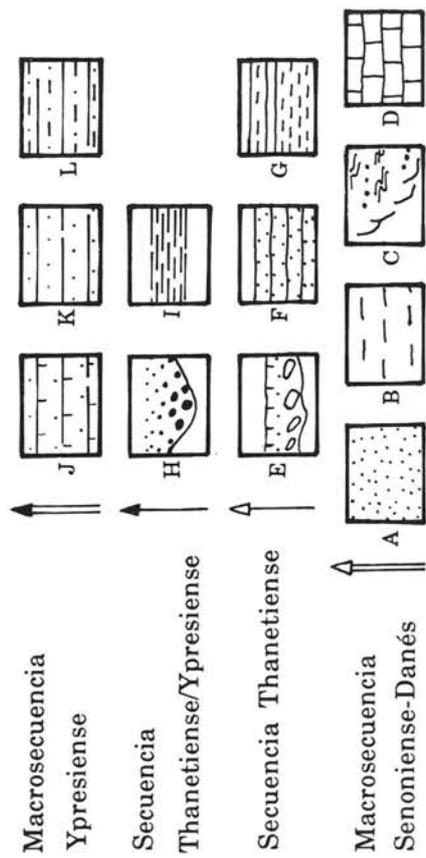
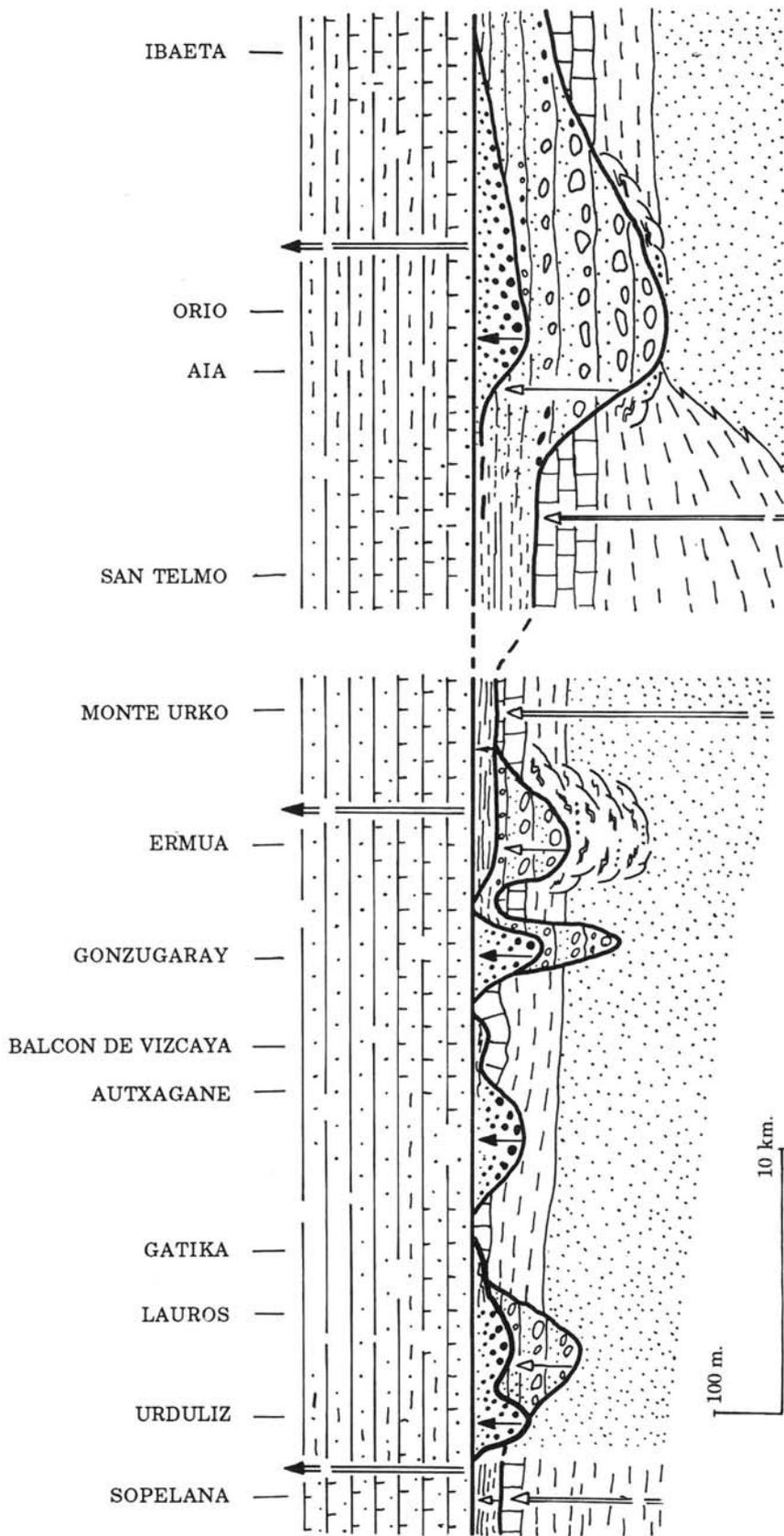


FIGURA 3.- Correlación de las secuencias deposicionales. A) Fiysh Campaniense sup.-Maastrichtiense. B) Lutitas y margas maastrichtienses. C) Lutitas con deslizamientos y debritas de taludes maastrichtienses. D) Calizas y margas de plataforma del Danés. E) Megaturbiditas calcáreas de relleno de cañones. F) Calcarenitas y turbiditas calcáreas. G) Margas y margocalizas hemipelágicas. H) Turbiditas silíceas diluidas. J) Turbiditas calcáreas diluidas. K) Turbiditas silíceas. L) Turbiditas con predominio de lutitas.

tiene de novedad al introducir por primera vez el análisis secuencial en estos materiales. Debido a esto, vamos a hacer únicamente un pequeño esbozo.

Los materiales del Eoceno inferior del área de estudio fueron depositados en una cuenca turbidítica, mayoritariamente en forma de grandes conos (abanicos y lóbulos) submarinos, principalmente de procedencia septentrional. Los materiales actualmente expuestos en la cadena costera son, a grandes rasgos, de dos tipos: barras areniscosas más o menos potentes y zonas alternantes lutitas/areniscas. Las barras, que producen resaltes en el terreno, forman (casi siempre) secuencias negativas y se interpretan como secciones más o menos transversales de las zonas relativamente distales (no canalizadas) de estos abanicos. Las zonas alternantes, más deprimidas, se interpretan como sedimentos más distales de la cuenca turbidítica, con subambientes que van desde orla de lóbulo a turbiditas distales de llanura submarina.

Estos abanicos se agrupan en sistemas o megaciclos superpuestos, en los que pudo variar sustancialmente el área fuente (figura 4). La superposición estratigráfica de abanicos de diferente procedencia sugiere que la cuenca turbidítica eocena debía ser bastante estrecha (unas pocas decenas de km.).

Según las ideas de ROSELL et al. (op. cit) los materiales del Paleógeno de este sector constituyen una sucesión compues-

ta por seis secuencias deposicionales que son, de muro a techo:

1. Capas rojas de S. Telmo
2. Secuencia S. Telmo inferior

Ambas constituyen según estos autores facies distales de plataforma, depositadas con un nivel del mar relativamente alto.

3. S. Telmo superior
4. Sarikola
5. Hondarribia
6. Jaizkibel

Las primeras cuatro secuencias, descritas anteriormente en el tránsito Cretácico-Terciario, y las dos últimas (Hondarribia y Jaizkibel) equivalentes a la macrosecuencia Ypresiense de PUJALTE et al. (1988).

Este conjunto de secuencias, predominantemente terrígenas, está compuesto por una sucesión vertical de sistemas turbidíticos, pertenecientes al Eoceno inferior, controlados por los cambios relativos del nivel del mar en cada momento.

A modo de conclusión, podemos decir que la macrosecuencia Ypresiense supone una homogeneización de la sedimentación en la cuenca con el desarrollo generalizado del Flysch terciario, generado en una etapa de caída relativa del nivel del mar. Las oscilaciones menores provocaron la progradación o retrogradación de los sistemas turbidíticos (abanicos) conformando la sucesión estratigráfica que actualmente vemos en la cadena costera.

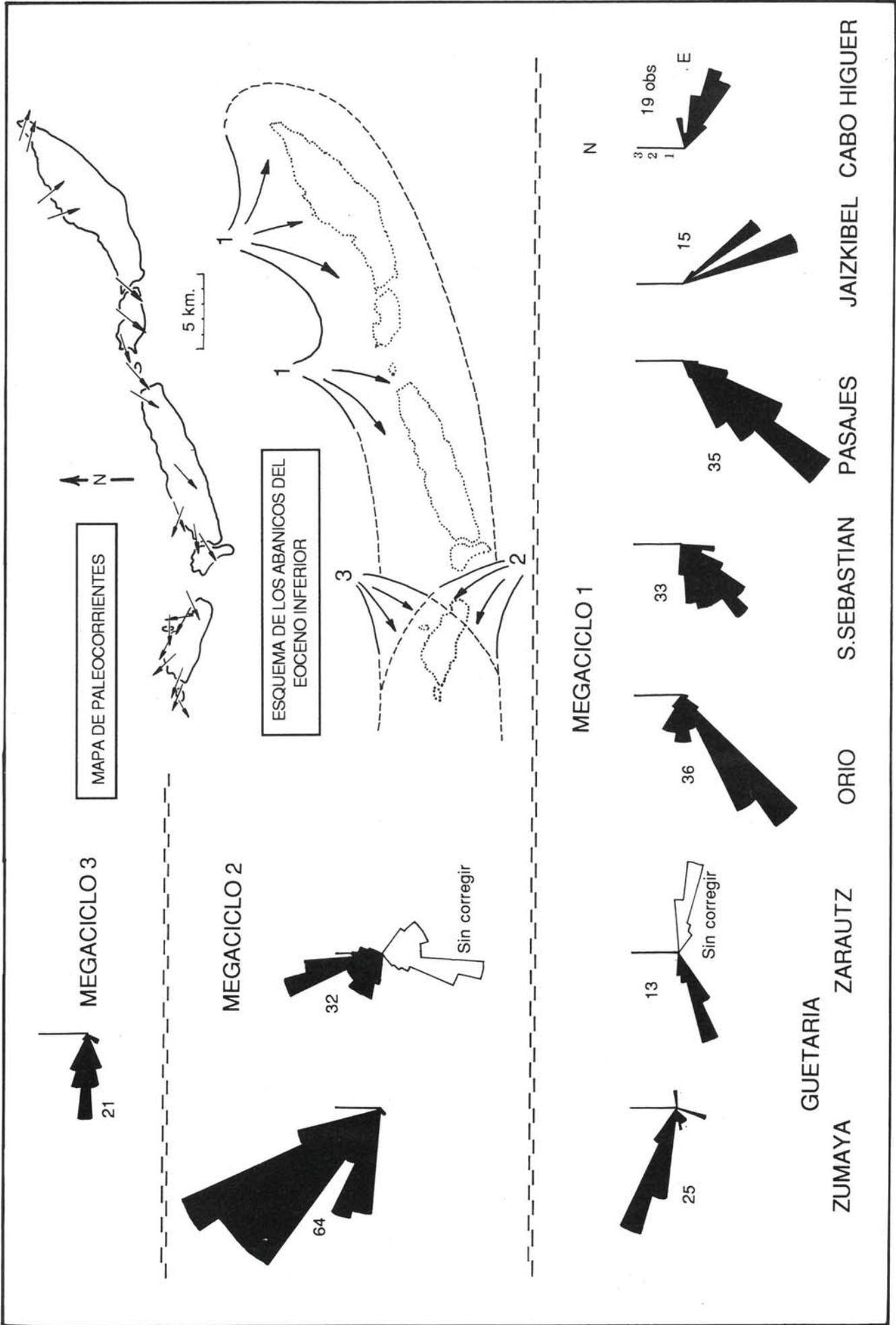


FIG.4.- RESUMEN DE LOS DATOS DE PALEOCORRIENTES. (Según V. Vliet, 1982).

3.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La particular disposición de los materiales de este cuadrante lleva a un cierto engaño pues, salvo complicaciones locales en el margen occidental, la estructura aparenta ser simple y evidente. Un análisis detallado revelará que esto no es exactamente cierto, como se puede observar en los cortes I a III y su continuación en el cuadrante de Villabona (ver los cortes generales en la figura nº 6).

Las directrices y la disposición actual de los materiales en este cuadrante son el resultado de una o varias fases principales de plegamiento de edad terciaria (post-Eoceno). A excepción del tercio occidental las directrices son bastante constantes: N60° a N70°E, correspondientes a la rama oriental del Arco Vasco. La estructura se complica notablemente en el tercio occidental, debido a la concurrencia de varios factores que trataremos más adelante: el cambio de directrices regionales del Arco Vasco, el diapiro de Zarautz y los efectos del cabalgamiento de una unidad alóctona (Sector de Cestona de la Unidad de Oiz).

Las estructuras deducidas revelan la existencia de una tectónica tangencial importante y de, al menos, dos fases de deformación. La casi totalidad de los materiales de este cuadrante tiene un carácter

flyschoides, y responden ante los esfuerzos de una manera muy similar.

La primera fase de deformación origina grandes pliegues vergentes al Norte, de superficie axial subhorizontal (ver corte III-III'). Asociados a esta fase de plegamiento se originan fallas inversas y cabalgamientos, también vergentes al Norte. El resultado de esta fase compresiva es el empilamiento de unidades alóctonas. El ejemplo más evidente nos lo ofrecen los materiales del Sector de Cestona (Unidad de Oiz) que cabalgan a los de la Unidad de S. Sebastián (ver corte I-I' y su continuación en la hoja de Villabona). El desplazamiento relativo mínimo hacia el Norte es importante (al menos 7,5 km). Como se puede observar perfectamente en la cartografía y en los cortes I-I' y II-II' y su continuación en el cuadrante de Villabona, el empilamiento y traslado de esta unidad hacia el Norte provoca arrastres y pliegues importantes en la unidad subyacente. La amplitud de estos arrastres es variable, y afecta entre 250 y 500 m de la unidad inferior (ver cortes I-I' y II-II', y figura 6).

La morfología actual de estos grandes pliegues de arrastre provoca una interesante estructura en la ría de Orio. Como se puede observar en la cartografía (donde se

S

N

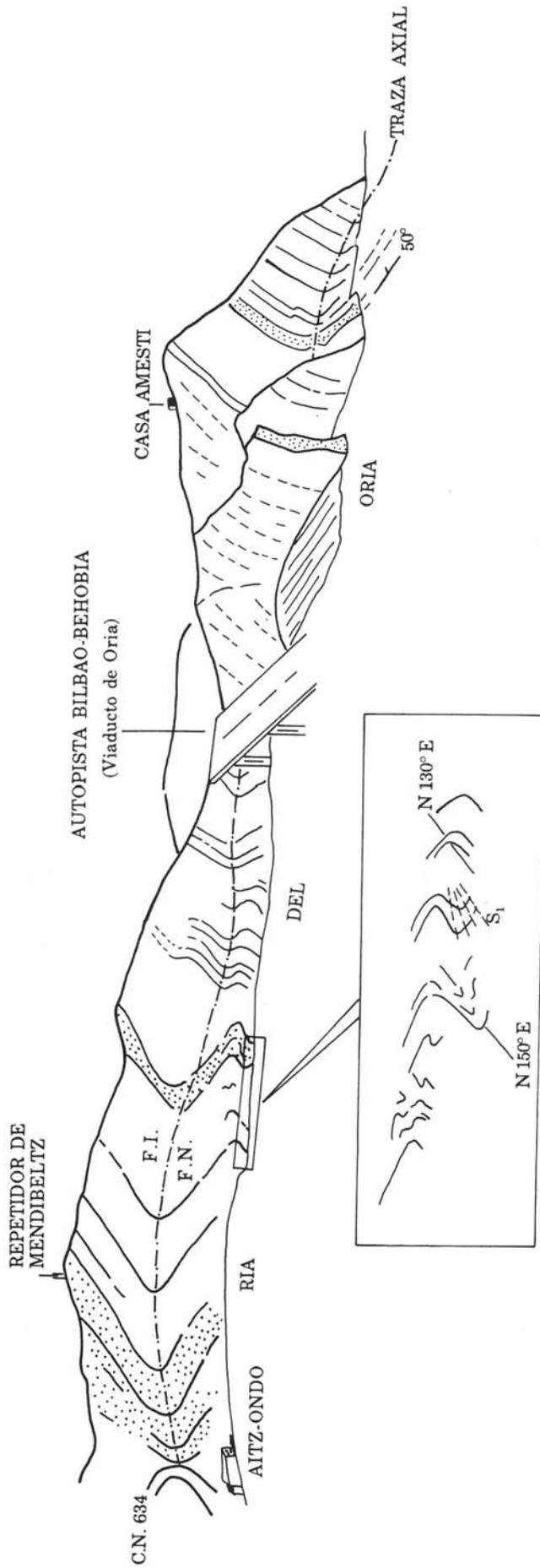


FIGURA 5.- PANORAMICA DE LA MARGEN IZQUIERDA DE LA RIA DE ORIA. GRANDES PLIEGUES DE ARRASTRE PRODUCIDOS POR LA TRASLACION HACIA EL NORTE DE LA UNIDAD DE OIZ (SECTOR DE CESTONA) EROSIONADA ESTE CORTE. La superficie axial, cuya traza se ha señalado, buza hacia el NW por lo que en la margen derecha de la ria aparece sólo el flanco normal de esta estructura. FN - Flanco Normal. FI - Flanco Inverso. Longitud del corte: 1900 mts. Desnivel desde Mendibelztz a la Ría de Oria: 180 mts. (Panorámica desde las inmediaciones del cementerio de Orio).

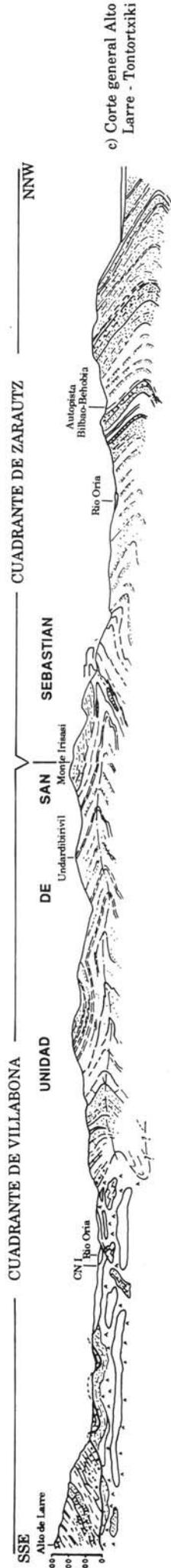
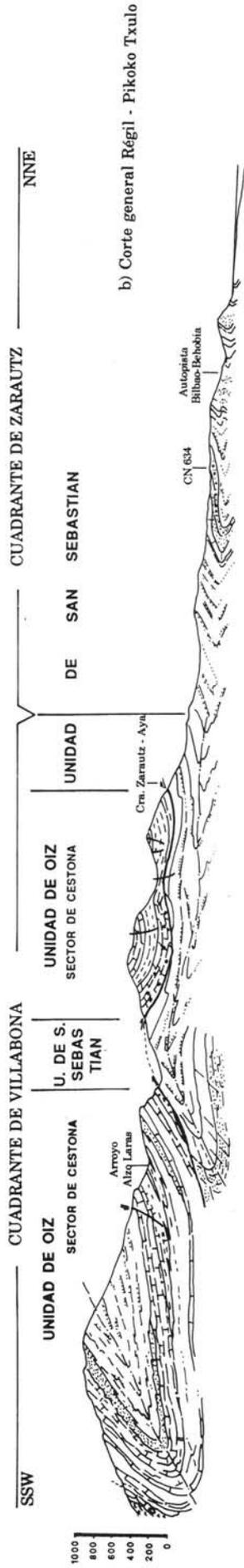
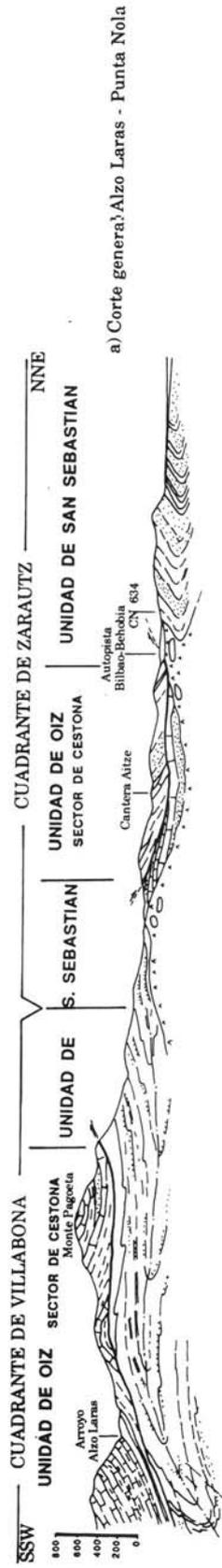
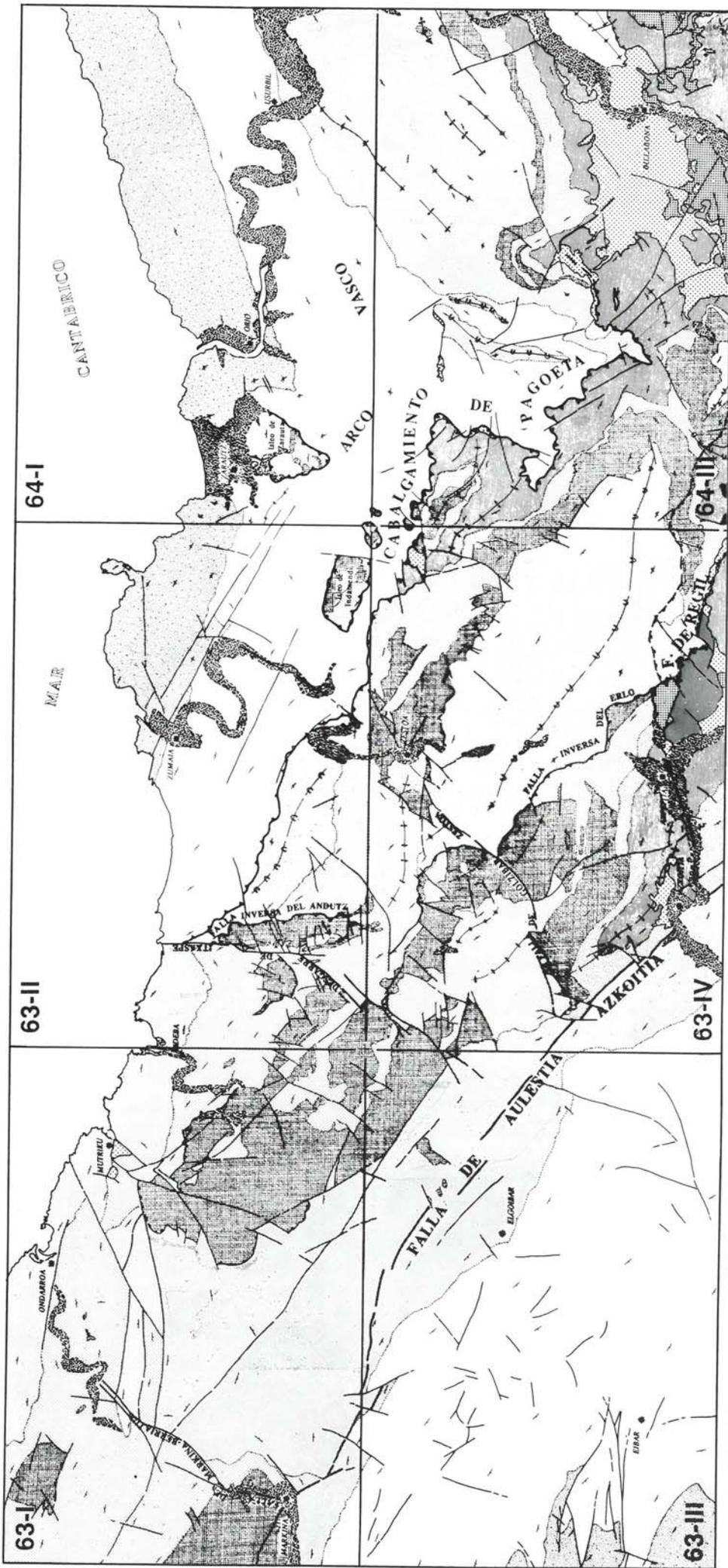


FIGURA 6.- CORTES ESTRUCTURALES GENERALES



ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA COMPRENDIDA EN LOS CUADRANTES DE ONDARROA, ZUMAIA, EIBAR, AZKOITIA, ZARAUZ Y VILLABONA. SITUACION DE LOS ACCIDENTES TECTONICOS MAS IMPORTANTES.

LEYENDA

- CUATERNARIO
- TERCIARIO
- CRETACICO SUPERIOR
- COMPLEJO SUPRAURGONIANO ("FLYSCH NEGRO")
- URGONIANO DETRITICO
- CALIZAS URGONIANAS
- COMPLEJO WEALDENSE
- JURASICO
- TRIAS KEUPER
- TRIAS BUNTSANDSTEIN
- PALEOZOICO
- BRECHA TECTONICA ASOCIADA A LA FALLA DE REGIL
- GRANITOS CATACLASTICOS, ORITAS, ETC.
- LIMITE DEL METAMORFISMO ASOCIADO A LA FALLA DE REGIL

SIGNOS CONVENCIONALES

- CONTACTO NORMAL
- CONTACTO DISCORDANTE
- FALLA, CONTACTO MECANICO
- FALLA INVERSA
- CABALGAMIENTO
- ANTICLINAL
- SINCLINAL
- ANTICLINAL VOLCADO
- SINCLINAL VOLCADO

FIGURA 7.-

ha señalado la traza axial de este pliegue), en el corte II-II' y en la figura nº 5, en la margen izquierda de la ría aparecen los dos flancos de esta estructura, dominando los afloramientos del flanco inverso. Esta estructura, sin embargo, no tiene reflejo en la margen derecha de la ría, en la que toda la serie se comprende perfectamente a la vista de la cartografía. La superficie axial, plegada, que se ha marcado a trazos en el mapa, buza netamente hacia el NW (hasta 45°), de modo que su prolongación hacia el Este queda por encima de la superficie topográfica actual, de tal manera que en la margen derecha de la ría de Orio nos encontramos siempre en el flanco normal de esta estructura.

Por otro lado, y abundando en lo expuesto anteriormente, hay que constatar que la extensión areal de estos arrastres vendrá condicionada directamente por la superficie original ocupada por la unidad cabalgante. Esta superficie, como cabe suponer, es limitada y por lo tanto sus límites lo son también para estos pliegues de arrastre.

Como ya hemos dicho, esta es la estructura alóctona más evidente y tangible. Sin embargo, la interpretación de la estructura general de la Unidad de S. Sebastián (ver corte III-III' y su continuación hacia el Sur en el corte IV-IV' del cuadrante de Villabona) nos lleva a pensar que esta Unidad es también alóctona y que está superpuesta a otra unidad no aflorante. En consecuencia la base de la Unidad (autóctona relativa) de S. Sebastián tendrá su reflejo en un cabalgamiento que debe aflorar (o estar situado) en el "off-shore" cantábrico. No hay que olvidar que ésta es una estructura deducida a partir de los datos de campo, y que la última palabra a este respecto la tienen los estudios de sísmica y los sondeos realizados en el mar.

El desarrollo de esquistosidad en este cuadrante es muy escaso y afecta fundamentalmente a los términos margocalizos del Cenomaniense, en las proximidades de las charnelas de los pliegues de 1ª fase. La deformación parece producirse mediante "bandas de cizalla" de varias decenas de metros, que alternan en la vertical con zonas no deformadas. Esto es especialmente patente en el cuadrante de Villabona (EVE, 1987).

Con posterioridad a esta fase de deformación principal se produce otra, que pliega todas las estructuras preexistentes. Es decir, pliega tanto las superficies de los cabalgamientos como las superficies axiales de los grandes pliegues. Esta fase de deformación origina pliegues (de fase 2), de la misma dirección que los de la primera, aunque bastante laxos (ver cortes geológicos). A pesar de ser de amplio radio complican la morfología de la superficie axial de los pliegues de 1ª fase, de modo que esta presenta actualmente un buzamiento generalizado hacia el Norte y, por tanto, interseca a la topografía en escasas ocasiones (ver corte III-III'), quedando en la mayoría de los casos por debajo de la superficie topográfica actual, de manera que la "franja monoclinal costera" que se observa actualmente es, con bastante probabilidad, el flanco normal de un gran pliegue de vergencia Norte.

Como se indicó al principio del capítulo, existen evidencias de, al menos, dos fases de deformación. Efectivamente, tanto el cambio de las directrices regionales (Arco Vasco) como los efectos causados por el diapiro de Zarautz (que será tratado en detalle más adelante) son claramente estructuras tardías con respecto a las ya mencionadas. La estructura del denominado Arco Vasco se interpreta (en consonancia con las ideas de RIAZA, 1984) como el

resultado de los arrastres superficiales provocados por un desgarre sinistral del zócalo.

Que la actividad más importante y perforación del diapiro de Zarautz es posterior a las dos fases ya descritas es a todas luces evidente a la vista de la cartografía. Lo que aquí se propone, además, es su relación espacial y temporal con estos accidentes de zócalo, cuya última actividad ha provocado la inflexión denominada Arco Vasco.

3.1. EL DIAPIRO Y EL ISLEO TECTÓNICO DE ZARAUTZ

Vamos a discutir aquí con detalle dos estructuras diferentes, aunque igualmente polémicas y relacionadas entre sí. Las dos se sitúan en el sector occidental del cuadrante y son las que provocan las complicaciones cartográficas locales que se observan en este sector. Vamos a revisar algunos de los antecedentes que existen al respecto.

. Los primeros trabajos regionales (LAMARE 1936, RAT 1959) no hacen alusión a estas estructuras, que tampoco tienen reflejo en estas cartografías.

. JEREZ MIR, 1968, cita por primera vez "... un isleo tectónico en las inmediaciones meridionales de Zarautz y ... perturbaciones de la cadena terciaria costera, justo en el entorno frontal del manto aludido".

. En la cartografía del territorio histórico de Gipuzkoa a escala 1:50.000 de JEREZ MIR (1971) se refleja cartográficamente esta estructura.

. En la Hoja MAGNA de S. Sebastián (1973) estos materiales no se consideran

como un isleo y se cita: ... "Es el estudio de su borde N el que nos ha decidido por la autoctonía ya que el Complejo Urgonio del corazón del afloramiento queda soterrado en esa vertiente bajo el Terciario".

. Con la realización de los sondeos de la autopista Bilbao-Behobia (Europista, CESA) se pone de manifiesto por primera vez la existencia de un diapiro de Keuper oculto bajo el Cuaternario de la depresión de Zarautz.

. El informe de Euroestudios (1975) utiliza estos datos e incluye una cartografía a escala 1:5.000, y se realizan nuevos sondeos mecánicos. Cita ... "la presencia de un diapiro localizado bajo la llanura de Zarautz ...".

. JORG HANISCH, en diversos trabajos desde el año 1974, se dedica monográficamente a estudiar el diapiro de Zarautz. Es sin duda el autor que más exhaustivamente estudia el tema. Emite la hipótesis más aceptada hasta la actualidad, quizás por no existir otra. Los aspectos fundamentales de esta hipótesis son:

- 1.- El diapiro de Zarautz alcanzó ya el fondo marino durante el Paleoceno. Esta afirmación la basa en varios puntos fundamentales.

El color rojo de las series Maastrichtienses-Danienses.

La presencia de brechas y conglomerados en el Maastrichtiense-Daniense, que atribuye a un efecto de extrusión submarina de masas diapíricas.

Los cambios de potencia de las series en las inmediaciones del diapiro.

El patrón de paleocorrientes.

2.- El isleo tectónico de Zarautz es un klippe "alojado" en el diapiro.

Posteriormente revisaremos punto a punto esta hipótesis.

. Incidiendo de nuevo en el tema, HANISCH (1978), compara este diapiro "sin-sedimentario" con el conocido "Sigs bee knoll" del Golfo de Méjico.

. HANISCH Y PFLUG (1974), estudian de manera monográfica las brechas y conglomerados, que suponen asociados a la actividad durante el tránsito Cretácico-Terciario del diapiro. Afirman que estos conglomerados se han formado y redondeado durante el movimiento ascendente del diapiro de Zarautz.

. KRUIT et al. 1975, admiten esencialmente la hipótesis de HANISCH, aunque apuntan como una alternativa, que los materiales del Mesozoico (del "isleo") pueden representar únicamente un bloque de materiales autóctonos "sacados" por los efectos del ascenso del diapiro.

. CAMPOS, 1979, cita que: "... la geometría de la estructura de Zarautz puede ser explicada por efectos de un diapirismo más o menos complejo en el detalle, sin necesidad de invocar a la aloctonía del Cretácico inferior"; y en otro punto: "... la disposición de los horizontes invertidos ... sugiere que haya sido originada por el propio movimiento ascensional y perforante de la masa salina".

. VAN VLIET, 1982; admite sólo en parte la hipótesis de HANISCH y plantea numerosas dudas al respecto: "... así pues, existen algunas incertidumbres acerca de la naturaleza del diapiro marino "intracuen-

cal" de HANISCH ...".

. ROSELL et al., 1984 y 1985; admiten la presencia de un diapiro sinsedimentario basándose en el "onlap" detectado en algunas de las secuencias deposicionales por ellos definidas para este sector.

Como puede verse, se trata ciertamente de una estructura polémica, y la confusión creada al respecto tiene su fundamento en dos causas mayoritariamente: la ausencia de datos cartográficos de detalle, no sólo de este área, sino de su entorno y el desconocimiento debido a la no integración de los datos regionales (series, litologías ..).

La hipótesis de HANISCH es, por el momento, la más elaborada y más generalmente aceptada. La idea básica es que el diapiro alcanzó ya el fondo del mar durante el final del Cretácico. Sin embargo, basa esta afirmación en unas premisas que son falsas o inexactas. Veamos:

1.- Atribuye el color rojo de las margas del Maastrichtiense a la difusión y redepósito en el fondo marino de los materiales del Keuper. Como es sabido, esto es inexacto, el color rojo en estas series es un rasgo de carácter regional a la escala de la Cuenca, que puede interpretarse como resultado de una sedimentación lenta, marina profunda (pelágica) en ausencia de contaminación detrítica.

2.- Atribuye las brechas y conglomerados del Maastrichtiense-Daniense de Orio a la extrusión submarina de masas diapíricas, es decir, que se han formado (durante el ascenso de una masa evaporítica). Conglomerados similares de la misma

edad se encuentran en numerosos puntos de la Cuenca (Bergara, Ermua, monte Oiz, etc), y no únicamente rodeando a masas diapíricas. Su significado es otro muy distinto y hay que invocar, entre otras cosas, la erosión de una plataforma adyacente (ver aptdo de sedimentología, donde se interpreta el significado de estos conglomerados).

- 3.- Fundamenta gran parte de sus afirmaciones en los cambios de potencia de las series en las inmediaciones del diapiro. Estos cambios, sin embargo, son siempre muy pequeños (cita cambios en medidas parciales de 11,5 a 11,0 m; de 14,70 a 14,45 m) que en cualquier caso pueden ser asumibles al error propio del método de correlación "de campo", especialmente en estas zonas tan recubiertas. Además, la correlación de las series a uno y otro lado de la depresión de Zarautz no es, ni mucho menos, evidente. Estos pequeños cambios, si los hay, no dejan de ser normales en este tipo de sedimentación.
- 4.- El patrón de paleocorrientes del área (ver aptdo de sedimentación), con varias fuentes de aporte, no hace pensar en absoluto en la existencia de un relieve sinsedimentario relevante, ya que no se produce ninguna perturbación por la que tengamos que invocar esta morfología.

Una vez revisados los antecedentes y las hipótesis más importantes, se expodrán una serie de argumentos:

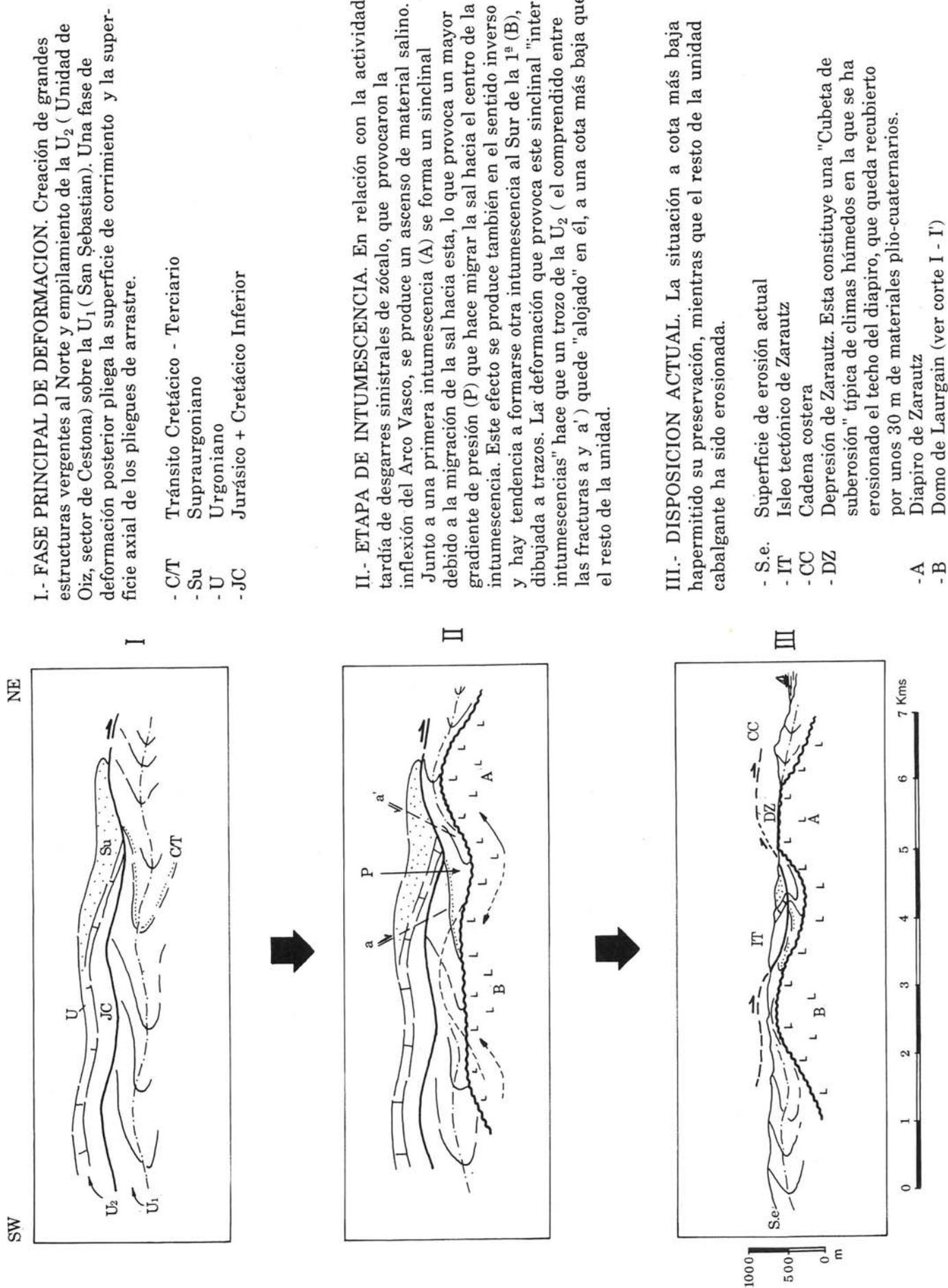
- 1.- Los materiales del Cretácico inferior situados al Sur de Zarautz son un isleo tectónico. Su disposición

cartográfica no deja lugar a dudas. Estos materiales forman parte de una unidad alóctona, cuyo desplazamiento hacia el Norte provoca importantes pliegues de arrastre en los materiales infrayacentes (ver corte I-I' y II-II' y su continuación en el cuadrante de Villabona).

- 2.- Que el ascenso y perforación del diapiro es post-Eoceno resulta evidente a la vista de la cartografía. Las líneas estructurales dibujadas ayudan a comprender mejor este hecho. La deformación que muestran las series es la típica de un empuje vertical, de manera que las capas y las líneas estructurales dibujan dos "domos", uno al Norte del isleo y otro al Sur de éste (domo de Laurgain). La existencia del domo oculto de Laurgain viene además corroborada por un pequeño asomo de Trías (ver cartografía y figuras 8 y 9).
- 3.- La superficie axial de los pliegues de arrastre aparece plegada, adaptándose a la forma del diapiro. Este hecho proporciona una cronología relativa.

Basándose en esto es posible afirmar que el ascenso y perforación del diapiro es posterior a la traslación del manto, provocando un empuje vertical y deformando las series ya plegadas. A partir de aquí se pueden emitir dos hipótesis, una un tanto "simplista" (el hundimiento/colapso y disolución posterior de la bóveda es la causa de la preservación de un "retazo" del manto a baja cota) y otra, que creemos se ajuste más a la realidad de los hechos observados y a la dinámica de la tectónica salina. Los puntos fundamentales de esta hipótesis vienen esquematizados en la figura nº 8.

FIGURA 8.- ESQUEMA EVOLUTIVO DEL KLIPPE Y EL DIAPIRO DE ZARAUTZ



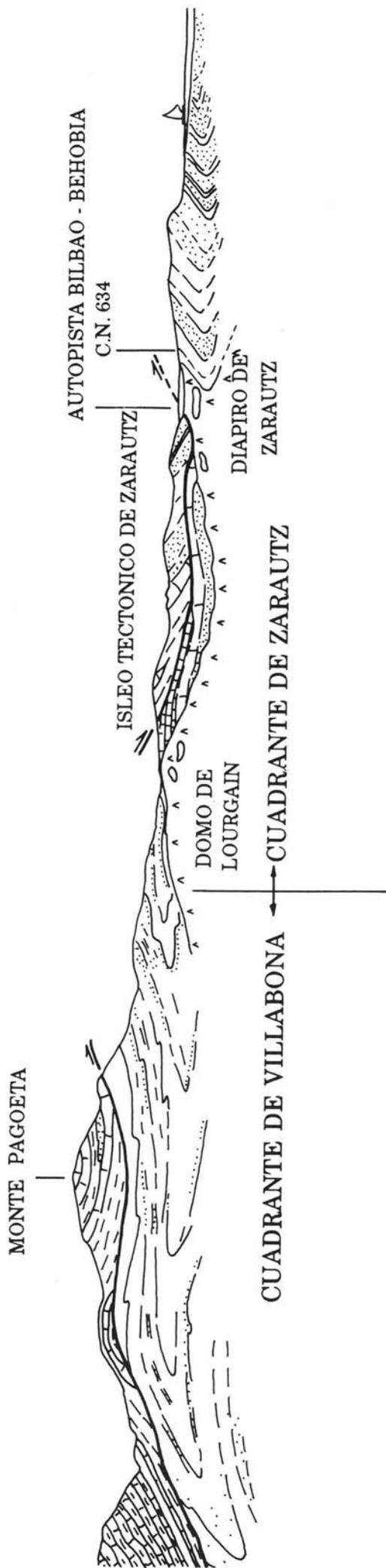


FIGURA 9.- CORTE DEL ISLEO TECTONICO Y DIAPIRO DE ZARAUTZ.
 La influencia de la tectónica salina produciendo empujes es evidente

BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, M.J. (1965).- "Sedimentología y paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica". *Dep. de Pub. del Instituto "Lucas Mallada"*. Vol. XXXI, nº 1-2. Madrid 213 pp.
- AMIOT, M. (1983).- "Relations entre les trois domaines de sédimentation du Crétacé Supérieur". *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon, T. 9 (Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique. aptdo 4 d)* pp. 93-101. 12 figs.
- BOILLOT; G. (1981).- "De la subduction à la collision: l'exemple des Pyrénées". *Bull. BRGM. I; nº 2. 1980/1981* pp. 93-101. 12 figs.
- BOURROUILL, R; COUMES, F; OFFROY, B. (1984).- "Mécanismes séquentiels et événements exceptionnels du flysch nord-pyrénéen; corrélations par les dépôts gravitaires profonds". *Bull. Soc. Géol. France T. XXVI, nº 6*, pp. 1223-1234.
- CAMPOS, J. (1979).- "Estudio geológico del Pirineo Vasco al W del Río Bidasoa". *Tes. Doc. Soc. Cinc. Aranzadi nº 1-2 1979*. pp. 3-139.
- C.G.S. S.A. (1983).- "Estudio hidrogeológico para el abastecimiento a Zarautz y Guetaria". *Diputación Foral de Guipúzcoa (DFG)*.
- CIEPSA.- "Síntesis de la Cuenca Cantábrica". Inédito.
- CRIMES, T.P. (1973).- "From limestones to distal turbidites a facies and trace fossil analysis in the Zumaya flysch (Paleocene-Eocene), North Spain": *Sedimentology V. 20*, pp. 105-131.
- — — — (1976).- "Sand fans, turbidites, slumps and the origin of the Bay of Biscay a facies analysis of the Guipuzcoan flysch": *Paleoclim. Paleoecol. V. 19*, pp. 1-15.
- DURAND-DELGA.- Evolution recente des ideas sur la structure Alpine des Pyrénées". Inéd.
- EUROESTUDIOS (1975).- "Reconocimiento hidrogeológico de los alrededores de Zarautz (Guipúzcoa)". *DFG. Inéd.*
- — — — (1975).- "Informe geológico-geotécnico para el plan de ordenación urbana de Zarautz". *DFG. Inéd.*
- — — — (1981).- "Estudio hidrogeológico de las calizas del Alto de Orio, para el Excmo. Ayto. de Zarautz". *DFG. Inéd.*
- EUROESTUDIOS-INGEMISA (1985).- "Estudio de evaluación de los recursos hidráulicos subterráneos del territorio histórico de Guipúzcoa". *DFG. Inédito.*
- E V E (1975).- "Investigación geológico-minera del área comprendida en las Hojas a E/1:50.000 de

- Eibar, Lequeitio y el Cuadrante sur-oriental de la de Durango". Inéd.
- — — — (1986).- "Investigación geológico-minera del área comprendida en las Hojas a E/1:50.000 de Elorrio (Cuadrantes NE y SE) y Landaco (Cuadrantes NW y SW)". Inéd.
- — — — (1987).- "Investigación geológico-minera del área comprendida en las Hojas 1:50.000 de Vergara (Cuadrantes NW y SW) y San Sebastián (Cuadrantes NW y SW)". Inéd.
- — — — (1988).- "Investigación geológico-minera del área comprendida en las Hojas a E/1:50.000 de San Sebastián (Cuadrantes NE y SE), Irún (Cuadrante SW), Jaizkibel (Cuadrante SE), Vera de Bidasoa (Cuadrantes NW y SW) y Tolosa (Cuadrantes NE y SE)". Inéd
- FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971).- "Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques. En Histoire structurale du golfe de Gascogne". *Tomo 2, V.1-1 a V.1-48*.
- FEUILLEE, P. y MATHEY, N. (1972).- "Le matériel des brèches du Crétacé Supérieur Basque (Pyrénées Basques occidentales). Interêt Paléogéographique". *C.R. Acad. Sc. Paris, T. CCLXCIV serie D (274)*, pp. 2419-2444.
- FEUILLEE, P. y MATHEY, N. (1976).- "The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the northern Basque pyrenees; submarine outflow of diapiric mass-some coments": *Sed. Geology V. 16*, pp. 85-87.
- 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. Madrid*. pp 145-160.
- GOMEZ DE LLARENA (1954-1956).- "Observaciones geológicas en el flysch cretácico-nummulítico de Gipuzkoa". *Mongr. Inst. Mallada Inv. Geol.*, nºs 13-15, 98 pp., 47 pl.
- HANISCH, J (1974).- "Der Tiefsee-Diapir von Zarautz (n-Spanien) in Spiegel von Sedimentation und Tektonik des kreide/Tertiär Flysches": *Geol. Jahrb. V-113*, pp. 101-142.
- — — — (1978).- "A Sigsbee jnoll in Early Tertiary Bay of Biscay and Associated Turbidity Currents". *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull, V. 62 nº 11*, pp. 2232-2242.
- HANISCH, J. y PFLUG, R. (1974).- "The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the northern Basque Pyrenees: Submarine out-flow of diapiric mass. *Sed. Geology, V.12*, pp. 287-296.
- HOYOS DE CASTRO, A; HERNANDO, I; HERNANDO, J. (1973).- "Historia tectónica, tipos y estratigrafía del flysch guipuzcoano". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. 71*, pp. 259-279.
- IGME (1977).- "Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa". *Mem. del IGME, Tomo 79. Madrid* 130 p.
- — — — (1973).- "Mapa geológico de España 1:50.000 nº 64/24-5. San Sebastian". *Memoria explicativa*.
- — — — (1980).- "Síntesis de las investigaciones geológico-mineras realizadas por el IGME en Alava, Guipúzcoa y Vizcaya".
- INGEMISA (1980).- "Estudio de riesgos naturales del Municipio de Zarautz a escala 1:5000. *DFG. Inéd.*
- INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE, GD (1983).- "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique". *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon, Vol. 9 Dijon* 191 pp.
- JEREZ MIR, L. (1968).- "Nueva interpretación tectónica de la zona septentrional de la provincia

- de Guipúzcoa". *Bol. Geol. y Min. T-LXXIX-II*, pp. 16-21.
- JEREZ, L.; ESNAOLA, J.M. y RUBIO, V. (1971).- "Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa". *Mem. IGME nº 79*, 130 pp.
- KAPELLOS (1974).- "Veber das Nannoplankton im alt Tertiär des profils von Zumaya-Guetaria (prov. Guipúzcoa, Nord Spanien)". *Ecl. Geol. Helv. Vol 67*, pp 435-444.
- KRUIT et al. (1975).- "An excursion to the Tertiary deepwater fan deposits near S. Sebastian (province of Guipúzcoa, Spain), in Field guide to excursión Z-23. 9th Internat". *Congr. Sedimentology. Nice*. 75 pp.
- LABAUME, P; MUTTI, E; SEGURET; ROSELL (1983).- "Megaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l' Eocene Inferieur et moyen sud-pyrénéen. *Bull. Soc. Geol. France, 1983. T-XXV, nº 6* pp. 927-941.
- LAMARE, P. (1936).- "Recherches géologiques dans les Pyrénées basques de l' Espagne". *Mém. SGF Paris, T-XII, nº 27*.
- MAGIN, Ph. y RAT, P. (1961).- "L'evolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne)". *Livre P. Fallot, T-1. Mém. hors. Serie SGF. Paris*, pp. 339-349.
- MARTINEZ TORRES, L.M.; EGUILUZ, L; RAMON LLUCH, R; LLANOS ACEBO, H. (1984).- "Geometría del Pirineo occidental y Arco Vasco". *I Congreso Español de Geología. Tomo III*, pp. 207-217.
- MATHEY (1983).- "Le Crétacé Supérieur de la zone des flyschs anteplates-formes". *Mém. Géol. de l'Université de Dijon, nº 9. Inst. des Sc. de la Terre*, pp. 77-116.
- MUTTI, E. (1985).- "Turbidite facies and sea level variations of the Eoceno Medio group, South Central Pyrenees, Spain". *5th European regional meeting of Sedimentology*.
- OLIVE, A; AGUILAR TOMAS, M.J; RAMIREZ DEL POZO, J; RAMIREZ MERINO, J.I. (1984).- "Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoniana en el sector oriental de la C. Cantábrica". *I Congreso Español de Geología. Tomo U, págs 53-65*.
- POSTUMA (1971).- "Manual of planctonic foraminifera". *Elsevier publ. Cy, Amsterdam, London, N. York*.
- PUJALTE, V; MONGE, C. (1985).- "A tide dominated delta system in a rapidly subsiding basin: The middle Albian-Lower Cenomanian Valmaseda Fm. of the Basque-Cantabrian Region, Northern Spain". *6th Eur. Reg. Meet. of Sedimentology I.A.S. Lleida*.
- PUJALTE, V; ROBLES, S; ORUE-ETXEBARRIA, X; ZAPATA, M. (1988).- "Secuencias deposicionales del Tránsito Cretácico-Terciario del Surco Flysch de la Cuenca Vasco-Cantábrica: Relaciones de la tectónica y los cambios del nivel marino".
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- "Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica). *CIEPSA. Madrid, 2 tomos*.
- RAT, P. (1959).- "Tesis Doctoral. Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques". *Publications de l'Université de Dijon, T. XVIII, pp 525, 68 figs, 9 pls. 1 carte au 1:200.000*.
- RIAZA MOLINA, C. (1984).- "De la importancia de las fallas N 20 en la creación del Golfo de Vizcaya. Estudio de detalle del Arco Santanderino". *I Congreso Español de Geología. Tomo III, págs. 265-278*.
- ROSELL, J; REMACHA, E; ZAMORANO, M; GABALDON, V. (1985).- "Estratigrafía de la

cuenca turbidítica terciaria de Guipúzcoa. Comparación con la cuenca turbidítica prepirenaica central". *Boletín IGME. T-XCVIV* (471-482).

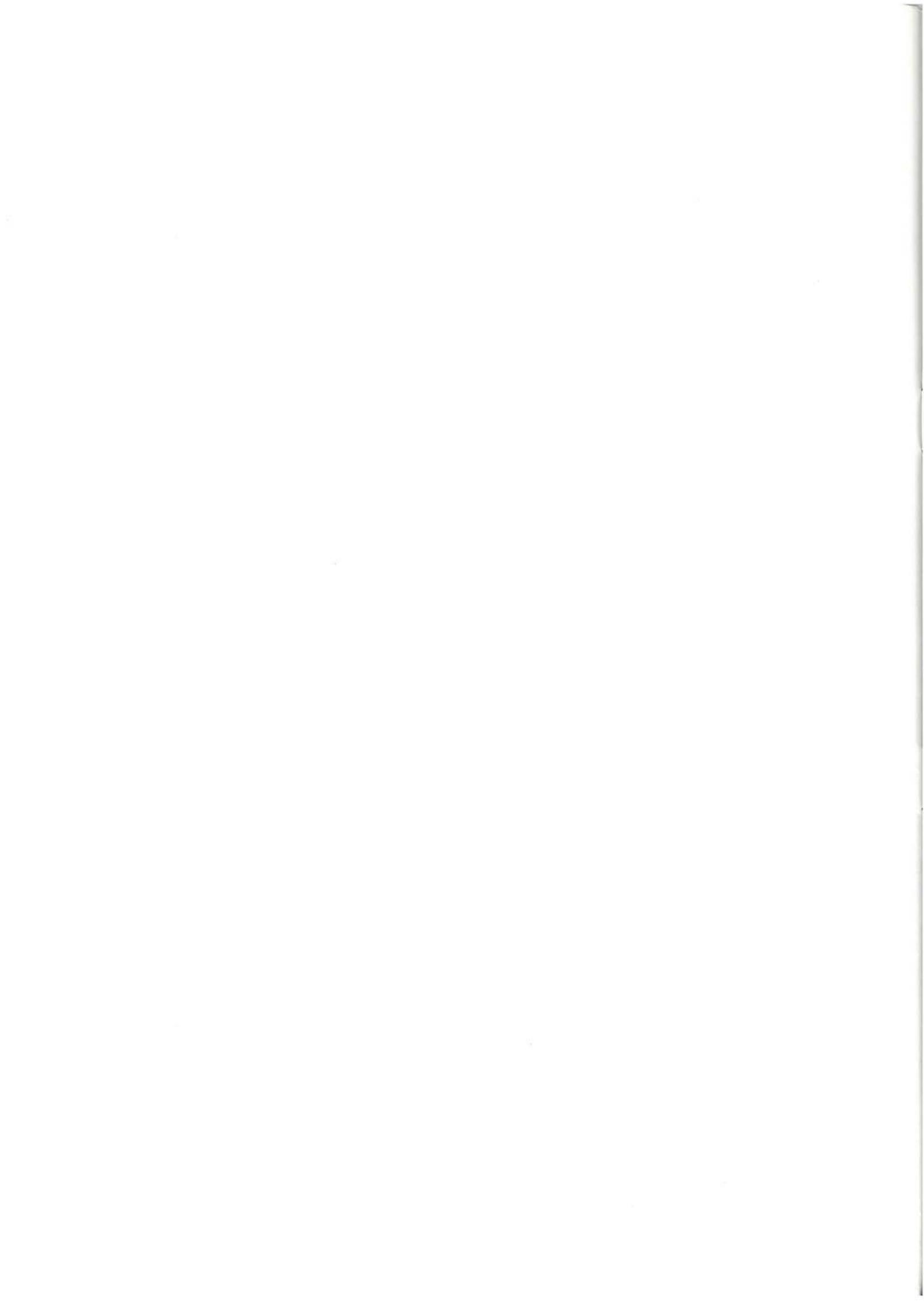
VAN VLIET, A. (1982).- "Submarine fans and associated deposits in the Lower Tertiary of Guipúzcoa (Northern Spain)". *Tesis Doctoral Univ. Utrecht*.

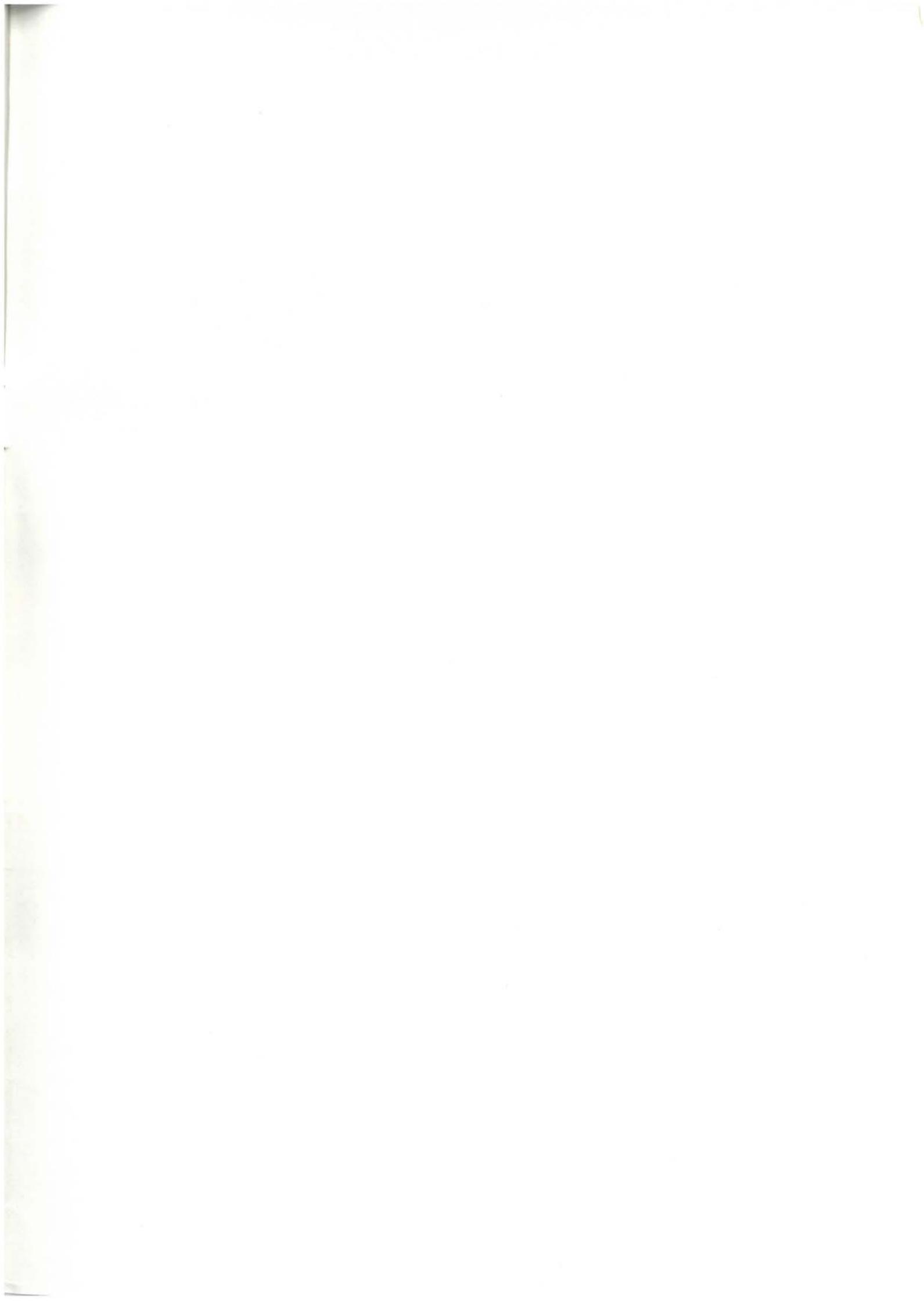
VON HILLEBRANDT, A. (1965).- "Foraminife-

ren-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (prov. Guipúzcoa, NW Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten: Bayer-Akad". *Wiss. math-Naturw. Kl. Abh. V-123*, 62pp.

VOORT, M.B. (1963).- "Zun Flyschproblem im den westpyrenäen". *Rundsch, 53. Stuttgart*, pp 220-233.







Gobierno Vasco
Eusko Jaurlaritza



Departamento de Industria
y Comercio

DISTRIBUCION DE LOS CUADRANTES DEL MAPA GEOLOGICO DEL PAIS VASCO A ESCALA 1:25000

