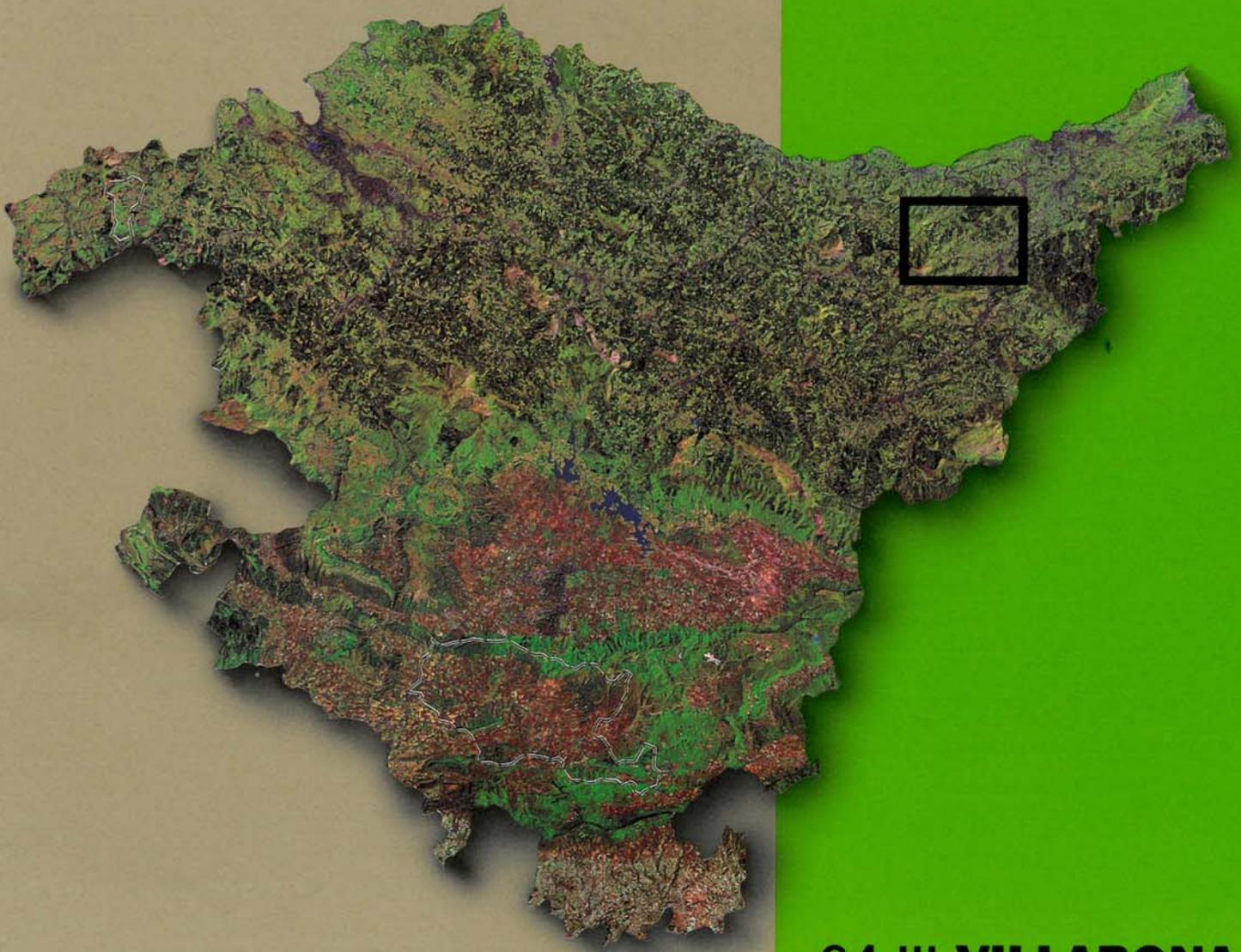




EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



64-III VILLABONA

E: 1/25.000







**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

64-III VILLABONA

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-18594-1991

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 (Universidad del País Vasco), que han asesorado en los capítulos de Estratigrafía y Sedimentología.

Los trabajos fueron realizados en el año 1987.



INDICE

	<i>Pág</i>
INTRODUCCION	9
1.- ESTRATIGRAFIA	11
1.1. MATERIALES ASOCIADOS A LA FALLA DE REGIL	11
1.2. MATERIALES TRIASICOS DE LAS UNIDADES II Y III INDISTINTAMENTE ..	12
1.2.1. TRIASICO EN FACIES BUNTSANDSTEIN	12
1.2.2. TRIASICO EN FACIES KEUPER	13
1.3. UNIDAD II-SAN SEBASTIAN	14
1.3.1. INFRALIAS Y LIAS CALIZO-DOLOMITICO	14
1.3.2. LIAS MARGOSO	15
1.3.3. DOGGER	15
1.3.4. MALM	16
1.3.5. JURASICO TERMINAL-NEOCOMIENSE + FACIES WEALD	17
1.3.6. FACIES DE IMPLANTACION URGONIANA	17
1.3.7. URGONIANO	19
1.3.8. SUPRAURGONIANO "FLYSCH NEGRO"	19
1.3.9. FLYSCH DEL CRETACICO SUPERIOR	20
1.4. UNIDAD III-OIZ. SECTOR CESTONA-PAGOETA	21
1.4.1. INFRALIAS-LIAS CALIZO DOLOMITICO	21
1.4.2. LIAS MARGOSO	22
1.4.3. DOGGER-MALM	22
1.4.4. JURASICO TERMINAL-NEOCOMIENSE + FACIES WEALD	23
1.4.5. FACIES DE IMPLANTACION URGONIANA	23
1.4.6. URGONIANO	24
1.4.7. SUPRAURGONIANO	24
1.5. CUATERNARIO	25
2.- SEDIMENTOLOGIA	27
2.1. TRIASICO	27

2.2. JURASICO	27
2.3. JURASICO TERMINAL-NEOCOMIENSE + FACIES WEALD	30
2.4. URGONIANO	33
2.5. SUPRAURGONIANO	36
2.6. FLYSCH DEL CRETACICO SUPERIOR	39
3.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL	41
3.1. EL ARCO VASCO	44
3.2. LA FALLA DE REGIL	48
4.- PETROLOGIA	51
4.1. ROCAS BASICAS	51
4.2. ROCAS ACIDAS. GRANITOIDES	51
4.3. CONGLOMERADOS Y BRECHAS VOLCANICAS (ROCAS VOLCANOCLASTICAS)	52
BIBLIOGRAFIA	55

INTRODUCCION

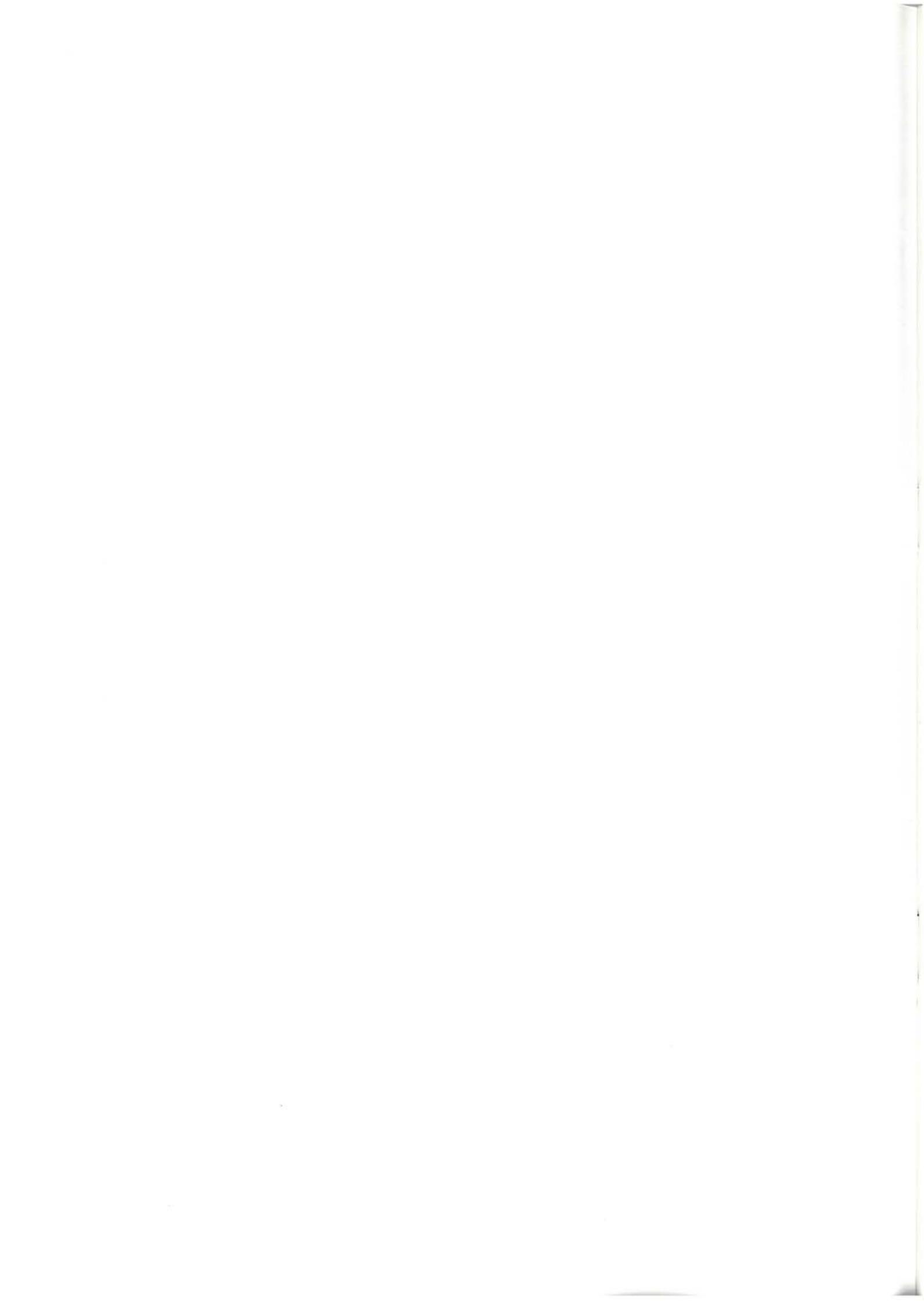
El cuadrante de Villabona a escala 1:25.000 forma parte de la hoja nº 64 (24-5) "SAN SEBASTIAN" del Mapa topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La totalidad del área pertenece al territorio histórico de Gipuzkoa, e incluye como principales núcleos de población a Villabona, Andoain, Asteasu, Aya, Zizurkil, Aduna, Alquiza e Irura. Las cotas topográficas más elevadas corresponden a los montes Hergnio (1083 m); Gazume (1005 m) y Pagoeta (717 m).

El principal cauce fluvial del cuadrante lo constituye el río Oria, que atraviesa toda la zona de SW a NE, cerca de su borde oriental.

Desde un punto de vista geológico-regional, este cuadrante se encuentra en la terminación occidental de los Pirineos dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica y, más concretamente, en la zona donde se produce un cambio notable de las directrices regionales; zona conocida con el nombre de Arco Vasco.

Los materiales que afloran en este cuadrante están comprendidos (si exceptuamos el Cuaternario) entre el Paleozoico (muy escasamente representado) y el Cretácico superior (Campaniense), afectados fundamentalmente por una o varias fases de plegamiento de edad terciaria (post-eocena) es decir, la Orogenia Alpina.



1.- ESTRATIGRAFIA

Los materiales que afloran en el cuadrante de Villabona se han agrupado en tres unidades de carácter tectónico-estructural:

UNIDAD-I: Materiales asociados a la Falla de Régil

UNIDAD-II: San Sebastián

UNIDAD-III: Oiz. Sector de Cestona

Los materiales triásicos, que constituyen la base de las unidades II y III, aparecen "mezclados", sin posibilidad de diferenciarlos, por lo que se han separado y se describen aparte.

Los materiales de la unidad I afloran exclusivamente en el extremo SW del cuadrante, asociados a un importante accidente: la falla de Régil. Se le ha asignado rango de unidad a este conjunto de materiales por poseer entidad propia y estar relacionados desde el punto de vista tectónico. Los materiales de la unidad II constituyen el autóctono relativo sobre el que cabalgan los materiales de la unidad III.

1.1. MATERIALES ASOCIADOS A LA FALLA DEL REGIL (1, 2, 3, 4, 5, 6)

Como ya se ha indicado anteriormente están representados únicamente en el ex-

tremo SW del cuadrante, relacionados con un importante accidente tectónico; la falla de Régil, que en la vecina hoja de Azkoitia llega a pinzar materiales del Paleozoico. Los materiales implicados tienen, por tanto, un carácter de bloques "exóticos" que dan una idea de la magnitud de este accidente. Se han diferenciado:

- Granitoides cataclásticos y miloníticos (1). Constituyen un bloque hectométrico que aflora al N de la localidad de Régil. Estos se pueden observar en una pista que se toma a la altura del km 42 de la C-6324 y que sube al vértice de cota 369. Estas rocas, que serán descritas con mayor detalle en el apartado de petrología, se clasifican como ganitos miloníticos (ortogneises), metagranitos leucocráticos (ortogneises leucocráticos) y granitos protomiloníticos gneisificados.
- Rocas básicas (ofitas) tectonizadas (2). Afloran en las inmediaciones de los granitoides, en una pista que va hacia el arroyo Astazulo. Se ha creído conveniente diferenciar este término porque, en ocasiones, se reconoce mal la roca original (ofitas) y presentan mineralogías y texturas particula-

res. Se trata de rocas subvolcánicas básicas (ofitas), trituradas, esquistosas y con alteración hidrotermal (reellenos de cuarzo generalmente).

- Pizarras grises y grauvacas (3). A juzgar por la facies que presentan suponemos que se trata de un bloque de Paleozoico "pellizcado" por este accidente. Una situación similar parecen tener los afloramientos de Paleozoico de la hoja de Azkoitia. Los puntos de observación son de escasa calidad y los materiales están intensamente deformados.
- Triásico en facies Keuper. Está muy escasamente representado. Se han diferenciado las arcillas abigarradas y yesos (4) del valle de Régil y las ofitas (5) asociadas a estos materiales.
- Brecha tectónica (6). Únicamente aflora en el ángulo SW del cuadrante. Los cantos, muy angulosos, son muy variados: cantos de Paleozoico, dolomías, ofitas, etc.

1.2. MATERIALES DE LAS UNIDADES II Y III, INDISTINTAMENTE (7, 8, 9, 10, 11, 12)

Como se ha señalado con anterioridad, la Unidad de San Sebastián (II) constituye el autóctono relativo sobre el que cabalgan los materiales de la Unidad III (Unidad de Oiz). Los materiales triásicos (facies Buntsandstein y facies Keuper), que constituyen la base de ambas unidades aparecen "mezclados" en una amplia zona comprendida entre las localidades de Asteasu, Alquiza, Aduna, Villabona, e Irura. Esto ha llevado a describir los materiales triásicos de forma conjunta, aunque en alguna ocasión sea clara la pertenencia de éstos a una u otra unidad. Por otro lado, tanto en la base

de la Unidad III como en las zonas de falla del Trías, aflora una brecha tectónica, cuyas dimensiones permiten su diferenciación cartográfica (nº 7). Esta brecha consiste en una "pasta de falla", arcillosa, de tonos generalmente verdosos, localmente versicolor. Los fragmentos que contiene son variados, aunque dominan los cantos de ofitas, muy fracturados; fragmentos de lutitas y areniscas del Trías Bunt (verdes y rojizos) y, en menor cantidad, fragmentos de calizas y dolomías del Lías inferior. Aflora en algunos puntos, en la base del cabalgamiento de Pagoeta y se limita a unos pocos metros de potencia.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la carretera que sube desde el sanatorio de Andazarrate a la ermita de San Juan; en la pista que desde el sanatorio va hacia Casa Velecha, y a la altura del km. 446 de la CN-I a la altura de Villabona. No obstante, se puede observar también en numerosos puntos con menor entidad, por lo que no se ha representado cartográficamente, como son las pequeñas ventanas tectónicas de la regata Sorredorre (camino de la casa Aranguren); al comienzo de la pista forestal que sube desde Irura al alto de Larre; en una pequeña cantera cerca de Casa Garimendia (al Sur de Villabona), etc...

La potencia es muy variable, aunque como máximo alcanza unas pocas decenas de metros.

1.2.1. Triásico en facies Buntsandstein (8)

Sus afloramientos, muy irregulares en forma y tamaño, están limitados siempre por contactos mecánicos. En ocasiones aflora en pequeñas ventanas tectónicas como las de la regata Sorredorre, en el extremo SE del cuadrante.

Está constituido generalmente por areniscas micáceas de grano medio con tonos rojizos y blanco-nacarados, estratificados en bancos, de hasta 1 m de potencia, que presentan escasas intercalaciones conglomeráticas. Intercalados con las areniscas aparecen niveles de limolitas y arcillas rojizas. Las micas se suelen concentrar en determinados niveles. Como estructuras sedimentarias se aprecian laminaciones cruzadas de bajo ángulo, estratificaciones cruzadas, así como laminación paralela.

Petrográficamente se clasifican como areniscas silíceas y areniscas silíceo-arcillosas (grauvacas), en las que dominan los fragmentos de rocas silíceas (sílex y cuarcitas finas). La matriz es de sericita, y son abundantes las láminas de moscovita. Como accesorios frecuentes están el circon y las turmalinas.

Es difícil hacer una estimación de potencia, debido al carácter de los afloramientos.

Los mejores afloramientos localizados son:

- La carretera de Alquiza a Anoeta y la subida de Incharrausti.
- El corte del Ferrocarril, en las cercanías de Casa Aillegui.
- La pista de Iru-Mugarrieta y monte Loatzo en el borde este de la hoja, que se toma a la altura del km. 447,800 de la CN-I.

1.2.2. Triásico en facies Keuper (9, 10, 11, 12)

Si se exceptúan los pequeños asomos diapíricos en las inmediaciones del barrio de Andatza (en la carretera que sube a

Aya); y los afloramientos de ofitas del borde del cabalgamiento de Pagoeta en este mismo sector, la práctica totalidad de los materiales en facies Keuper afloran en el área comprendida entre las localidades de Asteasu, Alquiza, Irura, Villabona, Aduna, Zizurkil.

Está formado por arcillas abigarradas de colores rojizos, verdosos y ocre, que intercalan delgados niveles de limolitas micáceas versicolores (10). En ocasiones intercala niveles de evaporitas (yesos sobre todo) (11) que, en algunos puntos, han sido objeto de explotación como en Asteasu y Aduna (minas Laurak-Bat y Miravalles), ya abandonadas.

Generalmente estos materiales arcillosos dan lugar a valles amplios de fondo plano, tapizados por importantes recubrimientos, por lo que su observación resulta difícil.

Dentro del Keuper se emplazan importantes masas de ofitas (9), que dominan arealmente sobre las arcillas. Se trata de grandes masas, con potencias observadas cercanas a los 100 m, que se encuentran frecuentemente muy alteradas.

La descripción y estudio petrográfico de estas rocas se incluye en el apartado de Petrología.

Como ya se ha indicado, estas rocas se encuentran frecuentemente muy alteradas. A pesar de esto, hay algunos puntos en los que se pueden observar en corte fresco, como son:

- La carretera Asteasu-Villabona. En las inmediaciones de Asteasu.
- La pista que, desde Casa Echaumberrí (en la carretera Alquiza-Asteasu)

baja a Arraya-Erreka.

- La carretera que va desde Zizurkil a la carretera Asteasu-Villabona.

En la zona de contacto entre el Triás Keuper y los materiales calizo-dolomíticos del Infralías se ha localizado un delgado nivel de rocas volcanoclásticas (12) que impone un episodio inédito para esta edad a nivel de la cuenca, y que se describe aquí por primera vez.

El único afloramiento de calidad se encuentra aproximadamente a 1 km al NE de Aduna (desde Aduna se toma la carretera del cementerio hacia Venta Arrobieta y al cruzar el arroyo -antes de llegar a Venta Arrobieta- se toma la desviación a la derecha). En el talud izquierdo de la carretera podemos observar unas rocas brechoides, estratificadas en bancos delgados, compuestas por fragmentos de rocas volcánicas y rocas sedimentarias, con matriz ferruginosa.

Se trata, en fin, de brechas de origen volcanoclástico y se pueden clasificar como "conglomerados volcánicos". La descripción detallada de éstos se recoge en el apartado de Petrología.

La potencia aflorante de estos materiales es de 5-10 metros.

1.3. UNIDAD II-SAN SEBASTIAN

Constituye el autóctono relativo en el área de estudio e incluye la mayor parte de los afloramientos de la mitad norte y de la zona sur-oriental del cuadrante (ver esquema geológico).

Afloran materiales cuyas edades están comprendidas entre el Liásico y el Cretácico superior.

1.3.1.- Infralías y Lías calizo-dolomítico (13, 14, 15, 16)

Aflora fundamentalmente en la parte sur-oriental del cuadrante y en una estrecha banda discontinua entre las localidades de Zizurkil y Soravilla. Se apoya sobre los diferentes términos del Triásico (Buntsandstein, Keuper, ofitas) y suele presentar contornos muy irregulares. Hemos diferenciado los siguientes términos cartográficos.

- Niveles brechoides. "Carniolas" (13). Son pulverulentos de tonos grises y rosados, con huecos centimétricos amigdaloides (¿yeso disuelto?), brechas calcáreas y brechas intraformacionales, con fragmentos de arcillas verdosas. Los cantos son subangulosos, cementados por una matriz calcárea. El tamaño medio de éstos oscila entre 2 y 15 cm. Estas brechas se atribuyen a un efecto de disolución de sales (evaporitas), interestratificadas en la serie. El mejor punto de observación es la pista que sube desde el caserío Larrarte hacia el alto de Larre, en el extremo SE del cuadrante aunque también se pueden observar en la pista que, desde Villabona, sube a Casa Adunivar.
- Calizas grises, calizas dolomíticas y carniolas (14). Se trata de un término mixto, constituido por calizas gris oscuro, algo dolomíticas, calizas margosas y finas pasadas, tanto de carniolas como de dolomías laminadas. Se pueden observar, asimismo, en la subida a Casa Adunivar.
- Calizas grises estratificadas (15). Se trata de calizas grises, frecuentemente laminadas, estratificadas en bancos decimétricos. Presentan interca-

laciones de calizas dolomíticas gris claro.

- Dolomías grises y blancas laminadas (16). De potencia y extensión muy variables, presentan cambios laterales rápidos a facies de calizas. Se trata de las típicas dolomías "rubanéas", con una laminación milimétrica de carácter algal. En la cartografía, se han diferenciado siempre que presenten una potencia superior a los 5 m. La potencia máxima medida es de 24 m, en la pista del alto de Larre, en el extremo SE del cuadrante.

Por la posición que ocupa el conjunto, se le atribuye una edad Infralías-Lías inferior.

La potencia máxima media es del orden de los 200 m.

1.3.2. Lías margoso (17, 18)

Aflora en una estrecha banda que, con una dirección media NNE-SSW, va desde el centro del cuadrante hasta la localidad de Andoain, en el borde este del mismo, así como en el sector del alto de Larre, en el extremo sur-oriental de la hoja. Este tramo suele dar una zona relativamente deprimida por encima del Lías calizo. Se trata de la facies típica de margas gris azulado que alternan con bancos decimétricos de calizas margosas, calizas limosas grises y margocalizas (17). En ocasiones dominan los términos calizos y margocalizos sobre los margosos, dando pequeños relieves (18). Estos materiales se encuentran frecuentemente alterados, presentando entonces un aspecto arcilloso con tonalidades pardo-amarillentas e incluso rojizas. En los bancos duros son frecuentes los ammonites, belemnites y pectínidos de gran tamaño.

Los niveles calcáreos se clasifican como biomicritas y, en parte, biolititas. Al microscopio presentan fragmentos abundantes de crinoides, microfilamentos, espículas, braquiópodos, briozoos y esponjas, así como abundante piritita diseminada.

Este término suele presentar abundante micro y macrofauna. Entre esta última dominan los ammonites, belemnites, lamebranquios y braquiópodos. La fauna clasificada indica una edad Sinemuriense-Toarciense superior.

La potencia máxima medida es del orden de los 120 m.

Estos materiales fueron depositados probablemente en un medio de plataforma marina, abierta y de escasa energía.

El mejor punto de observación es la pista que sube al alto de Larre-Loatzo, en el extremo SE del cuadrante.

1.3.3. Dogger (19, 20)

Aflora en el sector del alto de Larre (extremo SE del cuadrante) y entre las localidades de Zizurkil y Soravilla.

Se trata de un tramo (19) fundamentalmente calcáreo, ("Dogger calizo"), que presenta algunas intercalaciones margosas, sobre todo a muro. El tramo comienza con calizas micríticas gris oscuro a negras, tableadas, en ocasiones nodulosas, con poca o sin macrofauna, en las que son frecuentes los nódulos de sílex. A techo encontramos una mayor variedad litológica: calizas oolíticas, calizas bioclásticas con fragmentos de corales, briozoos, filamentos, etc. Generalmente están estratificadas en bancos poco potentes, y se clasifican como briogravelmicritas. Se encuentran fragmentos de crinoides y microfilamentos,

así como gravels orgánicos correspondientes a organismos incrustantes: esponjas, algas, etc...

Entre la microfauna clasificada encontramos: microfilamentos, espículas, *Eothrix alpina*, radiolarios, *Lenticulina sp*, *Spirillina sp*, *Epistomina sp*, *Astacolus sp*, *Protoglobigerinas*, *Trocholina sp*, *Reinholdella sp*, *Pseudocyclanmina sp*, que datan al Dogger (hasta el Calloviense).

La potencia media de este término es del orden los 90 m. y, desde un punto de vista sedimentológico, corresponde a una somerización con respecto a los términos anteriores.

El mejor punto de observación se encuentra en la pista que sube al alto de Larre-Loatzo.

En contraste con este "Dogger calizo", se ha cartografiado junto al borde oriental del cuadrante un "Dogger arenoso", de litología ciertamente anómala en el contexto, y que tiene su máximo desarrollo en el cuadrante de Andoain. Este término (20), está constituido por areniscas silíceas de grano grueso a muy grueso, microconglomerados y conglomerados. Las capas presentan acuñamientos muy rápidos. Estos niveles arenosos intercalan margocalizas y margas gris oscuro, estratificadas en bancos decimétricos que incluyen algunos nódulos de sílex.

1.3.4. Malm (21, 22, 23)

De acuerdo con las divisiones establecidas por SOLER y JOSE (1972) para el Jurásico marino, hemos diferenciado dos términos: Malm I y Malm II.

El Malm I (21) aflora fundamentalmente en el extremo SE del cuadrante, dando una

zona relativamente blanda por encima del tramo anterior. La litología dominante (aunque el tramo suele aflorar bastante mal) está constituida fundamentalmente por margas arenosas gris oscuro a negras, micáceas, masivas, con pasadas escasas de calizas arenosas y de limolitas rojo vino. Estos materiales generalmente se encuentran alterados/descalcificados, dando tonos pardo-amarillentos de aspecto arcilloso. En ocasiones encontramos pasadas pizarrosas negras, con pirita diseminada. Existen huellas escasas de belemnites y ammonites. La microfauna es escasa y sólo se ha identificado *Lenticulina aff. münsteri*.

La potencia máxima medida del Malm I es de unos 170 m en el perfil del alto de Larre.

El Malm II (23) únicamente aflora en la parte superior del alto de Larre, en el extremo SE del cuadrante. Se trata de calizas gris oscuro, bioclásticas (*grainstones*), estratificadas en bancos centi-decimétricos. Son muy abundantes los fragmentos de crinoides (artejos de *Pentacrinus*), lamelibranquios y briozoos. También encontramos calizas oolíticas y, a techo, calizas arenosas, micáceas. En ocasiones se observan laminaciones cruzadas.

Corresponden a *grainstones* y *packstones* bioclásticos, muy recristalizados.

La fauna es muy abundante: crinoides, radiolas de equínidos, corales, braquiópodos, lamelibranquios, etc. La microfauna (también abundante) permite asignar a este tramo una edad Kimmeridgiense.

La potencia media de este término (que diversos autores han denominado genéricamente como "encrinitas") es de unos 60 m.

Desde el punto de vista de ambiente sedimentario, son facies de alta energía (bajíos, barras, etc...) en una plataforma carbonatada.

Como ya se ha indicado para los términos anteriores, el mejor punto de observación se encuentra en la pista que sube al alto de Larre y monte Loatz. Aunque la serie que se puede levantar es continua hasta el Urganiano, este término es el más alto dentro de este cuadrante.

Al igual que ocurría con el Dogger, también existe un "Malm arenoso" (22) de características atípicas a escala regional. Se trata de areniscas silíceas de grano fino a medio, estratificadas en bancos de 30-50 cm y niveles de conglomerados de cantos silíceos. Estos últimos se presentan como lentejones intercalados en la serie arenosa. Este "Malm arenoso" alcanza su máximo desarrollo en el cuadrante de Andoain.

1.3.5. Jurásico terminal-Neocomiense+ "facies Weald" (24, 25)

Bajo este epígrafe se incluyen una serie de materiales de tendencia "regresiva" que se sitúan a techo del Jurásico marino y que preceden a las denominadas "facies de implantación urgoniana", que marcan el comienzo de una transgresión generalizada. Se trata en cualquier caso de un término poco potente y que en ocasiones no está presente (como término referente a facies).

Encontramos dos litologías claramente diferenciables:

- Lutitas arcillosas versicolores (24). Se trata de lutitas (limolitas y arcillas) laminadas, con tonos ocre, pardos, blancos y rojizos, que se superponen a los términos jurásicos del Malm I al

Norte de la localidad de Zizurkil.

- Calizas negras estratificadas. "Calizas de Sérpulas" (25). Este término constituye un excelente nivel guía, ya que son fácilmente reconocibles en el campo, y se apoyan de manera brusca sobre diferentes términos del Jurásico. En esta hoja no obstante, afloran de manera muy discontinua, por lo que pierden el carácter de nivel guía que presentan en otros cuadrantes. Se trata de calizas gris oscuro a negras, laminadas (laminaciones algales en ocasiones), estratificadas en bancos de 20 a 70 cm. La fauna más abundante y característica son los serpúlidos de pequeño tamaño.

1.3.6. Facies de implantación urgoniana (26, 27, 28, 29)

Bajo este término incluimos a una serie de materiales que preceden a la instalación definitiva de las calizas en facies arrecifal y/o pararrecifal, y que se sitúan por encima de las calizas de sérpulas. Hay que hacer dos puntualizaciones:

- 1.- Desde un punto de vista estricto este término puede llegar a incluir en algunos casos materiales "wealdicos" o wealdenses". Este hecho no reviste mayor importancia, puesto que lo que estamos diferenciando aquí es un término litológico (o un conjunto litológico más o menos homogéneo).
- 2.- El tránsito del "Weald" a la facies de implantación urgoniana tiene un carácter gradual, y resulta imposible en este sector marcar un límite que, por otra parte, sería artificial.
- 3.- Como se ha indicado en el epígrafe

anterior, las "calizas de sérpulas" no están siempre presentes, lo que añade una dificultad más a la hora de señalar los límites entre el Jurásico terminal-Weald, y las facies de implantación urgoniana.

La litología dominante (27) consiste en grauvacas gris oscuro a negras, mal estratificadas. Son frecuentes las costras y concrecciones de limonita y goethita. A menudo estos materiales se encuentran alterados dando tonos pardo-rojizos. Son frecuentes las intercalaciones de limolitas y argilitas gris oscuro, ferruginosas, así como lutitas arcillosas versicolores, conglomerados polimícticos y, a techo, areniscas silíceas y lumaquelas de lamelibranquios y orbitolinas.

Estos materiales se pueden clasificar como grauvacas líticas. La matriz, abundante, es criptocristalina pardo-verdosa y con una composición de fragmentos de rocas volcánicas. El cuarzo es en su mayor parte de origen volcánico. Son abundantes los fragmentos de rocas volcánicas y esporádicamente micas cloritizadas y biotitas alteradas (ferruginizadas y cloritizadas). Presentan un microbandeado irregular composicional. Predominan los fragmentos de rocas referibles a volcanitas alteradas.

Esta litología es "atípica" para esta edad y debe teóricamente ceñirse a la orla del macizo de Cinco Villas, donde estaría situada el área fuente de estos materiales.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la pista forestal que se toma de Aduna, y que lleva a Ipondota-Erreka.

Aparte de este término, que constituye la litología dominante, se han diferenciado:

- Calizas micríticas con rudistas y calizas limoso-arenosas (26). Afloran de manera discontinua, en forma de "parches" de pequeño tamaño. Las litologías son muy variadas y encontramos calizas micríticas con rudistas (que constituyen el 70% de la roca), calcarenitas, etc. En otras ocasiones son biomicritas con fragmentos de rudistas, moluscos, equinodermos, miliólidos, orbitolinas y coralarios.
- Arcillas carbonosas (28). Aunque estos niveles no son infrecuentes en la serie (incluso aparecen paleosuelos), sólo se ha señalado uno que ha sido objeto de explotación en algunos puntos.
- Areniscas estratificadas (29). Cuando las areniscas dominan netamente sobre el resto de las litologías, hemos creído conveniente diferenciarlo en la cartografía. Dan un relieve muy visible en el terreno.

La edad de este conjunto es Barremiense-Albiense inferior.

La potencia en conjunto de la facies de implantación urgoniana se cifra en unos 300 m.

Desde el punto de vista sedimentario, encontramos diversos subambientes (el carácter general es marino somero muy próximo a la costa), que serán objeto de un estudio más detallado en el apartado de sedimentología.

Como ya se ha indicado, los mejores afloramientos se encuentran en las pistas que parten hacia el Norte desde las localidades de Zizurkil y Aduna.

1.3.7. Urganiano (30, 31, 32)

Aflora en una estrecha banda plegada, entre la parte central del cuadrante y el borde oriental de éste.

La litología dominante (30) está constituida por calcarenitas y calcirruditas bioclásticas grises, mal estratificadas, con fragmentos abundantes de corales, lamelibranchios, equínidos, orbitolinas, y algas rojas. Esporádicamente se observan estructuras de carácter fenestral.

Se pueden clasificar como biomicritas (ruditas); bio (intra) micrita; esparita (rudita) y bio (gravel) micrita (rudita). Al microscopio se observan pequeños fragmentos de moluscos, rudistas, equinodermos, orbitolinas, algas, corales y crinoides.

Aparte de este término, hemos diferenciado un pequeño cuerpo lenticular de siderita (31) en la terminación occidental de las calizas, así como calizas margosas y margocalizas esquistosas (32), en el borde oriental.

Las dataciones realizadas a partir de las muestras del perfil de Zizurkil indican para estas calizas una edad Albiense inferior.

La potencia media de este término se cifra en unos 100 m.

A estos materiales se les atribuye un medio sedimentario de plataforma carbonatada, muy somera, y de alta energía.

Los mejores puntos de observación son:

- La pista que va a Casa Zaskarate
- La pista que va desde Zizurkil a Venta de Zárate

- La pista que va desde Aduna a Ipondota-Erreka
- La CN-I, entre los Kms. 452 y 453.

1.3.8. Supraurgoniano. "Flysch Negro" (33, 34, 35, 36, 37)

Aflora fundamentalmente al Norte de la alineación de calizas urgonianas Zárate-Buruntza ocupando aproximadamente el cuadrante NE de la hoja. Se han diferenciado cinco términos:

- Alternancia de areniscas silíceas y lutitas negras (33). Suponen un dominio claro de las areniscas. Estas generalmente son silíceas, aunque también encontramos litarenitas y litarenitas arcósicas, con un 50-65% de cuarzo.
- Calizas bioclásticas (calcarenitas y calcirruditas) grises (34). Únicamente afloran en el extremo NE del cuadrante y se pueden observar a la altura del km. 453,500 de la CN-I. Encontramos también calizas margosas pasadas de brechas. La posición y forma de este afloramiento ofrece algunas dudas, ya que se puede tratar tanto de una intercalación en la serie como de un gran bloque deslizado (oliston). Se ha optado por la primera interpretación, no obstante, los contactos no presentan buenos afloramientos, por lo que resulta difícil definirse. Otra interpretación plausible es que se trate de un repliegue de las calizas urgonianas del monte Buruntza.
- Areniscas silíceas estratificadas (35). Estos niveles areniscos alternan con pasadas escasas de lutitas negras y se encuentran agrupados en "paquetes" de 10-20 m de potencia.

Generalmente son areniscas silíceas de tonos claros, estratificadas. Están muy bien representadas en el extremo NE del cuadrante y disminuyen de potencia hacia el Oeste. Son fácilmente observables en el corte de la CN-I a la altura del Km. 454. En algunos casos, sobre todo a techo, encontramos litarenitas y litarenitas arcósicas.

- Alternancia de lutitas negras y areniscas (36). Constituyen la litología más abundante. Se trata de limolitas negras, micáceas, masivas, que alternan con pasadas escasas de areniscas (10-30%); son típicos los niveles de nódulos de siderita paralelos a la So, así como la disyunción en "capas de cebolla".
- Microconglomerados y conglomerados poligénicos (37). Afloran fundamentalmente a techo del Supraurgoniano y forman en este cuadrante las faldas meridionales del monte Andatza-Irisasi, en el borde norte de la hoja. Se trata de conglomerados heterométricos (cantos entre 1 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 y cineritas alteradas. Presentan una estratificación bastante grosera y son frecuentes las morfologías de canal. Estos conglomerados aparecen como cuerpos de carácter lenticular. La potencia, muy variable, oscila entre unos pocos metros y 150 m como máximo. Los mejores puntos de observación se encuentran en la pista forestal que se toma en S. Esteban, pasa por el apeadero de Aguinaga y rodea completamente el monte Andatza-Irisasi. *Otros aflora-

mientos se encuentran en las pistas forestales que hay al Este de la granja Loatzo, y en la pista que sube a la borda de Estenaga.

A todo el conjunto se le atribuye una edad Albiense superior-Cenomaniense inferior.

La potencia total del Supraurgoniano se estima en unos 1200 m.

Los afloramientos aparte de los de la CN-I, la carretera Asteasu-Aya, y algunas pistas forestales, son escasos y con una mala accesibilidad.

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 canalizadas (conglomerados del monte Andatza).

1.3.9. Flysch del Cretácico superior (38, 39, 40, 41)

Aflora ampliamente en el cuadrante, fundamentalmente en el sector noroccidental y en el sinclinal de Goiburu. Se pueden diferenciar dos grandes conjuntos. Uno inferior (Flysch calcáreo) y uno superior (Flysch detrítico-calcáreo).

Flysch calcáreo. La litología dominante consiste en margas y margocalizas gris oscuro a negras, esquistas (38) que se sitúan inmediatamente a techo, y de forma brusca, de los materiales detríticos del Supraurgoniano. Es frecuente la presencia de piritita diseminada. A techo intercala gradualmente algunos bancos de calizas arenosas. En ocasiones encontramos bancos

de calizas micríticas negras. Cuando estos tienen cierta continuidad, los hemos diferenciado (39). Petrográficamente son biomicritas y biomicritas arcillosas con abundante microfauna (a menudo arrastrada), que data el Cenomaniense-Santonense. La potencia media es de unos 250 m. Se pueden observar en numerosos puntos: en la carretera Aya-Alto de Orio; en las inmediaciones del sanatorio de Andazarrate; en la pista que va a Bulano-Mendi y a la Casa Zazkarate, en la carretera Aya-Orio y en las pistas que desde esta van hacia Churrugaña, borda de Estenaga y granja de Loatzo.

A techo de este tramo se sitúa un conjunto potente denominado Flysch detrítico-calcareo. Se trata de una alternancia flyschoides de calizas arenosas, margas y areniscas estratificadas en bancos centimétricos a decimétricos. Se han diferenciado dos términos dependiendo del dominio o no de las calizas arenosas sobre las margas (términos 40 y 41).

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 (deformaciones hidrolásticas en general), como son: laminaciones convolutas, estructuras "plato", diques y volcanes de arena, estructuras en forma de "llama", etc. Presentan una ichnofacies muy variada (*zoophycus*, *chondrites*, *granularia*, *helmintoides*, *thalassinoides*, etc...).

La edad de estos materiales, aunque no descartamos la existencia de hiatos importantes, se sitúa entre el Cenomaniense medio-superior para las margas de muro, y el Maastrichtense para el techo, que no aflora en este cuadrante.

La potencia en conjunto es muy difícil de estimar, puesto que la serie está muy

replegada. En la vecina hoja de Zarautz la potencia estimada es de unos 1500-1600 m.

Desde el punto de vista de facies sedimentaria, representan turbiditas distales (secuencias de Bouma $T_{c,d,e}$ generalmente), y constituyen depósitos de orla de lóbulo y de llanura submarina. Las paleocorrientes medidas se agrupan alrededor de N 250 y N 270° E, mostrando muy poca dispersión.

Los mejores puntos de observación se encuentran en:

- La carretera Aya-alto de Orio
- La carretera Aya-Orio (por el barrio de S. Pedro).
- La carretera de Aya-alto de Andazarrate
- La carretera que sube desde Andoain a Goiburu.

1.4. UNIDAD III-OIZ. SECTOR ZESTOA

Aflora extensamente en el sector occidental del cuadrante, constituyendo una unidad alóctona que cabalga sobre los materiales de la Unidad de San Sebastián. El desplazamiento hacia el Norte de esta unidad (que llega a ser de, al menos, 7,5 km) disminuye hacia el SE de manera que al Sur de Alkiza las calizas y dolomías de Lías inferior se apoyan directamente sobre las ofitas del Trías, exhibiendo un desplazamiento casi nulo.

Esta unidad incluye materiales cuyas edades están comprendidas entre el Lías inferior y el Albiense superior.

1.4.1. Infralías - Lías calizo - dolomítico (42, 43, 44)

Aflora de manera discontinua, y suele

constituir la base de la unidad. Se apoya sobre términos muy diferentes (desde el Keuper hasta el Cretácico superior). Hemos diferenciado tres términos cartográficos:

- Dolomías blancas y grises laminadas (42). De potencia y extensión muy variable, presentan cambios laterales rápidos a facies de calizas. Se trata de las típicas dolomías "rubanéas", con una laminación milimétrica de carácter algal. En la cartografía se han diferenciado siempre que presenten una potencia superior a los 5 m. La potencia máxima medida es de unos 18 m. El mejor corte para observarlas se encuentra en la pista que conduce a casa Semeola, en la vertiente SW del monte Pagoeta.
- Carniolas. Brechas intraformacionales (43). Se trata fundamentalmente de carniolas pulverulentas de tonos grises y rosados, con huecos centimétricos amigdaloides (yeso disuelto); brechas calcáreas y brechas intraformacionales, con fragmentos de forma irregular de arcillas verdosas. Este tramo está especialmente bien representado en la carretera de Andazarrate a la ermita de S. Juan, en numerosos cortes cercanos a Asteasu y en la subida a Casa Semeola.
- Calizas, calizas dolomíticas y pasadas de carniolas (44). Se trata de un término mixto, constituido por calizas gris oscuro, algo dolomíticas, calizas margosas y finas pasadas tanto de carniolas como de dolomías laminadas.

1.4.2. Lías margoso (45, 46, 47)

Está bien representado en la unidad y consiste en la típica facies de margas gris

azulado que alternan con bancos decimétricos de calizas margosas, calizas limosas grises y margocalizas (45). Estos materiales frecuentemente se encuentran alterados, presentando entonces un aspecto arcilloso con tonalidades pardo-amarillentas e incluso rojizas. En los bancos duros son frecuentes los ammonites, belemnites y pectínidos. En ocasiones dominan los términos calizos y margocalizos sobre las margas (46), dando pequeños relieves.

A techo de estos términos se ha cartografiado un paquete casi continuo de calizas margosas y calizas bioclásticas estratificadas (47), con nódulos de sílex, que debe corresponder al techo del Lías e incluso al Dogger.

Los niveles más calcáreos se pueden clasificar como micritas arcillosas y biomicritas bioclásticas con restos de belemnites.

Estos términos suelen presentar abundante macro y microfauna, que indica una edad Sinemuriense-Toarciense superior. La barrera de techo puede llegar al Dogger.

Estos materiales fueron depositados probablemente en un medio de plataforma marina, abierta, y de escasa energía.

Los mejores puntos de observación se encuentran en:

- La subida desde Aya al monte Pagoeta
- La subida a Casa Semeola
- La carretera alto de Andazarrate-ermita de S. Juan
- La carretera Asteasu-Larraul

1.4.3. Dogger-Malm (48, 49, 50)

En esta unidad no hemos podido dife-

renciar de manera clara los términos litológicos del Dogger de los del Malm, como sucedía en la Unidad de San Sebastian, concretamente en el Alto de Larre. De manera que, bajo esta denominación hemos incluido las siguientes litologías:

- Calizas bioclásticas estratificadas y calizas con sílex (48). Únicamente se han podido diferenciar en el sector SE de la unidad, al Norte de Hernio-txiki. Son muy frecuentes los fragmentos de crinoides ("encrinitas").
- Areniscas micáceas rojizas, estratificadas (49). Únicamente se han cartografiado en las cercanías de la ermita de S. Juan, al Sur del alto de Andazarrate.
- Calizas micríticas grises (50). Constituye el término más alto del Jurásico y únicamente se ha podido diferenciar en el extremo SW del cuadrante, entre los montes Hernio y Gazume. Presentan numerosos fragmentos de crinoides y belemnites.

Llegado a este punto hay que hacer un pequeño inciso. Como se puede observar en la leyenda y en la cartografía, el término nº 45 figura tanto en la base como en el techo del Jurásico. Este hecho que puede llamar la atención desde un punto de vista estratigráfico, es el reflejo del carácter litológico de la cartografía. La litología es la misma (o muy similar) para ambas edades, de manera que cuando no existen niveles guía (barras calcáreas continuas), resulta imposible su diferenciación cartográfica en el campo. No obstante, el rango de edad queda expresado en la leyenda.

La potencia estimada para toda la serie jurásica, aunque variable, es del orden de 700 m.

1.4.4. Jurásico terminal - Neocomiense + facies Weald (51, 52, 53)

Este tramo comienza con las denominadas "calizas de Sérpulas" (51), que en el sector del monte Pagoeta llegan a apoyarse sobre los materiales del Malm I. La potencia de estas calizas parece disminuir hacia el SE llegando a desaparecer casi totalmente. Donde estén bien representadas se encuentran:

- Calizas negras estratificadas en bancos de 20 cm-1 m, con abundantes serpúlidos. A veces laminaciones algales.
- Calizas sucias, de tonos rojo vino con pequeños lamelibranquios.
- En menor grado, calcarenitas y brechas de cantos planos.

En algunos puntos por encima de las calizas encontramos una serie detrítica, versicolor, con pasadas de arcillas carbonosas a la que atribuimos una cierta afinidad "wealdense".

Dentro de esta serie detrítica se han diferenciado dos términos litológicos: (52) y (53).

La potencia de las calizas de sérpulas, aunque variable, es del orden de los 80-90 m.

Esta serie está especialmente bien representada en el sector del monte Pagoeta, cerca del borde occidental del cuadrante.

1.4.5 Facies de implantación urgoniana (54, 55)

Bajo este término se incluyen los materiales que preceden a la instalación defi-

nitiva de las calizas en facies arrecifal y/o pararrecifal, y que se sitúan por encima de las calizas de sérpulas. Hasta el momento ha resultado imposible diferenciar cartográficamente el techo del Weald y el muro de las facies de implantación debido al carácter transicional y a la similitud de facies que presentan ambos términos. Esto viene a significar que, en cuanto a edad y facies, el muro de este término puede tener afinidad wealdense.

La litología dominante (54) está constituida por margas arenosas y limolitas calcáreas grises, micáceas. En ocasiones se intercalan pequeños niveles discontinuos de calizas (55), más abundantes a techo. La facies de estos pequeños "lentejones" cambia de muro a techo. Mientras que los de muro son similares en facies a las calizas de sérpulas, los de techo son más afines en las facies a las calizas urgonianas a las que preceden.

La potencia de este término se cifra en unos 100-200 m.

Desde el punto de vista sedimentario indican un cambio de polaridad en la serie, y marcan el comienzo de la transgresión generalizada del Aptiense.

1.4.6. Urganiano (56, 57, 58, 59)

Está muy bien representado en la hoja, constituyendo los relieves más elevados del cuadrante: montes Pagoeta, Hernio y Gazume. Se trata de un potente conjunto de facies esencialmente carbonatada, en el que hemos diferenciado los siguientes términos:

- Calizas estratificadas (56). Se trata de calizas micríticas y bioclásticas grises, con fragmentos de rudistas y corales. Presentan una estratificación

en bancos métricos y decamétricos muy visibles en fotografía aérea.

- Calizas micríticas con rudistas y corales. Calizas bioclásticas (57). En términos de litología son las mismas que las anteriormente descritas. Ahora bien, la estratificación es grosera a difusa, no observándose claramente ni en el campo ni en fotografía aérea.
- Lutitas y pasadas de areniscas (58). Se trata de intercalaciones métricas-decamétricas, que únicamente tienen cierta continuidad en las laderas del monte Gazume.
- Calizas margosas, calizas arenosas y margas (59). Este término, que aparece como cambio lateral de las calizas, supone una cierta contaminación terrígena en la serie. Se trata de una alternancia decimétrica de calizas margosas grises, de aspecto noduloso, calizas arenosas y margas gris oscuro, micáceas.

La potencia media del conjunto se estima en unos 500 m. La parte alta del paquete carbonatado presenta asociaciones referibles al tránsito Aptiense-Albiense.

1.4.7 Supraurgoniano (60, 61)

Aflora únicamente en el núcleo de los sinclinales volcados de los montes Gazume y Hernio. Hemos diferenciado dos términos litológicos:

- Alternancia de areniscas y lutitas (60). Suponen un dominio claro de las areniscas, que son generalmente silíceas, aunque también encontramos litarenitas y litarenitas arcósicas. Alternan con lutitas micáceas negras en las que es frecuente la presencia

de pirita diseminada.

Los términos arenosos los encontramos tanto a muro como a techo de la serie. Cuando estas areniscas se apoyan directamente sobre las calizas urgonianas, el contacto es muy irregular y con un carácter probablemente erosivo.

- Alternancia de lutitas negras y areniscas (61). Suponen un dominio neto de las lutitas. Se trata generalmente de limolitas negras, micáceas, con pirita. A veces tienen un carácter masivo y en otras ocasiones presentan un aspecto pizarroso, con una laminación muy fina. Las intercalaciones areniscosas no superan el 20-30%.

El techo de la serie no llega a aflorar, por lo que sólo podemos medir una potencia parcial, cercana a los 800 m.

La edad de los materiales aflorantes es Albiense superior.

1.5. CUATERNARIO (62, 63, 64)

De escasa representación e importancia en este cuadrante. Se han diferenciado, por un lado, los depósitos fluviales más importantes (río Oria) (62) y, por otro, los depósitos coluviales más potentes (63). Cuando estos últimos tienen menor entidad, aún dificultando notablemente la observación de los materiales infrayacentes, les hemos señalado con una trama (64) superpuesta a la interpretación cartográfica.

2.- SEDIMENTOLOGIA

En este cuadrante afloran materiales cuyas edades están comprendidas entre el Triásico y Cretácico superior (excluimos a propósito los pequeños afloramientos paleozoicos y Cuaternario). El Objetivo de este capítulo va a ser reconstruir la historia y medio sedimentario de este sector para el citado intervalo de tiempo ciñéndose, en la medida de lo posible, al entorno más cercano.

2.1. TRIASICO

Sobre los materiales paleozoicos (prácticamente sin representación en el cuadrante), reposan en clara discordancia las series detríticas del Buntsandstein que suelen comenzar con un conglomerado basal. De las observaciones realizadas se deduce para estos materiales un medio sedimentario de transición marino-continental, con desarrollo de abanicos aluviales costeros y, en ocasiones, cierta influencia fluvial. Estudios sedimentológicos de detalle en materiales similares a estos se pueden encontrar en ROBLES et al. 1987 y LUCAS 1987.

Por encima de los materiales del Bunt, más distales cuanto mas a techo, se depositan las arcillas del Keuper, a las que tradicionalmente se les atribuye un medio sedi-

mentario típico de mares epicontinentales (formados en una etapa de distensión generalizada), con frecuentes litorales y un clima global bastante árido, que permitió la formación de evaporitas. Hasta el final de este episodio debieron permanecer abiertas numerosas fracturas en el fondo marino, con emisiones de material volcánico y subvolcánico. A este respecto hay que señalar aquí como novedad la aparición de un delgado nivel de rocas volcanoclásticas (nº 12), que hacen pensar en que parte del material ígneo llegó a alcanzar el fondo marino, redepositándose posteriormente.

A techo de este episodio epicontinental, somero, una transgresión generalizada trae como consecuencia el inicio de una sedimentación claramente marina, que describiremos a continuación bajo el epígrafe de "Jurásico".

2.2. JURASICO

Está bien representado en el cuadrante y bajo este epígrafe se va a incluir únicamente al "JURASICO MARINO". El tránsito Jurásico-Cretácico, de tendencia regresiva y de evolución algo más compleja se tratará en otro apartado. Para el estudio de la evolución lateral de las series jurásicas, se ha dividido (de acuerdo con las ideas de

SOLER y JOSE, 1972) en cinco términos con un significado litológico y de facies sedimentaria. Estos son de muro a techo:

- INFRALIAS-LIAS CALIZO DOLOMITICO. Cuyo depósito corresponde a un medio inter-supramareal (carniolas generadas por disolución de evaporitas, laminaciones algales frecuentes, lechos de tormenta, brechas de cantos planos, etc...). Son frecuentes las secuencias de somerización.
- LIAS MARGOSO. Netamente transgresivo con respecto al anterior, depositado en condiciones de plataforma marina abierta (ammonites, belemnites y escasa fauna bentónica).
- DOGGER. Corresponde al primer episodio de somerización en el Jurásico. De hecho, hacia el final de este término se ha encontrado un "horizonte" con oolitos y corales (fauna recifal en general).

Es aquí durante el Dogger, cuando se rompe la monotonía y se encuentran las primeras variaciones laterales importantes, de modo que en la orla del paleomacizo de Cinco Villas (paleoalto estructural) los niveles generalmente calizos y someros del Dogger, dan paso a una serie detrítica, con areniscas e incluso conglomerados silíceos. Estas series detríticas alcanzan su máximo desarrollo en el cuadrante de Andoain.

- MALM-I. Regresivo con respecto al anterior. Algunos autores sitúan una importante ruptura sedimentaria entre estos dos términos. Corresponde a ambientes someros, euxínicos, con bastante influencia detrítica.

- MALM-II. Corresponde al techo del ciclo del Jurásico, con facies bioclásticas y oolíticas de alta energía ("en-crinitas"), encontrándose facies arrecifales y pararrecifales.

En resumen, el Jurásico inferior y medio (términos 1 y 2) se caracteriza por una escasa o nula actividad orogénica y débil subsidencia, desarrollándose amplias plataformas con facies muy homogéneas. A partir del Dogger comienza un megarritmo regresivo que culminará al final del Jurásico con la emersión en sectores durante el Kimmeridgiense. Los últimos términos marinos considerados son los del Malm II.

Estos términos descritos se han diferenciado, dentro de lo posible, en la cartografía, con objeto de poder ver de manera clara su evolución lateral. Esto junto con la correlación de las series levantadas (figura 1) han sido los "instrumentos" utilizados para la interpretación de la cuenca sedimentaria durante el Jurásico.

Como ya se ha indicado, a partir de Dogger se inicia un megarritmo regresivo. Es en esta época cuando se configura un dispositivo paleogeográfico estructurado en altos fondos y cubetas, controlado por accidentes de zócalo. La cubetas, más o menos interconectadas, contienen las series más completas y no aparecen interrupciones en la sedimentación. En los altos fondos o umbrales aparecen series más reducidas y superficiales de condensación.

Del esquema de correlación se deduce que la serie del alto de Larre, la más completa, corresponde a una zona de cubeta. Las otras dos corresponden a "umbrales" relativos.

Esta configuración paleogeográfica re-

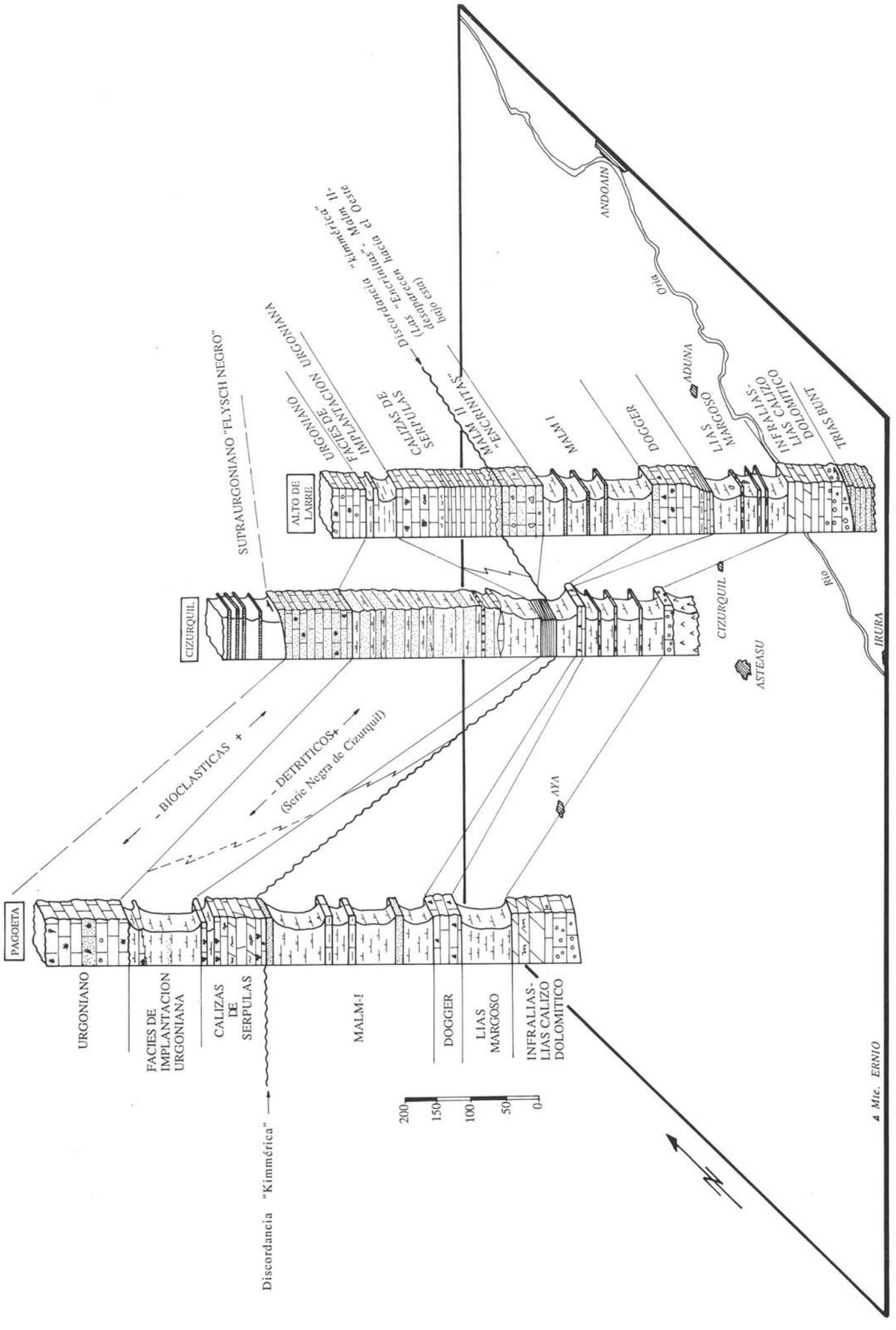


FIG.1.- ESQUEMA DE CORRELACION DE LAS SERIES DEL CUADRANTE DE VILLABONA

4 Mic. ERNIO

sulta difícil de comprender si no se integra en un esquema más amplio. Por este motivo se ha seleccionado una serie de esquemas tomados de SOLER y JOSE (1972) en los que se indica la situación de los perfiles levantados (figuras 2 y 3).

Entre la bibliografía existente al respecto cabe citar a: SOLER y JOSE (1972, a y b, 1977); RAMIREZ DEL POZO(1971); VILLALOBOS Y RAMIREZ DEL POZO (1971); DUVERNOIS, FLOQUET y HUMBEL (1972), FLOQUET y RAT (1975), FEUILLEE y FLOQUET (1979) y ZUAZO (1986).

2.3. JURASICO TERMINAL-NEOCOMIENSE + FACIES WEALD

Como ya se ha citado anteriormente, durante el Jurásico se pueden diferenciar dos grandes megarritmos, uno inferior transgresivo (hasta el Dogger) y otro superior de tendencia básicamente regresiva. Este megarritmo culmina con la emersión en sectores durante el Kimmeridgiense (movimientos de gran radio neo-kimméricos). A partir de este momento se suceden un grupo de facies mixto marino-costero, con frecuentes indentaciones. Las antiguas morfologías (cubetas y altos fondos) se acentúan durante este período, llegando a producirse emersiones en los umbrales más acentuados (figura 3).

Las facies de "calizas de sérpulas" son las de mayor extensión regional, apoyándose según los cortes sobre el Malm II (Alto de Larre), o sobre el Malm I, faltando las "encrinitas" del Malm II por barrido erosivo (Pagoeta).

En la serie del sector de Zizurkil las "calizas de sérpulas" están escasamente representadas y encontramos en su lugar una delgada serie detrítica versicolor con cierta afinidad continental ("wealdense").

Esta serie detrítica versicolor, que marca el final del ciclo regresivo se puede observar por encima de las "calizas de sérpulas" en numerosos puntos del sector occidental del cuadrante (términos litológicos 52 y 53).

En el sector del monte de Pagoeta las "calizas de sérpulas" están bien representadas y muestran asociaciones de facies inter-submareales (laminaciones algales/estromatolitos, lumaquelas de lamelibranquios/superficies de condensación-rubefacción, etc). Son frecuentes las secuencias de somerización de escalas decimétricas. En este sector el contacto con el Malm I es muy neto y viene marcado por un horizonte detrítico. Se interpreta como en contacto erosivo, faltando las "encrinitas" del Malm II (figura 1).

La disposición cartográfica actual se comprende ahora mejor a la vista del esquema de la figura 2. Esta disposición en altos y surcos condiciona el desarrollo de las series Jurásicas y la distribución areal de las "calizas de sérpulas". Estas casi no tienen o no tienen desarrollo alguno en el sector de Zizurkil (ver cartografía), mientras que aparece una delgada serie detrítica de afinidad continental. Esta serie en ocasiones ni siquiera se deposita, es decir, se encuentra un hiato que se entiende perfectamente según la figura.

Este esquema sedimentario, con una escasa y a veces nula velocidad de sedimentación (potencias máximas de 150 m) se mantiene durante el final del Jurásico y durante el Neocomiense. Al final de éste, culmina este megarritmo regresivo y comienza una transgresiva generalizada; pero esto es ya otra historia. No obstante se recuerda este esquema sedimentario de altos y surcos, porque va a condicionar la historia y medio sedimentario de los materiales suprayacentes, especialmente el Ur-

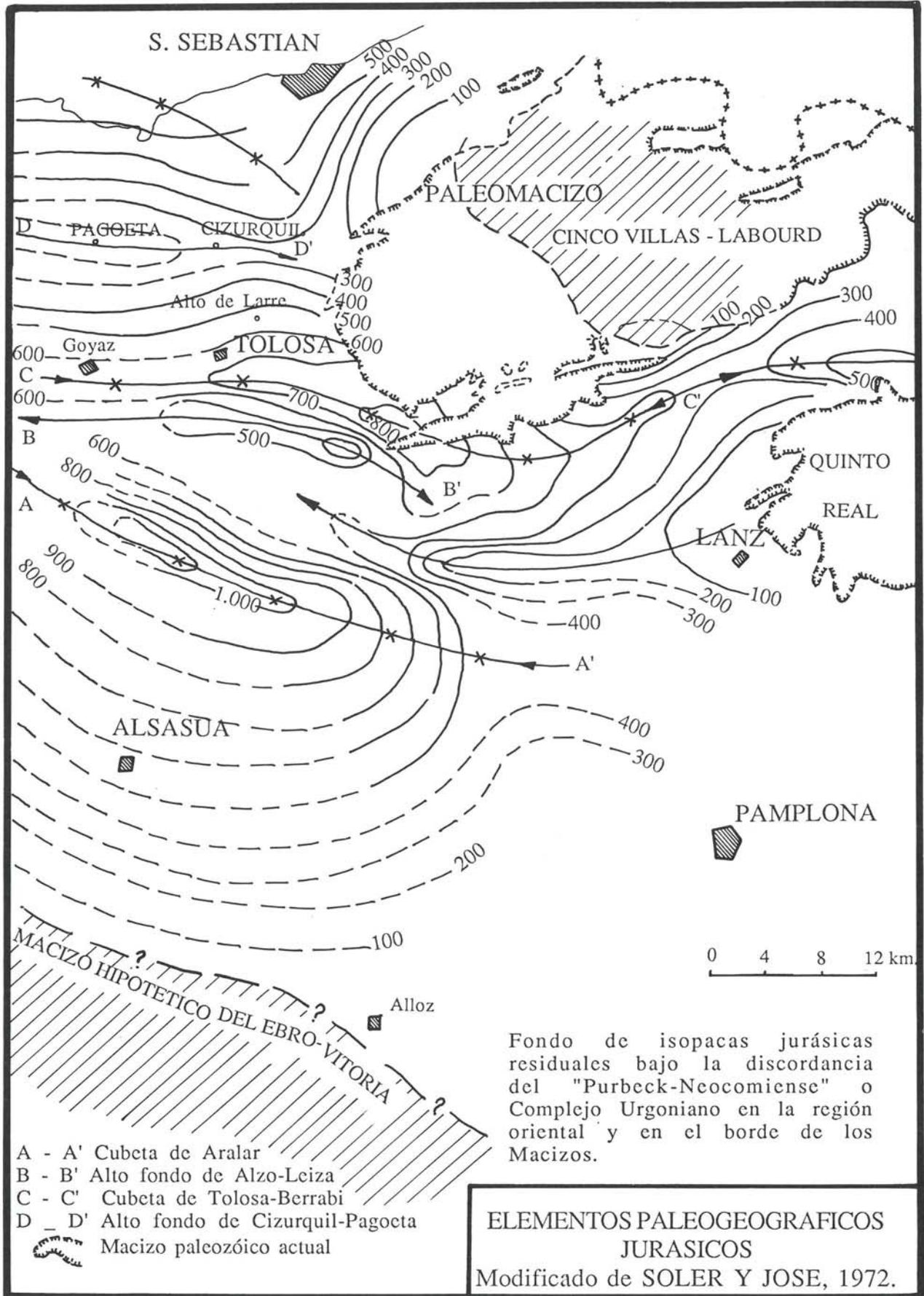


FIG. 2.-

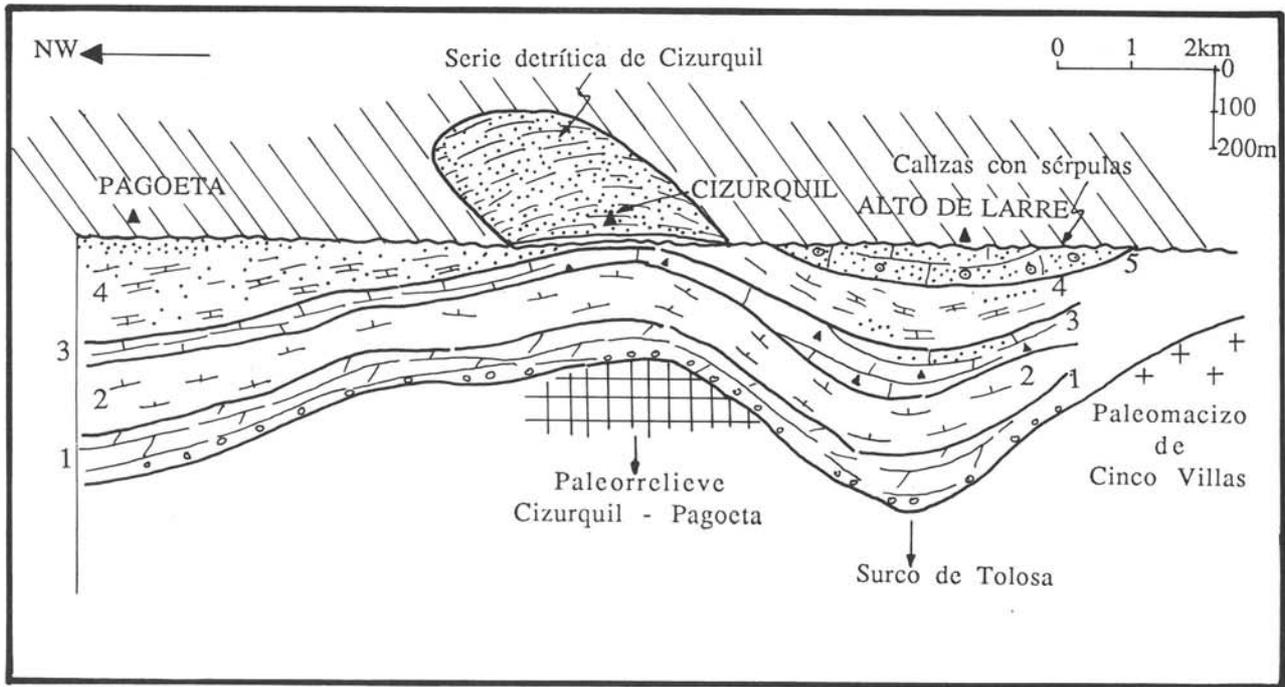


FIG.3.- ESQUEMA TECTO-SEDIMENTARIO DEL MOMENTO DEL DEPOSITO DE LAS CALIZAS CON SERPULAS POSTKIMMERICAS.

(Adaptado para el área de estudio a partir de un esquema de Soler y José, 1972).

- 1- Infralías - Lías calizo dolomítico
- 2- Lías margoso
- 3- Dogger
- 4- Malm I
- 5- Malm II "Encrinitas"

goniano.

2.4. URGONIANO

Bajo este epígrafe vamos a incluir al conjunto de materiales comprendidos entre los "regresivos" neocomienses (para no utilizar, a propósito, el término "Weald") y los materiales supraurgonianos. Incluye, por tanto, facies de carbonatos de plataforma, sus equivalentes laterales, y las facies terrígenas pre-carbonatos, que denominamos "facies de implantación urgoniana".

Con posterioridad al desarrollo de los materiales "regresivos" neocomienses se instala en el área un régimen sedimentario de condiciones progresivamente más marinas, de manera que se van configurando paulatinamente una serie de plataformas carbonatadas, pequeñas "cuencas" y bancos carbonatados de "off shore" controlados por una subsidencia diferencial que compartimenta la cuenca.

La reconstrucción paleogeográfica de este sector resulta interesante cuando se integran los datos de los cuadrantes situados al Oeste (Azkoitia y Zumaia, EVE, 1985).

Como dato previo, hay que hacer constar que la actual interpretación estructural del área nos obliga a admitir un desplazamiento de parte de los materiales (Sector Zestoa), hacia el Norte, de unos 8 km. El primer paso, en consecuencia, será hacer una reconstrucción de la posición original de estos materiales. Una vez hecho esto, se puede resumir lo siguiente (figura 5):

- 1.- Como ya hemos dicho, sobre los materiales neocomienses se instala en el área un régimen de condiciones progresivamente más marinas.

El mar "urgoniano" va paulatinamente ganando terreno a los macizos emergidos, situados al Este y al Sur-Este. El macizo de Cinco Villas se encontraba parcialmente emergido, generando gran cantidad de aportes detríticos (serie negra de Zizurkil), que disminuían de tamaño progresivamente hacia el Oeste. En estas zonas, muy someras, eran frecuentes las charcas costeras y los aportes de restos vegetales, que daban en conjunto algunos niveles carbonosos de escasa importancia. Hacia el Oeste, el sector de Cestona-Aizarna (actualmente unos 8 km al Norte) se encontraba globalmente sobre un bloque algo más elevado, alejado además de la contaminación terrígena del macizo lo que permitió el desarrollo "precoz" de facies carbonatadas (fig. 5). No obstante cualquier oscilación del nivel del mar generaba "charcas costeras" con desarrollo esporádico de vegetación en los bordes (un estudio detallado de las facies en este sector se puede encontrar en IGME, 1986). Como se puede observar en la figura, el eje deducido del umbral o alto relativo del zócalo, se corresponde en parte con el alto fondo Zizurkil Pagoeta (ver figura 2) es decir, se trata de una estructura preformada, limitada por accidentes de zócalo y con funcionamiento dilatado en el tiempo.

- 2.- La subida continua y paulatina del nivel del mar (subida relativa, claro) durante el Aptiense, trae como consecuencia que el mar urgoniano siga ganando terreno a los macizos emergidos situados al Este y al Sur-Este, "retrasando" cada vez

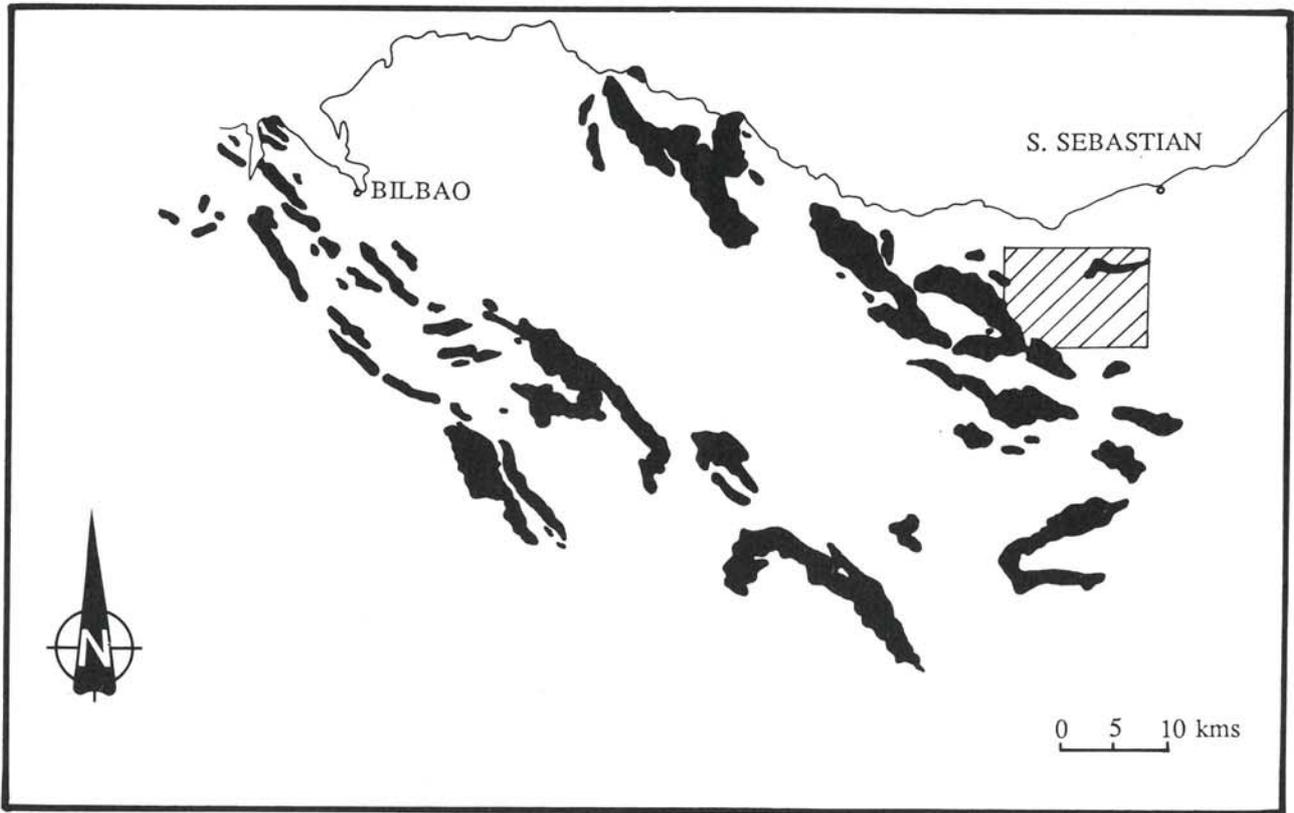
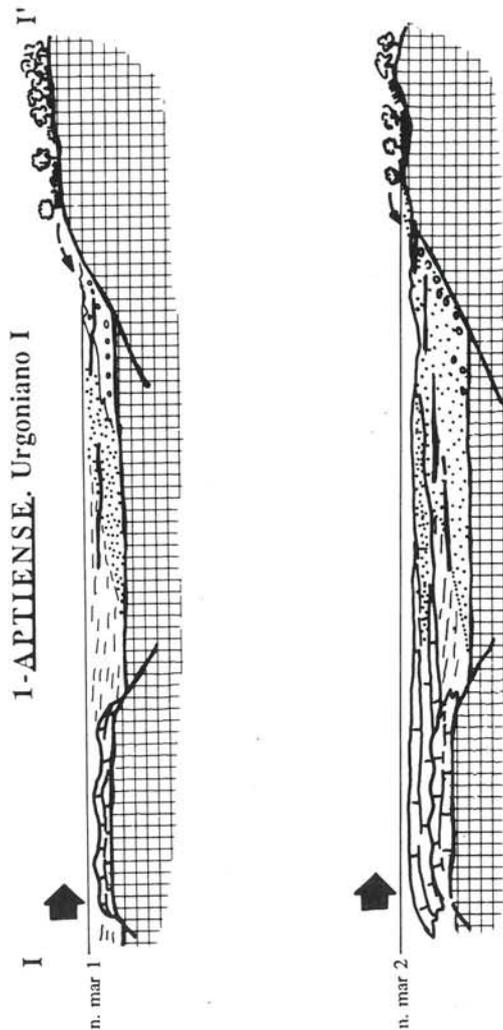
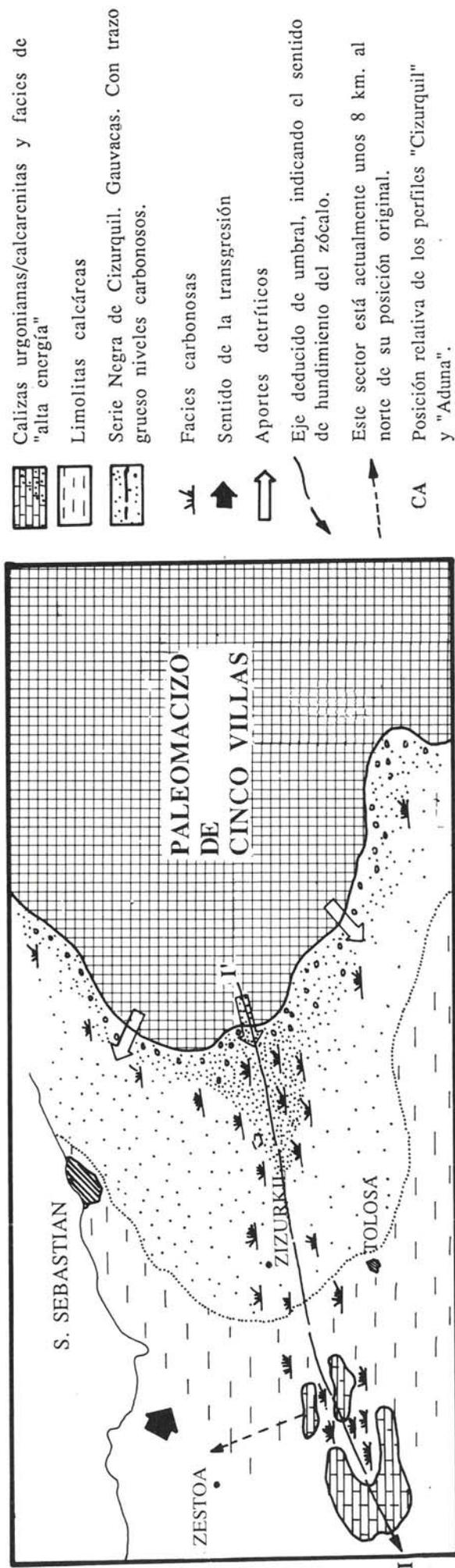


FIG. 4.- MAPA ESQUEMATICO DE AFLORAMIENTOS DE CALIZAS EN FACIES ARRECIFALES (URGONIANO).
En rayado oblcuo, área de estudio.



1- En el área se instala un régimen sedimentario de condiciones progresivamente más marinas. Hacia el Este, el macizo de Cinco Villas se encontraba emergido, generando gran cantidad de aportes detríticos, que disminuían hacia el Oeste, donde en las zonas más alejadas de la "Contaminación terrígena", aparecieron los primeros "parches" de carbonatos (actual sector de Cestona-Aizarna).

2- La subida paulatina del nivel del mar trae como consecuencia:
 * Un desarrollo generalizado de carbonatos de plataforma.
 * El solapamiento de las series detríticas infrayacentes.

2- ALBIENSE. URGONIANO II

FIGURA 5.

más los aportes detríticos procedentes de estos, permitiendo el desarrollo cada vez más generalizado de carbonatos de plataforma. Las facies de calizas son por lo tanto más modernas cuanto más hacia el Este y Sur-Este. Ya solo quedarán facies carbonosas en una estrecha franja paralela a la costa de los macizos emergidos. Como cabría esperar (ver figura 5 durante el Albiense inferior), las áreas más orientales de esta plataforma carbonatada mostrarán evidencias de una relativamente alta energía, como sucede con las calizas de la alineación Zárate-Buruntza.

En definitiva, y como resultado final de la transgresión generalizada durante el Aptiense y parte del Albiense, el área es ocupada por amplias y a veces potentes plataformas carbonatadas (calizas del monte Ernio, del monte Gazume, alineación Zárate-Buruntza), que solapan (onlap) las series generalmente detríticas infrayacentes. La sucesión que se encuentra actualmente en los perfiles de Zizurkil y Aduna (cuya posición relativa se ha indicado en la figura 5) es la consecuencia de este solapamiento.

2.5. SUPRAURGONIANO

Las características sedimentarias y paleogeográficas de los materiales del Albiense superior-Cenomaniense inferior de la Cuenca Cantábrica conocidos como complejo Supra-Urgoniano han sido objeto de estudio por parte de numerosos autores (RAMIREZ DEL POZO, 1971; AGUILAR TOMAS, 1971, 1975; FEUILLEE, 1971; FEUILLEE et al. 1983; PUJALTE et al. 1985, etc), los cuales coinciden en definir una serie de dominios paleogeográficos (ver figura 6) que de SW a NE son, aproximadamente: FLUVIAL (Arenas de Utrillas) DELTAICO y

MARINO SOMERO (Fm. Balmaseda y equivalentes) MARINO PROFUNDO (Fm. Durango y Fm. Deba). La denominada Fm. Oyarzun (principalmente fan-deltas) queda restringida únicamente a la periferia del macizo del Cinco Villas, que constituyó durante el Albiense un relieve emergido.

En el área incluida en el cuadrante de Villabona está representado únicamente uno de estos sistemas deposicionales: la Fm. Deba, que incluye los depósitos turbidíticos del denominado "Flysch Negro", con amplio desarrollo regional (además de la Cuenca Vasco-Cantábrica, está representado en los Pirineos Franceses y en la plataforma continental española).

Tras el depósito del último episodio urgoniano, tanto en facies de calizas como de lutitas adyacente, se produce una importante ruptura sedimentaria causada por una fase de actividad tectónica (fase austriaca) que rejuveneció los relieves del área fuente, provocando un masivo aporte de terrígenos que inhibió de manera brusca la sedimentación carbonatada. Esta en adelante sólo se volverá a manifestar de forma aislada y sólo cuando las características del medio lo permitan (en pequeños umbrales a "salvo" de la contaminación terrígena). La configuración paleogeográfica cambia radicalmente, localizándose de manera simultánea en el tiempo una serie de dominios paleogeográficos y sedimentarios, motivados tanto por la morfología previa dejada por las construcciones arrecifales (OLIVE et al. 1984), como por la acción de fallas de zócalo que controlaban la sedimentación. Estos "dominios" están esquematizados en la figura nº 6.

Como se deduce de la figura, las relaciones laterales entre la Fm. Durango y el Flysch Negro se desconocen, ya que existe una amplia zona sin afloramiento entre am-

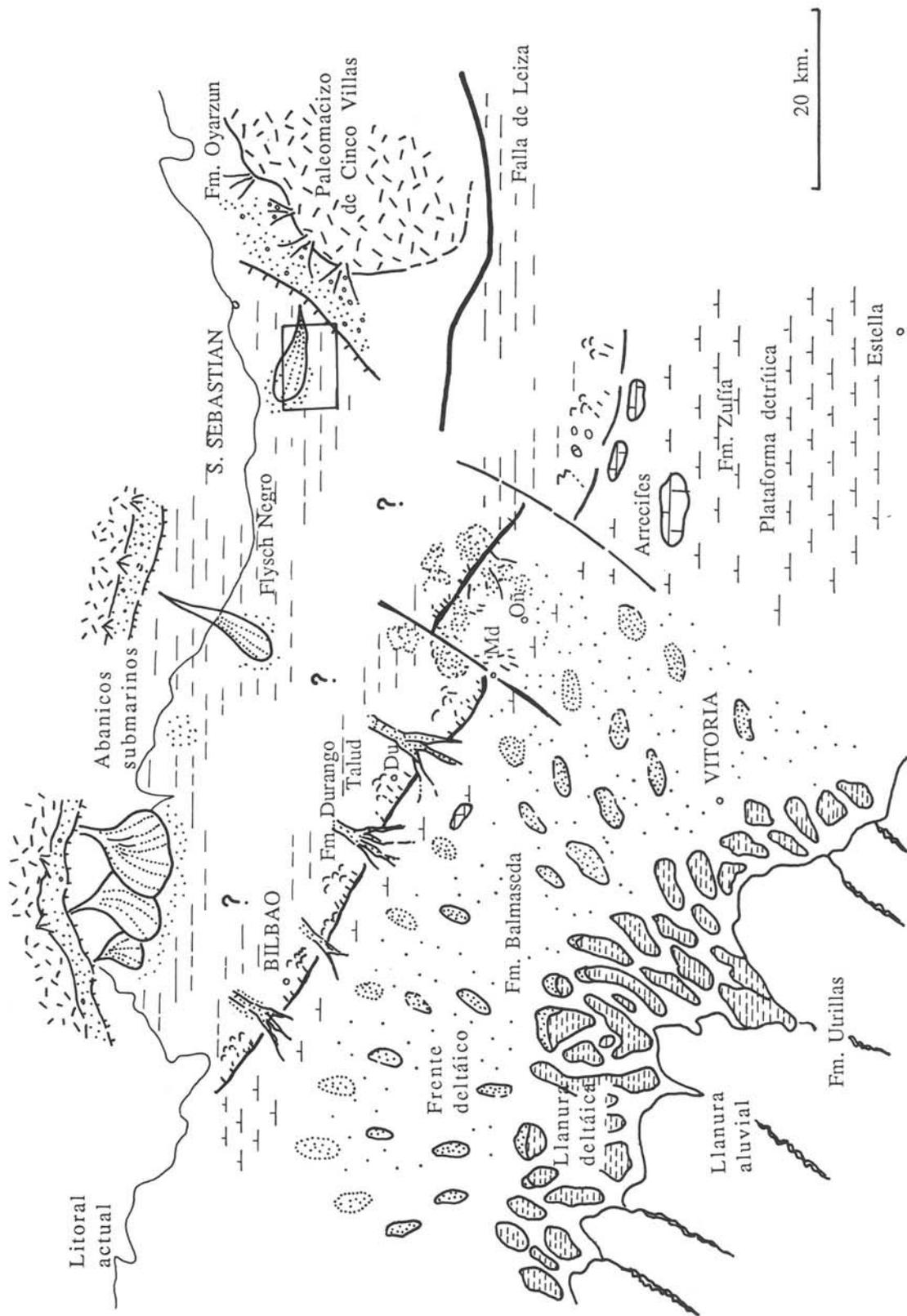


FIG. 6.- ESQUEMA PALEOGEOGRAFICO (MUY GENERALIZADO) PARA EL ALBIENSE SUPERIOR - CENOMANIENSE INFERIOR ("SUPRAURGONIANO"). EXPLICACION EN EL TEXTO. Según PUJALTE, 1985.

□ SITUACION CUADRANTE DE VILLABONA

bos conjuntos (zona del Sinclinorio de Bizkaia).

El área de estudio se localiza íntegramente en el cinturón de facies más septentrional, constituido por materiales turbidíticos en sentido amplio, con un carácter "profundo". Es la denominada Fm. Deba-Flysch Negro. Este dominio presenta una serie de características peculiares, ya que el análisis (secuencias y paleocorrientes) de las facies groseras del Flysch Negro indica sin lugar a dudas una activa y cercana fuente de aporte situada al N de la costa actual, por lo que esta formación no parte del cinturón de sistemas deposicionales meridional. Esta área fuente fué mencionada en primer lugar por VOORT (1984) quién lo denominó "macizo de Bizkaia". Este macizo paleozoico (emergido o no) pudo estar conectado, según algunos autores, con Cinco Villas. Fallas de zócalo muy activas debieron crear grandes escarpes en estos macizos por los que canalizaba material grosero procedente del desmantelamiento de los relieves. El material llegaba a la cuenca en forma de abanicos submarinos profundos de "baja eficacia de transporte" es decir, gran parte del material se quedaba (era retenido) en los propios canales. Estos materiales están actualmente representados cerca del litoral actual (Armintza, Saturrarán, monte Andatza-Irisasi). Dentro del área de estudio esta facies de abanicos submarinos profundos está representada por los conglomerados canalizados del monte Andatza-Irisasi (nº 7 en cartografía). Aunque no se han podido medir paleocorrientes, el eje de algunos canales indica una procedencia del Este o del Oeste. Parece, sin duda, más plausible un área fuente en el Este (Cinco Villas).

Como vemos en la figura 6, el Flysch Negro debió rellenar una fosa, o sistema de

fosas, alargada según las directrices actuales. Este sistema de fosas alargadas pudo tener su origen en la creación de cuencas tipo pull-apart ligadas a los grandes sistemas transformantes (desgarres sinestrales) que permitieron la apertura del Golfo de Bizkaia.

El análisis de las últimas etapas del Flysch Negro revela aspectos interesantes, puesto que existe un nivel de depósitos caóticos a escala regional (EVE, 1985, 1986, 1987, 1988). Bajo el término depósitos caóticos, con un sentido muy amplio, incluimos: megaturbiditas, flujos de derrubios, slumpings, olistolitos, etc... Estos depósitos caóticos no están presentes en escasos puntos, en los que dejan paso a los conglomerados del techo del Supraurgoniano, que representan abanicos submarinos profundos.

Esto nos lleva a pensar que todos los fenómenos que ocurren durante esta época responden a un mismo evento generalizado: una caída brusca del nivel del mar, acompañada de una inestabilidad tectónica. Esto provoca la caída a la cuenca de grandes cantidades de material ya depositado (brechas intraformacionales, olistolitos, slumpings, etc.). Este fenómeno se manifiesta de manera muy distinta cuando en las inmediaciones existen macizos paleozóicos. Esta caída brusca e inestabilidad del zócalo generan entonces una erosión de estos materiales, que llegan a la cuenca en forma de pequeños abanicos submarinos con escaso poder de transporte.

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

2.6. FLYSCH DEL CRETACICO SUPERIOR

Aquí se incluyen tanto al denominado Flysch calcáreo, que no tiene un carácter turbidítico, como a las series turbidíticas del Flysch detrítico calcáreo.

A grandes rasgos, se puede decir que en el área de estudio el intervalo Cenomaniense superior-Cenoniense se caracteriza por la acumulación de grandes cantidades de material turbidítico depositado en un surco subparalelo a las directrices actuales. El relleno de este surco seguramente tenía una procedencia denominante del Pirineo, como lo demuestra el patrón de paleocorrientes. No obstante, algunos aportes esporádicos pudieron proceder de plataformas meridionales.

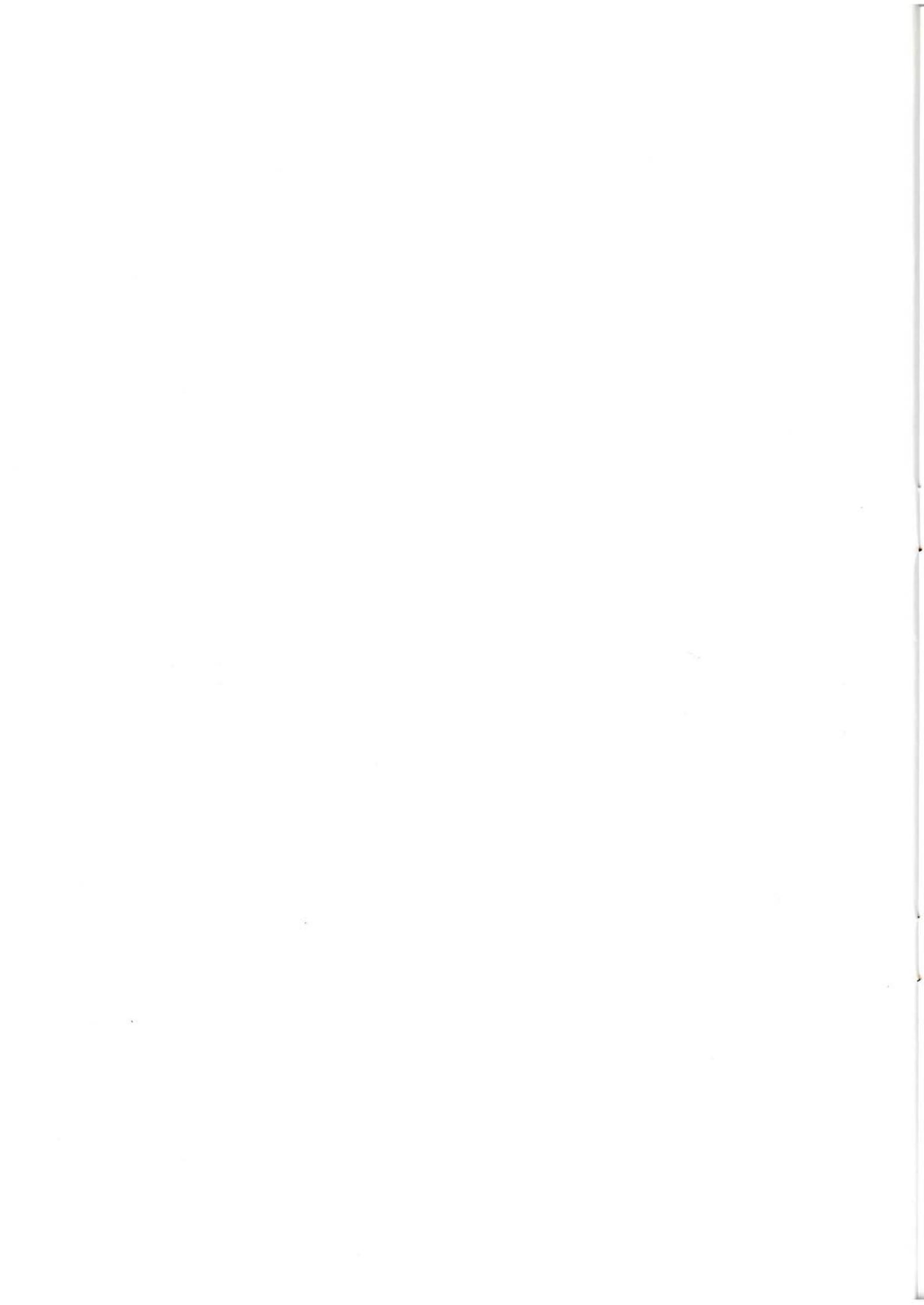
La potencia del conjunto disminuye de forma muy patente de Oeste a Este pasando de 1700 m en el cuadrante de Zarautz (EVE, 1987) a menos de 250 m en los cuadrantes de Irún e Irún-Ventas (EVE, 1988) es decir en unos 30 km de distancia. El sustrato del surco flysch es variable de forma que es más antiguo cuanto más al Este, llegando a apoyarse sobre el Paleozoico en las inmediaciones del macizo de de Cinco Villas (EVE, 1988).

La disposición de las paleocorrientes muestra muy poca dispersión, y se muestra en todo momento subparalela a las directrices del Arco Vasco, es decir N 250° E en la rama oriental y N 310° E en la occidental.

En el área del cuadrante las asociaciones de facies encontradas corresponden siempre a turbiditas distales (orla de lóbulo y llanura submarina).

Estos materiales turbidíticos constituyen el relleno de una amplia cuenca (se trata del típico Flysch Norpirenaico), en la que el tipo de depósito vino condicionado fundamentalmente por la posición relativa del nivel del mar en cada momento. A lo largo de su evolución las áreas de aporte no debieron variar de una forma sustancial (predominantemente áreas fuente plataformas pirenaicas y un sistema de plataforma-talud meridional).

Por otra parte, la cuenca de sedimentación del flysch del 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 éstas series monótonas puesto que definen isocronas. En los cuadrantes vecinos a este (ZARAUTZ, EVE 1987; S. SEBASTIAN, EVE 1988) se han localizado y cartografiado algunas de estas megaturbiditas (denominadas Megacapa 1, Megacapa 2, Megacapa 3), que se pueden seguir en el campo durante más de 10 km, y con potencias superiores en ocasiones a los 30 m. Estos importantes elementos de correlación ayudan de forma notable en la definición de la anatomía de la cuenca sedimentaria.



3.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Son complejos y variados los problemas estructurales que presenta el sector de la Cuenca Vasco-Cantábrica incluido en el cuadrante de Villabona. Hay que admitir en primer lugar que algunas de las fases de la Orogenia Alpina tuvieron una actuación muy temprana durante el tránsito Jurásico-Cretácico (fase neokimmérica) y durante el Albiense superior (fase austriaca). Estos movimientos condicionan únicamente el tipo y deposición de los sedimentos de la cuenca, generando hiatos locales, etc. Sin embargo, las directrices y la disposición actual de los materiales son el resultado de una o varias fases principales de plegamiento de edad terciaria (post-eocena).

Los autores que han tratado el problema concreto del Arco Vasco y de este sector de la cuenca son numerosos. Cabe citar principalmente a: FEUILLEE y RAT (1971), CAMPOS (1979), MARTINEZ TORRES et al. (1984), RIAZA (1984), etc. Debido a esto se hace hincapié únicamente en los hechos y datos que aporten realmente algo nuevo respecto a las interpretaciones existentes hasta el momento. No obstante se dedica una especial atención a dos elementos estructurales muy relevantes en este cuadrante: el ARCO VASCO y LA FALLA DE REGIL.

Una simple ojeada a la cartografía, a los cortes geológicos I a IV y a los cortes generales a, b y c (que incluyen el cuadrante de Zarautz, para una mejor comprensión) revela la existencia de una tectónica tangencial muy importante y, de al menos, dos fases de deformación (en algunos autores se puede tratar de una deformación monofásica progresiva).

La primera deformación origina grandes pliegues de superficie axial subhorizontal vergentes al Norte que, en ocasiones son isoclinales. Asociados a esta fase de plegamiento se originan, asimismo, fallas inversas y cabalgamientos también vergentes al Norte. El resultado de esta fase compresiva es el empilamiento de unidades alóctonas. Como ejemplo más claro se pueden citar los materiales del Sector de Cestonas que cabalgan a los de la unidad de San Sebastián. El desplazamiento relativo mínimo hacia el Norte es importante (al menos 7,5 km). Como se puede observar en el corte IV-IV' y su continuación en la hoja de Zarautz (corte general c), la estructura deducida para la Unidad de San Sebastián es la de un gran pliegue de superficie axial subhorizontal que implica a todos los materiales aflorantes (incluido probablemente el Tercio de la hoja de Zarautz). Esta estructura, de acusada vergencia Nor-

te, así como el resto de los datos, apunta hacia el carácter alóctono de esta unidad que se debe superponer a otra no aflorante. Es decir probablemente existirá un cabalgamiento "basal" cuya traza debe aflorar en el "off-shore" cantábrico.

Dentro del cuadrante aparece un desarrollo de esquistosidad de plano axial, congruente con las deformaciones de la fase principal. Esta esquistosidad, que se desarrolla preferentemente en los términos más finos de la serie (especialmente en el nº 38) presenta buzamientos muy bajos en las zonas de charnela (en ocasiones aparece horizontal, como se puede observar en la carretera de Orio a S. Pedro.

La deformación que provoca esta fase en las series es muy acusada. En el campo se suelen encontrar "bandas de cizalla" de varias decenas de metros, con una deformación importante (esquistosidad de flujo en los términos lutíticos y plegamiento por "buckling" en los niveles competentes) que coexisten en la vertical con zonas completamente "sanas" u ostensiblemente menos deformadas.

Como consecuencia de esta importante fase compresiva es más que probable que se produjera un despegue y migración de los materiales plásticos del Triás, originando estructuras diapíricas (asomos, intumescencias, extrusiones, etc).

Con posterioridad a esta fase de deformación principal se produce otra, que pliega todas las estructuras preexistentes. Es decir, se encuentran plegados de manera "solidaria" tanto las superficies de los cabalgamientos (ver cortes I-I' y II-II') como las superficies axiales de los grandes pliegues vergentes (ver corte IV-IV' y su continuación) en la hoja de Zarautz). Esta fase pliega de la misma manera la S_1 provocan-

do que, en algunos casos se encuentre la S_1 de la zona de charnela (originalmente subhorizontal) con buzamientos muy importantes. Este hecho se puede deducir perfectamente de las relaciones S_0/S_1 existentes en los materiales flyschoides del Cretácico superior en el corte de la carretera de Aya-S. Pedro. Los pliegues de esta fase son generalmente bastantes laxos y de la misma dirección que los de la 1ª fase.

Como ya se ha indicado anteriormente se puede constatar la existencia de al menos dos fases de deformación. Efectivamente, aparte de las ya indicadas, se puede deducir en la cartografía unas estructuras de interferencia, sin duda tardías. Esta última deformación, mucho menos importante, aunque no menos evidente, origina pliegues de interferencia cuyos ejes son, aproximadamente N 165° E (ver esquema estructural de la figura 7). Estos pliegues generan interesantes figuras de interferencia ("gancho" de calizas de Zárata y disposición en "caja de huevos" que presentan los pliegues del cuadrante NW de la hoja). Esta última fase resulta fundamental a la hora de deducir las relaciones cronológicas entre las dos ramas del Arco Vasco.

Con objeto de poder deducir la geometría exacta de los pliegues, así como las interferencias de éstos, hemos incluido en la cartografía algunas "líneas estructurales", especialmente en los sectores donde no hay niveles-guía. El objeto, además, es facilitar la lectura y comprensión del mapa. Estas líneas son interpretativas y no tienen significado litológico alguno.

A la vista de los datos resulta difícil dilucidar si se trata de tres fases de deformación perfectamente espaciadas en el tiempo, o si se trata de una única fase de deformación compresiva, que ha ido variando de orientación e intensidad a lo largo del

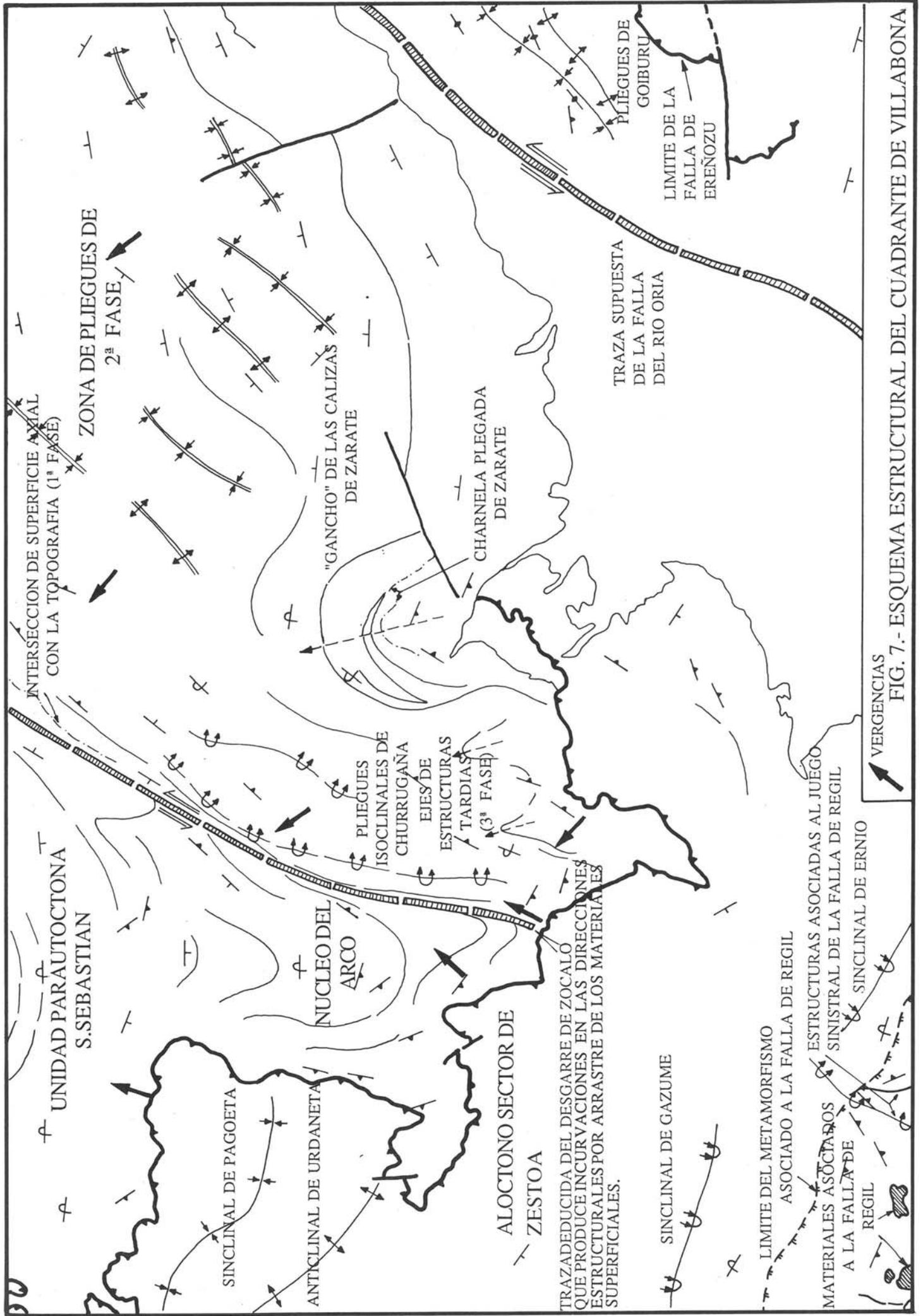


FIG. 7.- ESQUEMA ESTRUCTURAL DEL CUADRANTE DE VILLABONA

tiempo, de forma más o menos continua. En cualquier caso, la cronología relativa de éstas es, sin duda, la ya expuesta.

El resto de los accidentes que se observan en el cuadrante, corresponden a una etapa distensiva.

3.1. EL ARCO VASCO

El denominado ARCO PLEGADO VASCO (RAT, 1959) o sencillamente ARCO VASCO (FEUILLEE Y RAT, 1971) constituye una inflexión con la concavidad hacia el Norte que se refleja como una incurvación de las direcciones estructurales generales del área, pasando de la dirección regional N110-120°E a N60-70°E. Este es un hecho muy visible y espectacular dentro del cuadrante, por lo que hemos creído conveniente tratarlo aparte. Son muy numerosos los autores que han estudiado con mayor o menor detalle esta "estructura" de carácter regional. Como consecuencia se han emitido numerosas hipótesis de las cuales reseñamos las más importantes:

- Según RAT, 1959. En el sector se ponen de manifiesto dos fases de compresión. La primera origina las estructuras N 120° E. La segunda, casi perpendicular, origina el cabalgamiento hacia el NW del macizo de Cinco Villas y la torsión de las estructuras.
- MANGIN y RAT, 1961. Diferencian dentro del Arco tres grandes conjuntos morfoestructurales: la banda monoclinial costera; el arco anticlinal y el Sinclinorio de Bizkaia. Señalan como un límite estructural bien definido el límite occidental de los macizos paleozoicos vascos, que únicamente afloran en la rama oriental del Arco.
- FEUILLEE y RAT, 1971. Tratan con detalle este aspecto e indican que: "... en el Eoceno superior el Arco Vasco ya está plegado y sin duda desgarrado de su primitiva continuidad con la cadena pirenaica; al mismo tiempo, bajo los efectos de compresiones más intensas en su parte oriental, toma su curvatura".
- BOILLOT (en diversos trabajos desde 1977) es el primero en avanzar la hipótesis de una subducción de la placa europea+Golfo de Bizkaia bajo la placa ibérica. En consecuencia interpreta la estructura actual del Golfo de Bizkaia en relación a la subducción al comienzo del Terciario de la placa europea bajo la placa ibérica.
- CAMPOS, 1979, cuyos estudios de carácter tectónico-estructural son los más completos en el sector cita: "...A nuestro entender, se trata de dos direcciones tectónicas independientes, sin que exista un verdadero arqueamiento progresivo de unas a otras. Mientras que las estructuras NW-SE son coherentes con el acortamiento general de la Cuenca Vasco Cantábrica ... las estructuras N 60° E parecen guardar relación con accidentes del substrato de historia compleja y probablemente responsables del trazado paleogeográfico. La cronología relativa de estos dos sistemas de accidentes no es claramente deducible ... es muy posible que ambos sistemas de estructuras sean casi contemporáneos, representando el N 60 E una adaptación al borde del bloque paleozoico sobreelevado".
- MARTINEZ TORRES et al. 1984 suponen "... el arqueamiento de la

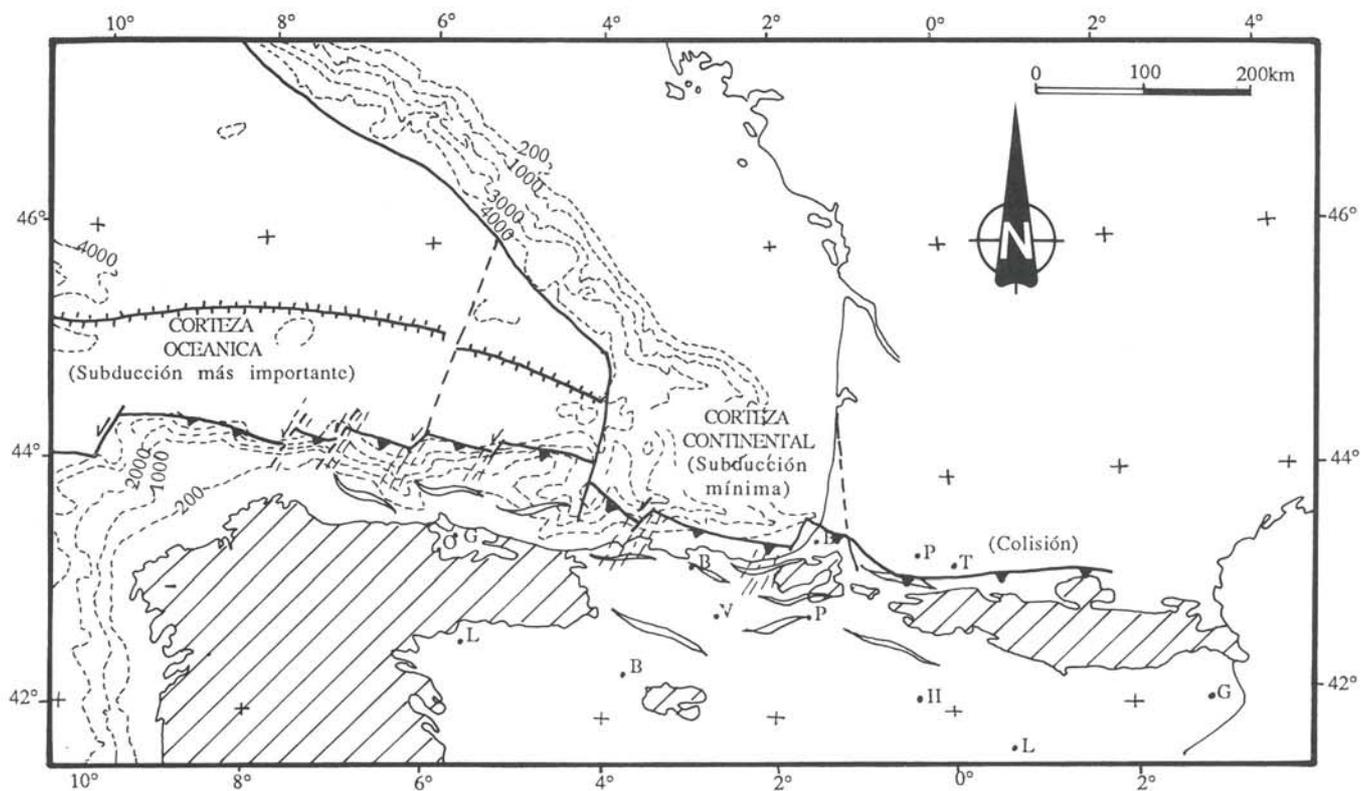


FIG.8 .- SITUACION ACTUAL DEL GOLFO DE BIZKAIA MOSTRANDO LAS AREAS DE SUBDUCCION Y LOS DESGARRES QUE AFECTAN A LOS BORDES DE LAS PLACAS (Según Riaza, 1984).

Cuenca Vasco-Cantábrica... como consecuencia de un choque diferencial de la placa ibérica contra la placa europea y contra la placa oceánica del Golfo de Bizkaia...“.

- RIAZA, 1984 indica que tanto el Arco Vasco como el Santanderino tienen una génesis común y resume lo siguiente:

“En el marco de la formación del Golfo de Bizkaia, la existencia de fallas de dirección aproximada N 20° E ha sido evidenciada desde hace tiempo. El papel que jugaron estas fallas durante la apertura, viene ligado al movimiento de traslación de la península con respecto a Europa, momento en que actúan como fallas normales. Durante la etapa de compresión y cierre parcial del Golfo de Bizkaia estas zonas de fractura se comportan como fallas de desgarre produciendo incurvaciones de las direcciones estructurales por arrastre de los sedimentos superficiales: Arco Santanderino y Arco Vasco“.

Esta variedad de hipótesis es el reflejo del grado de incertidumbre que existe con respecto a este tema. No obstante, la hipótesis que explica más satisfactoriamente los datos cartográficos es la de RIAZA, 1984. Vamos a apuntar una serie de hechos que la apoyan:

- 1.- La estructura deducida para este sector del Arco Vasco (cuadrantes de Villabona y Zarautz) y de la margen cantábrica está constituida por un empilamiento de escamas o unidades tectónicas superpuestas. Esto es coherente con la existencia de un margen plegado causado por la subducción de la placa europea bajo la ibérica.

- 2.- El ángulo que forman las directrices en este sector (núcleo del Arco) es mucho más acusado que la totalidad del Arco, tomado en su conjunto. Es decir, aparece un amortiguamiento de los arrastres hacia el Norte.

- 3.- Existe un arqueamiento progresivo de todos los elementos: estratificación y esquistosidad, así como de todas las estructuras lineales: ejes de pliegues e incluso paleocorrientes. Con objeto de poder visualizar este arqueamiento progresivo hemos señalado en la cartografía una serie de líneas estructurales. El trazado de estas líneas recuerda perfectamente los arrastres que puede producir un desgarre sinistral de dirección aproximada N 20° E.

Con estos datos hemos señalado en el esquema estructural de las figuras 7 y 10, la traza deducida de dos importantes desgarres del zócalo N 20-30, que afectan al borde de la placa cabalgante y que se prolongan hacia el Sur en los materiales más rígidos y profundos de la placa ibérica, produciendo un arrastre general en el caso de la más occidental (arrastre del núcleo del Arco) e incluso importantes salidas de material triásico como es el caso de la supuesta falla del río Oria, abundando en esto último, ya no parecen “casualidades geológicas” los afloramientos triásicos de S. Pedro e incluso el “diapiro de Zarautz”, que ocupan una posición “crítica” justo en la zona de inflexión del arco. Al menos su relación espacial con estos accidentes profundos parece quedar clara. Otros aspectos, sin embargo, resultan aún confusos: ¿por qué los materiales del Sector Zestoa (Pagoeta no están afectados de igual modo por el arqueamiento, sino que parecen solapar el Arco?. ¿Están las estructuras de in-

terferencia, marcadas en el esquema como 3ª fase, provocadas por efectos de compresión en el bloque oriental del accidente?. En fin, como se ve quedan aún muchas interrogantes por resolver en este sentido .

3.2. LA FALLA DE REGIL

Un comentario y estudio aparte requiere la denominada FALLA DE REGIL o ACCIDENTE DE ARZALLUS (EVE 1985), que aunque escasamente está representado en el extremo SW del cuadrante. Se trata de un accidente muy importante que llega a "sacar" bloques cartografiados (a veces de varios km) de Paleozoico e incluso rocas ígneas (granitos). En primer lugar se exponen una serie de hechos que sientan las bases para su estudio:

- 1.- Se trata de un accidente de trazado irregular y discontinuo, con una anchura que puede alcanzar varios centenares de metros.
- 2.- La cartografía muestra evidencias de funcionamiento como falla de desgarre sinistral (arrastres y pliegues). A pesar de esto, los afloramientos de rocas "exóticas" arrastradas no muestran la distribución elongada que cabría esperar en este tipo de accidentes; por el contrario, encontramos bloques más o menos equidimensionales.
- 3.- Las series muestran una deformación y un metamorfismo bien definidos en una banda de aproximadamente 1 km al Norte del accidente. Exclusivamente al Norte. Se trata de un metamorfismo de grado bajo. Los materiales situados al Sur del accidente están completamente "sanos".

4.- Hay evidencias de una actividad hidrotermal probablemente tardía.

5.- La disposición geométrica actual recuerda a una zona abierta en la que los materiales plásticos del Triás Keuper parecen rellenar los huecos.

6.- El accidente parece desaparecer hacia el Oeste, totalmente solapado por una unidad alóctona (ver figura nº 10). La banda de metamorfismo es, de la misma manera, cortada de forma brusca hacia el Oeste, por una unidad alóctona (ver figura 10).

7.- Esta "sutura" puede en cierto modo continuar activa, ya que en sus proximidades se localizan epicentros de pequeños seismos, el último del que tenemos datos registrados el 1 de abril de 1979, a una profundidad de 10 km.

8.- La historia de este accidente ha debido ser compleja y su funcionamiento habrá variado sin duda de régimen a lo largo del tiempo.

A partir de estos puntos se pueden establecer algunas hipótesis: sobre el funcionamiento de este accidente "antiguo":

- 1.- La edad y régimen del primer funcionamiento resultan difíciles de precisar, aunque se puede tratar de uno de los antiguos accidentes de desgarre profundos ligados a la "etapa transformante" de la apertura del Golfo de Bizkaia durante el Cretácico (RIAZA, 1984). El juego de estos accidentes era de tipo sinistral

2.- A favor de este accidente y a lo largo del tiempo debió existir un, más o menos importante, flujo térmico y una "zona" de metamorfismo, en principio SIMETRICA; a ambos lados de la fractura.

3.- Durante la etapa de cierre parcial del Golfo de Bizkaia (Eoceno) se produce una fase importante de deformación (compresiva), que provoca una acusada vergencia al Norte de las estructuras; un apilamiento de unidades y "salida" de material triásico a favor de las fracturas preexistentes. Estos sucesos provocan una serie de "efectos" en esta zona de fractura:

- Solapamiento -en parte- de la zona de fractura por una unidad alóctona procedente del Sur. Esto trae como consecuencia la geometría actual de la banda de metamorfismo y la desaparición hacia el Oeste de la zona de fractura (ver figura nº 10).

- "Inyección" a través de la zona de fractura de material triásico (arcillas, yesos, ofitas) acompañado en algunos casos de bloques "exóticos" del Paleozoico, Permotrias, Lías y granitoides.

4.- La actividad hidrotermal que se pone de manifiesto en algunos materiales ha podido ser más o menos continua en el tiempo.

5.- Hacia el Este parece incuestionable que la falla Nord-Pirenaica y parte de la falla de Leiza han jugado durante el Terciario como un desgarre sinistral (P. CHOUKROUNE, 1976). Esto, junto con los hechos obser-

vados, lleva a pensar que el último juego importante de este accidente ha debido ser también como desgarre sinistral.

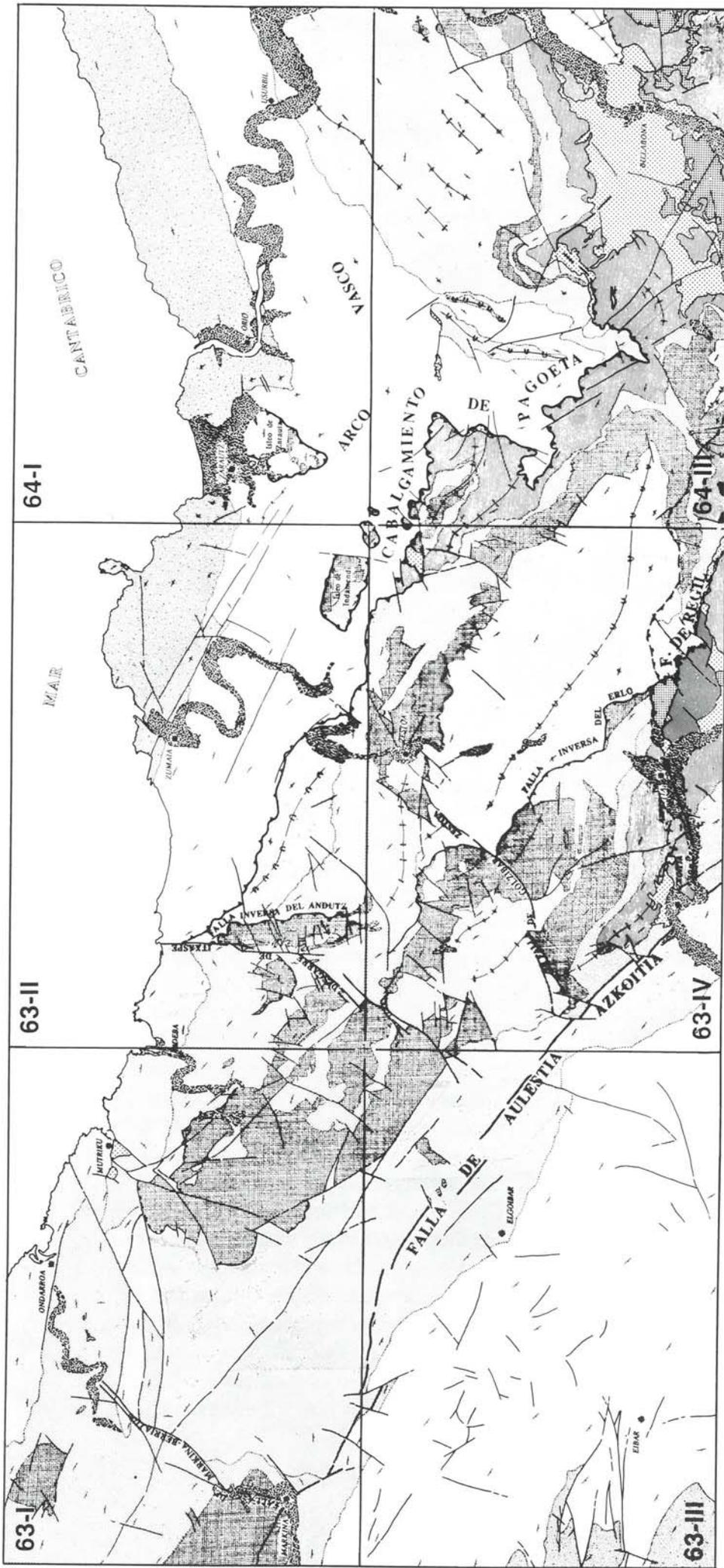
Por último queda aún otra cuestión: ¿qué ocurre con este accidente hacia el Oeste?. La figura nº 10 es muy gráfica a este respecto y de ella se desprenden tres soluciones:

1.- La falla tiene un relevo en "escalón" en la falla de Aulestia Azkoitia, a través de un accidente N 80 E situado bajo el Cuaternario.

2.- La falla continúa paralela al "corredor de esquistosidad" solapada por una unidad alóctona y, por lo tanto, oculta. La situación de los pequeños seismos avala en cierto modo esta hipótesis.

3.- La tercera solución es intermedia, es decir, el accidente se bifurca en dos ramas, una paralela al corredor de esquistosidad y la otra constituida por el relevo "en escalón", la falla de Aulestia-Azkoitia, que es continua hasta la ría de Guernica.

Por último, y a modo de conclusión, se puede afirmar que la comprensión de los complejos problemas estructurales que afectan a este sector de la Cuenca Cantábrica viene condicionada a la integración de todos los datos un contexto mucho más amplio en el tiempo y en el espacio. Por un lado, el proceso de apertura y cierre parcial del Golfo de Bizkaia y su relación con accidentes profundos (de zócalo); y por otro lado, la certeza de que este sector corresponde a un "margen plegado", situado en la zona de subducción -cuya importancia absoluta no discutimos aquí- de la placa europea bajo la placa ibérica.



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

- LINEAS CONVENCIONALES**
- CONTACTO NORMAL
 - CONTACTO DISCORDANTE
 - FALLA: CONTACTO MECANICO
 - FALLA INVERSA
 - CABALGAMIENTO
 - ANTICLINAL
 - SINCLINAL
 - ANTICLINAL VOLCADO
 - SINCLINAL VOLCADO

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

FIGURA 10.-

LEYENDA

4. PETROLOGIA

4.1. ROCAS BASICAS

Están muy bien representadas en el cuadrante y aparecen en dos contextos geológicos muy diferentes: en el Trías Keuper o ligadas a la falla de Régil.

Las primeras constituyen importantes masas de ofitas que se emplazan en las arcillas yesíferas del Keuper.

Petrográficamente se distinguen dos facies. La primera la constituye una roca compuesta casi exclusivamente por anfíbol verde-claro (ferroactinolita), epidota (pistacita) y opacos. Esta roca se interpreta como producto de un proceso hidrotermal. Dada la mineralogía habría que llamarla anfíbolita con epidota, aunque no en el sentido de anfíbolita metamórfica. La segunda facies, la más frecuente, la constituyen las ofitas "típicas". Son rocas de textura ofítica, con plagioclasa y clinopiroxenos como minerales principales y con sericita, epidota, anfíbol actinolítico, albita y clorita entre los minerales secundarios. Contienen rellenos granulares de epidota y más escasamente de cristales de albita maclada, claramente de origen hidrotermal.

Como se ha indicado, este tipo de rocas aparecen también ligadas a la falla

de Régil, en el extremo SW del cuadrante. Ahora bien, las peculiares características mineralógicas y texturales que presentamos han llevado a diferenciarlas en la cartografía como un término aparte (nº 2). En el campo aparecen como rocas esquistosas, de colores verdosos, que alternan con "bandas" en las que la textura original (microgranuda) se ha preservado mejor. Al microscopio se reconocen texturas lepidoblásticas (granolepidoblásticas).

Los minerales principales son: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, abundante clorita. Como accesorios se observa calcita, óxidos, epidota, esfena y opacos.

Aunque a veces es difícil reconocer la naturaleza original de la roca, parece probable que se trate de rocas básicas (ofitas) fracturadas y rellenadas por cuarzo y posterior o sincrónicamente deformadas (fracturadas) en condiciones metamórficas de grado bajo. De esta manera, parte de la clorita podría proceder de la transformación de ferromagnesianos originales.

En conjunto, la roca muestra una orientación marcada por la clorita y la disposición bandeada del cuarzo ganoblástico.

La alteración de estas rocas es claramente hidrotermal.

4.2. ROCAS ACIDAS. GRANITOIDES

Como ya se ha indicado en apartados precedentes afloran como bloques "exóticos" de tamaño decamétrico-hectométrico "sacados" a favor de un accidente importante. En el campo aparecen como rocas de colores claros, de aspecto granítico (cuarzo-feldespáticas, con micas), con tamaño de grano variable y generalmente deformadas.

Al microscopio se reconocen texturas protomiloníticas, granolepidoblásticas, gneísicas y porfiroclásticas en matriz milonítica.

Como minerales principales encontramos cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y mica blanca (moscovita). Entre los minerales secundarios los más frecuentes son: clorita, albita, sericita, hematites y óxidos. Entre los accesorios cabe citar: circón, esfena, piritita, rutilo y opacos.

Se trata en conjunto de rocas con una composición original granítica, afectadas por una deformación frágil en condiciones de baja temperatura. Esta deformación da lugar a una trituración de todos los constituyentes primarios de la roca (cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y opacos). El resto de los minerales (mica blanca, clorita, sericita, óxidos) están asociados a la etapa de deformación y se forman a partir de otros minerales (feldespatos y micas primarias).

Con posterioridad a esta etapa de deformación la roca ha sido afectada por una etapa de relleno hidrotermal con formación de venas en las que cristaliza principalmente albita.

La deformación no es uniforme, y se reconocen bandas muy trituradas junto a otras menos rotas y con escasa matriz.

Estas rocas se clasifican como: granitos protomiloníticos (gneisificados); ortogneises leucocráticos (metagranitos leucocráticos) y granitos miloníticos (ortogneises).

4.3. CONGLOMERADOS Y BRECHAS VOLCANICAS (ROCAS VOLCANOCLASTICAS)

En el apartado 1.2.2. hemos descrito las características de "visu" de los afloramientos de estos materiales (nº 12 en la cartografía).

Se trata de rocas brechoides formadas por fragmentos de rocas volcánicas afaníticas, material sedimentario y material ferruginoso.

Al microscopio se reconocen texturas clásticas (volcanoclásticas), brechoides y microlíticas.

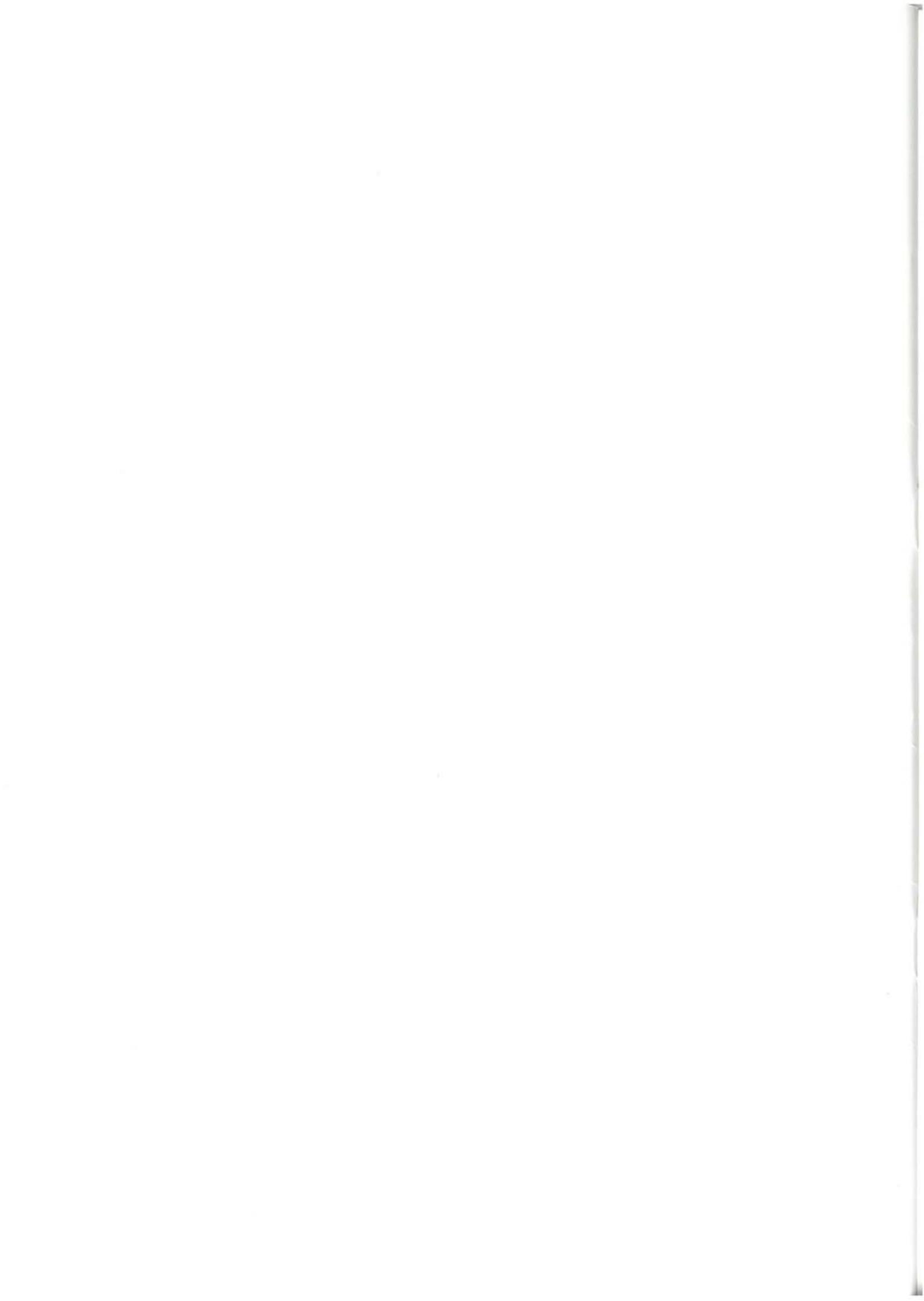
Entre los minerales principales podemos citar: plagioclasa, anfíbol fibroso, material vítreo, feldespato, clorita, sericita, óxidos y opacos. Como secundarios aparecen la calcita, la clorita y los óxidos de Fe. Los accesorios más frecuentes son los opacos y el apatito.

La roca, por su aspecto textural, parece ser el resultado de una brechificación in situ, ya que buena parte de los fragmentos forman un "puzzle" con posibilidades de encaje.

Estas brechas son de origen volcánico-clástico y según la clasificación de FISHER (1961), teniendo en cuenta el tamaño de los fragmentos, correspondería a un "conglo-

merado volcánico". Estas rocas se pueden clasificar asimismo como: conglomerados

poligénicos volcánicos y rocas "traquitoideas" brechificadas.



BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, M.J. (1965).- "Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica". *Dep. de Pub. del Instituto "Lucas Mallada"*. Vol. XXXI, nº1-2. Madrid 213 pp.
- AGUILAR TOMAS, M.J. (1971).- "Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica". *Est. Geol.* Vol. 27, pp. 325-334.
- AMIOT, M. (1983).- "Relations entre les trois domaines de sedimentation du Crétacé Supérieur". *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, T.9 (Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique. apto 4 d) pp. 169-176.
- 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.
- BOURROUILH, 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. Munitibe. Soc. Cienc. Aranzadi* nº 1-2 1979. pp.3-139.
- CIEPSA.- "Síntesis de la Cuenca Cantábrica". Inédita.
- CRIMES, T.P. (1973).- "From limestones to distal turbidites a facies 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, p. 1-15.
- DURAND-DELGA, M. (1982).- "Evolution recente des idées sur la structure Alpine des Pyrénées". Inéd.
- DUVERNOIS, C; FLOQUET, M; HUMBEL, B. (1982).- "La Sierra d'Aralar. Pyrénées Basques Espagnoles. Stratigraphie Structure". *Thésés Inst. Sc. de la Terre. Univ. Dijon*, pp. 1-292.
- E V E (1985).- "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 NW y SW) y Landaco (Cuadrantes NE y SE)". Inéd.
- — — — (1987).- "Investigación geológico-minera del área comprendida en las hojas a E/ 1:50.000 de Vergara (cuadrantes NW y SW) y San Sebas-

- tián (cuadrantes NW y SW)". Inéd.
- — — — (1986).- "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 SW), 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.I-1 a V.I-48.
- 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 comments". *Sed. Geology* V. 16, pp. 85-87.
- FEUILLEE, P; PASCAL. A. y RAT, P. (1983).- "Le système deltaïque de Valmaseda (Albien supérieur-Cénomanién inférieur)". En: *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, Tomo 9 "Vue sur le Crétacé basco cantabrique et nord-ibérique" pp. 117-122. En apto. 4: Le Crétacé Supérieur de la zone des flyschs aux plates-formes (aptdo 4 b: Le domaine navarro-cantabrique).
- FISHER, R.V. (1961).- "Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks". *Geological Society of America Bulletin*, V.72, pp. 1409-1414.
- FLOQUET, M. y RAT, P. (1975).- "Un exemple d'interrelation entre paléogéographie et structure dans l'Arc Pyrénéen basque: La Sierra d'Aralar". *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* T. XVII, pp. 497-517.
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1982).- "Región Vasco Cantábrica y Pirineo Navarro. Reconstrucción paleográfica, síntesis y evolución general. En el Cretácico de España". *Univ. Complutense. Madrid*, pp 145-160.
- I G M E (1971).- "Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa". *Mem. del IGME*, Tomo 79. Madrid 130 p.
- — — — (1973).- "Mapa geológico de España 1:50.000 n° 64/24-5". San Sebastián. Memoria explicativa.
- IGME (1986).- "Investigación lignitífera en Muguía y Hernani".
- IGME-EVE (1986).- "Cartografía 1:10.000 del sector de Cestona (Guipuzcoa)".
- 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* n° 79,130 pp.
- LUCAS, C. (1987).- "Estratigrafía y datos morfoestructurales sobre el Pérmico y Triásico de las fosas norte pirenaicas". *Cuad. Geol. Ib.* VII, pp. 25-40.
- MANGIN, Ph y RAT, P. (1961).- L'évolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne)". *Livre P. Fallot*, T-1. *Mém. hors. Serie SGF*. Paris, p. 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, págs. 207-217.
- MATHEY (1983).- "Le Crétacé Supérieur de la zone des flysch anteplates-formes". *Mém. Géol.*

de l'Université de Dijon, nº 9. *Inst. des Sc. de la Terre*, pp. 77-116.

OLIVE, A; GUILAR 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.

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*.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- "Bioestratigrafía y micrófacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". *CIEPSA*. Madrid, 2 tomos.

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.

ROBLES, S; GARCIA-MONDEJAR, J; PUJALTE, V. (1987).- "Sistemas aluviales pérmicos

del área de Peña Labra-Peña Sagra (Cantabria y Palencia)". *Cuad. Geol. Iber.* V.II pp. 5-21.

SOLER Y JOSE; R. (1972).- "Estudio geológico de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica Oriental)". *Bol. Geol. Min.* T-82. 406-428.

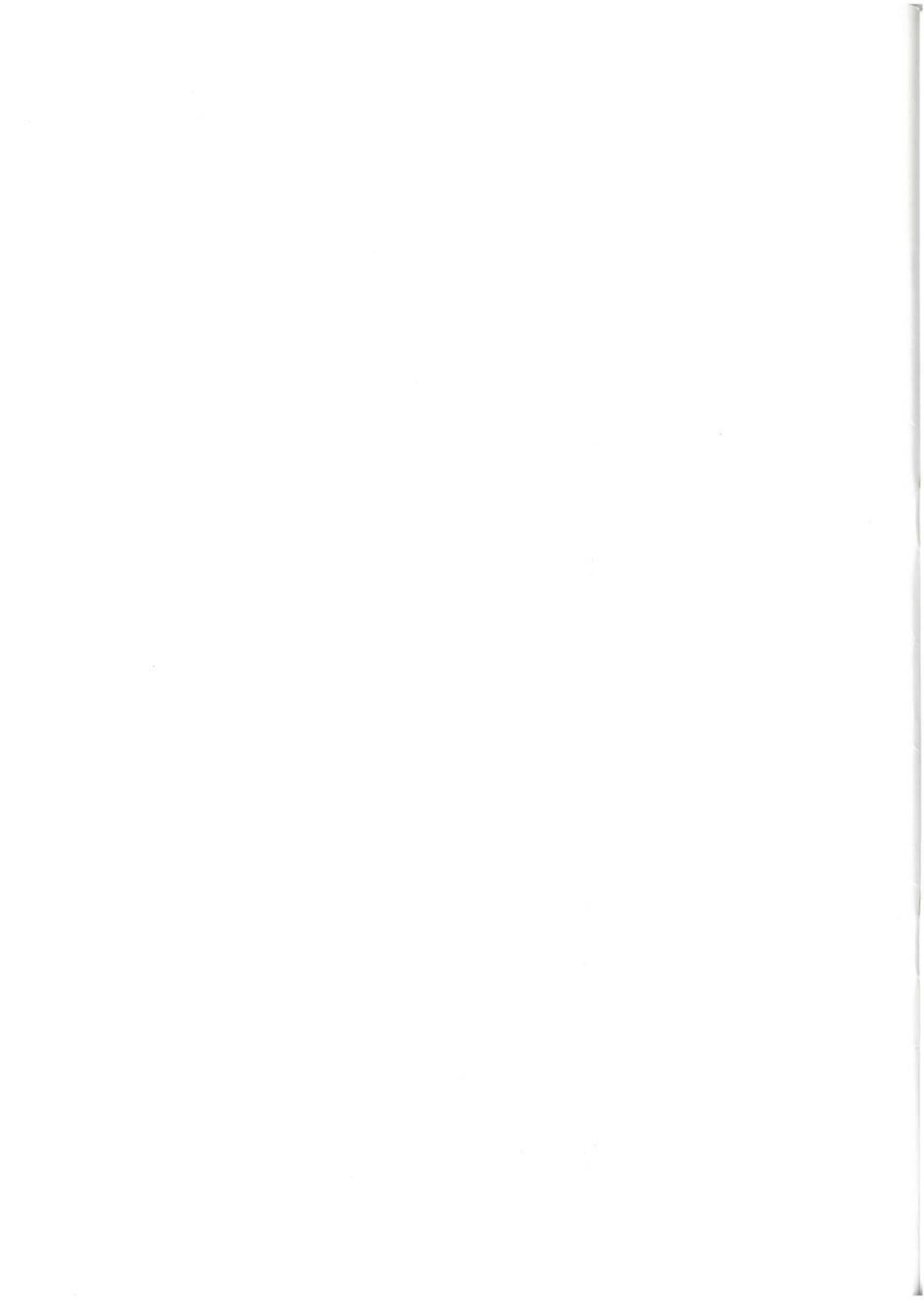
— — — (1972).- "El Jurásico y Cretácico Inferior de Leiza y Tolosa (Cuenca Cantábrica Oriental)". *Bol. Geol. y Min.* T-LXXXIII-VI. Año 1972 (582-594).

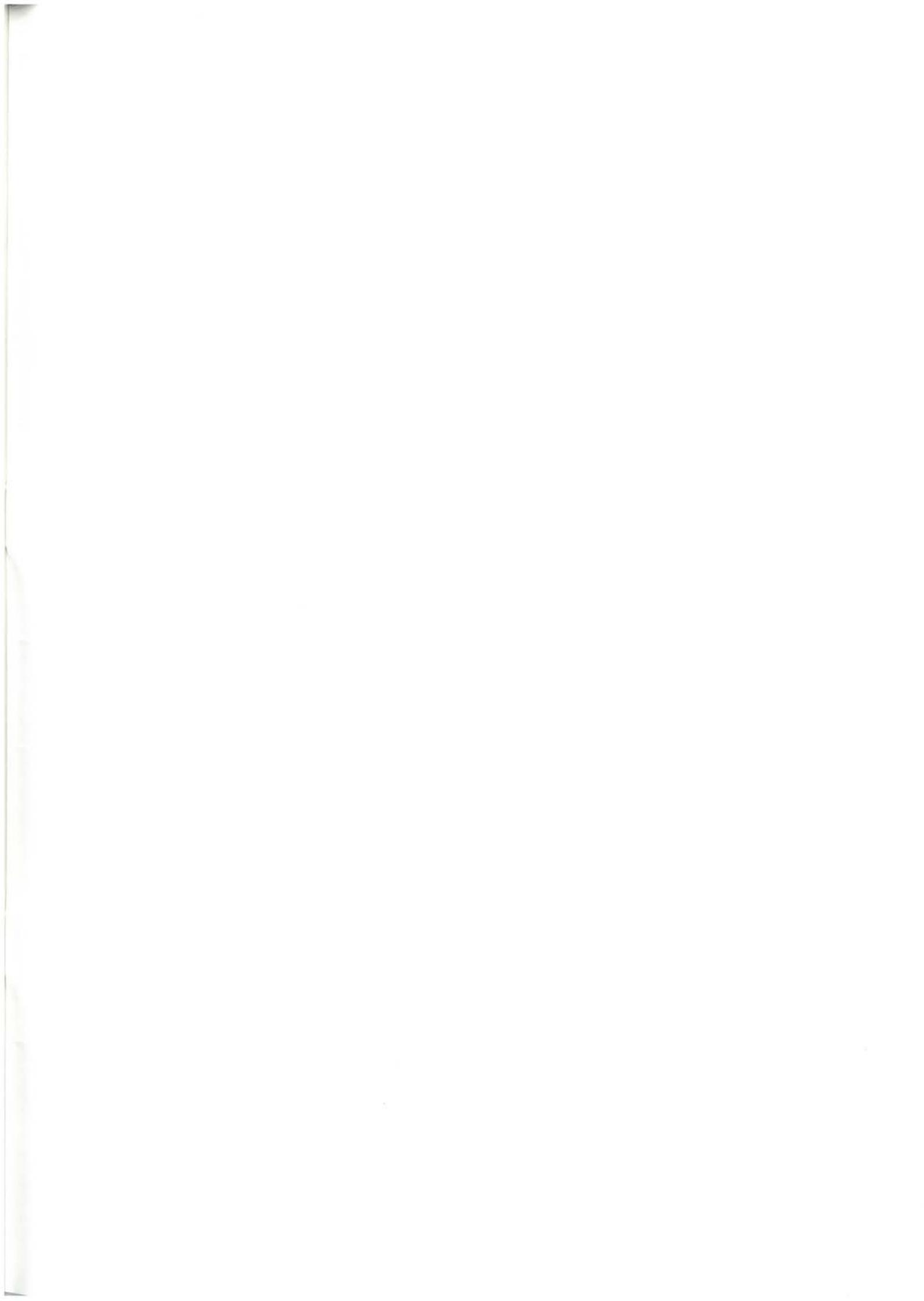
— — — (1981).- "El Jurásico marino de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica Oriental)". *Cuad. Geol. Iberica.* nº 2, pp. 509-532.

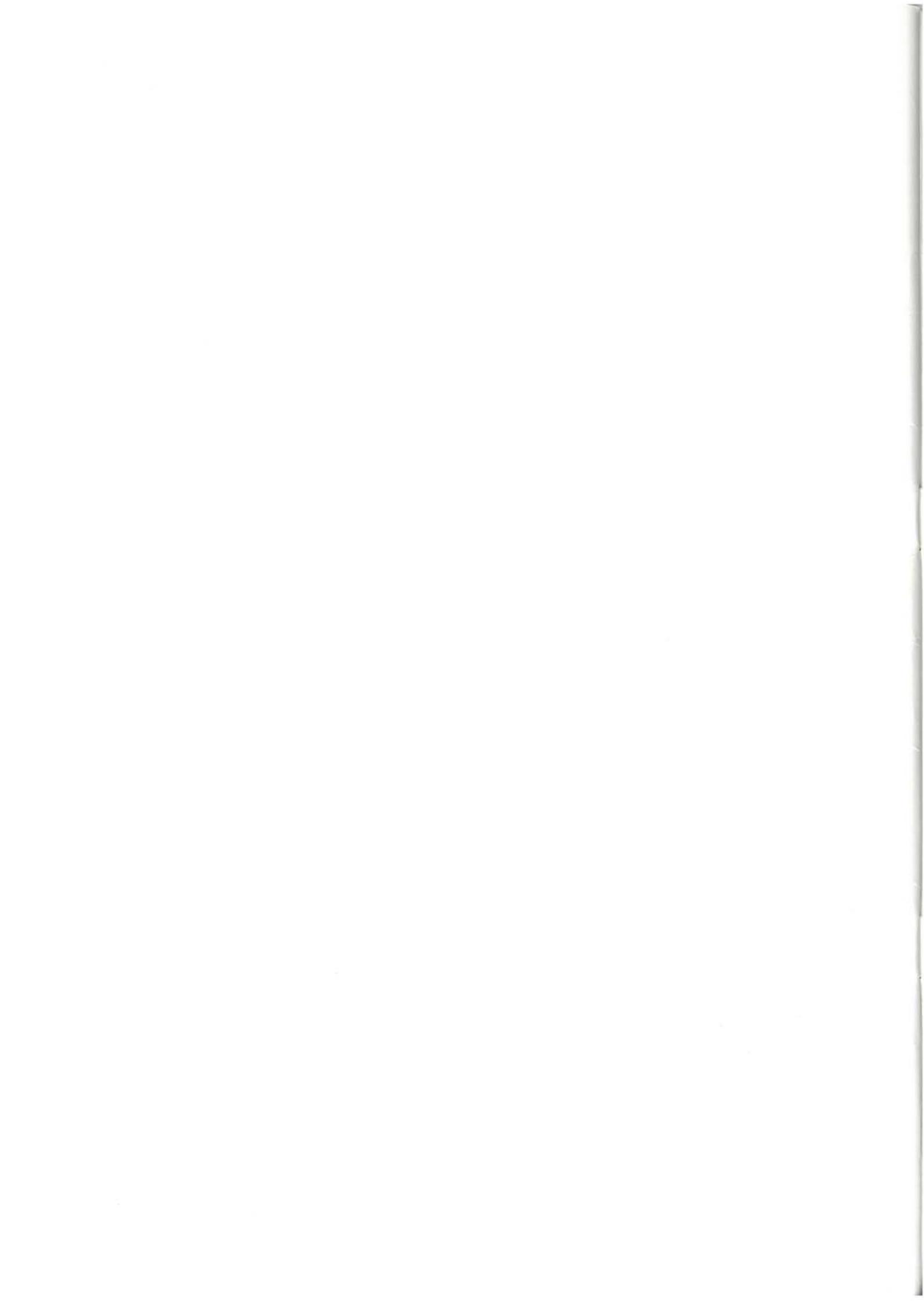
VILLALOBOS, L; RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- "Estratigrafía del Jurásico del NW de Navarra". *Cuad. Geol. Ibérica*, V-2, pp. 541-558.

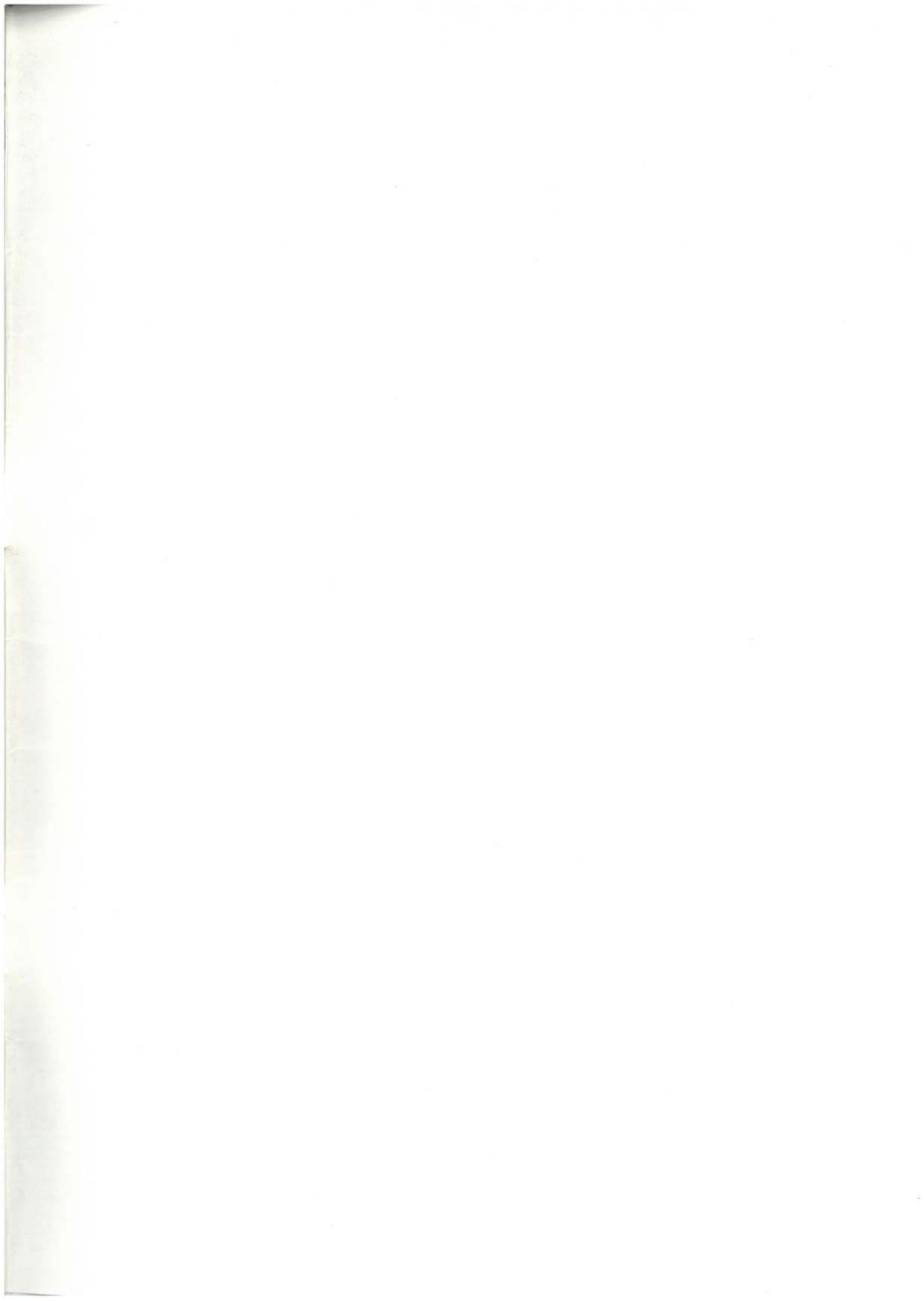
VOORT, M.B. (1964).- "Zun Flyschproblem im den Westpyrenäen". *Geol. Rundsch*, 53 pp. 220-233. Stuttgart.

ZUAZO OSINAGA, J.A. (1986).- "Geología del sector central del Arco Vasco, entre los meridianos de Tolosa y Berástegui". *Tesis de Licenciatura U.P.V.-E.H.U.* Inéd.









Gobierno Vasco
Eusko Jurlaritz



**Departamento de Industria
y Comercio**

