



EVE

**Mapa Geológico
del País Vasco**

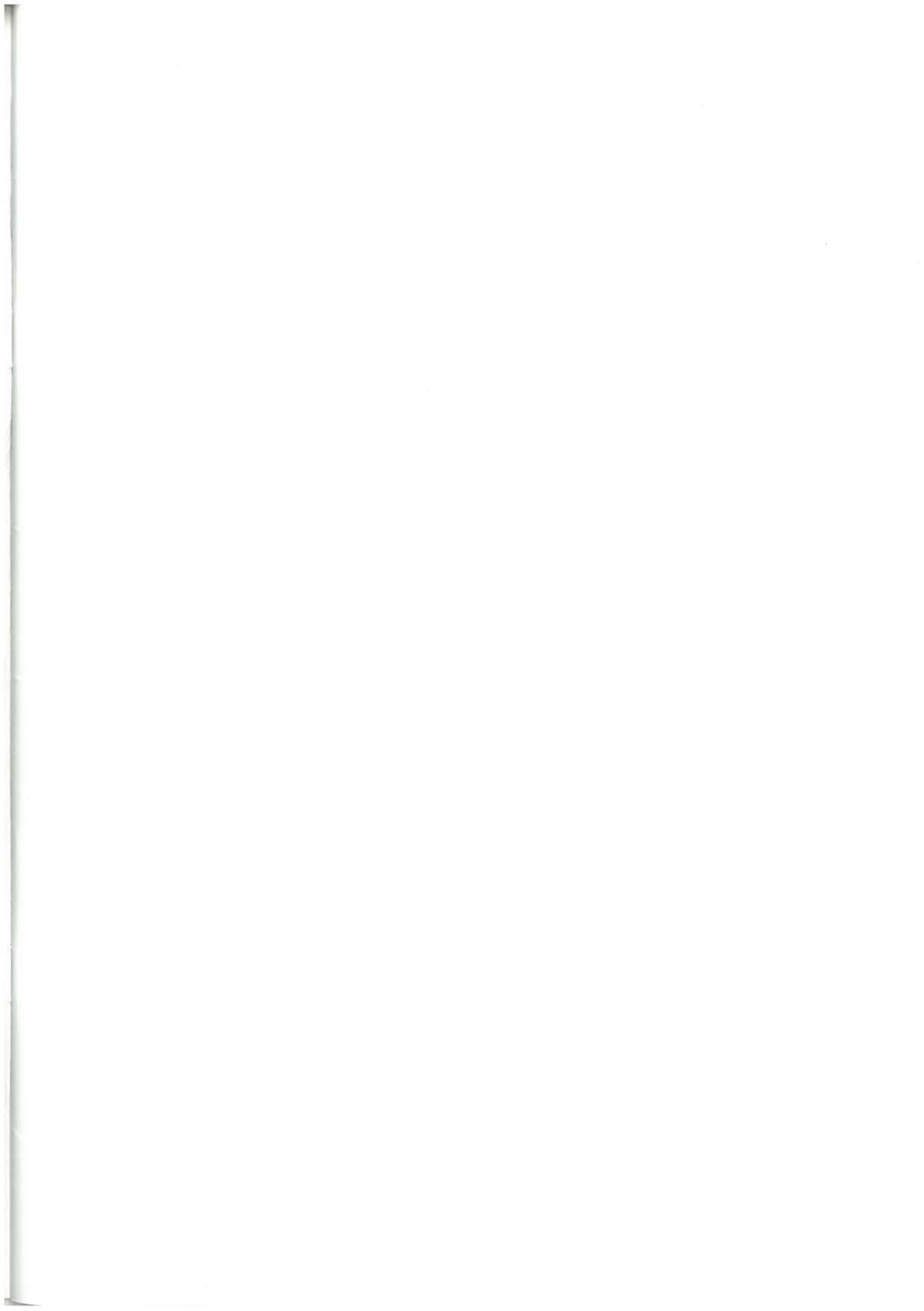
*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*

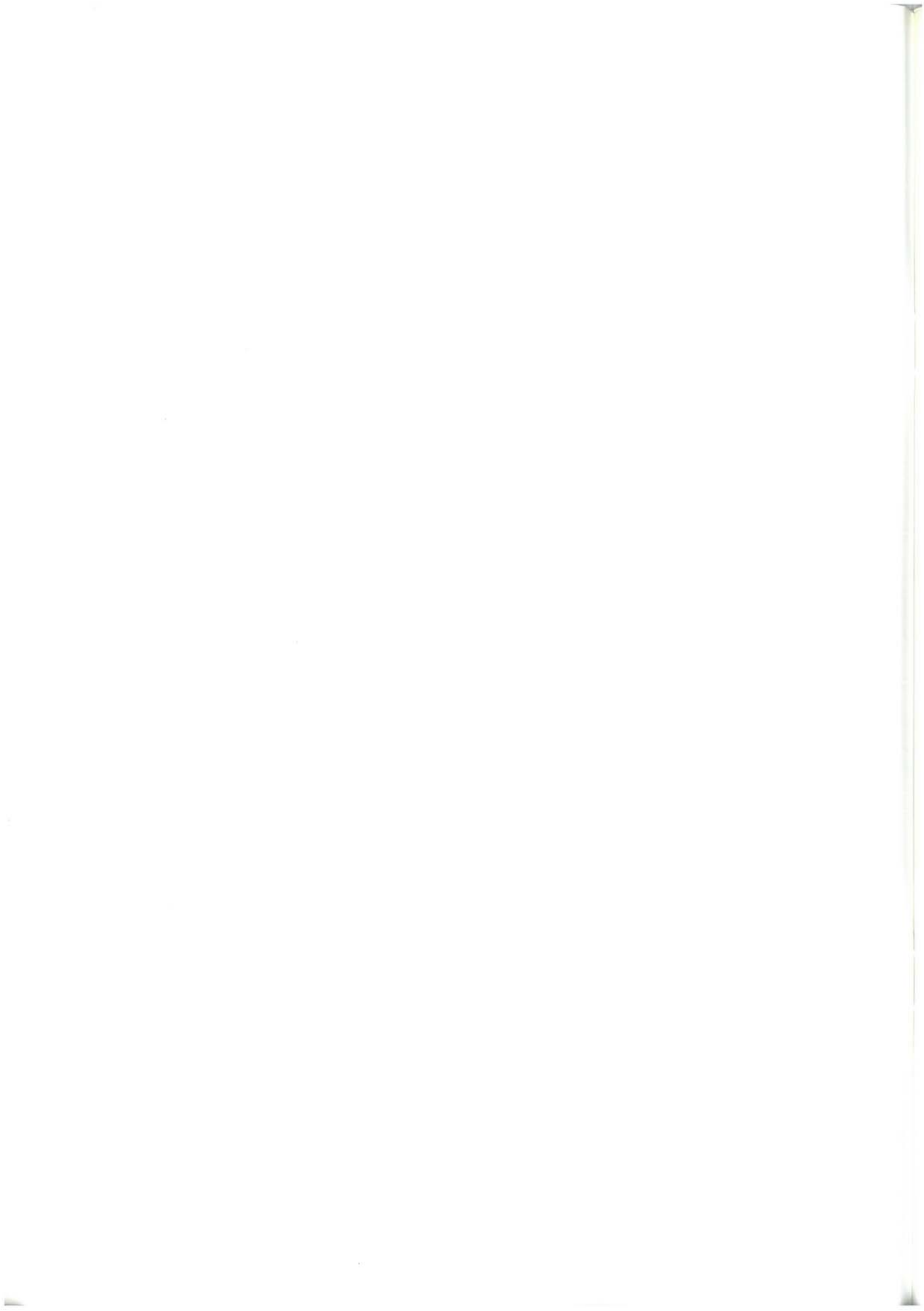


88-I BERGARA

E: 1/25.000







**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

88-I BERGARA

E:1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

Impreso en: **Gráficas Indauchu, S.A.**

Polígono "El Campillo" - Gallarta (Vizcaya)

Tel.: (94) 636 36 76

Depósito Legal: BI-1163-92

I.S.B.N.: 84-88302-40-1

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), asesorando en los capítulos de Estratigrafía y Sedimentología.

Los trabajos fueron realizados en el año 1987.



INDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. DIQUES BASICOS (1).....	11
2.2. TRIAS KEUPER (2 y 3).....	11
2.2.1. Arcillas abigarradas rojas (2).....	11
2.2.2. Ofitas (3).....	13
2.3. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE UDALA.....	13
2.3.1. Urganiano (Aptiense-Albiense) (4 y 5).....	13
2.4. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO.....	14
2.4.1. Urganiano s. l. (6).....	14
2.4.2. Complejo Supraurgoniano (Albiense superior - Cenomaniense) (7 a 11).....	14
2.4.3. Formación calcárea del Cretácico superior (Cenomaniense superior - Campaniense) (13).....	15
2.4.4. Materiales del Complejo Volcánico (12, 14, 15, 16 y 17).....	15
2.4.4.1. Rocas granudas (sills) (12).....	16
2.4.4.2. Rocas volcanoclásticas (14).....	16
2.4.4.3. Coladas masivas (15).....	17
2.4.4.4. Brechas volcánicas ("pillow-brechas") (16).....	17
2.4.4.5. Lavas con estructuras en "pillow" (17).....	18
2.4.5. Flysch detrítico calcáreo (Santoniense-Maastrichtiense medio) (18 a 22).....	18
2.4.6. Formación calcárea del Maastrichtiense superior - Daniense - Montiense (23 y 24).....	21
2.4.7. Flysch Terciario (Eoceno) (25 a 27).....	22
3. SEDIMENTOLOGIA	23
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	31
4.1. SINCLINORIO DE PUNTA GALEA-OIZ (SINCLINORIO VIZCAINO).....	31

4.2.	ANTICLINAL DE SAN PRUDENCIO.....	33
4.3.	ANTICLINAL DE UDALA.....	33
4.4.	FALLA DE ANGUIOZAR-OLABERRIA.....	33
4.5.	FALLA INVERSA DE UDALA.....	34
4.6.	FALLA DE UGARRIAGA-ZOCOLEGUI.....	34
4.7.	FALLA DE ARANA-ELOSUA.....	34
4.8.	FALLA DE ANTZUOLA.....	34
5.	PETROLOGIA	35
5.1.	PETROGRAFIA DE LAS FORMACIONES VOLCANICAS DIFERENCIADAS.....	35
5.1.1.	Coladas masivas.....	35
5.1.2.	Rocas volcanoclásticas.....	36
5.1.3.	Sills.....	36
5.1.4.	Ofitas.....	36
5.2.	GEOQUIMICA DE LAS ROCAS VOLCANICAS.....	37
5.2.1.	Análisis químicos.....	37
5.2.2.	Diagramas químicos.....	40
5.3.	MARCO GEOTECTONICO Y NATURALEZA PROBABLE DE MAGMATISMO DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA CUENCA VASCO-CANTABRICA.....	44
	BIBLIOGRAFIA	51

INTRODUCCION

La hoja de Bergara a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 88 "Bergara" del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

El tercio occidental de la hoja queda dentro de Bizkaia y el resto dentro del territorio histórico de Gipuzkoa. Los principales núcleos de población son Elgeta, Bergara y Antzuola (Gipuzkoa). Las cotas topográficas más elevadas corresponden al monte Udala (1118 metros) y monte Goyan (870 metros).

Los principales cauces fluviales que constituyen la red hidrográfica de esta zona son: el

río Deba que atraviesa la población de Bergara y el río de Descarga que pasa por Antzuola.

Las redes viarias más importantes son la C-6213 y C-6322.

Geológicamente, la hoja de Bergara se sitúa dentro de la cuenca Vasco-Cantábrica, en el cierre del sinclinorio de Bizkaia para los materiales del Cretácico superior. Los materiales aflorantes son de edad Triásico, Cretácico y Terciario. Dentro del área englobada en este cuadrante aparece una potente y compleja sucesión de materiales volcánicos intercalados o intruidos en una serie sedimentaria de edad Cretácico superior.

2. ESTRATIGRAFIA

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos se han diferenciado, en áreas que superan en mucho las dimensiones de este cuadrante, varias unidades separadas entre sí por accidentes estructurales de importancia regional.

Igualmente ha sido precisa la individualización de sectores que pasan lateralmente a formar parte de una única unidad sin separación alguna.

Esta división en unidades y sectores permite una mayor diferenciación en términos litológicos, a la vez que evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieran un funcionamiento individual más o menos diferenciado durante la sedimentación (figura 2.1.).

Los materiales que afloran en este cuadrante pertenecen a dos unidades separadas, en este caso, por las fallas de Udala y Campanzar, y son:

- Unidad de Yurre. Sector de Udala.
- Unidad de Oiz. Sector de Durango.

Las arcillas y ofitas del Trías Keuper (2 y 3) así como los diques básicos (1) no se ubican en ninguna Unidad, ya que se considera que son masas inyectadas o intruídas a favor de fracturas.

2.1. DIQUES BASICOS (1)

Se trata de un pequeño afloramiento situado al Suroeste del monte Udala.

Es un cuerpo de pequeñas dimensiones que encaja en el contacto, mecánico, entre las facies terrígenas y calcáreas urgonianas.

Sobre el terreno aparece como una roca granuda de grano fino a medio, de color verdoso.

2.2. TRIAS KEUPER (2 y 3)

Dentro de los materiales triásicos, se han diferenciado dos litologías:

- Arcillas abigarradas rojas (2)
- Ofitas (3)

2.2.1. Arcillas abigarradas rojas (2)

Estos materiales solamente se localizan en Bergara y sus alrededores. En realidad y salvo un pequeño afloramiento situado en la carretera Bergara - Elosua, a la altura del barrio de Ugarriga - Azpikoa, no llegan a aflorar, estando cubiertos por aluviales cuaternarios o suelos de alteración rojizos.

Estos afloramientos se detectan gracias a la presencia de antiguas explotaciones yesíferas, hoy del todo inaccesibles.

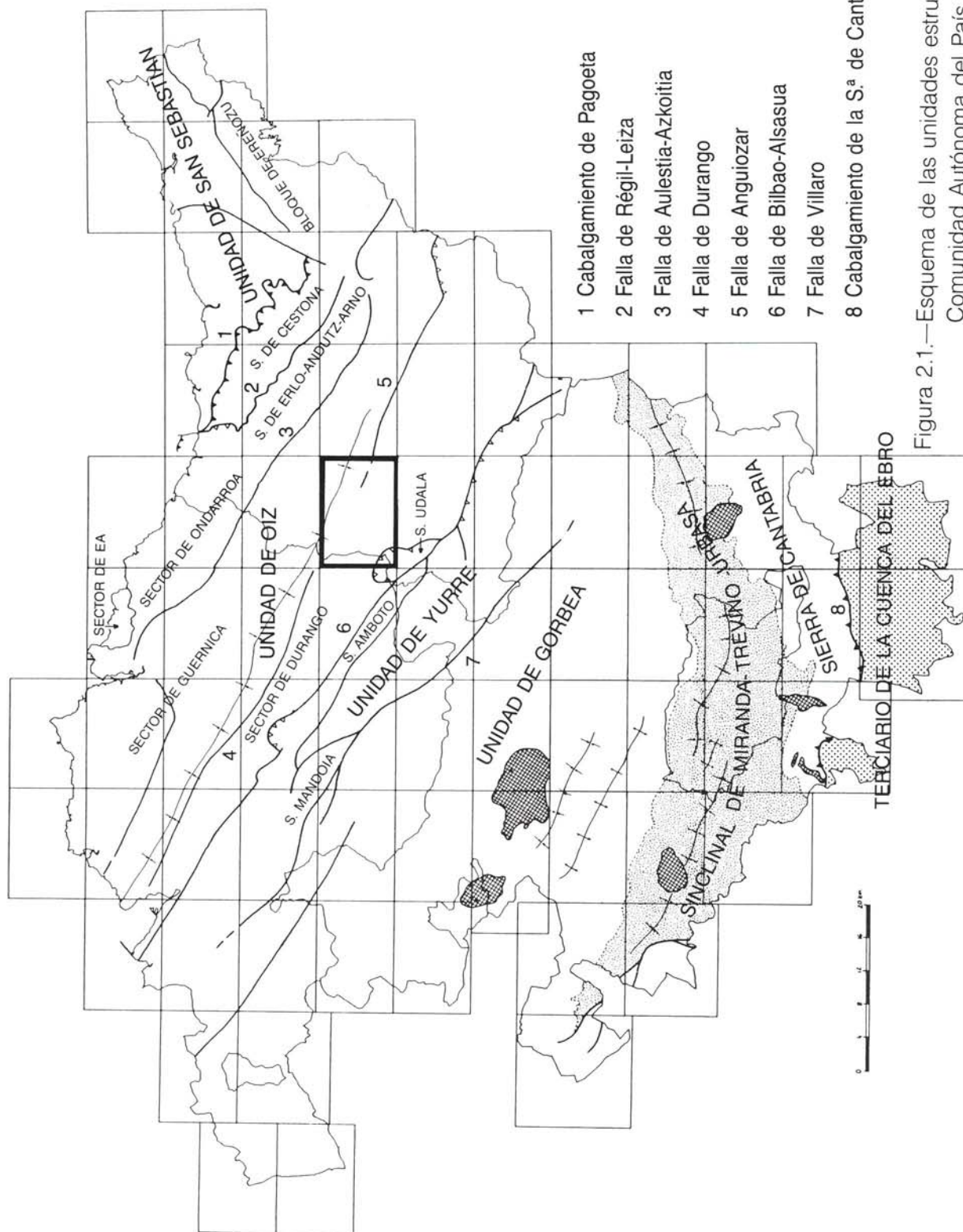


Figura 2.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

En el afloramiento de la carretera de Elosua, se observan unas margas abigarradas de color rojizo y verdoso con yesos microcristalinos blancos.

Estas arcillas yesíferas, se encuentran inyectadas a favor de fracturas.

2.2.2. **Ofitas** (3)

Afloran en la carretera Bergara-Elosua y al Norte de Antzuola.

Los afloramientos de la carretera Bergara - Elosua, están constituidos principalmente por un cuerpo brechificado de rocas ígneas subplutónicas de color verdoso y de tamaño de grano variable. Este cuerpo se encuentra elongado en la dirección N 60° E, siendo ésta la dirección de una fractura de considerable importancia que atraviesa el cuerpo. En las muestras, que no presentan una elevada alteración supergénica, se observa una gran abundancia de epidota procedente de la alteración de minerales preexistentes. Es frecuente observar también, grandes cristales de oligisto especular (de hasta 2 centímetros) y pequeñas geodas rellenas de anfíboles fibrosos. El resto de los afloramientos del área, lo componen pequeños diques o masas redondeadas de ofitas intercaladas en materiales arcillosos del Trías o en materiales flyschoides del Cretácico superior.

Al Norte de Antzuola se ha cartografiado otro cuerpo, ligeramente elongado en la dirección N 60° E. No se observa brechificación salvo en los bordes, y su masa se encuentra muy alterada. En los afloramientos en los que se ha podido observar la masa sin alterar, aparecen como rocas subplutónicas de tamaño de grano variable (por lo general crece hacia el centro de la masa) de color verdoso y con abundante epidota.

2.3. **UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE UDALA**

2.3.1. **Urgoniano (Aptiense-Albiense)** (4 y 5)

Las limolitas de Garagarza **(4)** son el equivalente lateral en facies terrígenas de las facies calcáreas de Udala.

En general son facies muy monótonas formadas por limolitas moscovíticas mal estratificadas a masivas, de color gris oscuro, casi negro, en corte fresco y blanco terroso a ocre en superficie de alteración. Cuando son muy masivas dan lugar a un tipo de alteración muy típico en forma de bolas concéntricas (disyunción en capas de cebolla).

Frecuentemente presentan intercalaciones de niveles noduloso-ferruginosos que ayudan a ver la "S₀", que en muchos casos está muy mal definida. Tampoco son raros los tramos arenosos, donde las areniscas aparecen generalmente en bancos centimétricos y, más raramente, de hasta 0,5 metros. En este último caso se han podido observar "ripples" a techo de los mismos. Son areniscas moscovíticas de grano fino a muy fino, de color gris muy oscuro.

El techo de este tramo no aflora y en cualquier caso sería muy difícil separarlo del Complejo Supraurgoniano situado inmediatamente por encima del primero, debido a la similitud de facies.

Las calizas organógenas masivas **(5)** del monte Udala son las típicas calizas urgonianas, micríticas, muy recrystalizadas, donde pueden observarse con frecuencia rudistas, lamelibranquios y otros restos fósiles. También pueden verse en ocasiones intercalaciones bioclásticas, así como niveles de margocalizas con orbitolinas, ostreidos, lamelibranquios, crinoides, etc., e incluso intercalaciones de materiales terrígenos, sobre todo en los términos de tránsito por cambio de facies.

2.4. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO

Los materiales cartografiados en esta unidad, comprenden edades que van aproximadamente desde el tránsito Aptiense-Albiense (margas de San Prudencio) al Paleoceno (flysch terciario).

2.4.1. Urgoniano s.l. (6)

Ocupa un pequeño afloramiento situado al Sur de la hoja. Principalmente está constituido por una sucesión margoso-calcárea, estratificada en bancos métricos de aspecto masivo y color gris claro en superficie meteorizada y gris oscuro en superficie fresca.

Estos materiales pueden interpretarse (por facies observadas al Sur, en la hoja de Mondragón) como términos distales de edificios urgonianos.

2.4.2. Complejo Supraurgoniano (Albiense superior-Cenomaniense) (7 a 11)

Bajo la denominación de Supraurgoniano se agrupan una serie de facies terrígenas, que se diferencian claramente del Supraurgoniano de la costa (Flysch negro) y del Supraurgoniano más somero del Sur (formación Balmaseda).

Estos materiales afloran ampliamente al Sur del cuadrante, y están constituidos por un conjunto detrítico-areniscoso, donde cartográficamente se han diferenciado zonas lutíticas (7), zonas con dominio areniscoso (8), zonas mixtas en las que alternan lutitas y areniscas (9), brechas calcáreas (10), y lutitas calcáreas negras (11).

Las lutitas (7) son negras y tienen componentes limosos y arenosos (cuarzo, feldespato y moscovita principalmente). En general, son bastante masivas aunque también pueden aparecer finamente laminadas, alternando en este último caso con finos bancos de areniscas. También son frecuentes los nódulos ferruginosos alineados y elongados según la S_0 . Es muy característico de estos materiales un tipo de

alteración supergénica denominada "disyunción en capas de cebolla" sobre todo en los afloramientos de lutitas masivas.

Las areniscas (8) son mucho más abundantes en los tramos basales de la serie que hacia el techo. Los grandes cuerpos cartografiados en el flanco norte del anticlinal de San Prudencio aparecen, bien como gruesos bancos masivos de areniscas de grano fino a medio, de techo y muro plano, o ligeramente ondulado, apoyándose unos sobre otros; o bien con escasas lutitas interestratificadas, en cuyo caso es posible observar trenes de "ripples" a techo de los niveles más finos. Este conjunto de bancos se organiza en barras, siendo la proporción lutítica variable entre las distintas barras. El color de las areniscas varía dependiendo de la proporción de matriz lutítica oscura, desde blanco a gris más o menos oscuro, aunque en superficies alteradas presentan tonos ocre-rojizos.

Los niveles alternantes (9) provienen por lo general de los cambios laterales de las barras. Están compuestos generalmente por una alternancia de lutitas y areniscas en proporciones iguales. Los niveles areniscosos se encuentran estratificados en niveles poco potentes (unos pocos centímetros) en los que es posible observar trenes de "ripples" a techo. En algunos casos se han podido observar areniscas con morfología lenticular muy acusada que probablemente representan pequeños canales. En otros casos las areniscas aparecen formando alternancias rítmicas con lutitas en bancos centimétricos plano-parallel, o bien con "ripples" a techo. Este tipo de secuencias son muy abundantes en los términos altos del Supraurgoniano.

En el extremo sureste de la hoja, en las proximidades al alto de La Descarga, se ha cartografiado un cuerpo lenticular de pequeña potencia (inferior a 3 metros) de brechas (10). Está constituido por cantos de caliza micrítica gris, que por lo general no superan los 10 centímetros, embebidos en una matriz lutítica muy abundante.

Las lutitas calcáreas **(11)** se encuentran representadas a techo de la formación. Generalmente son áreas muy próximas al contacto con los materiales carbonatados del Cretácico superior. Al Sur de Antzuola, estos mismos materiales se encuentran en términos más bajos de la serie.

Han sido observadas con cierta frecuencia estructuras sedimentarias de tipo "slump", si bien en algunos casos, debido a la mala calidad de los afloramientos, no han podido ser confirmadas.

El contacto de muro es normal, apoyándose estos materiales sobre las margas del anticlinal de San Prudencio. El contacto de techo es mecánico en su mayor parte, siendo la falla de Anguiozar la que los pone en contacto con los materiales carbonatados del Cretácico superior. En el resto del cuadrante este contacto es normal, salvo en los puntos en los que éste está sobre las lutitas calcáreas, siendo entonces gradual y difícil de definir.

Al Oeste, en las partes más altas de la formación aparece un gran número de cuerpos básicos interestratificados, "sills", de los que se hace una descripción junto a los materiales del complejo volcánico.

Desde el punto de vista geomorfológico es interesante destacar los fenómenos de "toppling" o volteo de las capas a favor de la pendiente, que en ocasiones son observables hasta 1 y 2 metros, por debajo de la cobertera vegetal.

Los estudios petrográficos indican que se trata de areniscas silíceas (arcosas) con un contenido en cuarzo que oscila entre el 50 % y el 60 %.

Los estudios micropaleontológicos realizados revelan que estos materiales son generalmente azoicos o bien presentan una fauna arrastrada.

2.4.3. **Formación calcárea del Cretácico superior (Cenomaniense superior-Campaniense)** (13)

Aflora ampliamente a lo largo de todo el cuadrante, siendo la formación en la que encaja el complejo volcánico.

Son margas y margocalizas gris azuladas (blanquecinas en color de alteración) con aspecto astilloso, masivas o mal estratificadas.

Estos materiales pueden encontrarse a muro, intercalados o a techo del complejo volcánico. Cuando se encuentran intercalados entre éstos, es frecuente observar aportes volcánicos (cineríticos) o tintes rosa salmón que probablemente provienen de contaminaciones en hierro de los materiales volcánicos.

El contacto de muro con los materiales del Supraurgoniano es normal, salvo en las ocasiones en las que se pone en contacto con las lutitas calcáreas, entonces es gradual y difícil de definir. A techo es muy frecuente observar intercalaciones de materiales terrígenos, de manera que el contacto con los materiales flyschoides es muy gradual.

La potencia de estos materiales es muy irregular, tendiendo a disminuir hacia el Oeste.

2.4.4. **Materiales del Complejo Volcánico** (12, 14, 15, 16 y 17)

En este cuadrante afloran un conjunto de rocas volcánicas de edad Cretácico superior que constituyen el llamado complejo volcánico de Placencia-Bergara. Ocupan una banda plegada que da lugar al cierre de estos materiales en el sinclinorio de Bizkaia.

Su potencia es variable. Alcanza al menos 2000 metros en Placencia, para disminuir bruscamente en Elgeta, donde en ocasiones no supera los 250 metros.

En este complejo se han diferenciado varias formaciones atendiendo a criterios litológicos y de estructuras volcánicas a ellos asociadas.

Hay que señalar que las diferentes formaciones distinguidas representan, en muchos casos, litologías mayoritarias o netamente dominantes dentro de los límites de esta formación, pero no excluyen la presencia (minoritaria) de litologías de otras formaciones. Esto es debido a la propia naturaleza de este tipo de rocas y a la calidad de los afloramientos.

Las formaciones diferenciadas cartográficamente son las siguientes:

- Rocas granudas ("sills")
- Rocas volcanoclásticas
- Coladas masivas
- Brechas volcánicas ("pillow - brechas")
- Lavas con estructuras en "pillow"

2.4.4.1. **Rocas granudas ("Sills")** (12)

Son rocas intrusivas de naturaleza básica a ultrabásica. Encajan en los términos altos del Supraurgoniano (lutitas y areniscas), en los materiales margosos del Cretácico superior y dentro del complejo volcánico, no habiéndose encontrado nunca por encima de estos.

En superficie fresca se presentan como rocas microgranudas de color gris verdoso con abundantes minerales melanocráticos (biotita, piroxenos y anfíboles, principalmente) y feldespato y plagioclasa como leucocratos.

El carácter intrusivo de estas rocas es deducible por la presencia en determinadas ocasiones de pequeños enclaves de la roca de caja, ocasionalmente recrystalizados.

Las potencias que presentan son variables. Oscilan entre un metro y varias decenas de metros, presentando una continuidad lateral importante, y superior en ocasiones a los 3 kilómetros.

Se disponen en general paralelos a la estratificación, pudiéndose clasificar estos cuerpos como "sills", aunque en algunas ocasiones son las capas las que se acoplan ligeramente a los cuerpos.

Es frecuente observar en estos una zonación, puesta de manifiesto por un cambio en el tamaño de grano y el color. El tamaño de grano aumenta desde los bordes hasta el interior del cuerpo. La zonación, manifestada por diferente color, se debe a un cambio composicional, con variación en la relación leucocratos/melanocratos.

El grado de alteración y fracturación que presentan estos cuerpos es muy intenso, con alteración típica en bolos y disyunción en capas de cebolla, lo que los hace en ocasiones difíciles de distinguir de "pillow-lavas" o rocas volcanoclásticas con alteraciones similares. Respecto al diaclasado que presentan (por lo general muy abundante), se encuentra relleno de óxidos de hierro, calcita, cuarzo con cloritas y epidotas, así como pátinas con óxidos de manganeso (pirolusita).

No se ha observado nunca de "visu", ni mediante estudio petrográfico, metamorfismo de contacto.

2.4.4.2. **Rocas volcanoclásticas** (14)

Se encuentran representadas ampliamente a lo largo de todo el cuadrante, destacando para su observación las inmediaciones de Antzuola y la Ermita de la Ascensión (Elgeta).

Dentro de este término se incluyen tanto los materiales volcanoclásticos de origen epiclástico, como los de origen piroclástico.

Estos materiales, de claro origen sedimentario, aparecen relacionados con la sedimentación de cenizas volcánicas, siendo los niveles piroclásticos los correspondientes a fragmentos que están aún "calientes" y se amoldan unos a otros, deformándose. Los epiclásticos corresponden a una cementación de los distintos clastos en un ambiente "más frío".

Los materiales piroclásticos están generalmente compuestos por tobas y brechas de cantos angulosos, con tamaño de grano muy variable, embebidos en una matriz fina y abundante. La naturaleza de los clastos es variable, reconociéndose claramente en el campo fragmentos de "pillows", coladas masivas, traquitas, vidrio, rocas sedimentarias (margas y margocalizas generalmente con tonalidades rosas) y fragmentos de doleritas, etc.

En lo que se refiere a las estructuras que se observan en estos materiales, la más importante es la gradación, observándose series completas que van desde brechas a materiales cineríticos. Es normal observar interrupciones bruscas en la gradación (en ocasiones varias dentro de la misma serie); esto se explicaría como la sucesión de dos o más explosiones consecutivas con un intervalo de tiempo inferior al necesario para que se depositen los materiales más finos todavía en suspensión. También se han observado laminaciones cruzadas de bajo ángulo.

Otro tipo de estructuras muy comunes en materiales finos (epiclásticos) es la laminación paralela, así como laminaciones paralelas curvas con estructuras fluidales.

2.4.4.3. **Coladas masivas** (15)

Afloran principalmente en los sectores de Bergara-Placencia, no estando representadas en las inmediaciones de Elgeta.

Están constituidas por un conjunto de materiales volcánicos que se originan por una efusión continua y abundante. Cuando la efusión es discontinua y poco abundante se originan por lo general "pillow-lavas".

La potencia de estos materiales es muy variable pudiendo oscilar entre uno y un centenar de metros. Los cambios de potencia dentro de una misma colada son muy espectaculares sufriendo fuertes adelgazamientos o acuñamientos en unos pocos metros.

Criterios morfológicos y no composicionales son los seguidos para la diferenciación cartográfica de este término; aunque la mayor parte de estos cuerpos son de composición basáltico-espilitica se han observado diferenciados traquíticos dentro de los mismos.

Las estructuras más abundantes reconocidas en el campo son las siguientes:

- Estructuras debidas a flujo laminar
- Estructuras en lavas cordadas
- Estructuras traquíticas

2.4.4.4. **Brechas volcánicas ("pillow-brechas")** (16)

Los mayores afloramientos de este tipo se encuentran a techo de la formación y en las inmediaciones del barrio de los Mártires (Bergara).

Son brechas compuestas mayoritariamente por fragmentos de coladas masivas y "pillows" y, con menor abundancia, de rocas sedimentarias y piroclásticas, englobados en una matriz fina, más bien escasa. Son heterométricos y parcialmente redondeados. Este redondeamiento debe ser limitado, ya que son fragmentos de "pillows" con una morfología ovoide y un grado de consolidación no muy importante.

Se trata de brechas sinsedimentarias producto de una alta inestabilidad de la cuenca y de la existencia de paleorreliieves. Las "pillow-lavas", o frentes de colada, todavía sin consolidar rodarían pendiente abajo, fracturándose y embalándose en una matriz cinerítico-piroclástica recientemente depositada. Entre estos fragmentos se depositarían aunque en menor proporción, fragmentos de otro tipo de rocas depositadas con anterioridad.

En ocasiones la separación entre estas y las facies brechoides englobadas en rocas volcanoclásticas es muy difícil. La separación se ha realizado atendiendo al tamaño de los clastos y su composición, definiéndose como "pillow-brechas" cuando el tamaño de estos es superior a 5 centímetros y el 90% pertenecen a fragmentos de "pillows" o coladas masivas de naturaleza espilitica.

2.4.4.5. **Lavas con estructuras en "pillow"** (17)

Afloran de forma continua a lo largo del cuadrante presentando una potencia muy variable así como una continuidad lateral muy irregular.

La presencia de este tipo de estructuras en coladas basálticas denota un claro medio marino, y son producidas por lo general por la efusión discontinua y poco abundante de materiales lávicos.

Las "pillow-lavas" presentan tamaños muy variables oscilando entre los 20 y 80 centímetros, pudiendo superar en ocasiones los 2 metros. Presentan formas elipsoidales, en ocasiones con un marcado aplastamiento, y un color pardo-rojizo con tonalidades verdosas.

Es frecuente observar entre esta facies fragmentos carbonatados de tintes rojizos con elevados aportes cineríticos o piroclásticos. Estos se amoldan bien a los huecos entre pillows, lo que demuestra que la sedimentación era coetánea con la efusión.

El muro de las coladas de "pillows" es neto y plano, mientras que el techo presenta una morfología más irregular, a la que se adaptan los materiales suprayacentes.

En las "pillow-lavas" es frecuente observar las siguientes estructuras:

- Zona central hueca o rellena de calcita.
- Ordenamiento concéntrico de las vacuolas.
- Formas elipsoidales deformadas por el proceso de adaptación de una "pillow" a otra.
- Fracturas irregulares con orientación radial.

2.4.5. **Flysch detrítico calcáreo (Santonense - Maastrichtense medio)** (18 a 20)

Ocupa un amplio afloramiento en el sector norte del cuadrante.

En general la serie está formada por una alternancia de calizas arenosas o calizas limolíticas y lutitas calcáreas, o margas, en bancos centi-decimétricos (entre 5 y 20 centímetros generalmente) de color gris en afloramiento fresco (18). En algunos tramos son abundantes las calizas micríticas correspondientes al episodio hemipelagítico.

En afloramientos muy meteorizados, los niveles más arenosos se descalcifican, dando lugar a alternancias de areniscas porosas de color marrón y lutitas.

Todo el conjunto constituye una serie turbidítica con algunas variaciones locales más o menos importantes.

Para una mejor comprensión de las características estratigráficas de estos materiales, se han dividido en tres facies diferentes, que aunque no se han diferenciado en cartografía, si se pueden reconocer a nivel de afloramiento. Estas facies son:

- Facies mixta.
- Facies calcárea.
- Facies arenosa.

La "facies mixta" representa a las facies turbidíticas más ampliamente representadas en este cuadrante.

Está constituida principalmente por una alternancia de calizas arenosas de color gris claro y grano muy fino a fino, y lutitas calcáreas. La proporción arenisca lutita es aproximadamente del 59%, con un promedio de 1,1 capas por metro de serie. Representan facies Tb, Tc y Te de Bouma. El término Td está prácticamente ausente. Las estructuras más típicas observadas son laminaciones paralelas y convolutas con "ripples" a techo (figura 2.2.).

Sedimentológicamente, estos materiales se pueden interpretar como orlas de lóbulo en abanicos submarinos.

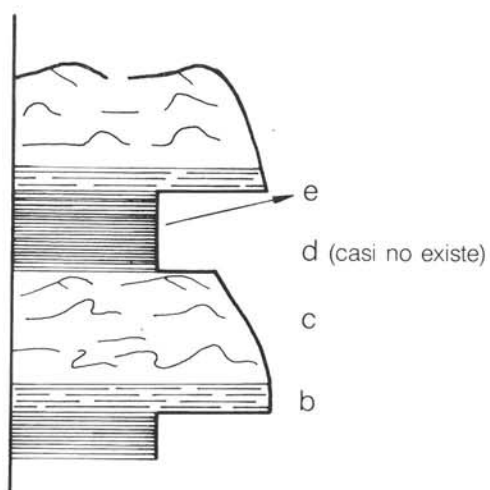


Figura 2.2.—Facies mixta.

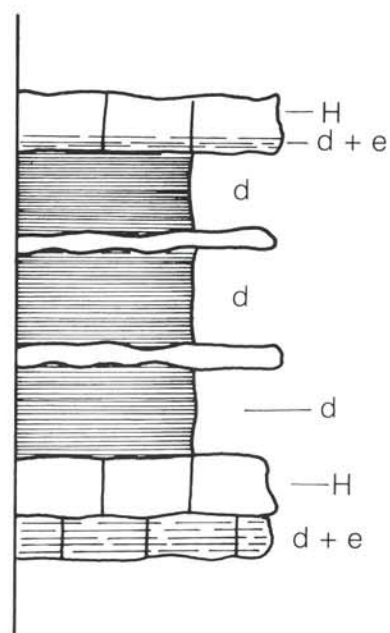


Figura 2.3.—Facies calcárea.

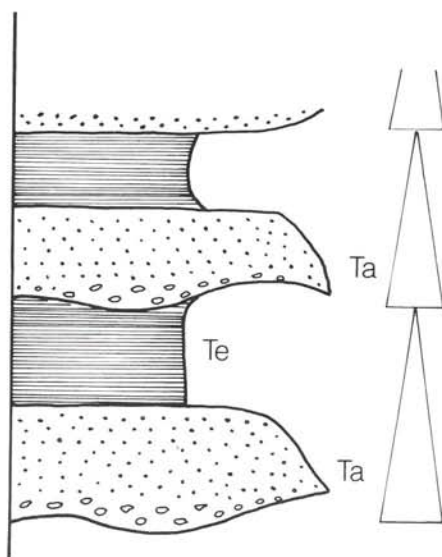


Figura 2.4.—Columna esquemática de la Facies arenosa.

Petrográficamente son calizas limolíticas arcillosas (en afloramiento muy descalcificadas) que presentan un porcentaje medio del 50% de cuarzo (tamaño de grano de 40 a 80 μ), 10% feldespatos, 5% micas y 35% de matriz principalmente arcillosa.

La "facies calcárea" representa los términos más carbonatados. Estos términos están más ampliamente representados al Sureste, en las inmediaciones de Bergara.

Está constituida principalmente por alternancias de calizas arenosas y margas, con claro predominio de estas últimas, también es muy frecuente observar niveles de calizas micríticas correspondientes al episodio hemipelágico. Las proporciones aproximadas son del 30,9% de areniscas, 6,7% hemipelagitas y 62,4% de margas. Representan facies Td, Te y ocasionalmente Th de Bouma. Las estructuras más típicas observadas son laminaciones paralelas y ocasionalmente onduladas (figura 2.3.).

Sedimentológicamente, estos materiales se pueden interpretar como facies de llanura submarina.

Petrográficamente las hemipelagitas son biomicritas compuestas por un 80% de micrita y un 20% de bioclastos. Las facies arenosas oscilan entre biomicritas limolíticas (15% de cuarzo, 30% de bioclastos y 55% de micrita) y biopelmicritas arenosas (20% de cuarzo, 20% de pellet, 30% de bioclastos y 30% micrita).

La "facies arenosa" es la más escasa dentro de los materiales flyschoides del Cretácico superior.

Esta facies se puede observar en el kilómetro 3,800 de la carretera de Placencia a Bergaretxe. Facies de este tipo también se han observado en Olabarra (Elgeta).

Está constituida principalmente por areniscas masivas de grano medio a grueso, en oca-

siones microconglomeráticas, en bancos potentes, y lutitas calcáreas.

La proporción arenisca/lutita es aproximadamente del 82%, con un promedio de 2,8 capas por metro de serie. Representa facies Ta y Te de Bouma. Como estructuras típicas de esta facies cabe citar laminaciones paralelas y gradaciones.

Sedimentológicamente, estos materiales se pueden interpretar como lóbulos: lóbulo medio a distal en un abanico submarino.

Petrográficamente son areniscas feldespáticas (arcosas) con una composición media del 55% de cuarzo (entre 100 y 200 μ), 25% de feldespatos, 10% de sílice y 10% de matriz principalmente arcillosa.

Cartográficamente, además del flysch detrítico calcáreo (18), se han diferenciado los siguientes términos:

— Brechas intraformacionales **(19)**. Aparecen estratificadas en bancos que oscilan entre 0,5 y 10 metros de potencia y están compuestas principalmente por clastos calizos y lutíticos embalados en una matriz calcárea muy abundante.

— Niveles margosos **(20)**. Representan intercalaciones margosas, que pueden superar los 200 metros de potencia. Niveles de este tipo pueden observarse al Sur del barrio de los Mártires (Bergara).

— Facies arenosas **(21)**. Son las representadas en la figura 2.4.

— Margas nodulosas **(22)**. Son niveles poco potentes que por lo general no superan los 10 metros, constituidos principalmente por nódulos calcáreos embalados en una matriz margosa abundante. Facies de este tipo, se pueden observar en la carretera Bergara-Placencia a la altura del kilómetro 74,20 y en la carretera Placencia-Bergaretxe.

Las muestras levigadas son muy ricas en foraminíferos, con predominio de formas planctónicas. Contienen *Globotruncana stuarti* (DE LAPP.), *Globotruncana arca* (CUSHM.), *Globotruncana gansseri* (BOLLI), *Globotruncana gagebini* (TILEV), *Globotruncana contusa* (CUSHM.), *Praeglobotruncana citae* (BOLLI), *Pseudotextularia elegans* (RZJZEAK), *Racemigumbellina fructicosa* (EGGER), *Bolivina incrasata gigantea* (WICHER) y *Pseudovalvulineria monterelensis* (MARIE).

Su edad es Maastrichtiense y en particular Maastrichtiense medio.

En términos generales, el flysch pierde gradualmente su componente arenoso hacia el Sureste donde se hace más calcáreo.

2.4.6. Formación calcárea del Maastrichtiense superior - Daniense-Montiense (23 y 24)

Aflora en el extremo noroeste del cuadrante con una potencia aproximada de 35 metros.

El primer tramo está constituido por una alternancia de margas y margocalizas (23) de color gris verdoso a rosa salmón, masivas o mal estratificadas en bancos potentes y con aspecto astilloso. Intercalan niveles brechoides de pequeña potencia (no superan los 2 ó 3 metros) en los que se han observado cantos angulosos de calizas micríticas, lutitas, areniscas moscovíticas, rocas microgranudas, etc. También es frecuente observar niveles de calizas micríticas o calcarenitas de escasa potencia (0,2 a 0,5 metros).

Las muestras levigadas contienen una asociación de foraminíferos muy rica en especies planctónicas: *Globotruncana contusa* (CUSHM.), *Globotruncana stuarti* (DE LAPP.), *Globotruncana gansseri* (BOLLI), *Globotruncana gagebini* (TILEV), *Globotruncana lamellosa* (SIGAL), *Globotruncana conica* (WHITE),

Praeglobotruncana citae (BOLLI), *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI), *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER), *Racemigumbellina fructicosa* (EGGER) y *Pseudotextularia elegans* (RZJZEAK).

La edad es Maastrichtiense superior.

Sobre el tramo anterior se sitúan las calizas, brechas y calcarenitas del Daniense. El contacto de techo con los materiales terciarios es de paraconformidad.

En el corte del pantano de Anxiola presentan una potencia aproximada de 25 metros, variando esta considerablemente de unos sectores a otros.

Las calizas son micríticas, de color beige, con tonalidades rosadas distribuidas irregularmente y estratificadas en bancos que oscilan entre 0,2 y 0,5 metros. Las brechas presentan cantos angulosos de calizas arenosas, lutitas, calizas micríticas, areniscas moscovíticas, calcarenitas y rocas microgranudas (doleritas), oscilando su tamaño entre 5 y 20 cm. La matriz es calcárea y en ocasiones abundante. Los niveles calcareníticos son los peor representados; son de color gris claro a crema y se encuentran estratificados en bancos de 0,15 a 0,5 metros. Todos estos materiales sufren cambios laterales importantes.

Se han realizado diversos estudios petrográficos de los niveles calcareníticos y calizos. Los primeros se pueden clasificar como bio(intra)micritas, con un 5% de cuarzo, 5% de fragmentos de roca, 40% de bioclastos y 50% de micrita. Las calizas son biomicritas con 5% de cuarzo, 20% de bioclastos y 75% de micrita.

Los estudios micropaleontológicos revelan una abundante microfauna en la columna del pantano de Anxiola.

La parte inferior contiene *Globorotalia compressa* (PLUMM.), *Globorotalia uncinata*

(BOLLI), *Globorotalia quadrata* (WHITE), *Globorotalia pseudobulloides* (PLUMM.), *Globigerina triloculinoides* (PLUMM.) y *Tritaxilina* cf. *bermudezi* (COLOM.) que indican una edad Paleoceno medio (Montiense) correspondiente a la zona de *G. uncinata*.

La parte superior, estudiada en lámina delgada, muestra *Globorotalia* cf. *angulata* (WHITE) y *Chilogumbellina* que indica una edad Paleoceno medio (Thanetiense) correspondiente a la zona de *G. pusilla pusilla*.

2.4.7. **Flysch Terciario (Eoceno) (25 a 27)**

Aflora al Noroeste del cuadrante, siendo estos los materiales más modernos que aparecen en él.

Se sitúa a techo de las calizas, brechas y calcarenitas del Montiense mediante contacto paraconforme, faltando en el sector la parte superior del Paleoceno.

En ocasiones la base del Flysch está constituida por un paquete de pequeña potencia (entre 4 y 15 metros) de lutitas rojas y negras,

y algunas pasadas areniscosas (26). El resto de la formación lo constituye una alternancia flyschoide de calizas arenosas y margas (25) que presentan intercalaciones de calizas micríticas (27) de escasa potencia.

Sedimentológicamente son series turbidíticas que comienzan por un banco de calizas arenosas de granulometría fina, generalmente con estructuras tales como: laminaciones paralelas, laminaciones cruzadas unipolares, laminaciones convolutas, estructuras "dish", "ripples", gradación, etc., que pasan gradualmente a limolitas y argilitas calcáreas. Se trata por tanto de secuencias Tb, Tc y Te en las que en ocasiones aparecen los términos Td y Th de la secuencia de Bouma.

Petrográficamente, se trata, en la mayoría de los casos, de biomicritas (pelágicas) y calizas arenosas de grano fino a muy fino.

Por asociación con las macrosecuencias definidas por PUJALTE, *et al.* (1988) se atribuye a estos materiales una edad Ypresiense, aunque no se descarta la existencia de materiales thanetienses en la base del flysch.

3. SEDIMENTOLOGIA

Si se exceptúan los materiales arcilloso-salinos del Trías Keuper, presentes bajo el subsuelo, y en las inmediaciones de Bergara, el resto de los afloramientos del cuadrante corresponde a litologías con edades comprendidas entre el Aptiense (Urgoniano) y el Eoceno ("Flysch Terciario").

Los materiales urgonianos están muy escasamente representados en la hoja, únicamente por las calizas de Peña Udala, en el extremo suroeste. Estos carbonatos forman parte de un conjunto de plataformas carbonatadas que se desarrollaron en las proximidades del área de estudio (al Sur y al Oeste), durante el Aptiense y parte del Albiense. Estos carbonatos constituyen actualmente la alineación Mugarra-Amboto, la zona Eskubaratz-Lenganan, monte Aranguio (todos éstos en los cuadrantes de Eorrio y Otxandio), Peña Udala y la alineación de calizas del macizo del Aitzgorri. El aspecto general que presentaba el Urgoniano de este episodio (figura 3.2.) era, a grandes rasgos, el de una amplia plataforma carbonatada marginal, de tipo rampa (plataformas del Duranguesado y del Aitzgorri), con una contaminación progresiva de terrígenos hacia el Suroeste y un estrecho surco activo (surco del Andasto) que recibía y canalizaba, tanto los terrígenos procedentes del Sur, como los materiales procedentes de la destrucción de las masas arrecifales situadas

al Suroeste y al Noreste. El límite hacia el Noreste de estas plataformas lo constituyó probablemente una zona de talud controlada por un accidente de zócalo activo durante la sedimentación (¿accidente de Bilbao?). Algunos accidentes de zócalo, de dirección aproximada N 20° E (accidente de Mondragón), complican algo el esquema y dejan "bloques" elevados independientes, en los que se desarrolló una sedimentación carbonatada "rodeada" de materiales más profundos (bloque del Udala). La disposición actual de las brechas calcáreas, alrededor de este bloque, confirma esta hipótesis. Hacia el Este y hacia el Norte sólo aparecen lutitas gris oscuro en facies de "cuenca" (margas de San Prudencio), pasadas de margocalizas y brechas calcáreas distales (pequeños clastos de calizas englobados en las margas de San Prudencio).

De la figura 3.2. conviene recordar sobre todo el esquema de fracturación sinsedimentaria, que controla el tipo, potencia y distribución de los materiales del Urgoniano. Porque, como se verá más adelante, estos accidentes no solamente van a dejar una "impronta" en los materiales suprayacentes (en forma de relieves previos creados) sino que los van a controlar directamente, ya que algunos de ellos continúan activos en el tiempo (fundamentalmente el accidente de Bilbao y el de Mondragón).

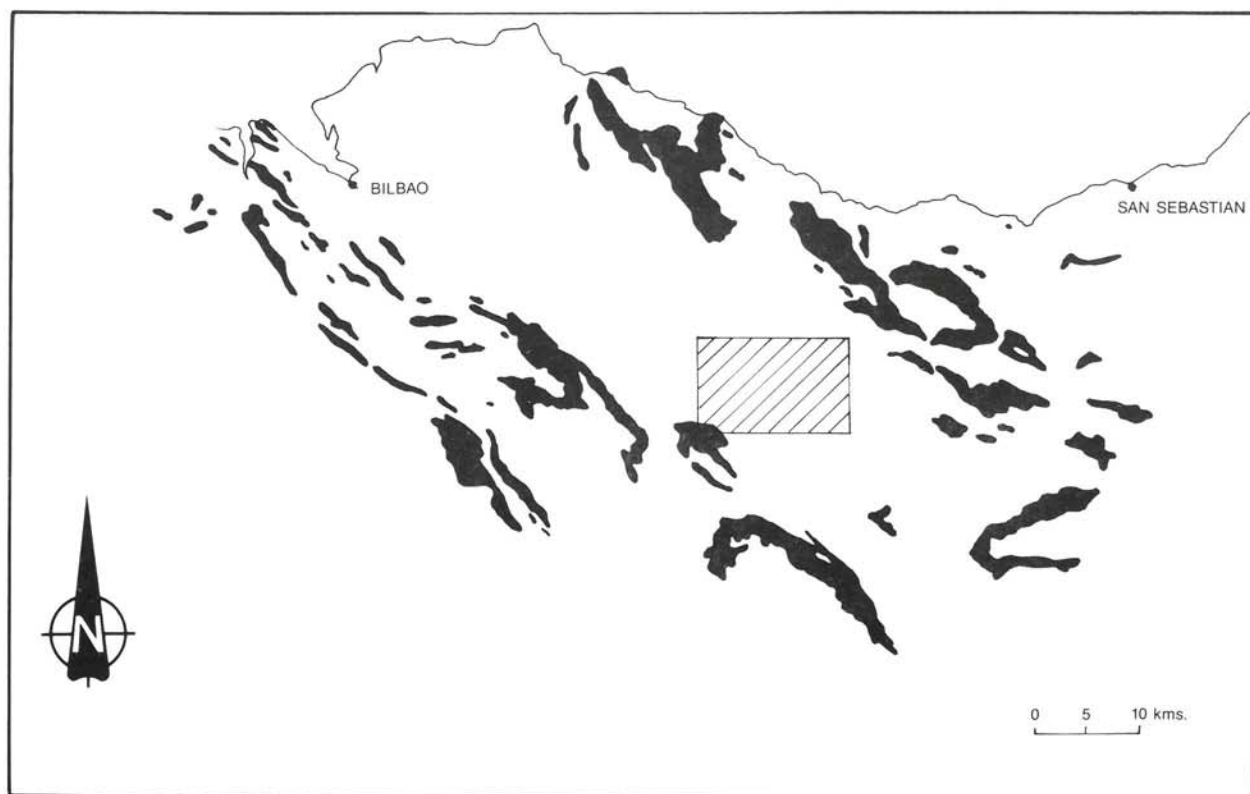
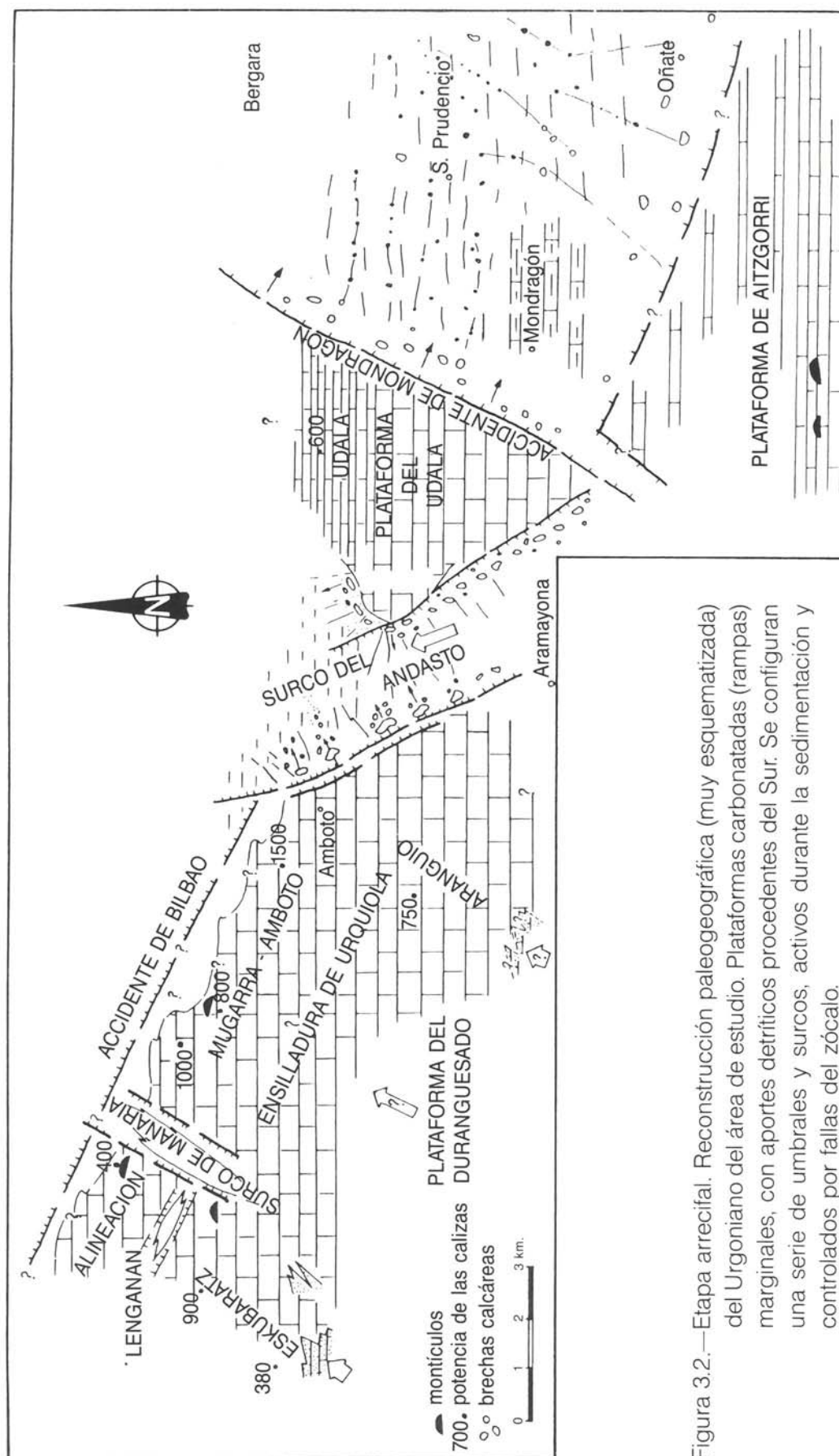


Figura 3.1.—Mapa esquemático de afloramientos de calizas en facies arrecifales (Urgoniano).
Modificado de Olivé *et al.*, 1984. En rayado oblicuo la hoja 1:25.000 de Bergara.



La sedimentación carbonatada continuará hasta, aproximadamente, el Albiense superior. En esta época se produce una importante ruptura sedimentaria causada por una fase de actividad tectónica (fase Austrica) que rejuveneció los relieves del área fuente, provocando un masivo aporte de terrígenos a la cuenca que inhibieron de manera brusca la sedimentación carbonatada. Esta en adelante sólo se volverá a manifestar de forma aislada y cuando las características del medio lo permitan (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" son los siguientes: (figura 3.3.).

- 1.—En el Suroeste se deposita la **formación Utrillas**, de carácter fluvial y fluvio-deltaico, en una zona de escasa subsidencia.
- 2.—Estos materiales pasan hacia el Noreste hacia una zona de mayor subsidencia, formándose una importante acumulación de material terrígeno (más de 4000 metros) que constituye en conjunto el denominado "delta de Balmaseda". La **formación Balmaseda** (deltaica) pasa de manera gradual hacia el Este y Sureste a materiales lutíticos de plataforma (**formación Zufia**) y a materiales arrecifales (**calizas de Eguino**). Los equivalentes distales de la formación Balmaseda llegan hasta, aproximadamente, la alineación Bilbao-Durango, donde una importante falla de zócalo provocó un escarpe hacia el Noreste (talud) y un cambio brusco en la sedimentación. Esta falla antigua ha sido denominada por algunos autores como "Falla de Bilbao". Esto hace que al Suroeste de este talud aparezcan facies someras, mientras que al Noreste sean facies de aguas relativamente más profundas.

Efectivamente, este cambio somero-profundo se produce aproximadamente al Noreste y Suroeste de la alineación de las calizas del Duranguesado. No obstante, las observaciones de detalle efectuadas en el área del cuadrante de Mondragón (columnas de la Central de Olate, Antzuola y Azalgárate. EVE, 1986) llevan a pensar que este cambio somero-profundo se produce en este sector algo más al Norte (inmediatamente al Sur de Bergara) ya que los materiales supraurgonianos en el sector de Mondragón, Oñati y Antzuola revelan características propias de ambientes someros. Son muy frecuentes las barras mareales con estratificaciones cruzadas sigmoidales, los "ripples" de olas, etc. No se observa el paso hacia el Noreste a las facies más profundas; sin embargo, este cambio si es "visible" hacia el Noroeste. Esta "anomalía" ha sido interpretada como el resultado del funcionamiento de un importante accidente de zócalo (accidente de Mondragón) que ya funcionó durante el Urganiano (ver figura 3.2.). Lo que se desconoce es su régimen, ya que se pudo tratar tanto de un importante desgarre sinistral que desplazó hacia el Noreste al accidente de Bilbao o, sencillamente, un accidente que limitó bloques con mayor o menor subsidencia.

- 3.—Los materiales distales, aunque aún someros de la formación Balmaseda llegan a una zona de talud deposicional, por el que se producen continuos deslizamientos de grandes masas de material lutítico, "slumpings", y por el que discurren eventualmente canales que transportan material turbidítico. A favor de los accidentes del zócalo ya mencionados, se produce, además, la entrada de material volcánico a la cuenca, representado por alguno de los sills básicos reflejados en la cartografía. Al conjunto de estos materiales de talud se le denomina **formación Durango**.
- 4.—El sistema deposicional más septentrional lo constituyen materiales turbidíticos (en

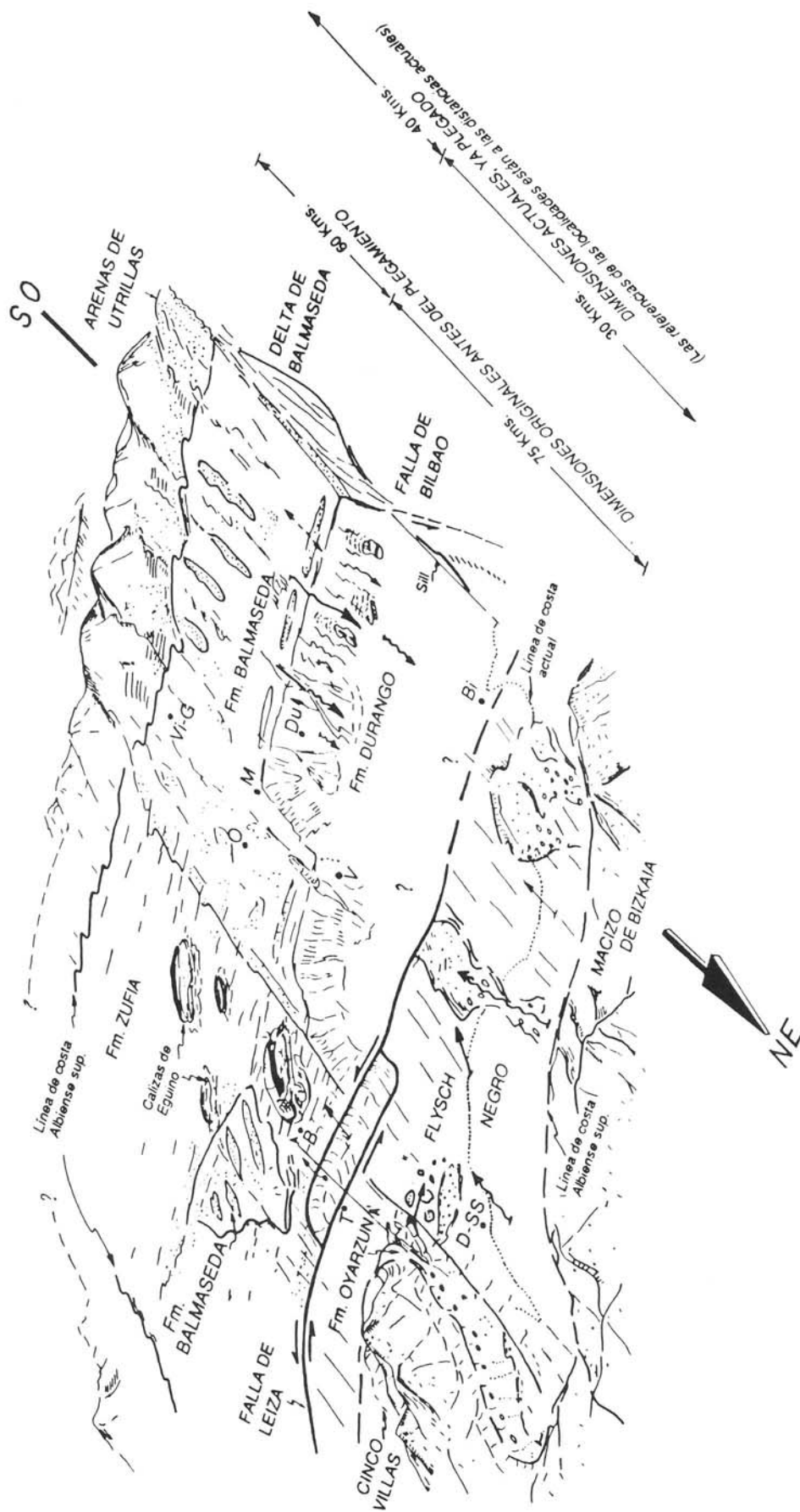


Fig. 3.3.—Esquema paleogeográfico muy simplificado durante el Albiense superior.
 Bi-Bilbao; D-SS - Donostia-San Sebastián; Vi-G - Vitoria-Gasteiz; Tolosa;
 B-Beasain; Du-Durango; V-Vergara; M-Mondragón; O-Oñate.
 (Explicación en el texto)

sentido amplio) con un carácter más profundo. Es la denominada **formación Deba-Flysch Negro**. Este dominio presenta una serie de características peculiares, ya que no pertenece al cinturón de facies meridional sino que constituyó el relleno de una fosa o sistema de fosas alargadas, "alimentadas" por paleomacizos que se ubicaron al Norte de la línea de costa actual. Este sistema de fosas alargadas pudo tener su origen en la creación de cuencas tipo "pull-apart" ligadas a los grandes sistemas transformantes (desgarres sinistres) que permitieron la apertura del Golfo de Bizkaia.

Sólo un comentario más a la vista de la figura. Si bien ésta debió ser cualitativamente la disposición relativa de los cinturones de facies, el esquema responde a los materiales ya acortados por la tectónica Alpina; para ver esta cuenca en sus dimensiones originales habría que "desplegarlo". Aunque no se tienen datos definitivos, el acortamiento ha debido ser importante (unas 2,5 veces al Norte del accidente de Bilbao, y 1,5 veces al Sur de éste).

El Cenomaniense inferior y medio significó una nueva etapa de inestabilidad a nivel de la cuenca, en la que se acentúan los surcos sedimentarios preformados y en la que se resedimenta abundante material (la base de estos materiales suele constituir un nivel casi continuo de depósitos caóticos en el que dominan los procesos gravitacionales). Aunque durante el Albiense superior ya aparecen las primeras manifestaciones volcánicas, es a partir del Cenomaniense superior y hasta el Santonienense cuando, ligadas a una etapa de expansión oceánica y adelgazamiento de la corteza, se abren grandes fracturas en el fondo marino que permiten la salida a la cuenca de grandes cantidades de material volcánico (rocas del "Complejo Volcánico"), acompañado de una serie de intrusiones (material subvolcánico). Durante esta etapa de expansión oceánica que separó la placa Ibérica de la placa Europea, se

creó un surco amplio que se rellenó por una importante acumulación de material turbidítico hasta aproximadamente el Campaniense. El "Surco Flysch" tenía unas directrices subparalelas a las actuales, y la mayoría de los sistemas turbidíticos eran axiales, es decir, tenían una procedencia dominante del pirineo, subparalelo al eje del surco como lo demuestra el patrón de paleocorrientes. Sin embargo, algunos aportes esporádicos pudieron proceder de plataformas meridionales, ligadas a la Meseta Castellana.

En el área de estudio las asociaciones de facies encontradas corresponden a turbiditas distales, desde orla de lóbulo a llanura submarina (columnas parciales de Bergara, Elosua y Placencia, EVE, 1987).

Como se ha señalado anteriormente, estos materiales turbidíticos conformaron el relleno de un amplio surco (se trata del típico flysch norpirenaico), en el que el tipo de depósitos estuvo condicionado en gran medida por la altura relativa que tuvo el nivel del mar cretácico en cada momento ("higstand" y "lowstand", según MUTTI, 1985). A lo largo de la historia de este surco flysch las áreas de aporte no debieron variar de una forma sustancial (dominantemente áreas fuente-plataformas pirenaicas).

Anteriormente se ha señalado cómo el relleno del surco se produce durante una etapa claramente distensiva, con adelgazamiento de corteza oceánica, pues bien, hacia finales del Cretácico, y en relación con el comienzo de la subducción del Golfo de Bizkaia, las condiciones geodinámicas del paleomargen continental septentrional español cambiaron de forma continua desde distensivas a compresivas. Este importante cambio va a traer efectos sedimentarios y paleogeográficos de primera magnitud, que se resumen a continuación:

- 1.— Hacia el techo del flysch detrítico-calcareo (aproximadamente hacia el Maastrich-

tiense), se produce una compleja progradación de "taludes fangosos" (PUJALTE *et al.*, 1988) que sustituyen de forma progresiva los sistemas turbidíticos axiales del Cretácico superior. En estos taludes lutíticos (representados por el término litológico número 23) se desarrollaron localmente zonas de inestabilidad donde se originaron potentes depósitos de colapso (representados por el nivel inferior del término 24). Este proceso de progradación culmina con la instalación durante el Danés de una extensa plataforma caliza, eminentemente pelágica, en asociación con un nivel del mar alto y relativamente estacionario.

- 2.—Hacia el final de este episodio, un período de actividad tectónica "intracuenca" favoreció la destrucción parcial de las plataformas danienses. Se generaron cañones y barrancos submarinos que se rellenaron de material grosero durante el Thanetiense, manteniéndose adyacentemente zonas relativamente estables de carácter hemipelágico (altos hemipelágicos con sedimentación margocalcárea). Estos cañones submarinos excavaron profundamente el fondo marino pudiendo alcanzar hasta materiales del Campaniense. Las paleocorrientes indican que, en este sector, los cañones fluían hacia el NNO (PUJALTE *et al.*, 1988).
- 3.—Una fuerte y rápida caída relativa del nivel del mar pudo ser la responsable de la primera entrada generalizada de terrígenos (siliciclásticos) en la "cuenca flysch" terciaria, iniciándose una secuencia discontinua, de unos 100-150 metros de potencia máxima, equivalente a la secuencia Sarikola de RO-

SELL *et al.* (1985), definida en la cadena costera guipuzcoana, o a la secuencia Thanetiense-Ypresiense, de PUJALTE *et al.* (1988). Se trata generalmente de materiales turbidíticos siliciclásticos, de transición canal-lóbulo, que aparecen fundamentalmente rellenando depresiones erosivas (no se debe olvidar los cañones submarinos creados durante el Thanetiense). Concretamente en este sector (ver figura 3.4.) no aparecen los depósitos más groseros, sino las facies de expansión lateral y de techo de la secuencia (término 26 en la cartografía). El límite inferior de esta secuencia es esencialmente una superficie de paraconformidad (ver cartografía).

- 4.—Por encima de esta primera entrada de siliciclásticos se produce una homogeneización de la sedimentación en la cuenca, con el desarrollo generalizado y potente de las series flyschoides, (escasamente representadas en el cuadrante, con el término 25). Se instala una serie de sistemas turbidíticos ligados, en términos generales, a un descenso relativo del nivel del mar.

Estas cuatro etapas reflejan las cuatro secuencias y macrosecuencias descritas por PUJALTE *et al.* (1988) para el tránsito Cretácico-Terciario es decir:

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

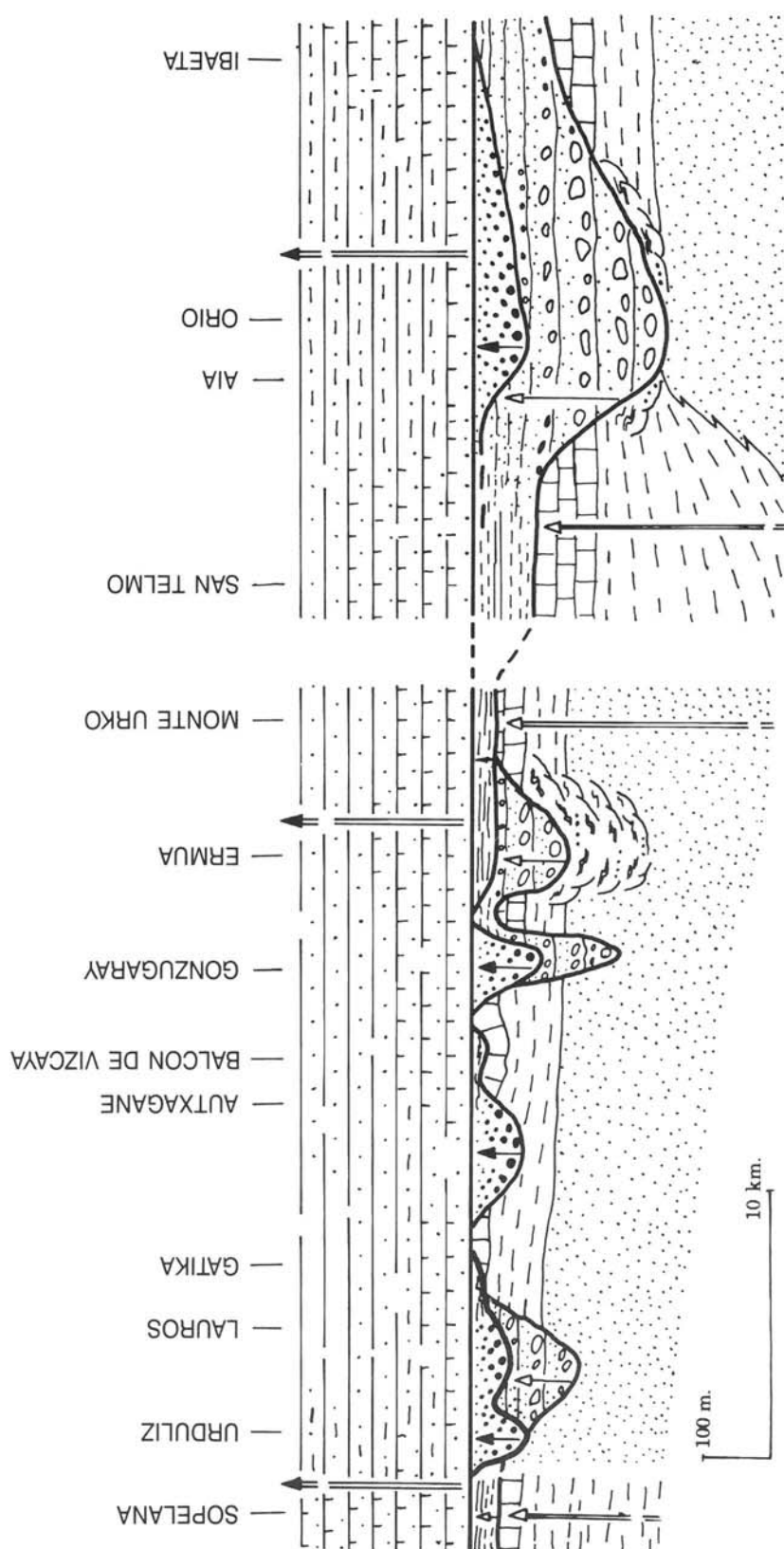
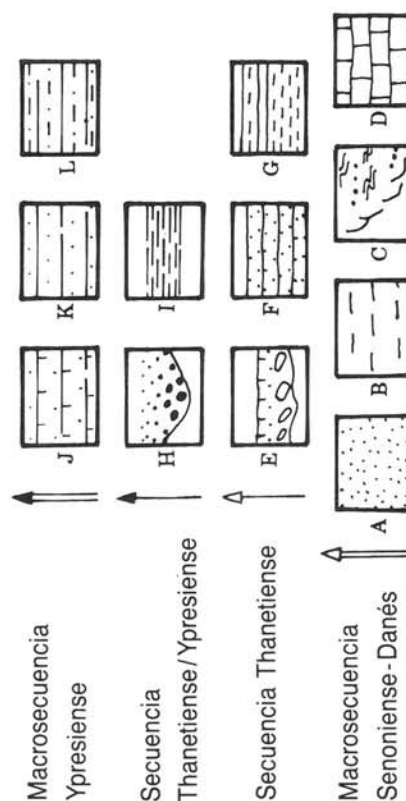


Figura 3.4.—Correlación de las secuencias deposicionales.

A) Flysch Campaniense sup.-Maastrichtiense.
 B) Lutitas y margas maastrichtienses. C) Lutitas con deslizamientos y debritas de taludes maastrichtienses. D) Calizas y margas de plataforma del Danés. E) Megaturbiditas calcáreas de relleno de cañones. F) Calcare-nitas y turbiditas calcáreas. G) Margas y margolizas hemipelágicas. H) Turbiditas silíceas densas de canal-lóbulo. I) Turbiditas silíceas diluidas J) Turbiditas calcáreas diluidas. K) Turbiditas silíceas. L) Turbiditas con predominio de lutitas.

Según PUJALTE *et al.*, 1988.



4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los principales elementos estructurales localizados en el cuadrante de Bergara y sus alrededores se han situado en la figura 4.1. Tal y como se observa en dicho esquema y en la propia cartografía geológica, los materiales aflorantes se encuentran intensamente replegados y fracturados por lo que su disposición estructural resulta en detalle compleja y, en ocasiones de difícil interpretación.

El cuadrante de Bergara se sitúa en el cierre perisinclinal del sinclinorio de Punta Galea-Oiz, estando la mayor parte de las estructuras dúctiles cartografiadas en relación con esta megaestructura. Sin embargo, se han reconocido también otros pliegues, todos ellos de orientación N 120° E, como el anticlinal de Udala y el sinclinal de San Prudencio. Asimismo se han cartografiado un gran número de fracturas cuyas direcciones predominantes son N 110° E y N 50°-70° E.

A continuación se describen con más detalle algunas de las principales estructuras tectónicas reconocidas en el presente cuadrante.

4.1. SINCLINORIO DE PUNTA GALEA-OIZ (SINCLINORIO VIZCAINO)

Es una estructura con una representación cartográfica muy extensa y orientación N 120° E

aunque en el cuadrante de Bergara solamente se observa su terminación periclinal, en donde se desarrollan diversas estructuras anticlinales y sinclinales de orientación asimismo NO-SE. El seguimiento cartográfico de estas estructuras se ve interrumpido por diversas fracturas y algunos asomos e intumescencias diapíricas.

La morfología de las estructuras asociadas al cierre periclinal son más fácilmente cartografiables cuando existen niveles guía, como por ejemplo los materiales paleocenos o algunos niveles del complejo volcánico, sin embargo resulta mucho más difícil plasmar cartográficamente estas estructuras cuando los materiales afectados pertenecen a la formación margosa del Cretácico superior, muy monótona en cuanto a su litología, siendo ésta la situación más frecuente en la mayor parte de la superficie cubierta por esta hoja.

La estructura del sinclinorio presenta aquí una clara vergencia norte. Su flanco meridional se encuentra muy verticalizado mientras que el flanco septentrional es menos buzante, llegando en ocasiones a horizontalizarse parte del mismo.

Los pliegues menores son muy abundantes tanto en los flancos como en la terminación periclinal de la estructura; por lo general los ejes

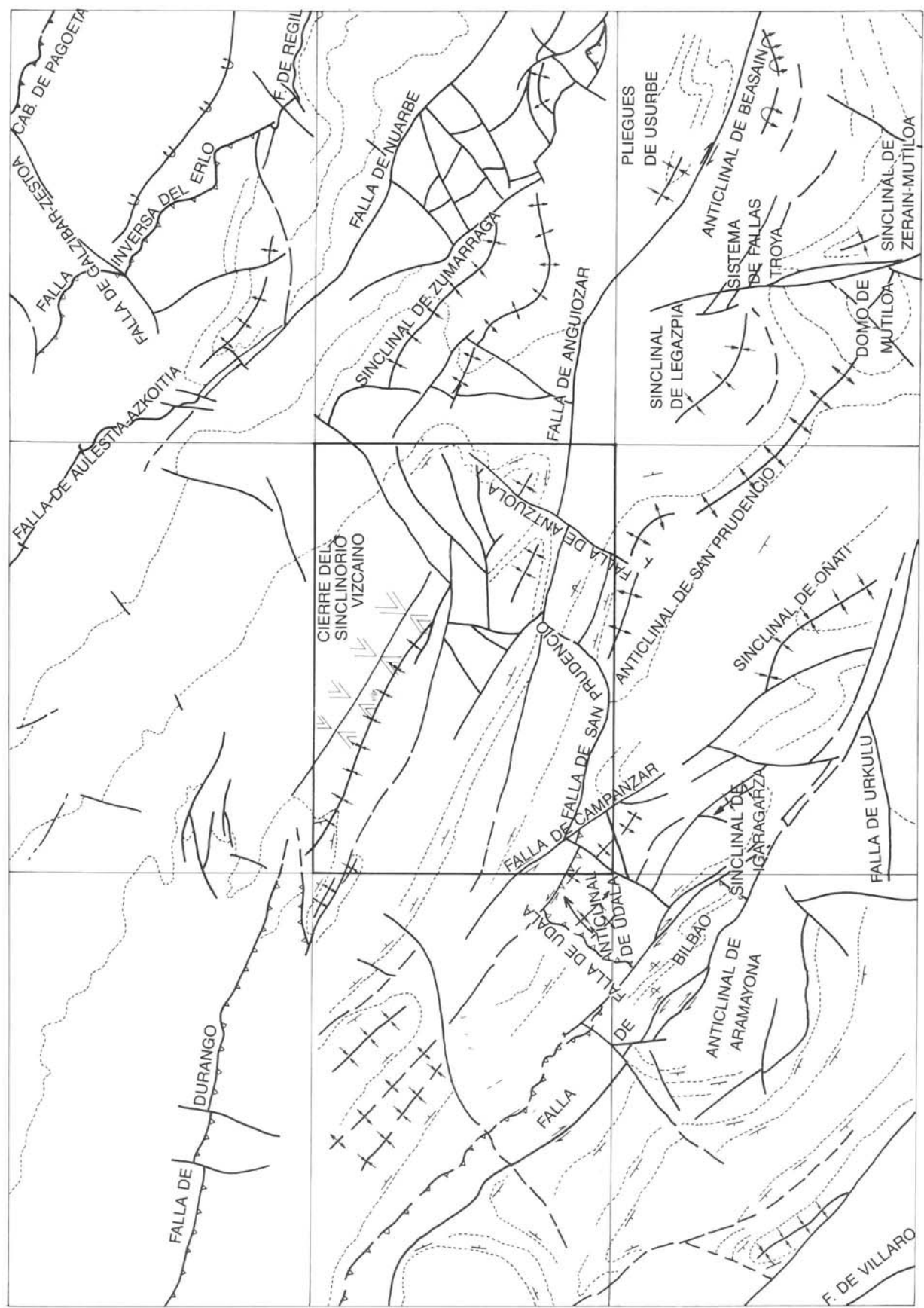


Figura 4.1.—Esquema estructural del cuadrante de Bergara y sus adyacentes.

de estos pliegues se inclinan entre 15° y 30°, según el sentido N 270° E a N 290° E.

4.2. **ANTICLINAL DE SAN PRUDENCIO**

Es una estructura de orientación NO-SE que tiene una representación cartográfica notable en los vecinos cuadrantes de Mondragón (88-III) y Beasain (88-IV); en la presente hoja solamente aflora su terminación occidental que se encuentra afectada por diversas fracturas.

Es un pliegue anticlinal vergente al Norte, en cuyo núcleo afloran los materiales urgonianos conocidos como margas de San Prudencio, reconociéndose en los flancos los materiales supraurgonianos. Dentro del cuadrante de Bergara, el contacto entre los materiales urgonianos y supraurgonianos en esta estructura se realiza mayoritariamente mediante falla. El flanco norte y la terminación periclinal de la estructura se encuentran asimismo intensamente fracturadas; siendo la dirección predominante de estas fallas NO-SE.

4.3. **ANTICLINAL DE UDALA**

Se reconoce exclusivamente en el extremo sureste de la presente hoja, afectando a los materiales urgonianos del bloque alóctono de Udala (Sector de Udala perteneciente a la Unidad de Yurre).

Su interpretación geológica se muestra en el corte I-I' que acompaña al mapa geológico; debido al carácter masivo de las calizas urgonianas aflorantes, la representación cartográfica de esta estructura no es muy neta, encontrándose además rota y desplazada por diversas fracturas de poca entidad. Hacia el Norte el anticlinal termina contra el plano de falla inversa que delimita el bloque alóctono en donde se desarrolla la estructura, y hacia el Sur pasa al cuadrante de Mondragón en donde su representación cartográfica es asimismo muy exigua.

En la hoja de Bergara se han cartografiado un gran número de fracturas que trastocan los materiales aflorantes y alguna de las estructuras dúctiles descritas. Varias de estas fallas tienen trazas cartográficas que pueden seguirse durante muchos kilómetros a lo largo de este cuadrante y de otros anexos por lo que conviene describir sus principales características con mayor detalle.

En primer lugar debe señalarse que las direcciones predominantes de estas fracturas son N 110° E y N 50-70° E aproximadamente. Las pertenecientes a la primera familia muestran por lo general un trazado cartográfico más importante y probablemente han producido saltos mayores; entre ellas cabe destacar la falla de Anguiozar y otras como las que se han cartografiado en el flanco norte del anticlinal de San Prudencio y en el núcleo del sinclinorio. Las fallas de orientación N 50-70° E producen desplazamientos menores, pero en la mitad oriental del cuadrante, restringido a un corredor entre Bergara y Antzuola, presentan un desarrollo notable, sugiriendo la existencia de una zona de fractura importante según esa dirección; cuestión que viene avalada por la inyección de materiales triásicos en relación con alguna de estas fracturas.

4.4. **FALLA DE ANGUIOZAR-OLABERRIA**

Es un accidente de dirección N 110° E que hunde el bloque norte; hacia el Este puede seguirse su traza cartográfica hasta la hoja de Ataun (114-I). Su terminación occidental parece situarse en el presente cuadrante, aunque no se puede descartar su continuidad por la hoja de Elorrio (88-II) entre materiales supraurgonianos y/o bajo sedimentos cuaternarios.

La traza cartográfica que muestra su plano denota que se trata de un accidente muy verticalizado, habiéndose deducido en el cercano cuadrante de Beasain (88-IV) una componente de salto en dirección dextral.

En la parte central de la hoja de Bergara pone en contacto materiales margosos de edad Cretácico superior (bloque norte) con la secuencia supraurgoniana; pero hacia el Oeste su traza discurre entre materiales supraurgonianos lo cual dificulta su reconocimiento, aunque en estos casos su presencia queda delatada por la existencia de pliegues de arrastre cuyos ejes se inclinan hacia el Oeste. En la parte este de la hoja, la falla de Anguiozar-Olaberria es desplazada por una fractura de dirección N 50° E, a la altura de Antzuola; a partir de ahí su trazado dentro de la hoja vuelve a discurrir entre materiales supraurgonianos por lo que su identificación exacta presenta los problemas ya mencionados.

4.5. FALLA INVERSA DE UDALA

Tiene una representación cartográfica muy reducida dentro de la hoja de Bergara, quedando restringida a su extremo sureste, aunque el accidente puede seguirse por los cuadrantes de Elorrio (87-II) y Mondragón (88-III).

Es un accidente de vergencia norte cuya génesis se liga al funcionamiento de una falla de desgarre (falla de Bilbao) y monta los materiales urgonianos del Sector de Udala sobre la secuencia supraurgoniana de la Unidad de Oiz.

Las fallas de orientación N 50-70° E quedan restringidas principalmente al corredor de Bergara-Antzuola, tal y como ya se ha comentado. A continuación se describen las principales características de algunas de estas fallas.

4.6. FALLA DE UGARRIAGA-ZOCOLEGUI

Se observa en varios puntos del talud de la carretera Bergara-Elosua, después de pasar el barrio de Ugarriaga-Azpikoa. Al SO, en las inmediaciones de Bergara presentan inyecciones de Trías Keuper (arcillas y yesos), probablemente en su intersección con otras fracturas. Al NE, en el talud de la carretera, presenta una brecha de cantos ígneos diversos (ofitas, andesitas, dioritas, etc.) muy alterados a epidota y cloritas y con abundantes diseminaciones de oligisto especular.

Esta fractura pierde rápidamente importancia al NE (Zocolegui) y muy probablemente sea relevada por la falla Arana-Elosua.

4.7. FALLA DE ARANA-ELOSUA

Puede observarse en el talud de la carretera Elosua-Azkoitia. En este punto pone en contacto materiales del complejo volcánico con margas del Cretácico superior. En las inmediaciones de la fractura es muy frecuente observar estas margas esquistosadas y tectonizadas.

4.8. FALLA DE ANTZUOLA

No presenta un salto importante pero, tal y como ya se ha mencionado, desplaza la falla de Anguiozar-Olaberria, y a través de ella, en la zona de Peña Bizkarra, se inyecta una masa de ofitas (y otros materiales triásicos) que muestran una representación cartográfica considerable.

5. PETROLOGIA

En este capítulo se hace una descripción de la petrología y petroquímica de las formaciones diferenciadas dentro del complejo volcánico.

5.1. PETROGRAFIA DE LAS FORMACIONES VOLCANICAS DIFERENCIADAS

5.1.1. Coladas masivas

Petrográficamente se distinguen dos facies diferentes: basaltos más o menos espilitizados y traquitas.

Los basaltos, basaltos espiliticos y espilitas presentan una textura intersertal, más o menos porfídica, a veces con vacuolas o vesículas rellenas de minerales de alteración (cloritas, carbonatos). En otras ocasiones las coladas basálticas presentan una marcada textura fluidal, puesta de manifiesto por la orientación de minerales prismáticos (máficos y plagioclasas) y vacuolas elongadas.

Suelen presentar una alteración generalizada de toda la masa, de modo que la mineralogía original es difícilmente observable. Las plagioclasas se alteran a calcita, epidota y productos micáceos. Los máficos lo hacen a cloritas, calcita y opacos, fundamentalmente.

En aquellas muestras alteradas se pueden reconocer como minerales principales: clinopiroxeno (augita) y plagioclasa. La augita suele presentarse maclada y zonada. Frecuentemente incluye cristales de apatito.

La plagioclasa presenta una composición de oligoclasa-andesina. Son raros los términos más cálcicos.

Las traquitas presentan una típica textura traquítica, a veces fluidal, algo porfídica, donde fenocristales de feldespato potásico están envueltos por una matriz de microlitos de feldespatos más o menos orientados.

La mineralogía es de feldespato potásico (sanidina), anortoclasa y plagioclasa, como minerales principales. Como accesorios se presentan menas y probables máficos alterados.

En los fenocristales de feldespato se observa frecuentemente una desmezcla peritítica.

Las vacuolas alcanzan tamaños de hasta 1 centímetro, siendo el tamaño más frecuente de escala milimétrica. A veces presentan una elongación preferencial. Se encuentran rellenas de minerales secundarios: calcita, albita, cuarzo, clorita, epidota, óxidos...

5.1.2. Rocas volcanoclásticas

Constituyen un amplio grupo de rocas, con la característica común de su origen volcánico y su estructura/textura clástica.

Para su clasificación se ha seguido la propuesta por FISHER (1961), que contempla, por un lado, el tamaño de los clastos y por otro el origen de éstos o el mecanismo que les ha llevado a formar la roca.

En conjunto constituyen una serie de rocas depositadas en medio marino, bien directamente de la caída de material eruptivo, bien mediante remoción de niveles volcánicos no consolidados, parcialmente mezclados con aportes sedimentarios no volcánicos.

Se han reconocido, a escala de lámina delgada desde tufitas (cineritas), hasta brechas y aglomerados (lapillistone).

La composición de los clastos de origen volcánico, allí donde se puede reconocer, es variada: traquitas, basaltos porfídicos, basaltos microlíticos, fragmentos vítreos, trozos de fenocristales (feldespatos fundamentalmente), esquirlas de vidrio, fragmentos pumíticos, etc.

5.1.3. Sills

Como ya se ha expuesto en la descripción de campo son cuerpos tabulares, paralelos a la estratificación de la roca sedimentaria de caja, con potencias métricas-decamétricas.

Suelen presentar estructura microgranuda, aunque a veces el grano no es observable a simple vista.

Al microscopio exhiben texturas microgranulares, intersetales, más o menos porfídicas.

La composición más común es la de diabasa, aunque minoritariamente aparecen cuerpos picríticos.

La mineralogía, en las diabasas es de clinopiroxeno (augita), plagioclasa (oligoclasa-andesina) y en ocasiones anfíbol (hornblenda marrón).

Como accesorios aparecen magnetita y apatito.

La alteración salvo en raras excepciones es intensa, generando clorita, epidota, calcita, sericita, anfíbol y biotita.

5.1.4. Ofitas

Dentro de éstas se pueden diferenciar dos grupos principales:

- a) Rocas microgranudas holocristalinas (ofitas). Afloran en cuerpos de morfología irregular, en ocasiones embalados en arcillas rojas del Triás.

Presentan una marcada textura intersetal e intergranular, en la que el clinopiroxeno (augita) crece entre un entramado de plagioclasas (oligoclasa-andesina).

Como minerales accesorios aparecen opacos y apatito.

La alteración, salvo en raras excepciones, es intensa, con clorita, epidota, calcita, sericita, anfíbol fibroso, biotita, etc.

- b) Rocas volcánicas brechificadas. Afloran en una brecha de falla al Este de Bergara (carretera a Elosua).

Composicionalmente son andesitas o traquiandesitas brechificadas.

Presentan una textura porfídica microgranuda, en ocasiones fluidal.

Como minerales principales presentan plagioclasa, clinopiroxeno (augita) y anfíbol (hornblenda).

Los accesorios están constituidos por epidota, clorita, biotita, óxidos y esfena.

Presentan una marcada alteración (hidrotermalización a través de la fractura) a epidota, clorita, óxidos, sericitas y carbonatos.

5.2. GEOQUIMICA DE LAS ROCAS VOLCANICAS

5.2.1. Análisis Químicos

Se han realizado un total de 13 análisis químicos, (cuadro 5.1.). El número de muestras tomado en cada una de las formaciones volcánicas diferenciadas en cartografía ha sido el siguiente:

—Coladas de composición basáltica..	4
—Coladas traquíticas.....	1
—Rocas volcanoclásticas.....	1
—Sills.....	4
—Diques.....	—
—Ofitas.....	3

Las muestras han sido tomadas en aquellos lugares en que la roca presenta menor grado de alteración (ríos, taludes de carreteras, etc.).

Se han analizado para los diez elementos mayoritarios.

La finalidad de estos análisis, aparte del dato objetivo que puede representar el conocimiento geoquímico de una roca de determinada facies, ha sido la de caracterizar, en la medida de lo posible, el tipo de vulcanismo.

Para el estudio del quimismo de estas rocas se han tenido en cuenta, aparte de los análisis realizados en esta hoja, todos aquellos realizados en la vecina hoja de Eibar así como los realizados durante el proyecto "Estudio Petroológico y Geoquímico de las hojas 1:200.000 de Bermeo y Bilbao" (IGME, 1985). De la ob-

servación de los mismos (cuadro 5.2.) se pueden sacar las siguientes conclusiones sobre el quimismo de estas rocas:

—Gran variabilidad en las proporciones de los elementos mayoritarios salvo en las traquitas que presentan una gran homogeneidad. Esta variabilidad es mucho más manifiesta que la de los basaltos, tanto oceánicos como continentales.

—Afinidad química entre los episodios lávicos (pillow-lavas, coladas masivas, coladas con disyunción columnar), las manifestaciones intrusivas (sills, lacolitos, etc.) y los diques.

—Elevada proporción y variabilidad grande de la fase fluida, representada en los análisis por la pérdida por calcinación a 1000 °C, exceptuando las traquitas que presentan valores relativamente bajos y homogéneos.

Las variaciones y elevadas proporciones en la fase fluida ($H_2O + CO_2$) están ligadas a la presencia de clorita y otros minerales hidratados, en vacuolas y/o en la matriz y/o reemplazando a minerales primarios y/o rellenos de fracturas.

—La proporción de CaO es muy variable. En las rocas lávicas con vacuolas rellenas de calcita pueden alcanzarse valores del orden del 11-14%. Si se suprime el calcio ligado a los carbonatos el contenido en CaO no calcítico resultante es muy inferior al de los basaltos.

Las rocas intrusivas y los diques presentan contenidos medios en calcio inferiores a los de los basaltos (6,88% y 8,08% respectivamente) y valores medios relativamente más altos que el resto de las manifestaciones volcánicas de la cuenca.

—Los valores medios en SiO_2 varían entre el 48% y el 51% salvo en las traquitas y rocas piroclásticas que alcanzan el 66% y el 61% respectivamente.

Nº MUESTRA ELEMENTOS	AC-133	AC-145	AC-148	AC-130	AC-154	AC-144	AC-138	AC-152	AC-128	AC-131	AC-129	AC-34	AC-147
SiO ₂	31.37	37.73	44.16	44.45	45.41	45.81	47.36	47.55	51.49	53.92	55.12	63.61	69.32
A 2O ₃	11.93	13.59	14.92	12.60	15.21	13.62	11.21	16.20	14.02	14.40	15.10	17.20	15.08
Fe ₂ O ₃	0.91	3.88	0.08	3.13	5.60	2.54	9.21	3.04	4.00	3.56	1.92	5.32	3.29
FeO	8.23	5.07	6.68	5.28	4.16	5.41	4.20	5.43	5.10	5.86	5.92	0.93	1.45
MgO	7.00	5.62	3.15	8.95	4.85	2.05	5.05	4.72	0.85	5.52	6.80	0.44	0.70
CaO	20.92	14.57	11.45	10.51	11.55	13.42	9.75	11.22	11.75	9.30	3.20	0.50	0.90
Na ₂ O	2.25	3.65	3.82	3.00	2.11	4.30	2.35	3.00	2.70	1.40	4.67	5.30	1.65
K ₂ O	2.53	0.62	5.85	2.73	0.37	0.17	0.52	1.03	4.81	2.47	1.68	4.55	2.25
TiO ₂	2.40	2.56	2.40	1.90	2.60	2.40	2.00	2.40	2.40	1.00	1.04	0.40	0.42
MnO	0.18	0.16	0.21	0.15	0.18	0.22	0.14	0.19	0.18	0.16	0.12	0.09	0.03
H ₂ O ⁺	12.06	12.43	7.22	7.25	7.72	10.00	8.05	5.08	2.57	2.04	4.34	1.57	4.81
H ₂ O ⁻	0.01	0.01	0.02	—	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01
TOTAL	99.79	99.89	99.96	99.95	99.77	99.95	99.85	99.88	99.88	99.66	99.92	99.93	99.91
	SILL	COLADA BASALTICA	COLADA BASALTICA	SILL	COLADA BASALTICA	COLADA BASALTICA	SILL	SILL	OFITA	OFITA	OFITA	TRAQUITA	VOLCANO- CLASTICA

Cuadro 5.1.— Análisis químicos de rocas del Complejo Volcánico en el cuadrante de Bergara

	Composición química media de los diversos productos del magmatismo del Cretácico superior								Composición media de rocas basálticas (MANSON 1967)	
	Coladas de pillow-lavas	Coladas masivas	Traquitas	Sills-stoks	Diques	Proclás-ticas	Basaltos oceánicos	Basaltos continentales		
SiO ₂	48.82	50.47	66.07	49.90	48.50	61.19	48.5	49.9		
Al ₂ O ₃	15.04	15.60	19.08	13.92	14.70	16.94	15.0	16.2		
Fe ₂ O ₃	2.98	2.64	1.17	3.18	1.52	2.02	11.6	10.8		
FeO	5.17	6.49	0.64	6.98	6.70	3.29	—	—		
MgO	5.20	5.93	0.36	7.57	5.33	2.05	7.2	6.3		
CaO	6.77	4.90	0.33	6.88	8.08	2.33	10.5	9.8		
Na ₂ O	3.20	3.31	5.79	2.62	2.53	2.05	2.5	2.8		
K ₂ O	1.41	1.71	4.70	1.02	1.45	2.62	0.8	1.1		
TiO ₂	3.35	3.65	0.51	3.84	3.50	1.72	2.6	1.6		
MnO	0.13	0.17	0.07	0.17	0.17	0.06	0.17	0.17		
H ₂ O-	0.99	0.50	0.31	0.38	0.44	0.89	—	—		
PC 1.000 °C	6.99	4.60	0.79	4.16	6.48	4.58	0.8	1.0		
Total	100.05	99.97	99.82	99.92	99.40	100.45	99.67	99.6		

Cuadro 5.2.— Composición química media de los materiales del Complejo Volcánico en contraposición a la composición media de las rocas basáltica (IGME, 1985).

La proporción de SiO_2 desciende en algunos casos a valores del orden del 34-40% en rocas amigdalares con contenidos en CaO calcítico muy elevados.

En general la proporción de SiO_2 desciende con el aumento de CaO .

—Los álcalis se encuentran en general en proporciones relativamente elevadas. El Na_2O y el K_2O presentan valores más altos que en los basaltos normales.

—Los valores en MgO son ligeramente (a veces bastante) inferiores a los de los basaltos.

—El Al_2O_3 presenta valores variables tanto en muestras que pertenecen al mismo grupo, como si se comparan unos grupos con otros. El valor medio de las coladas masivas, pillow-lavas y diques es asimilable al de los basaltos oceánicos mientras que el de las rocas intrusivas es ligeramente inferior ($\sim 1\%$ en peso).

Las traquitas son la excepción. Presentan contenidos muy uniformes y del orden del 19%.

—El MnO también se encuentra en proporciones variables. Sin embargo las proporciones medias de los distintos grupos básicos son muy homogéneas (0,13% para las pillow-lavas y 0,17% para el resto) y similares a las de los basaltos.

Las traquitas y las rocas piroclásticas presentan valores medios del 0,07 y 0,06%.

—El TiO_2 presenta valores relativamente elevados en los distintos grupos de rocas, excepto traquitas y piroclásticas. Los contenidos medios son: 3,35% (pillows), 3,65% (coladas masivas), 3,85% (sills) y 3,50% (diques) muy similares a los que presentan las rocas basálticas de intraplaca.

—Existe una gradación en la espilitización, cuyos efectos son máximos en las coladas de

pillow-lavas y en algunas coladas masivas y/o de disyunción columnar y se atenúan en las rocas intrusivas y en los diques. Esta disminución en la espilitización queda reflejada fundamentalmente en la disminución del Na_2O y en la mayor estabilización del SiO_2 y del CaO en los términos poco o nada espiliticos.

Encontramos así rocas lávicas masivas, intrusivas (diques, sills, lacolitos, etc.) y traquitas normales o con espilitización variable, junto con pillow-lavas y algunas coladas masivas espiliticas.

5.2.2. Diagramas químicos

Se han utilizado diagramas binarios (de variación) y ternarios a fin de ubicar el vulcanismo de la zona en alguna de las series volcánicas conocidas y tener datos acerca de la tendencia de evolución magmática.

El problema que presentan estas rocas en cuanto a su caracterización por medio de análisis químicos de elementos mayoritarios es grande. Esto se debe fundamentalmente a la alteración sufrida (hidrotermalización, espilitización, etc.) que ha podido favorecer la migración de elementos significativos desde el material original al entorno o viceversa. De hecho existen gran cantidad de muestras con una elevada proporción de vacuolas rellenas de calcita. Los cuerpos que presentan un menor grado de alteración son los microgranudos (sills, diques, ofitas) y traquitas.

En los diagramas se han representado conjuntamente los análisis correspondientes a los cuadrantes de Eibar y Bergara.

Al representar el quimismo de las rocas en los diagramas de Miyashiro, Kuno, Mc Donal y Katsura, Kuno, Irving y Baragan (figuras 5.1., 5.2. y 5.3.), se observa que hay puntos, aproximadamente al 50% que se disponen sobre los campos toleítico y calcoalcalino, o bien toleítico y alcalino.

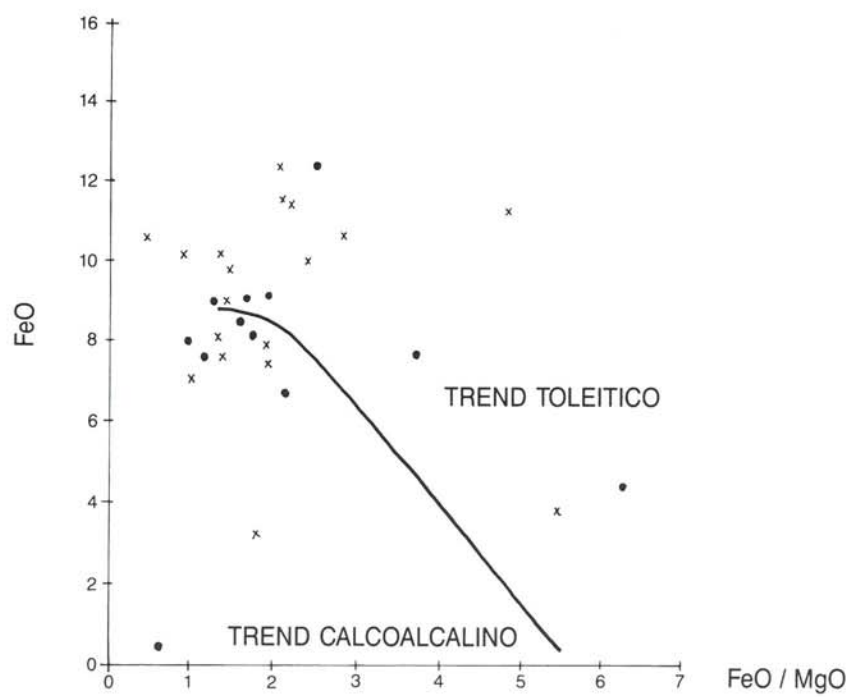
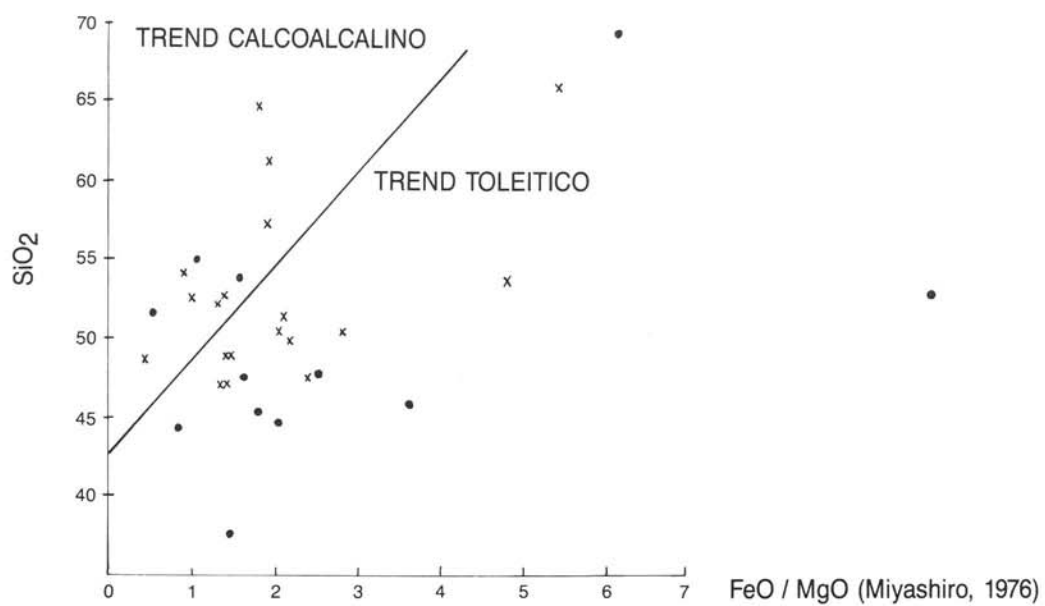


Figura 5.1.—

- Muestra de la Hoja de Bergara (88-I)
- × Muestra de la Hoja de Eibar (63-III)

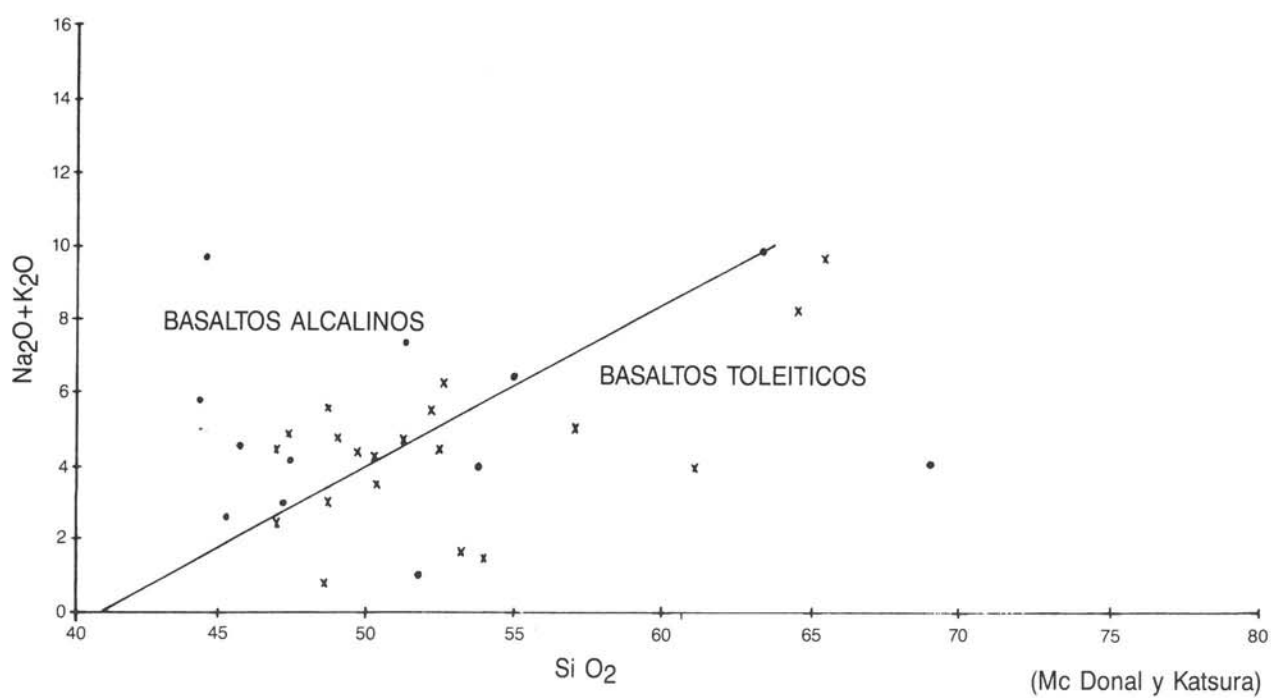
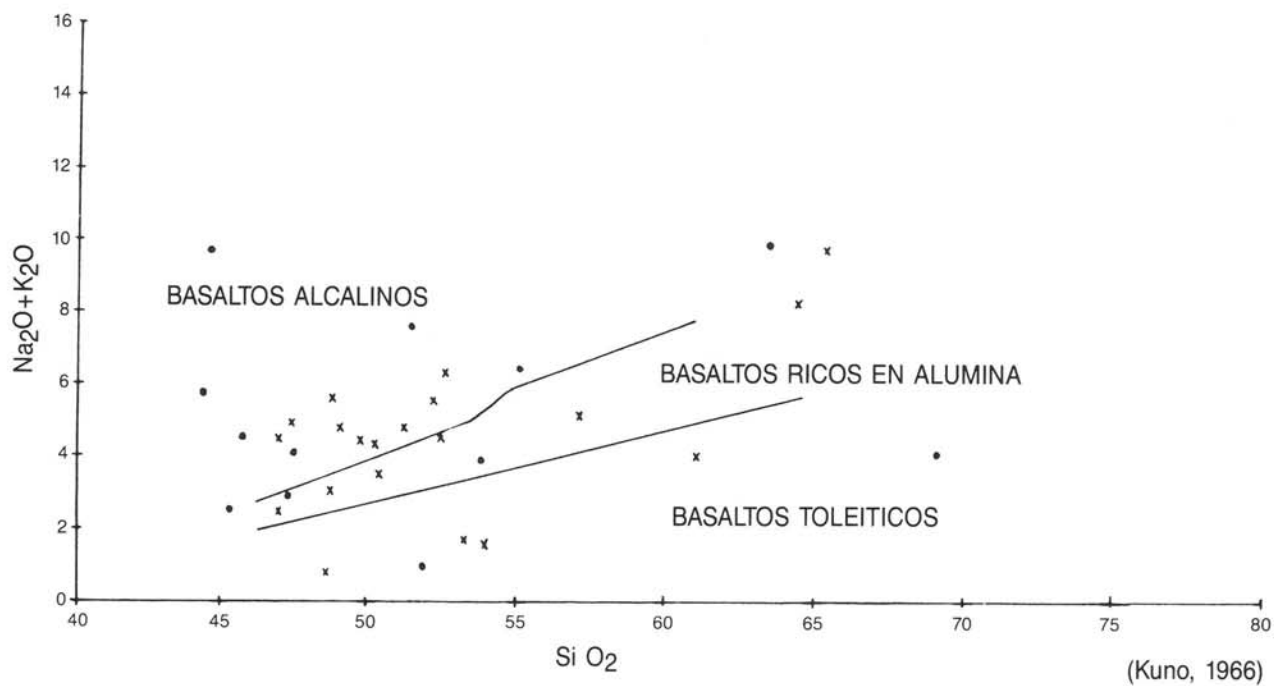


Figura 5.2.—

- Muestra de la Hoja de Bergara (88-I)
- × Muestra de la Hoja de Eibar (63-III)

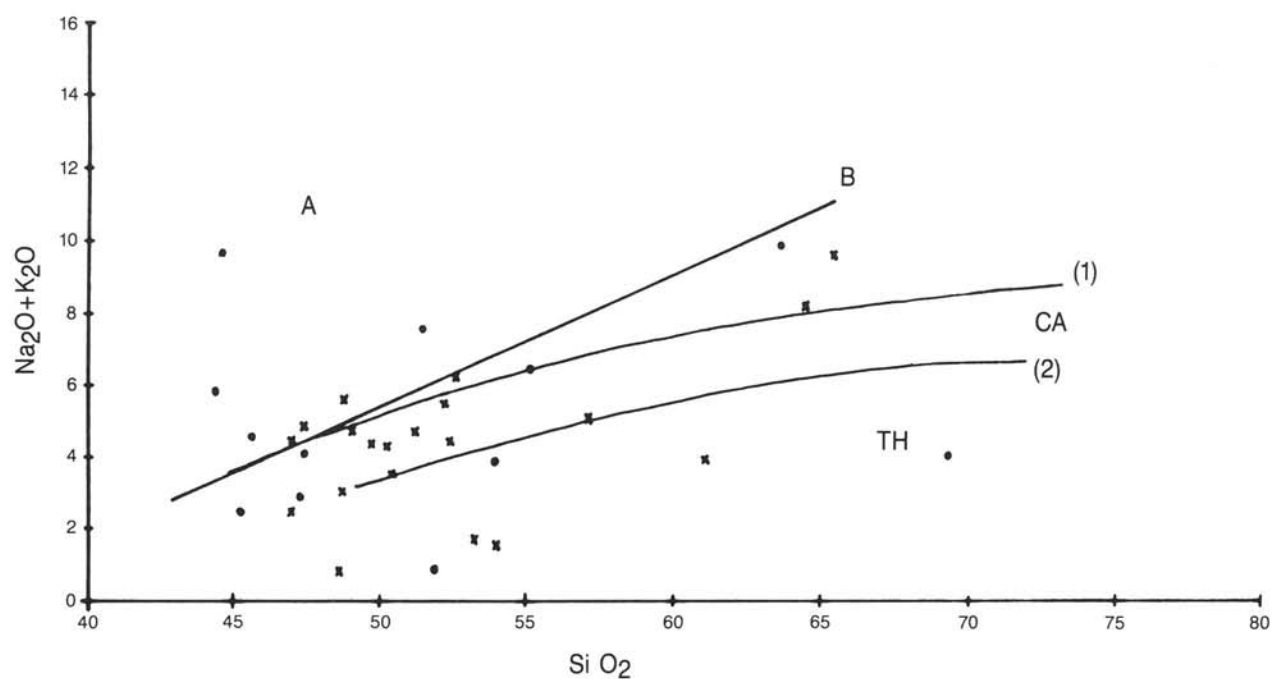


Figura 5.3—Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (KUNO, 1966; IRVING-BARAGAN, 1971).

A: Basaltos alcalinos.

CA: Basaltos ricos en alúmina.

TH: Basaltos toleíticos.

● Muestra de la Hoja de Bergara (88-I)

× Muestra de la Hoja de Eibar (63-III)

En el diagrama AFM (figura 5.4) la distribución se realiza más bien sobre el campo calcoalcalino aunque también aparecen muestras sobre los campos toleítico y alcalino.

En el diagrama de La Roche (figura 5.5.) los puntos se sitúan más hacia el campo toleítico, aunque muchos de ellos se sitúan en el campo alcalino.

En el diagrama de La Roche y Leterrier (1973) las muestras se van claramente hacia el campo toleítico (figura 5.6.).

Dado el grado de alteración que presentan estas rocas, parece claro que la utilización de elementos mayores en estos diagramas no ayuda a establecer el tipo de magmatismo existente en la zona.

La utilización de elementos traza (EVE, 1985; IGME, 1985) proporcionaría mejores resultados ya que están poco o nada afectados por los procesos de alteración, así elementos tales como Ni, Cr, V, suelen ser relativamente resistentes a la disolución hidrotermal y al transporte (HUGHES, 1982) mientras que otros, como Ti, P, Zr, Y y Nb son suficientemente inmóviles durante la alteración y el metamorfismo, y pueden ser utilizados para determinar la afinidad química de las rocas transformadas (PEARCE and CANN, 1973; WINCHESTER and FLOYD, 1976).

Finalmente se ha realizado un cálculo normativo según normas CIPW y NIGGLI (cuadros 5.3. y 5.4.).

También a partir de estos datos se ha elaborado el diagrama An-Ab-Or (figura 5.7.) en el que se han señalado los límites entre los posibles tipos petrológicos.

5.3. MARCO GEOTECTÓNICO Y NATURALEZA PROBABLE DEL MAGMATISMO DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE LA CUENCA VASCO-CANTÁBRICA

Las características químicas y evolutivas de las series de rocas, asociadas a estos am-

bientes geotectónicos, presentan ciertas diferencias que pueden ser utilizadas, a posteriori, para deducir, el marco geodinámico del magmatismo.

Así, el magmatismo calcoalcalino es característico de zonas orogénicas (arcos de islas y márgenes continentales activos), pudiendo tener lugar también en zonas continentales estables (MIYASHIRO, 1974). Por el contrario, las series toleíticas pueden aparecer en ambientes geotectónicos más variados, dorsales oceánicas, cuencas marginales, en algunas islas oceánicas, arcos de islas, márgenes continentales activos y zonas continentales estables.

Las rocas alcalinas aparecen en algunas zonas de fractura perpendicular a las dorsales (fallas transformantes), montañas submarinas, islas oceánicas, lado continental de márgenes de islas oceánicas y zonas continentales estables.

De la observación de los datos disponibles en este proyecto, así como otros realizados en el "Estudio Petrológico y Geoquímico de las hojas 1:200.000 de Bermeo y Bilbao" (IGME, 1985), se deduce la existencia de una serie basáltica alcalina con diferenciados tarquibasálticos, traquiandesíticos y traquíticos, junto con otra de caracteres subalcalinos (toleíticos).

Estos diferenciados no parecen ser congruentes con un magmatismo de dorsales, predominantemente toleítico, ni con un magmatismo asociado con fallas transformantes, predominantemente alcalino.

Los datos químicos, apuntan más a un ambiente de tipo islas oceánicas que se caracterizan por la presencia de series toleíticas y alcalinas.

No obstante no se puede descartar la existencia de vulcanismo de series diferentes correspondientes a impulsos diferenciados en el tiempo. Esto último estaría apoyado por el gran lapso de tiempo que aparece en dataciones micropaleontológicas entre las margas de muro y de techo del complejo volcánico (desde el Turoniense a muro, hasta la base del Campaniense a techo).

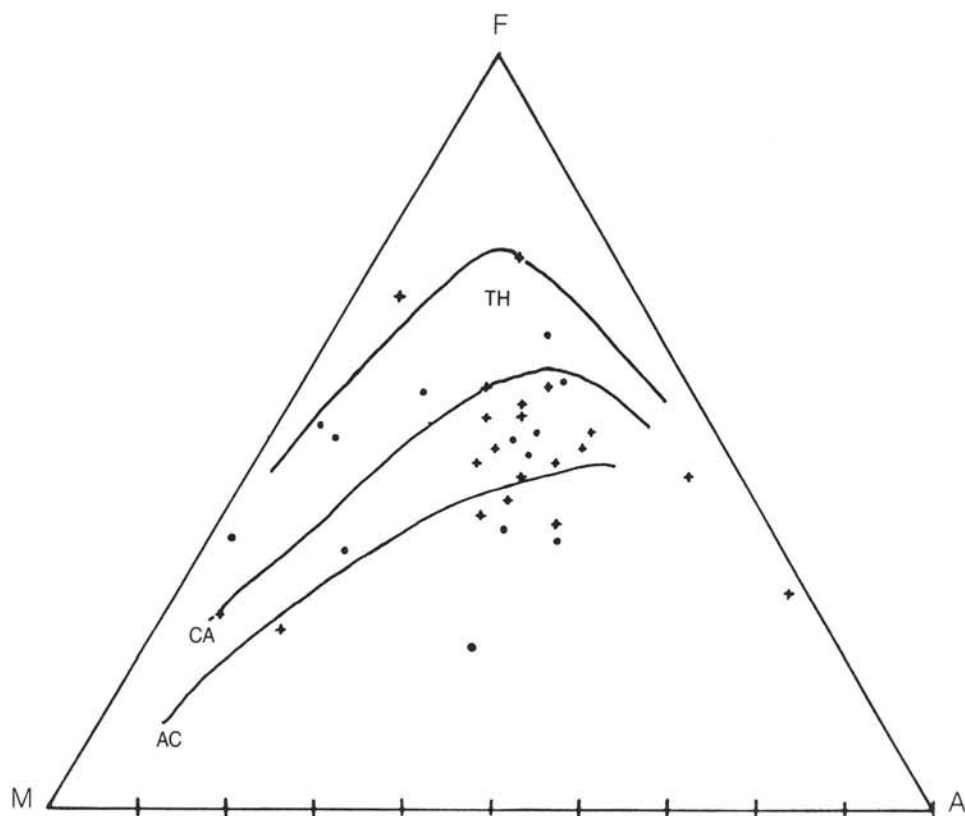


Figura 5.4—Diagrama AFM. Delimitación de series volcánicas toleítica, calcoalcalina y alcalina.

TH: Basaltos toleíticos.

CA: Basaltos calcoalcalinos.

AC: Basaltos alcalinos.

+ Muestra de la Hoja de Eibar (63-III)

• Muestra de la Hoja de Bergara (88-I)

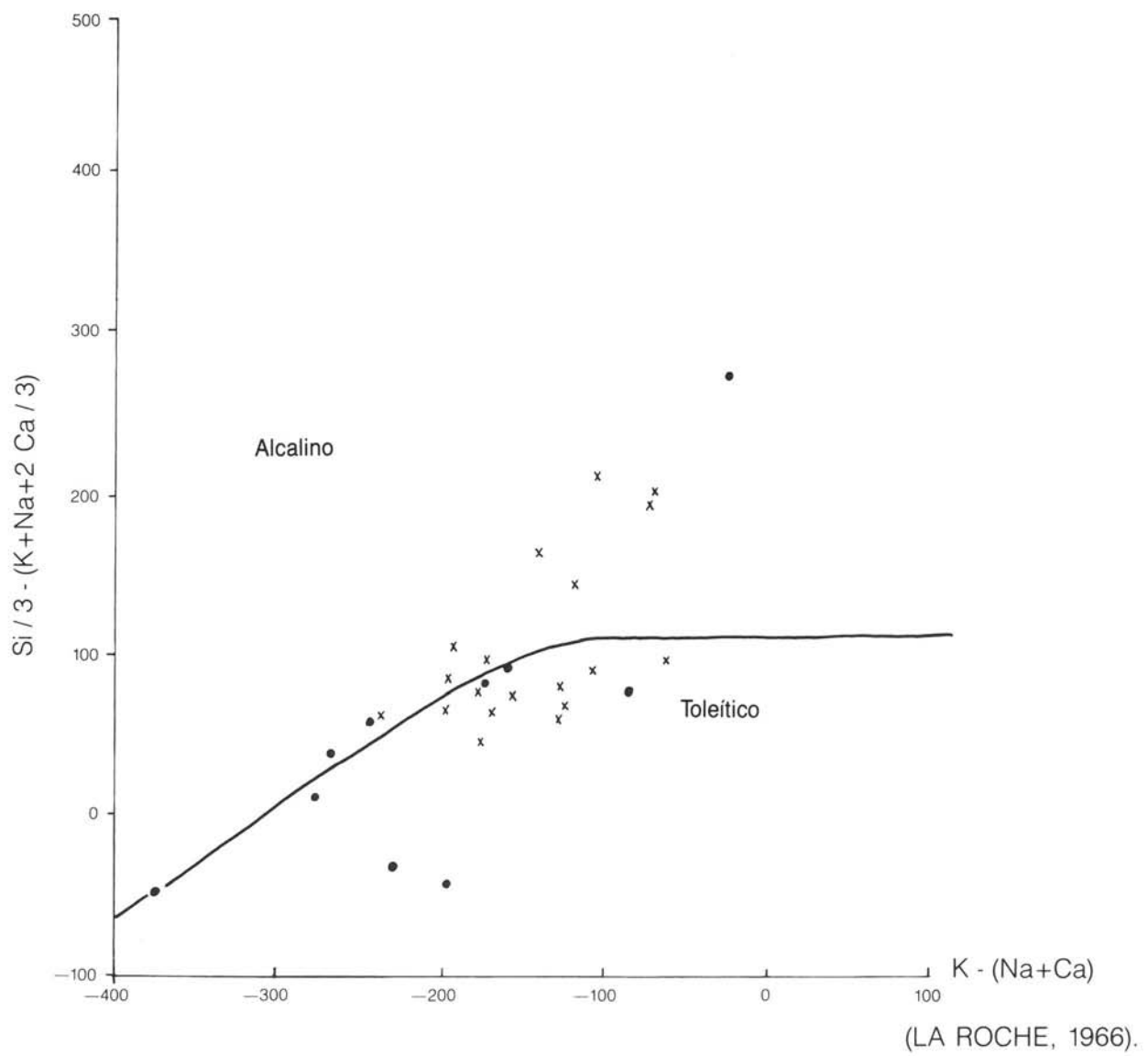
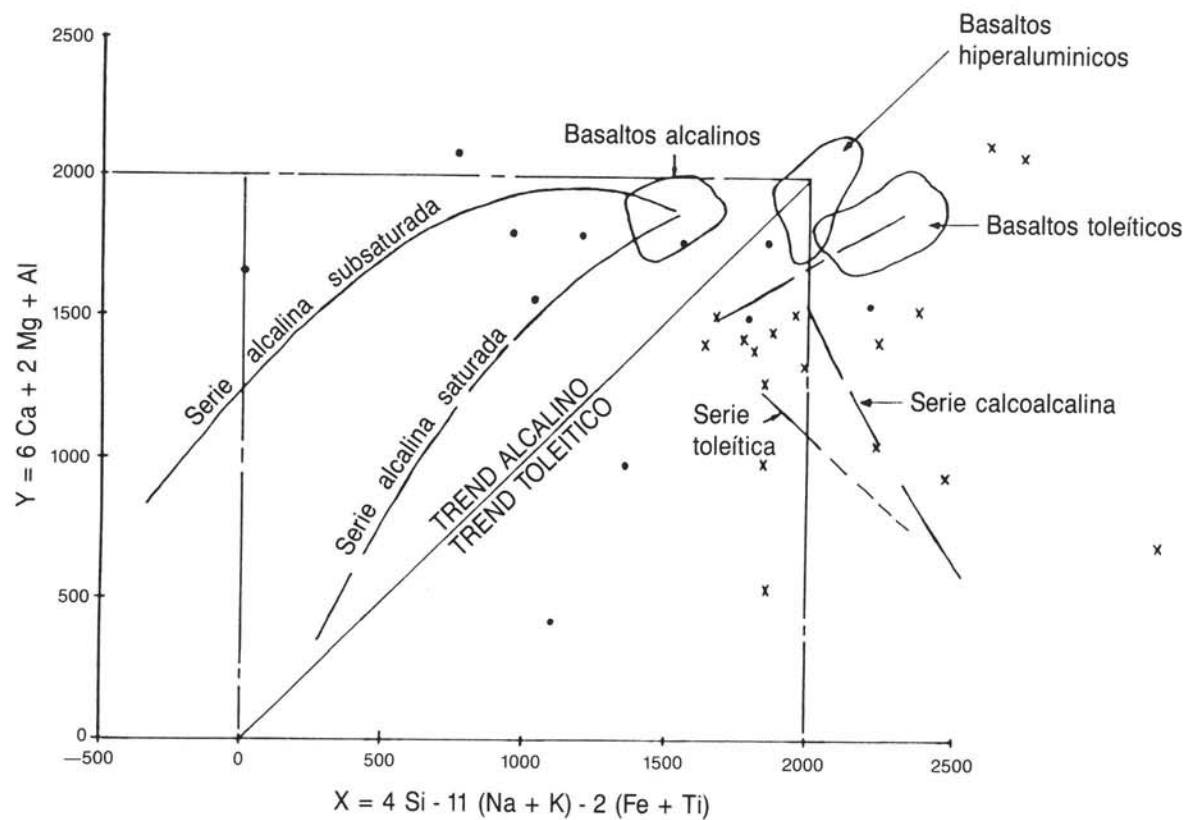


Figura 5.5—

- Muestra de la Hoja de Bergara (88-I)
- × Muestra de la Hoja de Eibar (63-III)



(La Roche - Leterrier, 1973).

Figura 5.6—

- Muestra de la Hoja de Bergara (88-I)
- × Muestra de la Hoja de Eibar (63-III)

Nº MUESTRA NORMA	AC-133	AC-145	AC-148	AC-130	AC-154	AC-144	AC-138	AC-152	AC-128	AC-131	AC-129	AC-34	AC-147
Qz.....	0.00	0.00	0.00	0.00	5.44	0.00	9.73	0.00	0.00	9.63	1.12	13.64	48.14
Or.....	0.00	0.09	0.00	16.13	2.19	1.00	3.07	6.09	28.42	14.60	9.93	26.89	13.30
AB.....	0.00	0.00	0.00	4.95	17.85	29.87	19.89	25.39	22.49	11.85	39.52	44.85	13.96
Au.....	14.98	18.87	6.29	12.85	30.94	17.36	18.50	27.69	11.93	25.71	15.28	2.48	4.46
CO.....	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.65	8.29
Mt.....	1.32	5.63	0.12	4.54	6.46	3.68	8.20	4.41	5.80	5.16	2.78	2.13	3.55
Ilm.....	4.56	4.86	4.56	3.61	4.94	4.56	3.80	4.56	4.56	1.90	1.98	0.76	0.80
Hem.....	0.00	0.00	0.00	0.00	1.14	0.00	3.56	0.00	0.00	0.00	0.00	3.85	0.84
Di (Wo).....	0.00	18.11	16.68	16.41	11.01	9.68	12.47	11.68	4.59	8.53	0.25	0.00	0.00
Di (En).....	0.00	14.00	7.85	12.38	9.51	5.11	10.78	8.08	2.12	5.43	0.16	0.00	0.00
Di (Fs).....	0.00	2.18	8.63	2.36	0.00	4.28	0.00	2.65	2.43	2.55	0.07	0.00	0.00
En.....	0.00	0.00	0.00	0.00	2.57	0.00	1.80	1.98	0.00	8.32	16.78	1.10	1.74
Fs.....	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65	0.00	3.91	7.72	0.00	0.00
DI.....	12.78	19.62	44.62	32.15	25.48	34.40	32.69	31.47	51.11	36.08	50.56	85.38	75.40
Alc.....	4.78	4.27	9.67	5.73	2.48	4.47	2.87	4.03	7.51	3.87	6.35	9.85	3.90
FeOT.....	9.05	8.56	6.75	8.10	9.20	7.70	12.49	8.17	8.70	9.06	7.65	5.72	4.41
Na/Na+K.....	0.47	0.85	0.40	0.52	0.85	0.96	0.82	0.74	0.36	0.36	0.74	0.54	0.42
Na2O.....	8.75	19.37	18.09	18.47	15.04	24.04	18.62	19.67	14.02	10.63	48.90	51.21	34.38
K2O.....	9.84	3.29	27.70	16.81	2.64	0.95	4.12	6.75	24.97	18.75	17.59	43.96	46.88
CaO.....	81.40	77.34	54.21	64.72	82.32	75.01	77.26	73.57	61.01	70.62	33.51	4.83	18.75
A.....	22.95	23.14	49.41	25.16	15.00	31.44	14.06	23.82	44.02	20.97	30.53	61.54	43.28
F.....	43.44	46.40	34.50	35.55	55.65	54.13	61.19	48.27	50.99	49.11	36.77	35.72	48.95
M.....	33.61	30.46	16.09	39.30	29.34	14.42	24.75	27.90	4.98	29.91	32.70	2.75	7.77
	SILL	COLADA BASALTICA	COLADA BASALTICA	SILL	COLADA BASALTICA	COLADA BASALTICA	SILL	SILL	OFITA	OFITA	OFITA	TRAQUITA	VOLCANO- CLASTICA

Cuadro 5.3.— Cálculo de la norma CIPW

Nº MUESTRA NORMA	AC-133	AC-145	AC-148	AC-130	AC-154	AC-144	AC-138	AC-152	AC-128	AC-131	AC-129	AC-34	AC-147
Qz.....	6.37	0.00	0.00	0.00	3.09	0.00	0.33	0.00	0.00	7.33	1.06	7.95	45.77
Co.....	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.87	9.75
Or.....	0.00	0.10	0.00	17.15	2.40	1.13	3.31	6.46	29.92	15.12	10.21	26.65	14.32
Ab.....	0.00	0.00	0.00	5.59	20.78	35.55	22.75	28.62	24.67	13.02	43.13	47.19	15.96
Am.....	16.96	21.49	6.71	13.67	33.94	19.47	19.96	29.43	12.56	26.64	15.72	2.46	4.81
Lc.....	25.23	3.26	29.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ne.....	13.72	22.39	21.95	13.83	0.00	4.65	0.00	0.00	0.51	0.00	0.00	0.00	0.00
Kp.....	29.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo.....	0.00	4.57	2.85	0.00	11.57	11.68	12.88	0.00	14.53	8.47	0.25	0.00	0.00
En.....	0.00	0.00	0.00	0.00	14.69	0.00	15.04	2.34	0.00	15.79	19.31	1.20	2.08
Fs.....	0.00	0.00	0.00	0.00	4.86	0.00	18.78	0.58	0.00	9.48	6.76	9.16	4.51
Ol.....	24.09	0.00	0.00	10.03	0.00	0.00	0.00	1.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs.....	30.16	0.00	1.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt.....	1.08	4.62	0.09	3.48	4.70	2.98	3.95	3.38	4.29	2.71	2.06	1.97	2.16
Ilm.....	3.78	4.06	3.57	2.81	3.97	3.75	3.00	3.55	3.52	1.44	1.49	0.55	0.63
Hm.....	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sph.....	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di.....	0.00	39.52	34.09	33.43	0.00	20.80	0.00	23.77	10.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE.....	0.00	100.00	100.00	58.35	28.72	64.63	23.99	51.40	60.81	17.13	36.83	43.22	14.01
OL.....	0.00	0.00	0.00	34.06	33.76	-0.00	44.58	12.15	-0.00	41.54	27.83	11.86	7.24
Q.....	0.00	0.00	-0.00	7.59	37.52	35.37	31.43	36.45	39.19	41.33	35.34	44.91	78.75
A.....	0.00	23.14	49.41	25.16	13.87	31.44	11.24	23.82	43.79	19.94	30.53	51.61	38.07
F.....	0.00	46.40	34.50	35.55	59.00	54.13	69.00	48.27	51.25	51.62	36.77	46.08	55.09
M.....	0.00	30.46	16.09	39.30	27.13	14.42	19.77	27.90	4.96	28.44	32.70	2.31	6.83
IC.....	0.00	52.77	41.84	49.76	39.79	39.21	53.65	35.49	32.34	37.88	29.88	12.88	9.39
AB.....	0.00	63.35	84.51	48.17	36.38	67.76	49.44	44.36	37.53	23.77	62.46	61.84	45.48
AN.....	0.00	36.48	15.49	22.99	59.42	30.47	43.36	45.62	18.47	48.63	22.76	3.22	13.71
OR.....	0.00	0.17	0.00	28.84	4.20	1.76	7.20	10.02	43.99	27.59	14.78	34.93	40.81
K ₂ O.....	0.00	3.29	27.70	16.81	2.64	0.95	4.12	6.75	24.97	18.75	17.59	43.96	46.88
CaO.....	0.00	77.34	54.21	64.72	82.32	75.01	77.26	73.57	61.01	70.62	33.51	4.83	18.75
Na ₂ O.....	0.00	19.37	18.09	18.47	15.04	24.04	18.62	19.67	14.02	10.63	48.90	51.21	34.38
	SILL	COLADA BASALTICA	COLADA BASALTICA	SILL	COLADA BASALTICA	COLADA BASALTICA	SILL	SILL	OFITA	OFITA	OFITA	TRAQUITA	VOLCANO- CLASTICA

Cuadro 5.4.— Cálculo de la norma NIGGLI

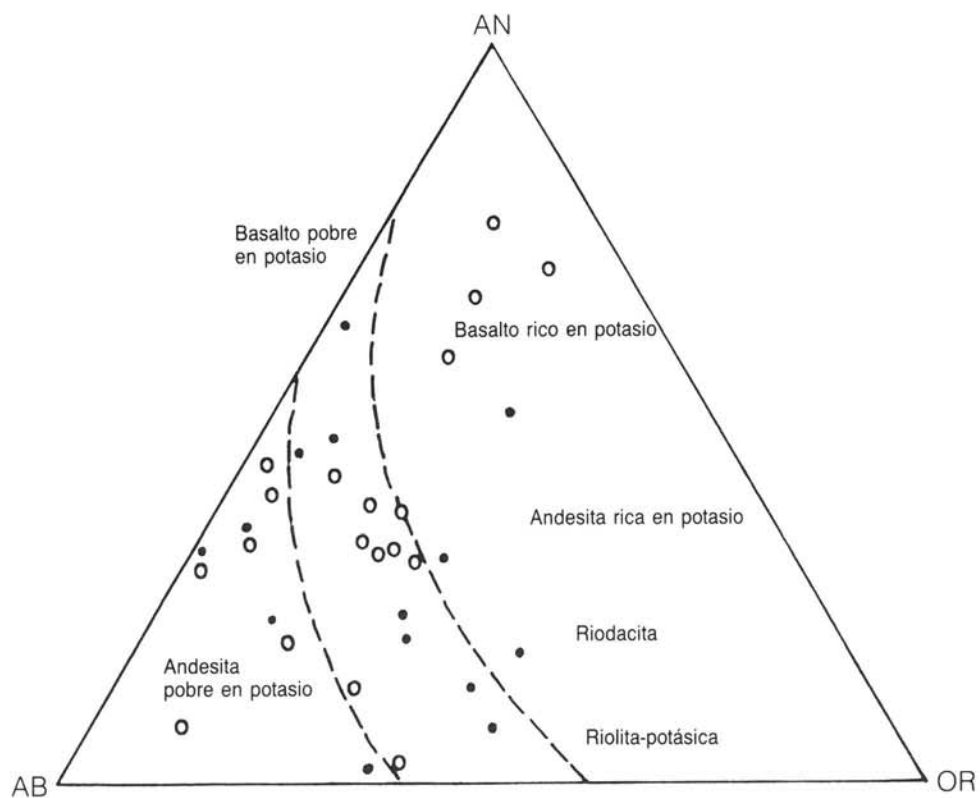


Figura 5.7—Diagrama Ab-An-Or, con límites entre diferentes tipos petrológicos.

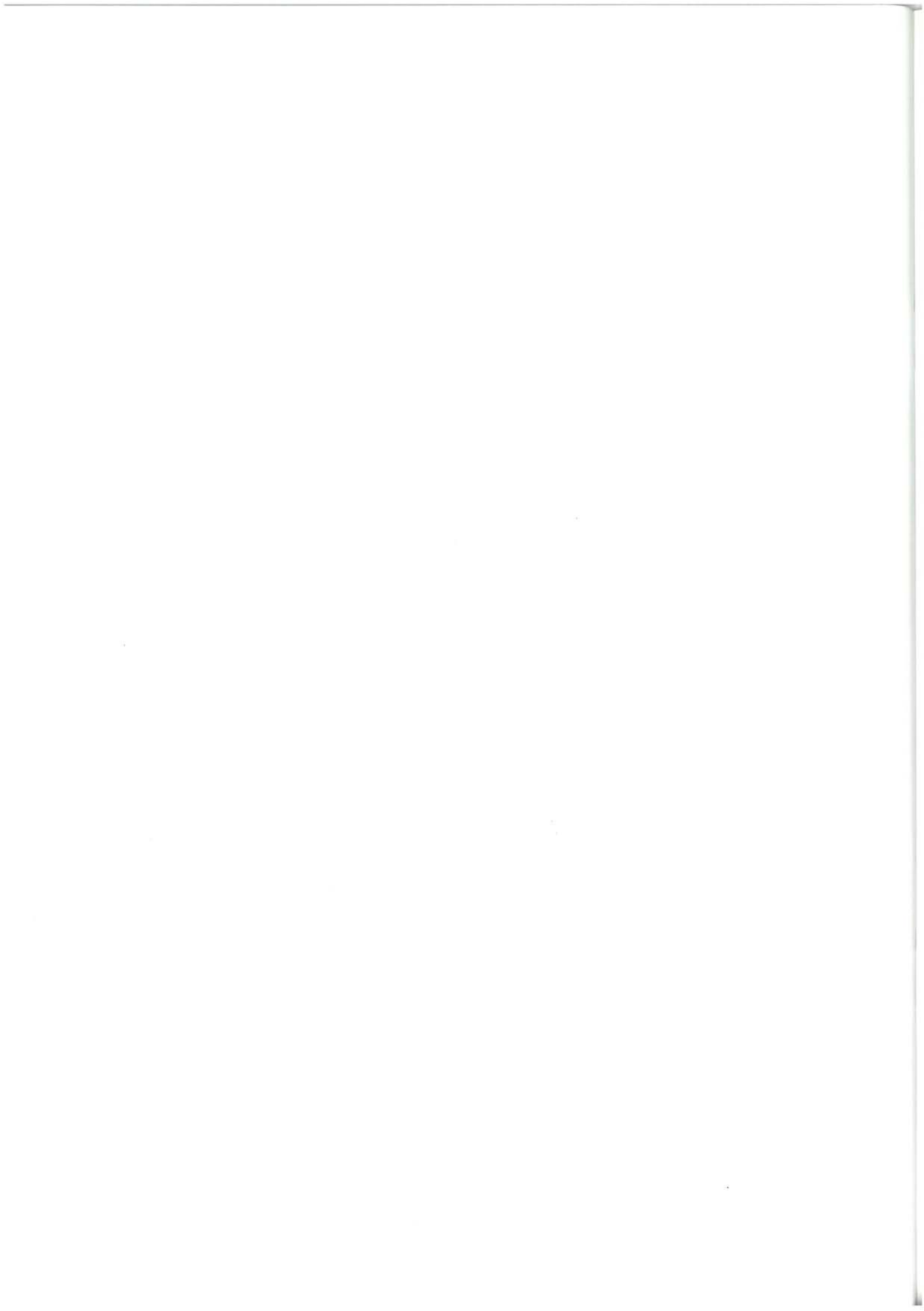
- O Muestra de la Hoja de Eibar (63-III)
- Muestra de la Hoja de Bergara (88-I)

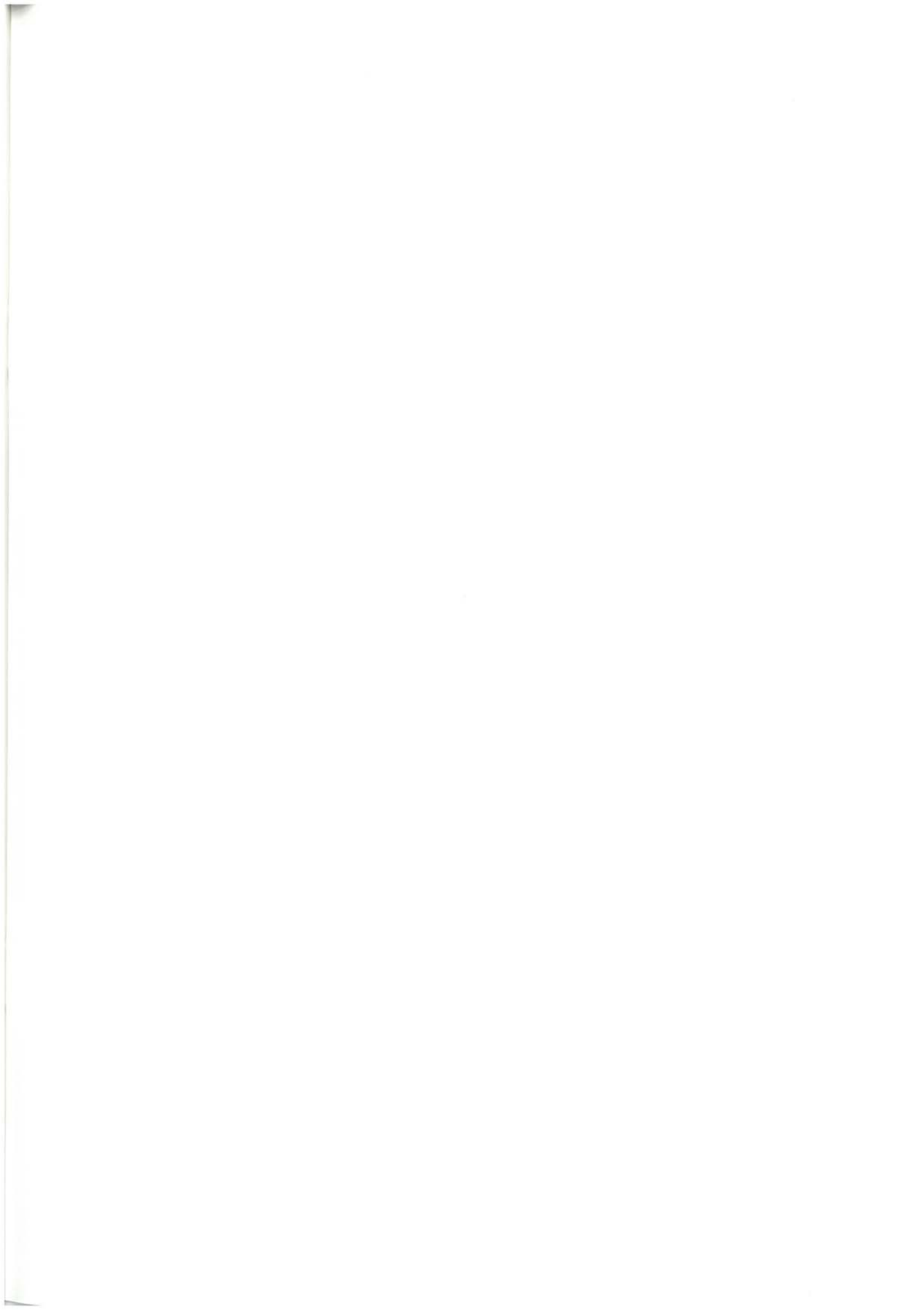
BIBLIOGRAFIA

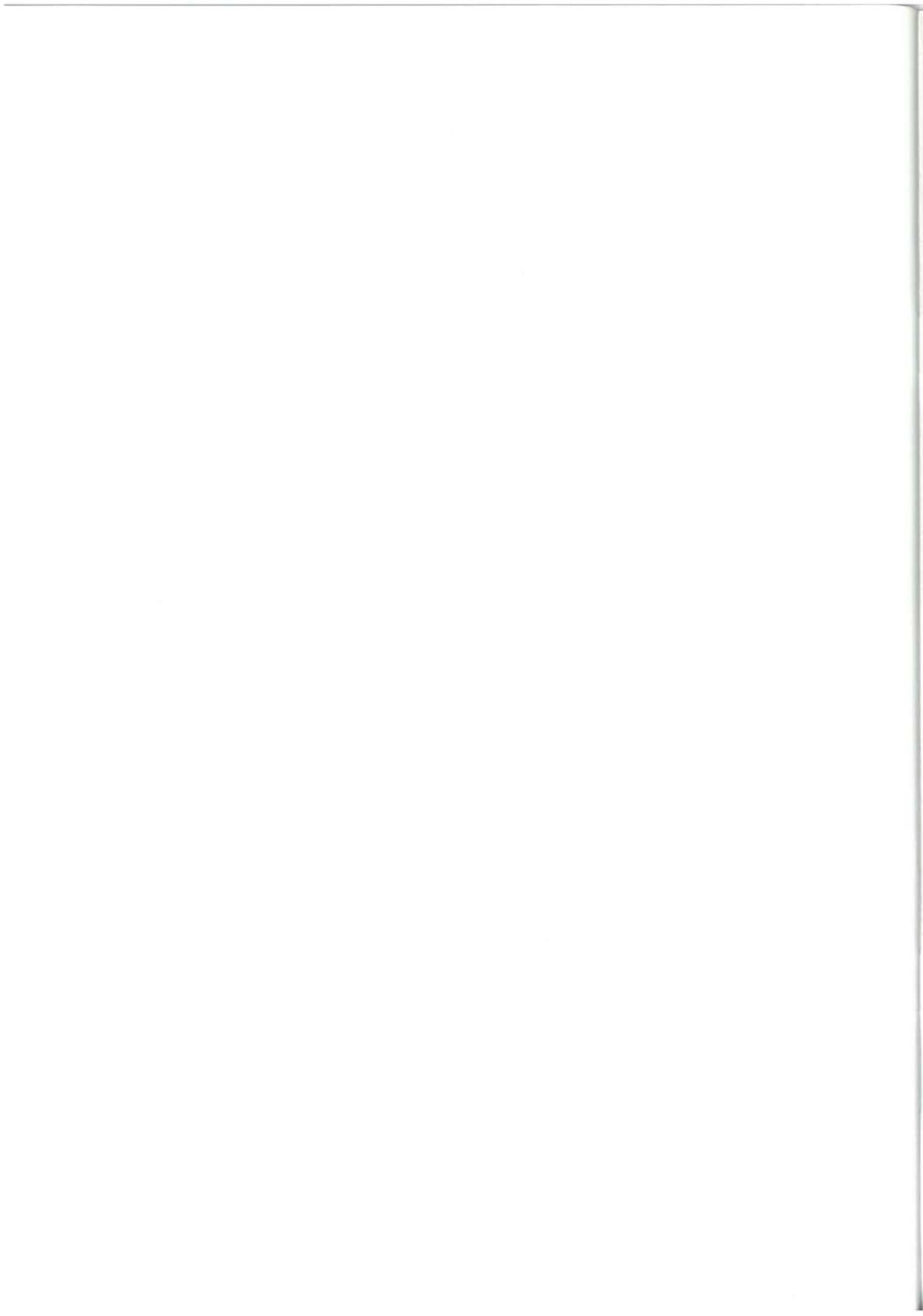
- AGUILAR TOMAS, M.J. (1965).—“Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la cuenca Cantábrica”. Dep. de Publ. del Instituto “Lucas Mallada”. Vol. XXXI, n.º 1 - 2. Madrid 213 pp.
- AMIOT, M. (1983).—“Relations entre les trois domaines de sédimentation du Crétacé Supérieur”. Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon, T - 9 (Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique. aptdo. 4 d) pp. 169 - 176.
- AMSTUTZ, G.C. (1967).—“Les laves spilitiques et leurs gites minéraux”. Geol. Rundschau; H.e., 57, pp. 936 - 954.
- (1974).—“Spilites and spilitic rocks”. Intern. V. Geol. Sci. Serie 4, n.º 4, Springer-Verlag.
- AZAMBRE, B. y ROSSY, M. (1976).—“Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc Basque; ses relations avec le metamorphisme et la tectonique”. Bull. Soc. Géol. France, T. XVIII, pp. 1725 - 1728.
- BOILLOT, G. (1981).—“De la subduction à la collision: l'exemple des pyrénées”. Bull. BRGM. I, n.º 2. 1980/1981, pp. 93 - 101. 12 figs.
- BOURROUILL, R.; COUMES, F. y OFFROY, B. (1984).—“Mecanismes sequentiels et événements exceptionnels du flysch nord-pyrénéen: correlations par les dépôts gravitaires profonds”. Bull. Soc. Géol. France, T. XXVI, n.º 6, pp. 1223 - 1234.
- CADEM (1985).—“Estudio geológico-minero del área comprendida en las hojas a E/1:50.000 de Eibar, Lekeitio y el cuadrante sur-oriental de la de Durango”. Inédito.
- CIEPSA (1967).—“Estratigrafía resumida de los sondeos de CIEPSA”. Inédito.
- “Síntesis de la cuenca Cantábrica”. Inéd.
- CUEVAS, J. (1979).—“Estudio petrográfico del vulcanismo intercalado en el Cretácico entre los ríos Urola y Deba (Guipúzcoa)”. Universidad del País Vasco. 107 pp. 21 figs. 28 fot. 1 cartografía 1:25.000 y 3 cortes. Tesis de licenciatura.
- CUEVAS, J.; GARROTE, A. y TUBIA, J.M. (1981).—“Análisis y significado de diferentes tipos de estructuras en el magmatismo del Cretácico Superior de la Cuenca Vasco Cantábrica (1.ª fase)”. Munibe. vol. 1 - 2, año 33, pp. 1 - 20.
- DURAND-DELGA, M. (1982).—“Evolution recente des idées sur la structure Alpine des Pyrénées”. Inéd.

- EUROESTUDIOS—INGEMISA (1985).—
"Estudio de evaluación de los recursos
hidráulicos subterráneos del territorio
histórico de Guipúzcoa". DFG. Inédito.
- EVE (1986).—"Estudio geológico-minero del
área comprendida en las hojas a
E/1:50.000 de Elorrio (cuadrantes NE y SE)
y Landaco (cuadrantes NO y SO)". Inédito.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P.A. (1982).—
"Estudio geológico del Anticlinorio de
Bilbao en el sector del Duranguesado".
Universidad del País Vasco-Tesis de Licenciatura.
Facultad de Ciencias - Dpto. Geología.
Lejona (Bilbao), 160 pp.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P.A. y GARCIA
MONDEJAR, J. (1983).—"Construcciones
carbonatadas urgonianas sobre un alto
paleogeográfico con actividad diapírica
(Duranguesado, Vizcaya)". X Congreso
Nacional de Sedimentología Mahón -
Menorca. Sept. - oct. 1983.
- 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.; PASCAL, A. y RAT, P. (1983).—
"Le système deltaïque de Valmaseda (Al-
bien supérieur-Cénomaniense inférieur)".
En: *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*,
Tomo 9 "Vue sur le Crétacé basco-cantabrique
et nord-ibérique" pp. 117 - 122. En aptdo 4:
Le Crétacé Supérieur de la zone des flyschs
aux plateformes (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.
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V.
(1982).—"Region Vasco-Cantábrica y
Pirineo Navarro. Reconstrucción paleo-
geográfica, síntesis y evolución general".
En: *El Cretácico de España*. Univ. Com-
plutense. Madrid. pp. 145 - 160.
- HAMEURT, J. (1981).—"Les grands lignées
magmatiques dans leur contexte géody-
namique, in méthodes géochimiques
d'étude des socles". Centre Armoricaín de
Etude Structural des Socles. Univ. Rennes.
- HUGHES, C.J. (1982).—"Igneous Petrology.
Developments in petrology 7". Elsevier
Sci. Publishing Company New York, 551
pp.
- IGME (1971).—"Estudio geológico de la provin-
cia de Guipúzcoa". Mem. del IGME, tomo
79. Madrid, 130 pp.
- IGME (1973).—"Mapa geológico de España
1:50.000 n.º 88/23-6 BERGARA". Memo-
ria explicativa.
- IGME (1984).—"Inventario de recursos minera-
les del País Vasco". Inédito.
- IMINSA (1975).—"Grupo Mondragón (Guipúz-
coa). Reconocimiento geológico-minero".
Tomos I y II. Real Compañía Asturiana de
Minas. Inéd.
- JULEAU, Th. y ROCCI, G. (1974).—"Vers una
meilleure connaissance du probleme des
spilites à partir de données nouvelles sur
la cortège spiloto-kerotophydique Hercy-
notypé in AMSTUTZ" ed. *Spilites and spi-
litic rocks*, Springer-Verlag. New York.
- LAMARE, P. (1936).—"Recherches géologiques
dans les pyrénées basques de l'Espagne".
Mém. SGF Paris, T-XII, n.º 27.
- 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, pp. 339 - 349.

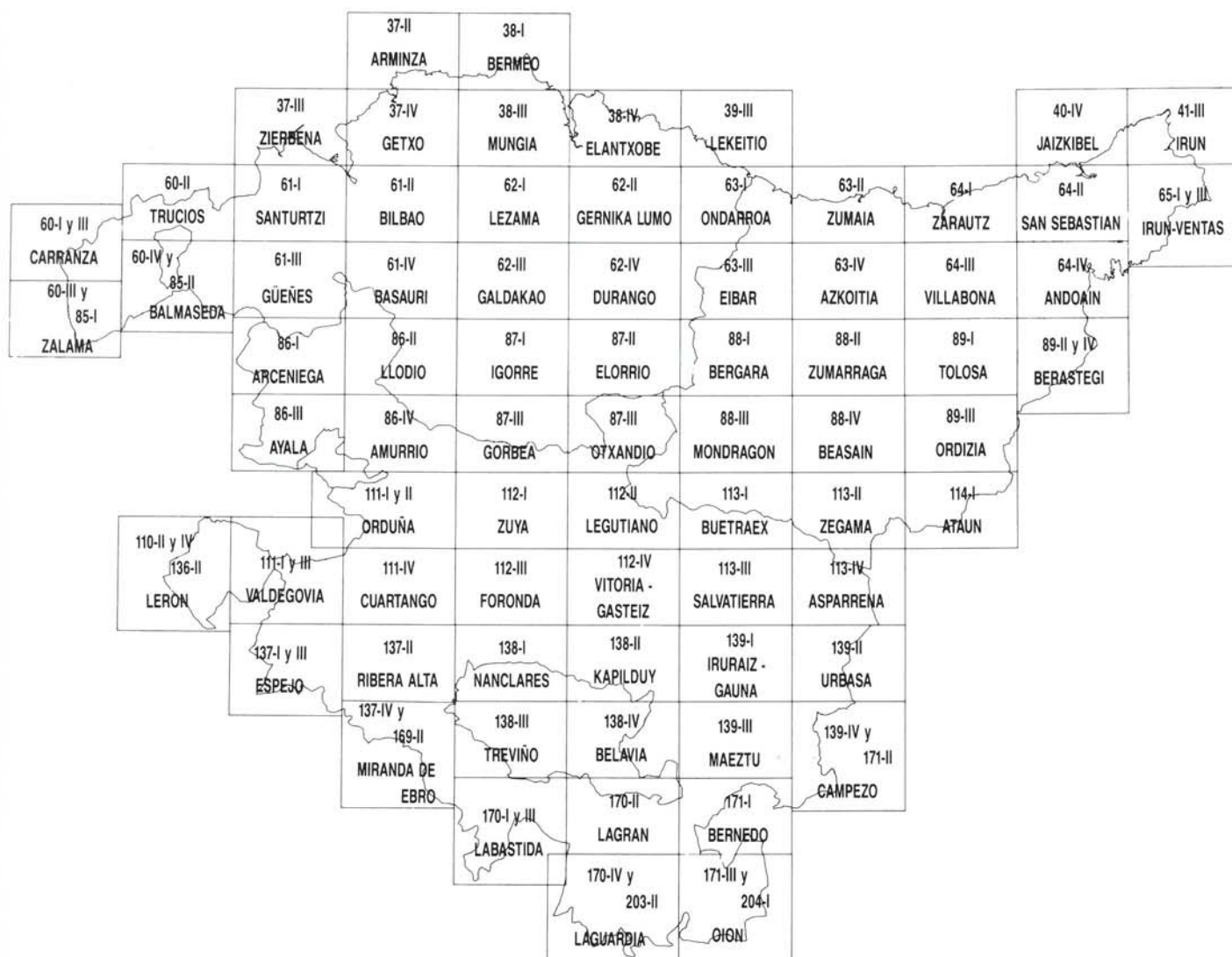
- MARTINEZ TORRES, L.M.; EGUILUZ, L.; RAMON LLUCH, R. y LLANOS ACEBO, H. (1984).—“Geometría del Pirineo occidental y Arco Vasco”. I Congreso Español de Geología. T. III, pp. 207 - 217.
- MATHEY (1983).—“Le Crétacé Supérieur de la zone des flyschs anteplates-formes”. Mém. Géol. de l'Université de Dijon, n.º 9. Inst. des Sc. de la Terre, pp. 77 - 116.
- MIYASHIRO, A. (1974).—“Volcanic Rocks series in Island Arcs and Active Continental Margins”. *American Journal of Science*, vol. 274, pp. 321 - 355.
- MIYASHIRO, A. y SHIDO, F. (1975).—“Tholeiitic and calcalkalic series in relation to the behaviours of titanium, vanadium, chromium and nickel”. *American J. Sc.* 275, pp. 265 - 277.
- OLIVE, A.; AGUILAR TOMAS, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; RAMIREZ MERINO, J.I. (1984).—“Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoniana en el sector oriental de la C. Cantábrica”. I Congreso Español de Geología. Tomo I, pp. 53 - 65.
- PEARCE, J.A. y CANN, J.R. (1973).—“Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses”. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, pp. 290 - 300.
- PEARCE, J.A.; GALE, G.H. (1977).—“Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host-rocks”. In: *Volcanic processes in ore genesis*. The Institution of Mining and Metallurgy. London 14 - 25.
- PUJALTE, V. MONGE, C. (1985).—“A tide dominated delta system in a rapidly subsiding basin: The middle Albian-Lower Cenomanian Valmaseda Fm. of the Basque-Cantabrian Region, Northern Spain”. 6th. Eur. Reg. Meet. of Sedimentology I.A.S. Lleida.
- PUJALTE, V.; ROBLES, S.; ORUE - ETXEBARRIA, X.; ZAPATA, M. (1988).—“Secuencias deposicionales del tránsito Cretácico - Terciario del Surco Flysch de la Cuenca Vasco - Cantábrica: Relaciones de la tectónica y los cambios del nivel marino”.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)”. CIEPSA. Madrid, 2 tomos.
- RAT, P. (1959).—(Tesis Doctoral).—“Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques”. Publications de l'Université de Dijon. T - XVIII, 525 pp. 68 figs. 9 pls. 1 carte au 1:200.000.
- RIAZA MOLINA, C. (1984).—“De la importancia de las fallas N 20 en la creación del Golfo de Vizcaya. Estudio de detalle del Arco Santanderino”. I Congreso Español de Geología. Tomo III, pp. 265 - 278.
- ROSSELL, J.; REMACHA, E.; ZAMORANO, M.; GABALDON, V. (1985).—“Estratigrafía de la cuenca turbidítica terciaria de Guipúzcoa. Comparación con la cuenca turbidítica prepirenaica central”. *Boletín IGME*. T. X CVI-V. pp. 471 - 482.
- SOUQUET, P.; BILOTTZ, M.; CANEROT, J.; DEBROAS, E.J.; PEYBERNES, B. y REY, J. (1975).—“Nouvelle interpretation de la structure des Pyrénées”. *C.R. Acad. Sc. Paris*. Y-281, pp. 609 - 612.
- WINCHESTER, J.A. y FLOYD, P.A. (1976).—“Geological diagrams type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks”. *Earth Planet Sci.* pp. 459 - 469.







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



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA