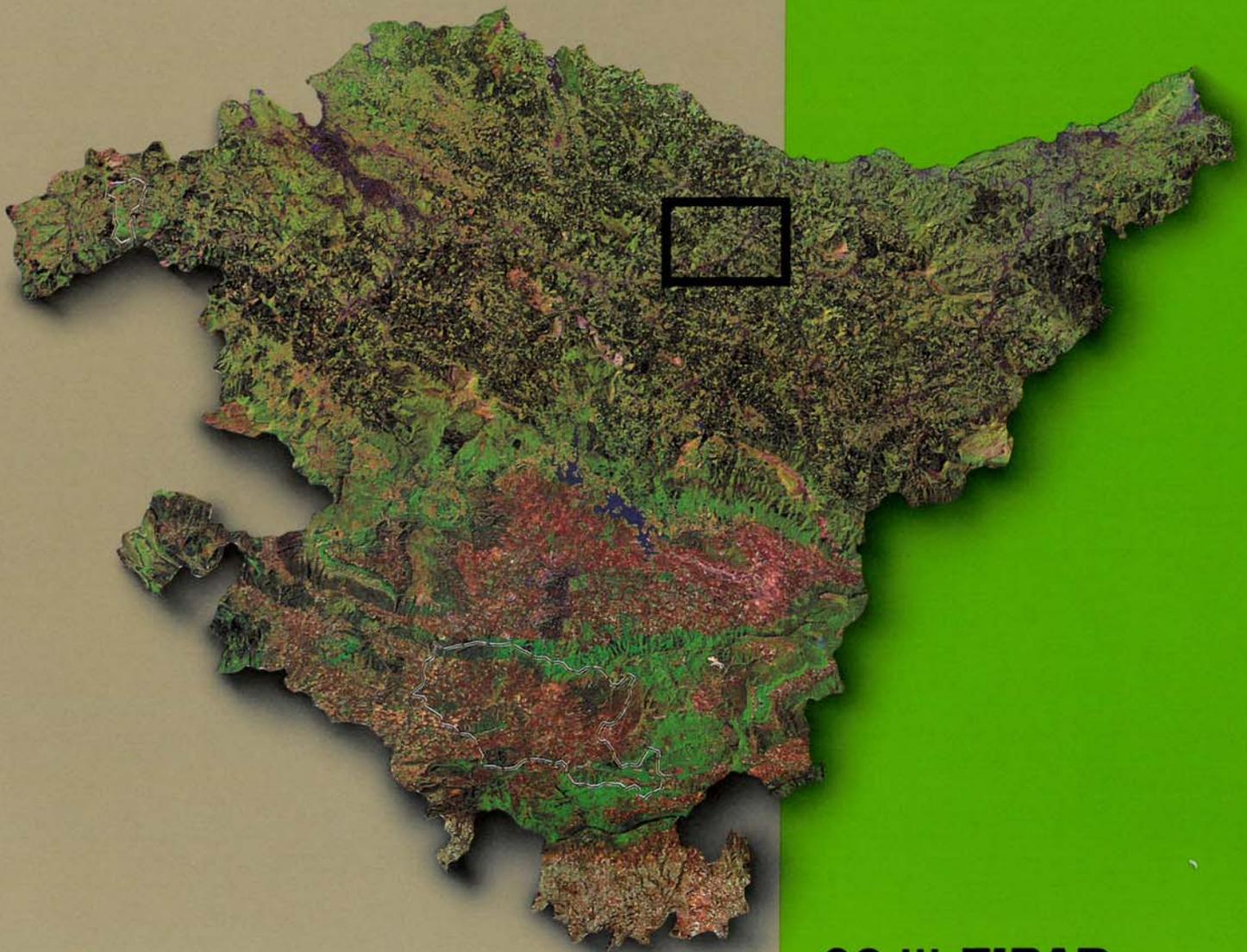




**EVE**

Mapa Geológico  
del País Vasco

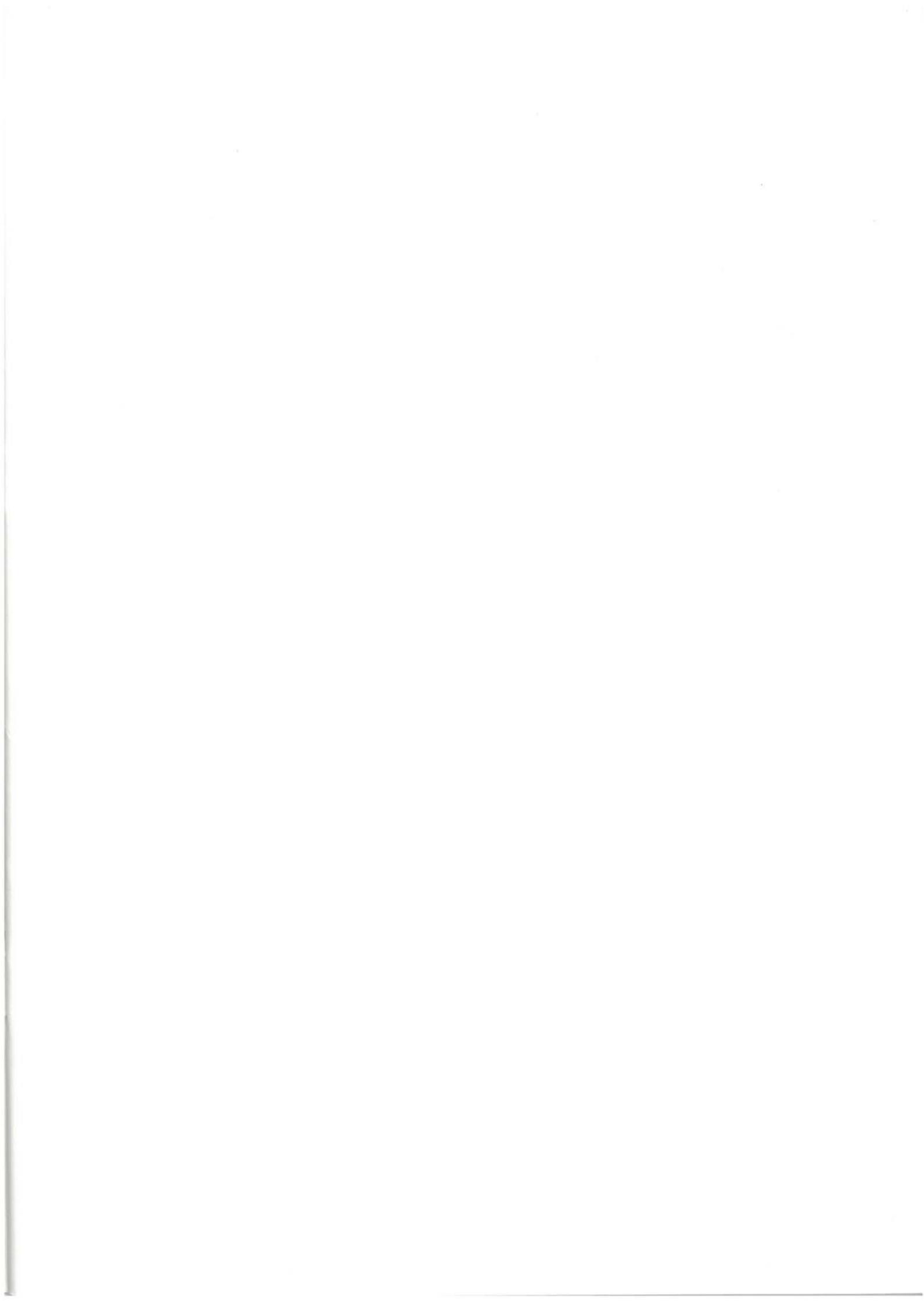
*Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa*



**63-III EIBAR**

E: 1/25.000







**Mapa Geológico  
del País Vasco**

*Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa*

**63-III EIBAR**

E: 1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

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

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

Depósito Legal: M-18591-1991

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

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

A. Garrote Ruiz  
J. García Portero

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

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

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

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1985.



# INDICE

	<i>Pág.</i>
<b>INTRODUCCION</b> .....	9
<b>1.- ESTRATIGRAFIA</b> .....	11
<b>1.1. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DEL ERLO-ANDUTZ-ARNO</b> .....	11
1.1.1. CRETACICO INFERIOR (COMPLEJO URGONIANO) .....	11
1.1.1.1 Calizas urgonianas (1) .....	11
1.1.1.2. Urganiano detrítico-carbonatado (2, 3) .....	11
<b>1.2. UNIDAD DE OIZ</b> .....	11
1.2.1. CRETACICO INFERIOR (COMPLEJO URGONIANO) (4) .....	11
1.2.2. ALBIENSE-CENOMANIENSE INFERIOR (COMPLEJO SUPRAURGONIANO (5, 6) .....	13
1.2.3. CENOMANIENSE MEDIO-CAMPANIENSE-MAASTRICHTIENSE BASAL (FORMACION MARGOSA DEL CRETACICO SUPERIOR Y COMPLEJO VOLCANICO) ( 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15) .....	13
1.2.3.1. Margas oscuras con intercalaciones de calizas y areniscas (8, 9, 10)	13
1.2.3.2. Materiales del Complejo Volcánico (7, 11, 12, 13, 14 15) .....	15
1.2.3.2.1. Sills básicos (7) .....	15
1.2.3.2.2. Coladas volcánicas con estructura en "pillow" (11) .....	16
1.2.3.2.3. Coladas volcánicas masivas y traquitas (12) .....	18
1.2.3.2.4. Rocas volcanoclásticas (13) .....	18
1.2.3.2.5. Brechas volcánicas "Pillow Brechas" (14) .....	19
1.2.3.2.6. Cuerpos tabulares discordantes (15) .....	19
1.2.4. MAASTRICHTIENSE INFERIOR-MEDIO (FLYSCH DETRITICO-CALCAREO) (16, 17, 18) .....	20
1.2.5. MAASTRICHTIENSE SUPERIOR-DANIENSE-MONTIESE FORMACION CALCAREA (19, 20, 21, 22) .....	21
1.2.6. YPRESIENSE INFERIOR (FLYSCH TERCARIO) (23, 24, 25, 26) .....	22
<b>1.3. CUATERNARIO</b> .....	22

<b>2.- SEDIMENTOLOGIA</b> .....	23
<b>3.- PETROLOGIA</b> .....	29
<b>3.1. PETROGRAFIA DE LAS ROCAS DEL COMPLEJO VOLCANICO</b> .....	29
3.1.1. COLADAS VOLCANICAS .....	29
3.1.2. ROCAS VOLCANOCLASTICAS .....	30
3.1.3. SILLS .....	30
3.1.4. CUERPOS TABULARES DISCORDANTES .....	30
<b>3.2. GEOQUIMICA DE LAS ROCAS DEL COMPLEJO VOLCANICO</b> .....	30
<b>3.3. MARCO GEOTECTONICO Y NATURALEZA PROBABLE DEL MAGMATISMO         DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA CUENCA VASCO-CANTABRICA</b> .....	44
<b>4.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL</b> .....	45
<b>4.1. DEFORMACIONES</b> .....	45
<b>4.2. FRACTURAS</b> .....	45
<b>4.3. DIAGRAMA DE POLOS</b> .....	47
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	49

## INTRODUCCION

El cuadrante de Eibar a escala 1:25.000 forma parte de la hoja nº 63 "Eibar" del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

El tercio occidental del cuadrante queda dentro de Bizkaia y el resto dentro del territorio de Gipuzkoa. Los principales núcleos de población son Ermua (Bizkaia), Eibar, Elgoibar y Placencia (Gipuzkoa). Las cotas topográficas más elevadas corresponden al monte Irukurutzeta (895 m) y al monte Urko (800 m).

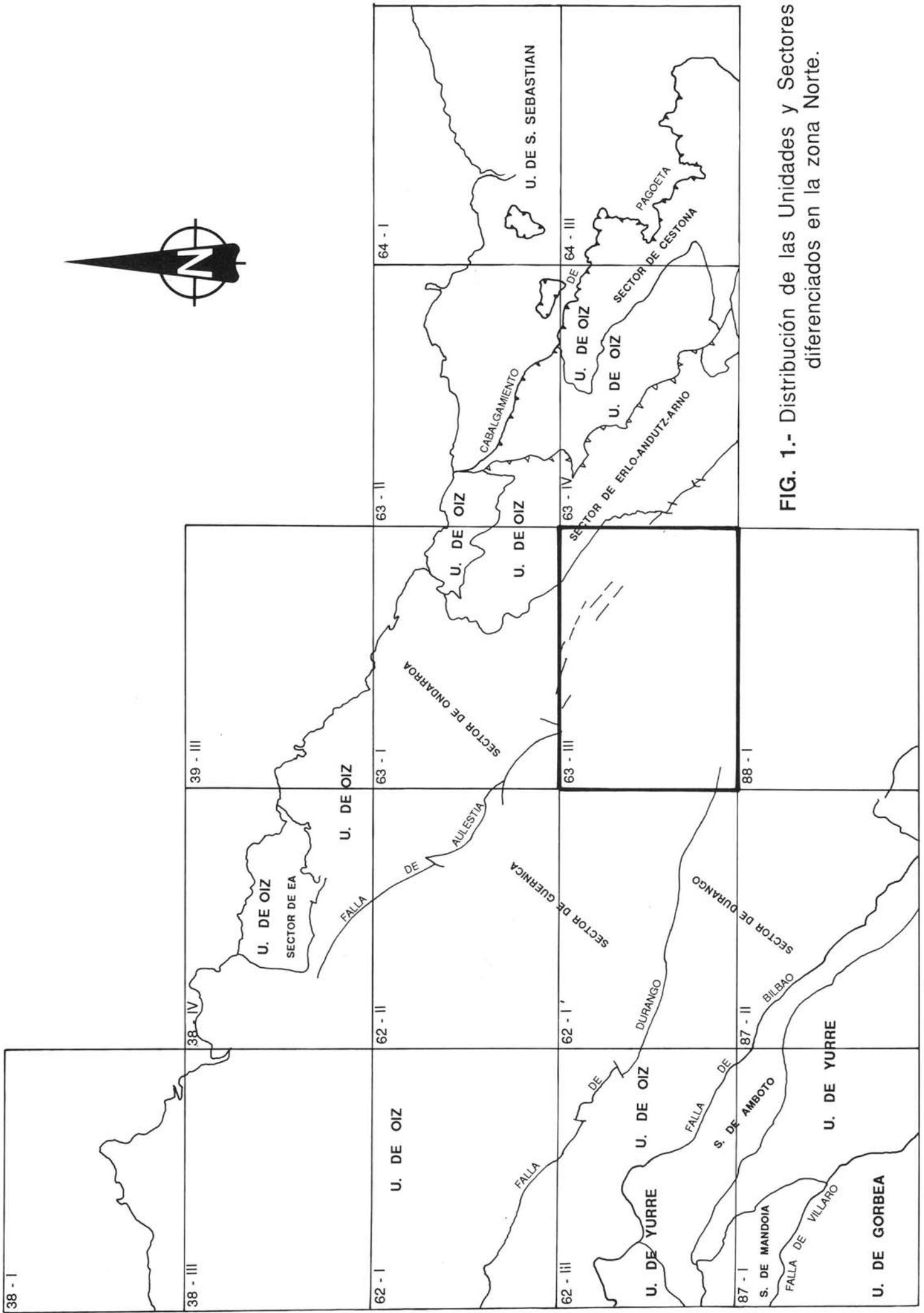
Los principales cauces fluviales que constituyen la red hidrográfica de esta zona son: el río Deba que atraviesa las poblaciones de Placencia y Elgoibar y el río Ego que pasa por Eibar.

Las redes viarias más importantes son: autopista Bilbao-Behobia, carretera N-634, carretera C-6213 y C-6324.

Geológicamente, la hoja de Eibar se sitúa dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica,

en el flanco Norte del Sinclinorio Vizcaino. Los materiales aflorantes son de edad Cretácico, Terciario y Cuaternario; estructurados según un gran monoclinial de dirección N 120° E, coincidente en dirección con las estructuras regionales dominantes en la Cuenca Vasco-Cantábrica. 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.

Los materiales que afloran en este cuadrante, pertenecen en su totalidad a la Unidad de Oiz. Dentro de esta Unidad se ha diferenciado el Sector de Erlo-Andutz-Arno para describir los materiales urgonianos que afloran en el extremo NE de la hoja (fig.1). Al igual que en otros cuadrantes, se ha adoptado este criterio para permitir una mejor descripción de las series urgonianas y evitar la correlación directa entre "bloques" y zonas que se encuentran distantes geográficamente y/o separados por accidentes tectónicos importantes.



**FIG. 1.-** Distribución de las Unidades y Sectores diferenciados en la zona Norte.

# 1.- ESTRATIGRAFIA

## 1.1.- UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE ERLO-ANDUTZ-ARNO

### 1.1.1. Cretácico inferior (Complejo Urganiano)

En el cuadrante de Eibar, la extensión cartográfica de los materiales urgonianos, pertenecientes al Sector de Erlo-Andutz-Arno, es reducida, ocupando algo más de 4 km<sup>2</sup> justo en el extremo NE de la hoja. Sin embargo, en los vecinos cuadrantes de Ondárroa, Zumaia y Azkoitia, la extensión de estos afloramientos es considerablemente mayor, permitiendo una descripción más detallada de los diversos términos que integran la secuencia urgoniana.

En la hoja de Eibar se han diferenciado:

#### 1.1.1.1. Calizas urgonianas (1)

Ocupan la mayor parte de los afloramientos pertenecientes al Sector de Erlo-Andutz-Arno en este cuadrante, y afloran en dos barras separadas por un nivel detrítico, con buzamientos generalizados hacia el NE.

Se trata de calizas micríticas, en ocasiones recristalizadas, de color gris claro en superficie fresca. Presentan abundantes

coralarios, algas, rudistas, fragmentos de moluscos, equinodermos y orbitolinas.

Petrográficamente se pueden clasificar como biomicritas.

#### 1.1.1.2. Urganiano detrítico-carbonatado (2, 3)

Se trata de una serie fundamentalmente margosa, masiva, de colores oscuros, que intercala lutitas calcáreas grises y margas arenosas (2), así como algunos niveles calizos (3).

## 1.2. UNIDAD DE OIZ

### 1.2.1. Cretácico inferior (Complejo Urganiano) (4)

Bajo esta denominación se describen cuatro afloramientos, de superficie relativamente pequeña, que aparecen justamente debajo de los materiales supraurgonianos ("Flysch Negro") en las proximidades de Alzola. Por su escasa superficie de afloramiento no se prestan a la diferenciación en Sectores realizada para los materiales urgonianos y han sido incluidos en la Unidad de Oiz propiamente.

Son calizas micríticas, algo recristali-

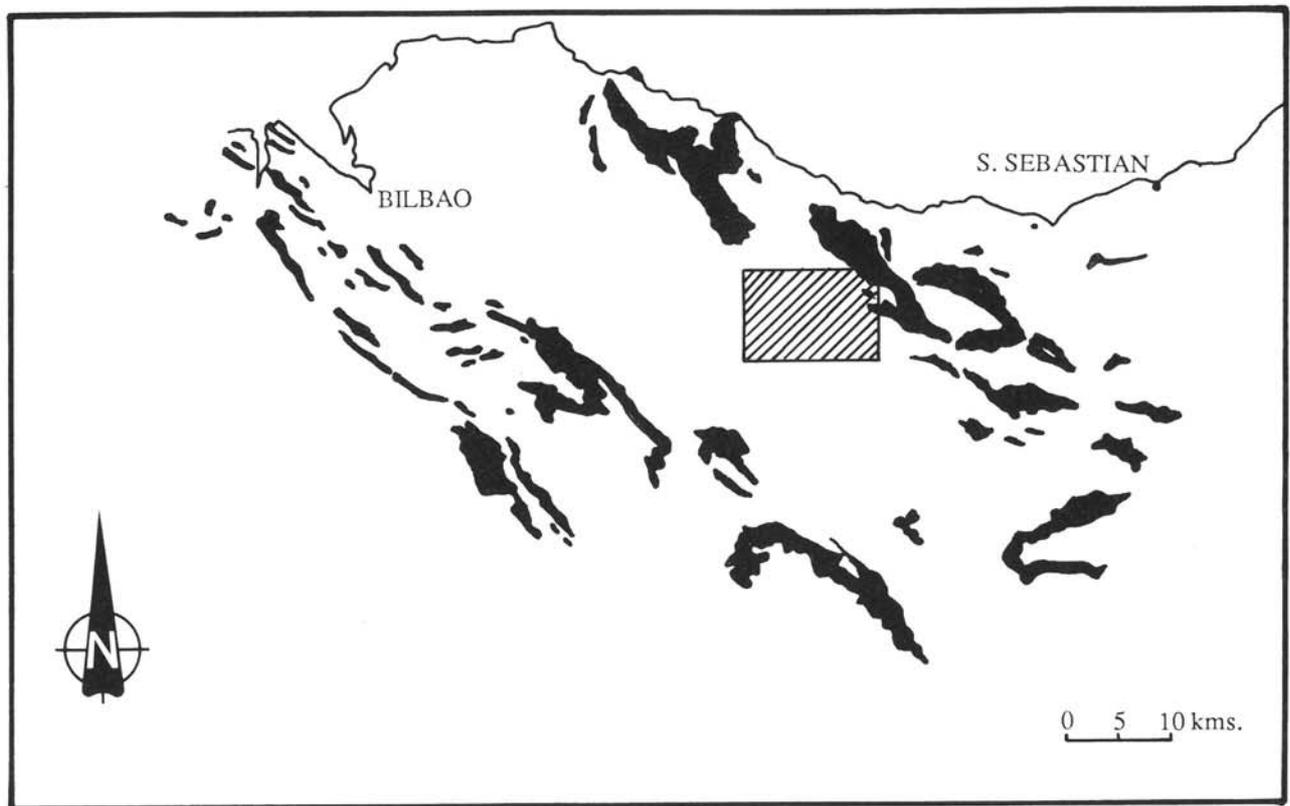


FIGURA Nº 2.-

MAPA ESQUEMATICO DE AFLORAMIENTOS DE CALIZAS EN FACIES ARRECIFALES (URGONIANO). Modificado de Olivé et al 1984.

En rayado oblicuo la hoja de Eibar.

zadas, con tonalidades generalmente claras que presentan abundantes restos fósiles entre los que destacan: rudistas, fragmentos de moluscos, coralaris, algas, equinodermos y orbitolinas.

Petrográficamente pueden clasificarse como biomicritas.

### **1.2.2. Albiense-Cenomaniense inferior (Complejo Supraurgoniano) (5, 6)**

Aflora extensamente en la parte NE de la hoja con una potencia superior a los 1000 m.

Mayoritariamente está constituido por una alternancia flyschoides de areniscas y lutitas (5), con predominio de las primeras, en bancos de potencia variable (10 a 50 cm).

Las areniscas son moscovíticas, de granos silíceos, bien gradados, con tamaños de grano que van de fino a grueso.

Como estructuras más importantes se han observado laminaciones paralelas y onduladas, laminaciones cruzadas de surco unipolar, granoselección, costras ferruginosas, así como niveles de sílex con fractura concoidea, en bancos centimétricos.

En otros puntos es relativamente frecuente, aunque no en grandes concentraciones, la existencia de nódulos piritosos de tamaño centi-decimétrico. Estos se alteran a óxidos de hierro tiñendo la roca con los colores característicos.

También se han observado concreciones nodulosas, de origen diagenético, huecas, cuyo posible origen puede ser el de nódulos carbonatados disueltos con posterioridad.

A la salida de Elgoibar, junto a la trin-

chera de la autopista, se han observado repliegues de forma caótica.

En ocasiones, el techo de esta formación está constituido principalmente por lutitas laminadas negras (6), cuando esto ocurre, el contacto con los materiales calcáreos del Cretácico superior suele ser gradual y de difícil definición.

Petrográficamente las areniscas se pueden clasificar como litarenitas feldespáticas, próximas a arcosas.

La microfauna controlada es escasa, habiéndose reconocido algunos foraminíferos bentónicos: *Marssonella oxycona*, *Flo-mospira charoides*, *Haplophragmoides platus*, *H. globosa*, *Trochammina sp*, *Gavelinella*.

### **1.2.3. Cenomaniense medio-Campaniense-Maastrichtense basal (formación margosa del Cretácico superior y Complejo Volcánico) (7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15)**

Dentro de estos materiales se han diferenciado los siguientes términos:

- Margas con intercalaciones de calizas y areniscas.
- Materiales del Complejo Volcánico.

#### **1.2.3.1. Margas oscuras con intercalaciones de calizas y areniscas (8, 9, 10)**

Se trata de una formación margosa en la que encajan algunas barras calizas y niveles areniscosos.

Está constituida por margas con tonalidades grises, laminadas y estratificadas en bancos de potencia variable (8), cuyas características varían ligeramente en fun-

ción de la posición estratigráfica en que se encuentren. Así, por ejemplo:

El muro está formado por margas gris oscuras, estratificadas en paquetes potentes que, en ocasiones, superan el metro. Presentan numerosos cuerpos interestratificados de naturaleza básica (sills).

Los niveles margosos intercalados en los materiales del Complejo Volcánico, son lentejones aislados de potencia variable. Presentan una tonalidad rosa salmón, probablemente debido a contaminaciones diagenéticas por Fe, a partir de los materiales volcánicos. Es frecuente observar en ellos, aportes cineríticos.

El techo de la formación está constituido por margas gris claras (salmón en el contacto con las rocas volcánicas) estratificadas en bancos potentes. Este paquete por lo general no supera los 300 m de potencia. Intercala niveles terrígenos, siendo estos más frecuentes hacia techo, de tal manera que el contacto con los materiales flyschoides de la siguiente unidad cartográfica diferenciada (16) es gradual.

En San Lorenzo, cerca del extremo SE del cuadrante se ha cartografiado un lentejón carbonatado (10) con una potencia inferior a 20 m. En las proximidades de Barinaga, también aparece un lentejón de este tipo.

Los terrígenos son generalmente escasos, estando representados por pequeños niveles intercalados en las margas. Estos crecen gradualmente hacia el techo de la formación.

Hacia el borde SE de la hoja, se ha representado un área con mayores aportes terrígenos (9). Son intercalaciones areniscas, con escasa continuidad lateral.

Se han observado pistas superficiales de helmintoides en paquetes areniscos próximos al contacto con los materiales flyschoides superiores. También aparecen laminaciones convolutas, así como laminaciones paralelas de surco unipolar producidas por ripples de corriente.

No se han observado alteraciones ni metamorfismo en las proximidades de los cuerpos ígneos, con excepción de pequeñas zonas, contraídas por el escape de agua.

Dentro de este cuadrante se observa, de NW a SE, un aumento progresivo en la potencia, tanto de la secuencia margosa, como de los materiales volcánicos intercalados. Así, cerca del extremo NW de la hoja, las acumulaciones volcánicas son escasas y normalmente se encuentran separadas unas de otras por pasadas margosas; hacia el SE, el espesor de materiales volcánicos es mucho mayor y su acumulación debió de realizarse de forma continuada puesto que no existen niveles margosos intercalados. La distribución cartográfica de los sills (7), encajados tanto en esta formación como en la secuencia supraargoniana, sugiere un comentario similar: de NW a SE aumenta el número de estos materiales ígneos.

La macrofauna es escasa, con excepción de algunos fragmentos de lamelibranquios.

Para el estudio micropaleontológico se han realizado dos perfiles de desmuestra situados a muro y techo de los materiales del Complejo Volcánico.

El estudio micropaleontológico de los niveles de muro presenta una compleja asociación de microorganismos, debido probablemente a que la cuenca comienza

a sufrir una inestabilidad acusada, en la que la resedimentación es importante. Es interesante la asociación formada por: *Rotalipora greenhornensis* (MORR), *R. appenninica* (RENZ), *R. evoluta* SIGAL, *Globigerina* (*Hedbergella*) *washitensis* CAR; *Ticinella roberti* (GAND), *Schackoinea cenomana* (SCHACKO), *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMM), *P. stephani* (GAND) y las especies bentónicas: *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *Glomospira charoides* (JONES Y PARK), *Arenobulimina macfadyeni* CUSH, *Eoguttulina sp.*, *Gaudryina quedarns* CUSH.

Los términos más bajos, datados en las muestras citadas, corresponden al Cenomaniense medio. Se debe tratar de una intensa resedimentación, no evidenciada a nivel de microfacies, pues no hay mezcla de faunas de distinta edad, aunque se encuentran mal conservados.

El estudio micropaleontológico de las muestras situadas a techo del complejo volcánico da una asociación de escasos foraminíferos planctónicos, en los que se observa *Globotruncana estuartiformes* DALB, *Gt. arca* (CUSCH), *Gt. lapparenti* BOLLI, *Gt. fornicata* PLUMM. Esta asociación caracteriza el Campaniense superior y el Maastrichtiense basal.

Se observa un salto importante en edad, entre las margas de muro del complejo volcánico, en las que los términos más bajos datados corresponden al Cenomaniense medio, y las de techo, datadas como Campaniense superior. La cuenca, en este intervalo de tiempo, debió pasar probablemente, por un momento de inestabilidad grande, con la efusión de importantes volúmenes de materiales volcánicos en áreas como la cartografiada en la hoja de Eibar.

### 1.2.3.2. *Materiales del Complejo Volcánico (7, 11, 12, 13, 14, 15)*

En este cuadrante aflora ampliamente un conjunto de rocas volcánicas s. lat. de edad Cretácico superior, que constituyen el llamado Complejo Volcánico de Placencia (Soraluze). Ocupan una banda alargada en dirección NW-SE, que alcanza mayor desarrollo hacia el SE, donde la potencia máxima del complejo se puede establecer en unos 2500 metros.

En este complejo se han diferenciado varios términos atendiendo a criterios litológicos y de estructuras volcánicas a ellos asociados.

Estos criterios (de campo) se han completado con estudios petrográficos y análisis químicos. La petrografía y petroquímica de las rocas diferenciadas se tratará en el capítulo de petrología.

Hay que señalar que los diferentes términos cartografiados representan en muchos casos litologías mayoritarias o netamente dominantes dentro de los límites de ese término, pero no excluyen la presencia (minoritaria) de otras litologías volcánicas. Esto se debe a la propia naturaleza de este tipo de rocas y a la calidad de los afloramientos.

Los términos diferenciados cartográficamente han sido:

- Sills básicos
- Coladas volcánicas con estructura en "pillow"
- Coladas masivas y traquitas
- Rocas volcanoclásticas
- Brechas volcánicas (Pillow-brechas)
- Cuerpos tabulares discordantes

#### 1.2.3.2.1. *Sills básicos (7)*

Son rocas intrusivas de naturaleza básica a ultrabásica (doleritas, picritas) encajadas generalmente en margas, hacia la base del Complejo Volcánico. También aparecen más a techo dentro del Complejo Volcánico, así como a techo del Supraurgoniano; no habiéndose encontrado nunca por encima del techo del Complejo Volcánico.

Las potencias que presentan estos cuerpos son muy variables, oscilan entre un metro y varias decenas de metros, presentando una continuidad lateral importante que supera en ocasiones los tres km.

Se disponen en general, paralelos a la estratificación, pudiéndose clasificar como sills, aunque en algunas ocasiones son las capas las que se acoplan ligeramente a los cuerpos. En otras ocasiones los contactos de los cuerpos con los materiales de caja se encuentran tectonizados, apareciendo filones de cuarzo de escasa potencia con disseminaciones de sulfuros.

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

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

El grado de alteración y de fracturación que presentan estos cuerpos es muy

intenso, con alteración típica en bolos y disyunción en capas de cebolla, lo que dificulta en determinados cortes alterados su reconocimiento, por su gran parecido con las pillow-lavas alteradas. Respecto a las diaclasas que presentan (por lo general muy abundantes) se suelen encontrar rellenas de óxidos de hierro, calcita, cuarzo con cloritas y epidotas, así como pátinas de óxido de manganeso (pirolusitas) y anfíboles fibrosos (asbestos).

Es normal encontrar, próxima a los contactos de estos cuerpos con las margas, una esquistosidad subhorizontal, así como fenómenos de desecación, en las margas, presentándose siempre de forma muy localizada. No se ha observado nunca de "visu" ni mediante estudio petrográfico la presencia de metamorfismo de contacto, y únicamente en los enclaves se observa una ligera recristalización.

CUEVAS, J. (1981), cita entre otras, algunas razones que explicarían la ausencia de metamorfismo, y que se pueden resumir en las siguientes:

- Intrusión durante una fase avanzada de cristalización, con consiguiente pérdida de capacidad calorífica.
- Falta de tiempo y de presión de la fase fluida y composición adecuada de la roca de caja, para que se lleven a cabo reacciones metamórficas apreciables.
- Escasez en la potencia de los cuerpos intrusivos.

A nuestro juicio, la primera y tercera de las causas serían las más importantes para explicar la ausencia de metamorfismo térmico en la roca de caja.

#### 1.2.3.2.2. *Coladas volcánicas con estructura en "pillow" (11)*

Afloran de forma continua a lo largo de todo el Complejo Volcánico, con una potencia y continuidad lateral irregular.

La presencia de este tipo de estructuras en coladas basálticas denota claramente un medio submarino y, generalmente, son producidas por la efusión discontinua y poco abundante de materiales lávicos.

Las "pillow-lavas" presentan tamaños muy variables oscilando entre los 20 y 80 cm, encontrándose algunos ejemplares que superan los 2 m. Exhiben formas elipsoidales, en ocasiones con un marcado aplastamiento y un color pardo-rojizo con tonalidades verduzcas.

Cuando las "pillow-lavas" se depositan sobre sedimentos carbonatados, suelen aparecer fragmentos de estos materiales, tanto en el interior como en los bordes y también entre las "pillows". En este caso los fragmentos presentan una coloración rosa intenso.

Algunos de estos retazos que se encuentran entre las "pillows" hacen pensar que la sedimentación se realizaba al tiempo que la erupción, ya que se observa que la mayoría del aporte terrígeno del que están formados estos materiales es volcánico (cinerítico) siendo en otras ocasiones claramente piroclástico, cementado por carbonatos. El muro de las coladas de "pillows" se presenta siempre neto y plano mientras que el techo presenta una morfología más irregular, adaptándose a él los materiales suprayacentes.

En cuanto a la estructura interna de las "pillow-lavas" se distinguen los siguientes caracteres:

- a) Zona central hueca o rellena por cristales de carbonato de varios centímetros. También pueden incluir fragmentos de otras rocas (caliza) así como fenocristales de albita y clorita.
- b) Ordenamiento concéntrico de las vacuolas (efecto "puding"). La mayor concentración de vacuolas se encuentra en el centro o en las zonas próximas a los bordes y siempre con mayor abundancia en el techo de las mismas (criterio que se ha tomado para deducir la polaridad de las capas). Esto es debido a un enfriamiento brusco en la superficie, originando una capa vítrea de 1 a 2 cm que impide la salida de gases al exterior.

Es frecuente que este ordenamiento de las vacuolas sea también composicional, distribuyéndose del siguiente modo:

- Una zona, rodeando el núcleo, de unos 15 cm donde abundan la calcita y la goethita, así como la esfena.
  - Otra zona, por encima de la anterior, en la que es frecuente encontrar las vacuolas rellenas de albita y con un borde netamente clorítico.
- c) En las "pillows" de menor tamaño las vacuolas son más abundantes en el núcleo que en los bordes, lo que se debe a un enfriamiento rápido que impide la migración de los fluidos hacia las zonas externas.
  - d) Formas elipsoidales deformadas por el proceso de adaptación de una "pillow" a otra. En este proceso de adaptación se produce un pico

en la base de la "pillow", pico que en determinadas ocasiones se observa muy bien y que es un criterio muy válido de polaridad.

- e) Las "pillows" presentan fracturas irregulares con orientación radial, más abiertas en el borde que en el centro de las mismas.

#### 1.2.3.2.3. *Coladas volcánicas masivas y traquitas (12)*

Afloran a lo largo de todo el Complejo Volcánico, presentándose con un mayor desarrollo en la zona SE de la hoja de Eibar.

Están constituidas por un conjunto de materiales volcánicos, de coloración pardo rojiza a verde en fresco, que se originan en un fenómeno de efusión continuo y abundante.

Las estructuras reconocidas en el campo son las siguientes:

- Estructuras debidas a flujo laminar:

Son las más frecuentes, siendo por otra parte las más típicas en este tipo de coladas en las que la fracción gaseosa es importante. Las estructuras que se originan mediante flujo laminar son: zonación vacuolar y zonación vítrea. La zonación de la fracción vítrea es muy importante en el techo y bordes de la colada. Se debe a un enfriamiento rápido y brusco de la misma. El tamaño de grano de los cristales, también es creciente hacia el muro de la colada.

- Estructuras en lavas cordadas:

No se reconocen con claridad en el campo, pero en ocasiones a techo de las

coladas se observan rugosidades atribuibles a este tipo de estructura. Por regla general son estructuras típicas de este tipo de vulcanismo rico en gases. Se originan al sufrir la colada un enfriamiento brusco de la parte superficial al contacto con el agua y persistir al mismo tiempo un flujo en la parte más interna.

- Disyunción columnar:

Es otro tipo de estructura presente en las coladas masivas. Se observa con cierta claridad en una cantera situada en Malzaga. El mecanismo por el que se originan este tipo de estructuras es el de un enfriamiento brusco de la colada. La contracción de la masa hace que adquieran formas columnares, generalmente hexagonales y pentagonales, perpendiculares siempre a los planos de muro y techo.

- Estructuras traquíticas:

Dentro de las coladas masivas, se observan coladas traquíticas (probablemente debidas a diferenciados más ácidos) en las que aparecen fenocristales de feldespatos embebidos en una matriz, formada por plagioclasas sódicas, con textura típica traquítica y fludial. Un buen punto de observación para este tipo de coladas está en la carretera de Malzaga a Placencia, próximo al cruce con la N-634.

#### 1.2.3.2.4. *Rocas volcanoclásticas (13)*

Dentro de esta formación se incluyen tanto los materiales volcanoclásticos de origen epiclástico como los de origen piroclástico, que aunque en cartografía no están diferenciados, si lo están a nivel de lámina delgada.

Estos materiales, de claro origen sedimentario, aparecen relacionados con el de-

pósito de cenizas volcánicas, correspondiendo los niveles piroclásticos a fragmentos que aun están "calientes" permitiendo que se amolden unos a otros por deformación. Los niveles epiclásticos se originan por depósitos de los distintos clastos en un ambiente "más frío".

Materiales de este tipo tienen un amplio desarrollo en la zona S del Complejo Volcánico (Placencia y la vertiente SW de las Peñas de Muneta). Los materiales piroclásticos se componen generalmente de cantos angulosos de tamaño muy variable (se han reconocido olistones de tamaños métricos) embebidos en una matriz fina muy abundante. La naturaleza de los cantos es muy variable, reconociéndose claramente en el campo fragmentos de "pillows", coladas masivas, traquitas, vítreos, rocas sedimentarias (margas y margocalizas, generalmente con tonalidades rosas), doleritas, etc.

En lo que se refiere a las estructuras que aparecen en estos materiales, la más importante es la gradación de tamaños, 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 por 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.

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

Las rocas volcanoclásticas se presentan con una disposición muy irregular, encontrándose incluso intercaladas entre las coladas de "pillows".

#### 1.2.3.2.5. *Brechas volcánicas (Pillow-brechas) (14)*

Afloran ampliamente a lo largo de todo el Complejo Volcánico.

Son brechas sinsedimentarias que se originan en etapas de alta inestabilidad de la cuenca y/o por la existencia de paleorrelieves.

Están compuestas generalmente por fragmentos de coladas masivas y de "pillows" y además, pequeños fragmentos de rocas sedimentarias y piroclásticas, englobados en una matriz fina más bien escasa. Las brechas son heterométricas, y bastante bien redondeadas. Este redondeamiento debe ser limitado, ya que se trata generalmente de fragmentos de "pillows" con una morfología ovoide y quizá un grado de consolidación no muy importante.

El origen de estos acúmulos de brechas podría ser la fracturación del frente de una colada, no consolidada totalmente, lo cual permitiría que los bloques, envueltos en una matriz fina, rodaran pendiente abajo hasta llegar a zonas inferiores de la cuenca donde se acumularían. El tramo por el que estos fragmentos han rodado es muy difícil estimar.

Los mejores afloramientos de estas rocas se encuentran al NW de Placencia (Soraluze), en la explanación realizada para la construcción de un polígono industrial.

#### 1.2.3.2.6. *Cuerpos tabulares discordantes (15)*

En el área de Placencia aparece un cortejo de cuerpos tabulares de escasa potencia intercalados en materiales brechoideos. Estos materiales brechoideos se han definido con anterioridad como fragmentos

de colada o de "pillows", rodados a favor de una pendiente.

Para estos cuerpos tabulares se pueden invocar dos hipótesis genéticas y lo más probable es que en algunos casos sea válida una de las hipótesis y en otros la alternativa.

La primera hipótesis invocada es que se trata de diques que encajan en ciertas facies volcánicas. La segunda es que proceden del desplome de frentes de coladas.

Los afloramientos situados en la explanada del polígono industrial de Placencia, presentan una morfología de dique. Estos cuerpos parecen cortar las direcciones regionales de las coladas. Por otra parte presentan una disyunción perpendicular a los hastiales, disyunción típica de este tipo de estructuras. Al Norte de estos diques aparece otro cortejo que presenta direcciones más concordantes con las regionales, es posible que varios de estos cuerpos sean olistones intercalados en las "pillow-brechas".

La razón por la cual estos cuerpos se pueden interpretar como olistones, es que se encuentran intercalados entre "pillow-brechas", litología originada por rodamiento de materiales. No es difícil pensar, que en estas circunstancias, frentes de coladas ya consolidadas, se fracturen y caigan entre materiales brechoides de menor tamaño, en forma de grandes olistones.

#### **1.2.4. Maastrichtiense inferior-medio (Flysch detrítico calcáreo) (16, 17, 18)**

Aflora ampliamente en el tercio sur occidental del cuadrante de Eibar formando una franja monoclinial de dirección N 120° E y un buzamiento de unos 55° al SW. La

potencia aproximada es de al menos 2.500 m.

Se trata de una alternancia rítmica de calizas arenosas, con un tamaño de grano fino a medio, y de margas, en bancos centi-decimétricos (entre 5 y 20 cm generalmente) (16). Presentan también intercalaciones de calizas micríticas, por lo general de pequeña potencia (inferior a los 5 cm). El contacto con los materiales margosos de muro es gradual, siendo brusco el que presenta a techo con materiales, también margosos, del Maastrichtiense-Daniense.

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  $T_{b-e}$  en las que en ocasiones también aparecen numerosos niveles hemipelágicos. A techo de la formación, muy próximas al contacto con las margas del Danés, aparecen brechas intraformacionales (18) en bancos que oscilan entre 0,5 y 6 m de potencia, compuestas por cantos lutíticos negros y clastos de caliza. El tamaño de los cantos llega a ser de varios centímetros y es frecuente observar en ellos diseminaciones de sulfuros (pirita).

También se han cartografiado bancos margosos como el situado en el monte Urko con potencias no superiores a los 40 m (17).

Los cortes en los que mejor se observa esta formación, son el de la autopista y monte Urko. El corte de la autopista es el que exhibe, por lo general, los mejores afloramientos. La formación presenta un

color gris a gris oscuro. Cuando los materiales se encuentran meteorizados, hecho que ocurre la mayoría de las veces, las calizas arenosas se presentan como areniscas porosas con colores dorados.

Petrográficamente son calizas arenosas con un amplio abanico en cuanto al tamaño de los terrígenos se refiere, puede ir desde la fracción arena media a fina (en la base de los bancos más gruesos), a limos y arcillas, en los más finos.

Presentan una ichnofacies con pistas superficiales de helmintoides, paleodictium y zoophycus.

En lo que se refiere a la macrofauna, prácticamente no se ha observado, limitándose exclusivamente a restos de grandes lamelibranquios muy mal conservados.

Los resultados micropaleontológicos de las muestras tomadas son los siguientes:

Se han reconocido *Globotruncana cf. elevata* (BROTZ), *Gt. cf. conica*, (WHITE), *Gt. cf. lapparenti* BOLLI; *Praeglobotruncana cf. citae* (BOLLI); *Globotruncana sp.* y foraminíferos indeterminados. Estas especies existen desde el Campaniense superior al Maastrichtiense inferior, no habiéndose reconocido especies de distribución más alta.

#### **1.2.5. Maastrichtiense sup-Daniense-Montiense (Formación calcárea) (19, 20, 21, 22)**

Aflora al SW del cuadrante de Eibar. Consta de un conjunto de margas y margocalizas (19) de color rojo salmón a gris verdoso, que pasan a techo o en ocasiones intercalan unas calizas micríticas (21) del mismo color. Los materiales margosos, con

una potencia generalmente inferior a los 250 m, están mal estratificados. El contacto con los materiales de muro (Flysch Cretácico superior), es por lo general brusco, mientras que con los materiales de techo es gradual, pasando de margas a margocalizas y éstas a calizas micríticas.

Las calizas micríticas están poco o nada recrystalizadas. Se encuentran bien estratificadas en paquetes que oscilan entre los 30 y 40 cm y su potencia no suele ser superior a los 40 m.

En la trinchera de la autopista, a la altura de la salida de Eibar, se observa que estas calizas pasan lateralmente a una brecha (22) de cantos de tamaño variable, que en ocasiones superan los veinte centímetros. Este conglomerado es poligénico, observándose cantos de calizas micríticas, calizas arenosas, areniscas, fragmentos volcánicos y lutitas.

También se ha cartografiado, unos niveles brechoides (20) intercalados en la base de las margas con cantos centimétricos (no superan los 5 cm) de calizas arenosas y lutitas. Estos se pueden observar a unos 500 m al Sur de la autopista.

La importancia de esta formación carbonatada es grande, ya que posibilita la separación entre el Flysch del Cretácico superior y el Flysch terciario, y sirve como nivel guía.

Petrográficamente estos materiales se pueden clasificar como margas, margocalizas y biomicritas (30% de bioclastos).

La microfauna está constituida por: *Globotruncana contusa* (CUSH), *Gt. stuarti* (DE LAPP), *Gt. conica* WHITE, *Gt. arca* (CUSH), *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMM) *Racemigunbelina fructicosa* (EGGER), *Boli-*

*vinoides draco draco* (MARSS), *Bolivina incrassata gigantea* (WICHER), *Gyroidinoides nitida* REUSS, *Globorotalia cf. trinidadensis* BOLLI, *Gr. cf. compressa* (PLUMM). *Gr. aff. pseudobulloides* (PLUMM), *Globigerina triloculinoides* (PLUMM), *Stomiosphaera minutissima* WAWR.

Esta asociación de microfacies data el Maastrichtiense superior-Daniense-Montiense.

### 1.2.6. Ypresiense inferior (Flysch terciario) (23, 24, 25 26)

Aflora en el núcleo del Sinclinorio Vizcaíno, en el límite W del cuadrante, siendo estos los materiales más modernos que aparecen en él, si exceptuamos los cuaternarios.

Se sitúa a techo de la formación carbonatada del Daniense, mediante una paraconformidad con un salto que va desde el Paleoceno inferior al Eoceno.

En ocasiones la base del flysch está constituida por un paquete de pequeña potencia, no superior a 20 m de lutitas, con finas pasadas areniscosas (23), que pasa lateralmente a materiales flyschoides. Este paquete se puede observar en el corte de la autopista, a la altura de la salida de Eibar, y en monte Urko.

El resto de la formación lo constituyen, una alternancia flyschoides de calizas arenosas (de grano medio a fino), limolitas y margas (24). También se pueden encontrar representadas, calizas micríticas de poca potencia (5 a 7 cm) que originan series

continuas, poco potentes (no superiores a 15 cm), de energía decreciente.

Al Sur de la autopista, se han observado también unos microconglomerados de cantos blandos (25) formados por fragmentos de caliza arenosa y lutita. En el área de Ermua, se han cartografiado pequeños lentejones de caliza micrítica (26) con una potencia generalmente inferior a los 20 m.

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  $T_b$ ,  $T_c$  y  $T_e$  en las que en ocasiones aparecen los términos de  $T_d$  y  $T_h$  de la secuencia de Bouma.

A techo, en el corte de la autopista, se observa una disminución creciente de los materiales areniscosos.

Petrográficamente las litologías varían dependiendo del tramo en el que se tome la muestra y van desde calizas arenosas, biomicritas arenosas (litarenitas) y biomicritas con menos del 10% de cuarzo, a lutitas calcáreas.

### 1.3. CUATERNARIO ANTROPICO (27)

Se encuentra situado al NE de Eibar. Se trata de un relleno artificial, realizado en el barranco Escaregui.

## 2.- SEDIMENTOLOGIA

El objetivo primordial de este capítulo es ofrecer una visión generalizada de la historia, evolución y medio sedimentario de los materiales representados en esta hoja, ciñéndonos -dentro de lo posible- al entorno más inmediato.

El registro sedimentario más antiguo en esta hoja corresponde a los materiales del Complejo Urgoniano. Sobre los materiales "regresivos" wealdenses (no aflorantes) se instala en el área un régimen sedimentario de condiciones progresivamente más marinas y, en muchos casos, libre de aportes detríticos, de manera que se van configurando poco a poco una serie de plataformas carbonatadas, pequeñas "cuencas" y bancos carbonatados (insulares y peninsulares) de mar abierto, controlados por una subsidencia diferencial que compartimenta la cuenca. La reconstrucción paleogeográfica nos lleva a admitir la presencia de altos estructurales (paleorelieves internos) que permanecían activos durante la sedimentación. En este sector la configuración consistía en una serie de pequeñas plataformas separadas por "cuencas" poco profundas, con sedimentación eminentemente lutítica. Esta configuración estaba condicionada por una serie de fallas de zócalo que se agrupan en dos familias: N 120°E y N 20°E. Estas fallas profundas

han tenido una dilatada actividad a lo largo del tiempo delimitando bloques elevados y surcos. Las características sedimentarias del Urgoniano de este sector nos llevan a pensar que se depositó en un alto fondo que constituyó más tarde un paleorelieve (paleorelieve de Altzola). Hacia la parte alta del Aptiense se produce una interrupción brusca en la sedimentación. Esta ruptura tiene un carácter generalizado en la cuenca, constituyendo un importante elemento de correlación que divide el Urgoniano en dos episodios sedimentarios.

Tras el depósito del último episodio urgoniano, se produce una importante ruptura sedimentaria causada por una fase de actividad tectónica (fase austriaca) que rejuveneció los relieves del área fuente provocando un masivo aporte de terrígenos a la cuenca, e inhibiendo de forma brusca la sedimentación de carbonatos. 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 totalmente, localizándose de forma simultánea en el tiempo una serie de dominios paleogeográficos y sedimentarios, cuyo control corresponde, tanto a la morfología previa dejada por las construcciones arrecifa-

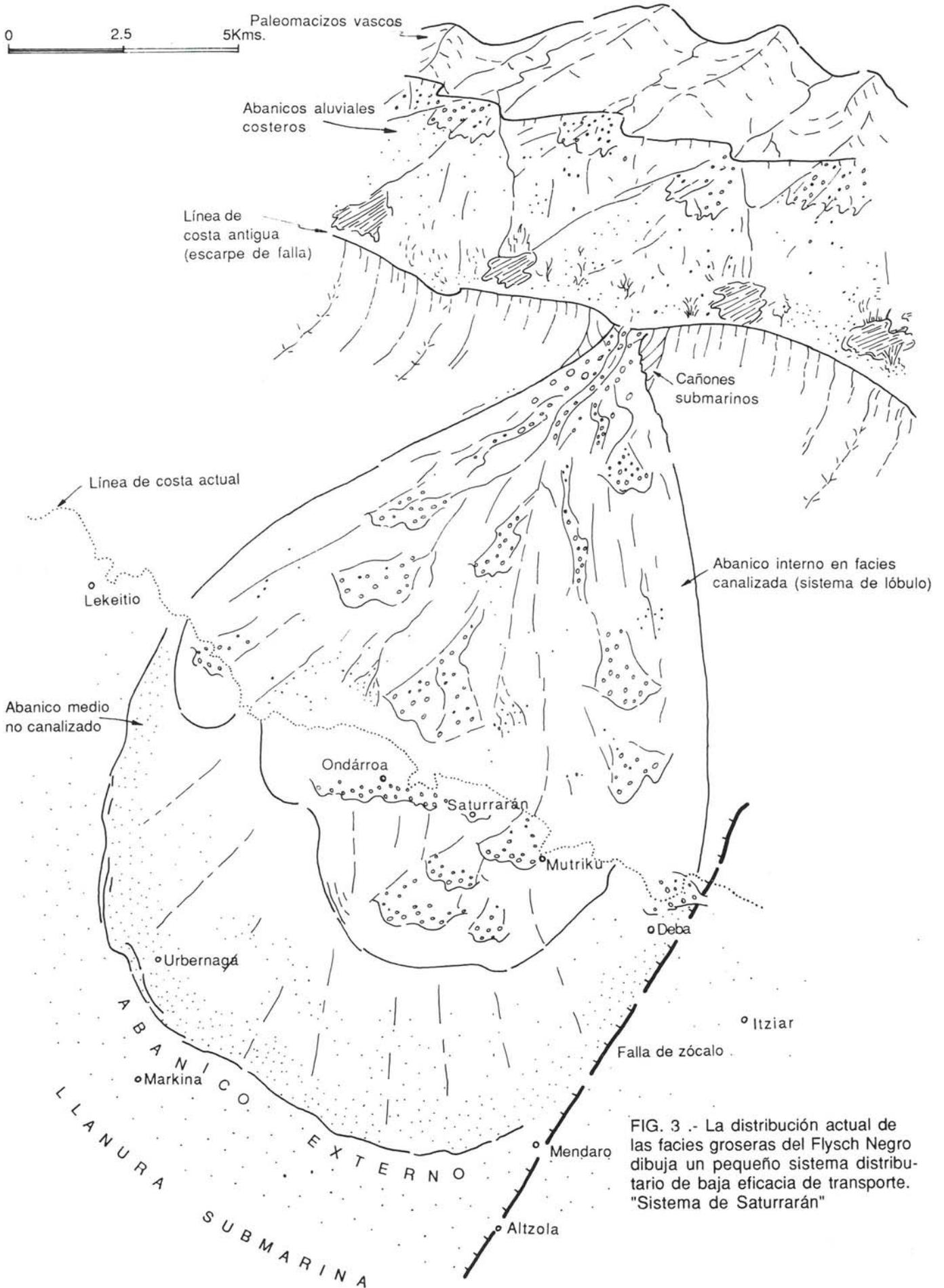
les (OLIVE et al. 1984), como a la acción de fallas de zócalo. El efecto de la morfología previa del fondo marino es notable en algunos puntos de este cuadrante, de modo que los primeros cuerpos arenosos del Supraurgoniano se adaptan a la forma irregular del techo de los pequeños afloramientos calizos de Alzola. Los materiales del techo de este paleorrelieve presentan incluso evidencias de alguna leve exposición subaerea.

Los dominios sedimentarios del Supraurgoniano se disponen a modo de "cinturones" de facies aproximadamente paralelos a las directrices actuales (con algunas excepciones). Estos son de SW a NE: fluvial (arenas de Utrillas), deltaico y marino somero (Fm. Balmaseda y equivalentes), talud marino (Fm. Durango) y marino profundo (Flysch Negro = Fm. Deba). El área ocupada por este cuadrante está incluida en el cinturón de facies más septentrional, constituido por materiales turbidíticos en sentido amplio, depositados en un medio marino profundo. El análisis de estos materiales señala la existencia de una activa y cercana fuente de aporte situada al N y NE de la costa actual. El Flysch Negro supone la instalación en el área de una serie de abanicos coalescentes, de dimensiones pequeñas, controlados por fallas sinsedimentarias "talladas" en los macizos paleozoicos (PUJALTE, com. pers.). Estos sistemas se pueden definir como de baja eficacia de transporte (gran cantidad de material se queda en los propios canales de distribución) y corresponderían a un sistema de turbiditas con el nivel del mar alto en el sentido de MUTTI, 1985 (REMACHA; com. pers.).

En este cuadrante, los materiales del Flysch Negro corresponden a la facies de abanico externo y llanura submarina del sistema turbidítico de Saturrarán, (fig 3),

cuyas facies proximales se encuentran más al Norte. Este sistema estaría conectado con formaciones tipo "fan-delta" procedentes del desmantelamiento de macizos paleozoicos. Recientemente PUJALTE (com. pers.) ha interpretado como depósitos de "fan-delta" las areniscas de cabo Villano, en las que ha puesto de manifiesto la existencia de algunas huellas de Dinosaurio. Este área fuente septentrional fue mencionada en primer lugar por VOORT (1964) quien la denominó "macizo de Bizkaia". Este macizo paleozoico pudo estar conectado, según algunos autores con el de Cinco Villas. El Flysch Negro rellena un sistema de fosas alargadas, creadas como cuencas tipo "pull-apart" ligadas a los grandes sistemas transformantes (desgarres sinistral) que permitieron la apertura del Golfo de Bizkaia.

El Cenomaniense inferior y medio supone una nueva etapa de inestabilidad en la cuenca, en la que se acentúan los surcos sedimentarios preformados y en la que se resedimenta gran cantidad de material (la base de estos materiales suele estar constituida por un nivel continuo de depósitos caóticos en los que dominan los procesos gravitacionales (EVE, 1987). Aunque durante el Albiense superior ya encontramos algunas manifestaciones volcánicas, es a partir del Cenomaniense superior y hasta el Santoniense cuando, ligadas a una etapa de expansión oceánica y adelgazamiento de corteza, se abren grandes fracturas en el fondo marino, que permiten la salida a la cuenca de grandes cantidades de material volcánico (vulcanismo submarino), acompañado de una serie de intrusiones. Durante esta etapa de expansión oceánica, que separó la Placa Ibérica de la Placa Europea, se crean una serie de fosas en las que se acumula gran cantidad de material turbidítico. El relleno de este surco, subparalelo a las directrices actuales, tenía una proce-



dencia dominante del Pirineo, como lo demuestra el patrón de paleocorrientes. No obstante, algunos aportes esporádicos pudieron proceder de plataformas meridionales. En este sector las asociaciones de facies encontradas corresponden siempre a turbiditas distales.

En definitiva, los datos nos llevan a concluir que se trata de una amplia cuenca cuyo tipo de depósito viene condicionado por la posición relativa del nivel del mar en cada momento. Durante este tiempo la posición relativa del nivel del mar ha sido esencialmente alta, interrumpida por un período de baja relativa (periodos de "highstand" y "lowstand", sensu MUTTI, 1985. REMACHA y ZAMORANO, com. pers.). A lo largo de su evolución las áreas de aporte han debido ser sustancialmente las mismas, predominantemente áreas fuente-plataformas "pirenaicas" y sistemas de plataforma-talud meridional (cf. EVE 1986).

Durante el tránsito Cretácico-Terciario van a prevalecer las condiciones de nivel del mar alto.

El análisis de la morfología de los diferentes cuerpos sedimentarios que constituyen este tránsito, ha revelado ser interesante, sobre todo al integrar datos con carácter regional (EVE, 1985, 1986, 1987). Estos materiales aparecen agrupados en dos tipos generales de facies, uno calizo-margoso ("capas rojas"), muy ampliamente representado, y otro tipo de facies que denominaremos "brechoide". El primer grupo de facies corresponde a materiales depositados en un ambiente pelágico libre de influencia detrítica (esto no implica una profundidad determinada). Las relaciones laterales y verticales entre estos términos y los infra y suprayacentes (EVE, 1987), nos llevan a concluir que la facies brechoide (bre-

chas y conglomerados del Daniense) se depositó en zonas de surcos por los que se canalizaban gran cantidad de flujos de derrubios (fig.4), y en los que eran frecuentes los fenómenos gravitatorios (slumpings y olistolitos). La procedencia del material es difícil de precisar, aunque tenemos que invocar la erosión de áreas de plataforma e incluso emergidas, situadas muy probablemente hacia el N y el NE. Lo que sí queda claro, a través de las relaciones que se observan en el campo, es la orientación general NNE-SSW de estos surcos que, además, erosionan parte de las secuencias inferiores. Lo interesante de esta morfología es que queda en cierto modo preservada en el tiempo de manera que, durante el Eoceno, los abanicos submarinos que vierten material terrígeno a la cuenca, tienen tendencia a canalizarse por estas morfologías del fondo, por lo que actualmente es frecuente encontrar una superposición de las facies más groseras de estos abanicos y las brechas.

Con el paso de unas condiciones de mar alto a otras de mar bajo (sensu MUTTI, 1985) se inicia el depósito de los materiales turbidíticos del Terciario (del Paleoceno superior al Eoceno inferior), depositados en una cuenca turbidítica relativamente estrecha y mayoritariamente en forma de grandes sistemas de conos (abanicos y lóbulos) submarinos, con una procedencia dominante del Este y del Nor-Este. En este sector encontramos subambientes que van desde lóbulo proximal-medio a facies de llanura abisal. Estos abanicos se agrupan en sistemas superpuestos en los que pudo variar sustancialmente el área fuente. La superposición estratigráfica de abanicos de diferente procedencia sugiere que la cuenca turbidítica eocena debía ser bastante estrecha (unas pocas decenas de kilómetros).

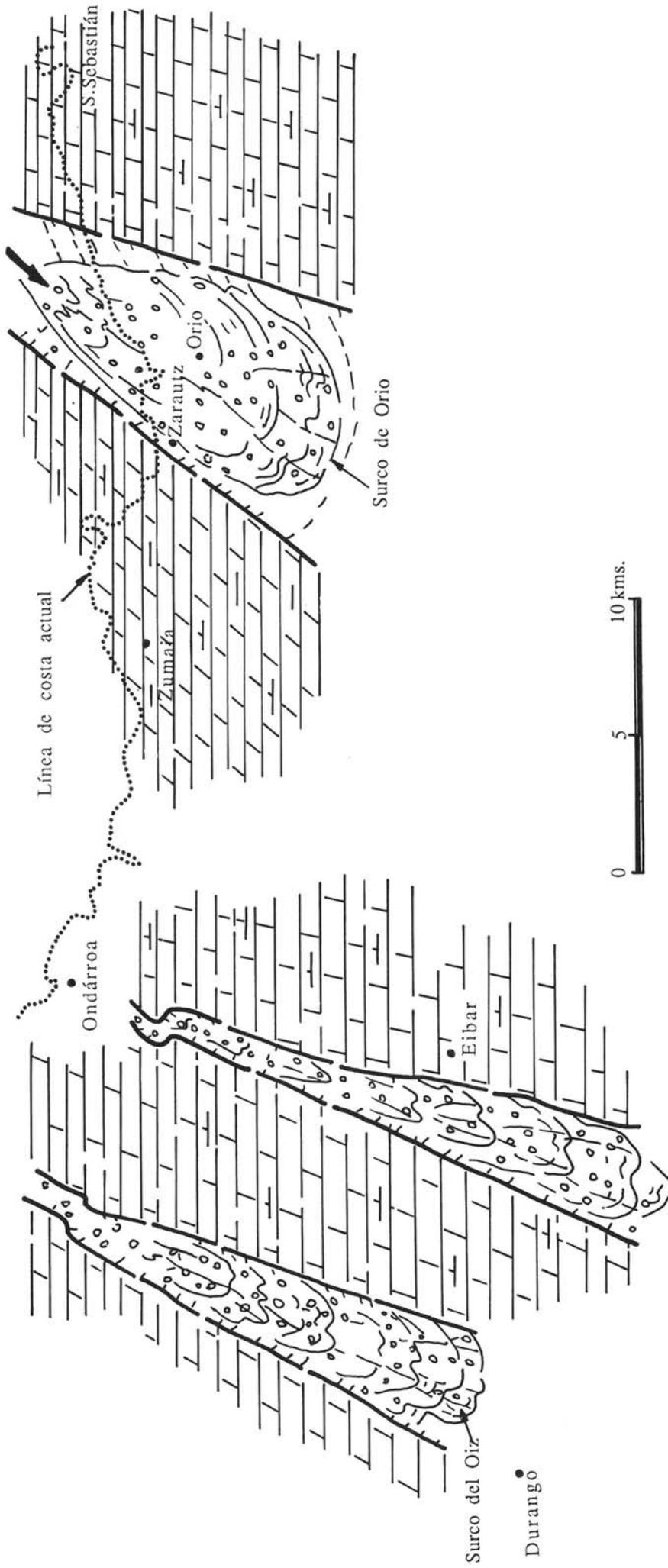


FIGURA Nº 4.-  
 DISTRIBUCION DE LAS FACIES CALIZO-MARGOSA  
 Y BRECHOIDE DEL DANIENSE

Surco de Eibar



## 3.- PETROLOGIA

En este capítulo se hace una descripción de la petrografía y petroquímica de las formaciones diferenciadas dentro del Complejo Volcánico.

### 3.1. PETROGRAFIA DE LAS ROCAS DEL COMPLEJO VOLCANICO

#### 3.1.1. Coladas volcánicas

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

Los basaltos, basaltos espilíticos y espilitas presentan una textura intersertal, más o menos porfídica, a veces con vacuolas o vesículas rellenas de minerales de alteración (cloritas y carbonatos, principalmente).

Toda la roca suele presentar una alteración generalizada, 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 menos alteradas se pueden reconocer, como minerales principales: clinopiroxeno (augita) y plagiocla-

sa. 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 los fenocristales de feldespato potásico están envueltos por una matriz de microlitos de feldespato 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 cm, aunque el tamaño más frecuente es de escala milimétrica. A veces presentan una elongación preferencial. Se encuentran rellenas de minerales secundarios: calcita, albita, cuarzo, clorita, epidota, óxidos.

### 3.1.2. 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 grano de los clastos y por otro el origen de estos 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 variado: traquitas, basaltos porfídicos, basaltos microlíticos, fragmentos vítreos, trozos de fenocristales (feldespatos fundamentalmente), esquirlas de vidrio, fragmentos pumíticos, etc.

### 3.1.3. Sills

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

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

Al microscopio exhiben texturas mi-

crogranulares, intersertales, más o menos porfídicas.

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

Los principales minerales observados son clinopiroxeno (augita) y plagioclasa.

Como accesorios aparecen magnetita y apatito.

La alteración, salvo en raras excepciones, es intensa, con clorita, epidota, calcita, sericita, anfíbol y biotita, como minerales secundarios más frecuentes.

### 3.1.4. Cuerpos tabulares discordantes

Las láminas estudiadas corresponden a diques encajantes en coladas masivas procedentes del afloramiento de Malzaga.

Al microscopio exhiben una textura porfídica con fenocristales de clinopiroxeno y, a veces plagioclasa, en una matriz microcristalina, constituida por gránulos de piroxeno, microlitos de plagioclasa, anfíbol ocasional, opacos y óxidos esqueléticos.

Aparece pseudomorfosis de melano-cratos por clorita y vacuolas de calcita.

## 3.2. GEOQUIMICA DE LAS ROCAS DEL COMPLEJO VOLCANICO

Se han realizado un total de 20 análisis químicos, tomados en diversos tipos de rocas del Complejo Volcánico.

El número de muestras tomado en cada una de las rocas volcánicas diferenciadas en cartografía ha sido el siguiente:

- Coladas masivas de composición ba-

- sáltica: 7 muestras.
- Traquitas: 1 muestra.
- Rocas volcanoclásticas: 2 muestras.
- Sills: 8 muestras.
- Diques: 2 muestras.

Todas las muestras se han analizado para los 10 elementos mayoritarios y como elementos traza se han determinado: Cu, Zn, Ni, Cr y Sr. (ver figura nº 5).

La finalidad de estos análisis, aparte del dato objetivo que pueda representar el conocimiento geoquímico de una roca de una determinada facies, ha sido la de caracterizar, en la medida de lo posible, el tipo de vulcanismo. También se han realizado estimaciones de la norma aplicando diversos parámetros.

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 magma original al entorno o viceversa. De hecho existen gran cantidad de muestras con una elevada proporción de vacuolas rellenas de calcita.

Para evitar en parte estas distorsiones el muestreo se ha realizado mayoritariamente sobre sills que es la facies, junto con las traquitas, que menor alteración presentan. Esto también puede dar lugar a conclusiones erróneas pues dada su posición

espacial, puede tratarse de cuerpos diferenciados del resto del vulcanismo.

Al representar el quimismo de las rocas en los diagramas de Miyashiro; Kuno; Mc Donald y Katsura; Kuno, Irving y Baragan (figs. 6, 7 y 8), se observa que hay puntos, aproximadamente al 50%, que se disponen sobre los campos toleítico y calcoalcalino, o bien toleítico y alcalino.

En el diagrama AFM (fig. 9) la distribución se realiza más bien sobre los campos calcoalcalino-alcalino que sobre el toleítico.

En el diagrama de La Roche (fig. 10) los puntos se sitúan más hacia el campo toleítico, aunque hay bastantes que se sitúan en el campo alcalino.

En el diagrama de La Roche y Leterrier (1973) las muestras se van claramente hacia el campo toleítico (fig. 11).

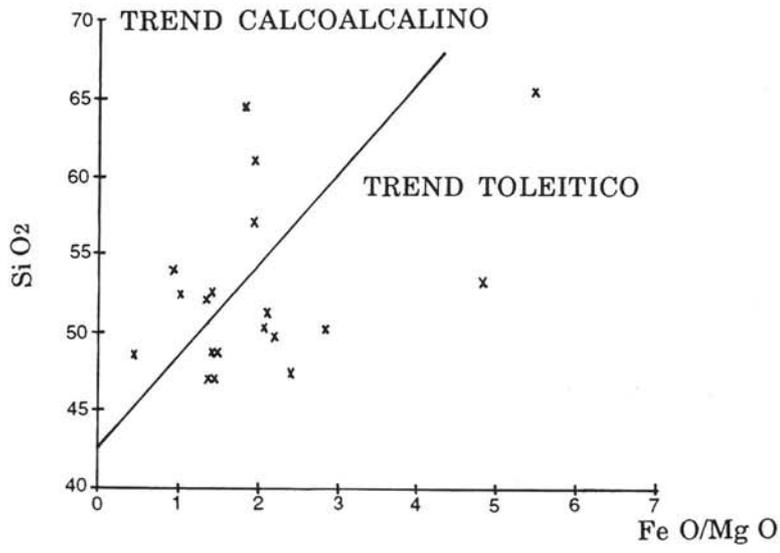
El diagrama binario que quizá sea más significativo, es el de Miyashiro y Shido (1975) que al considerar los valores del cromo, presenta la ventaja de la escasa movilidad de este elemento en los procesos de alteración. Según este diagrama (fig. 12) las muestras caen dentro del campo toleítico, excepto la traquita muestreada y una volcanoclástica, que lo hacen en el campo alcalino.

Se han realizado cálculos normativos según normas CIPW, de NIGGLI y de RITTMAN. (Cuadros 1, 2, 3, 4 y 5).

También a partir de estos datos se ha elaborado el diagrama An-Ab-Or (fig. 13) en el que se han señalado los límites entre los posibles tipos petrológicos.

Nº DE MUESTRA ELEMENTOS	AC-2061	AC-2060	AC-2052	AC-2053	AC-2056	AC-2058	AC-2024	AC-2052	AC-2063	AC-2031	AC-2064	AC-2034	AC-2065	AC-2066	AC-2035	AC-2036	AC-2040	AC-2043	AC-2045	AC-2047	MUESTRA ELEMENTOS
SiO2	49,73	52,41	61,03	49,03	47,42	40,94	64,49	65,35	52,56	45,99	52,15	48,62	50,39	57,05	51,24	48,73	53,25	47,00	48,76	50,27	SiO2
Al2O3	12,96	16,64	15,52	12,91	15,50	10,05	15,00	18,31	16,03	14,74	15,61	7,46	14,23	17,35	14,65	15,40	16,21	18,86	19,16	18,86	Al2O3
Fe2O3	5,01	0,48	2,45	3,62	5,50	4,14	0,39	2,75	2,49	4,27	3,52	3,02	0,85	1,62	4,74	4,69	5,96	4,93	3,59	0,00	Fe2O3
FeO	6,91	6,59	5,19	8,46	5,04	5,25	2,87	1,33	5,35	6,29	4,92	7,84	11,60	6,4	7,3	4,80	5,84	5,74	6,56	10,59	FeO
MgO	5,22	6,89	3,85	6,57	4,17	0,31	1,79	0,69	4,49	11,16	6,04	23,90	6,04	4,14	5,55	6,36	2,33	7,43	6,7	3,76	MgO
CaO	5,97	5,22	0,61	4,80	6,51	4,09	4,34	0,42	4,91	7,97	5,66	4,03	5,21	1,97	4,24	10,09	5,07	3,97	3,96	4,77	CaO
Na2O	4,20	3,25	3,32	2,70	3,08	1,10	4,78	4,90	3,26	0,61	3,45	0,30	3,25	3,6	4,11	1,54	0,46	2,51	3,24	3,75	Na2O
K2O	0,22	1,21	0,64	2,07	1,82	1,39	3,45	4,77	3,01	0,94	2,05	0,59	0,26	1,47	0,64	1,15	1,35	1,96	2,33	0,56	K2O
TiO2	5,68	2,70	2,56	5,09	5,20	3,04	0,66	0,35	3,58	4,82	3,69	0,92	4,41	4,42	4,48	4,50	3,94	4,18	3,18	4,52	TiO2
H2O	0,21	0,11	0,06	0,20	0,21	0,15	0,10	0,15	0,17	0,16	0,13	0,18	0,19	0,24	0,24	0,17	0,11	0,36	0,17	0,16	MrO
H2O	0,57	0,33	0,44	0,35	0,42	0,49	0,27	0,32	0,28	1,00	0,29	0,37	0,25	0,25	0,32	0,17	0,00	0,01	0,00	0,26	H2O
P/1000°C	3,52	4,19	4,13	4,00	4,83	4,50	1,90	0,71	2,86	2,83	2,48	2,77	3,32	2,58	2,49	2,04	4,26	3,34	2,87	3,05	P/1000°C
TOTAL	100,20	100,02	99,8	99,80	99,70	99,70	99,99	100,00	99,99	99,98	99,99	100	100	100,05	100	100	98,68	100,30	100,52	100,55	TOTAL
Cu	20	49	21	18	15	17	10	10	19	28	32	10	10	10	10	20	11	10	12	34	Cu
Zn	57	37	58	55	51,5	41	61	57	41	26	37	30	52	74	42	39	70	58	76	50	Zn
Ni	20	37	20	31	20	34	29	81	44	130	71	500	36	59	46	64	26	25	26	29	Ni
Cr	21	24	14	24	10	70	11	10	45	308	61	1688	13	12	10	78	28	26	40	24	Cr
Sr	996	1.353	134	604	839	884	392	328	962	461	582	342	218	277	1.674	827	329	679	532	730	Sr
Tipo de roca	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Roca Epi-clástica	Traquita	Colada masiva	Sill	Dique	Sill	Colada masiva	Dique	Colada masiva	Sill	Volcano clástica	Colada masiva	Colada masiva	Colada masiva	

FIGURA 5. ANALISIS QUIMICOS DE ROCAS DEL COMPLEJO VOLCANICO DE PLACENCIA



(Miyashiro, 1976)

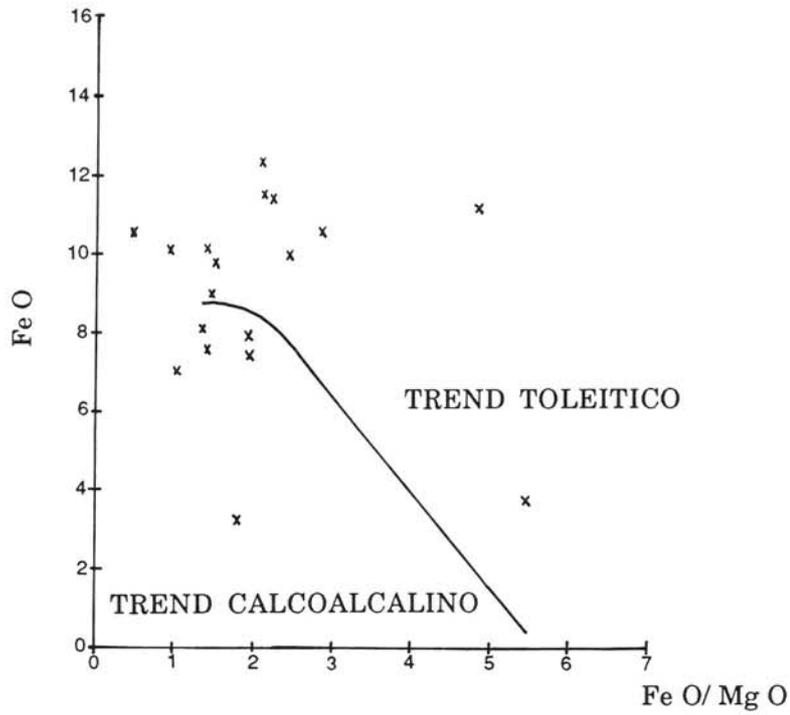


FIGURA 6

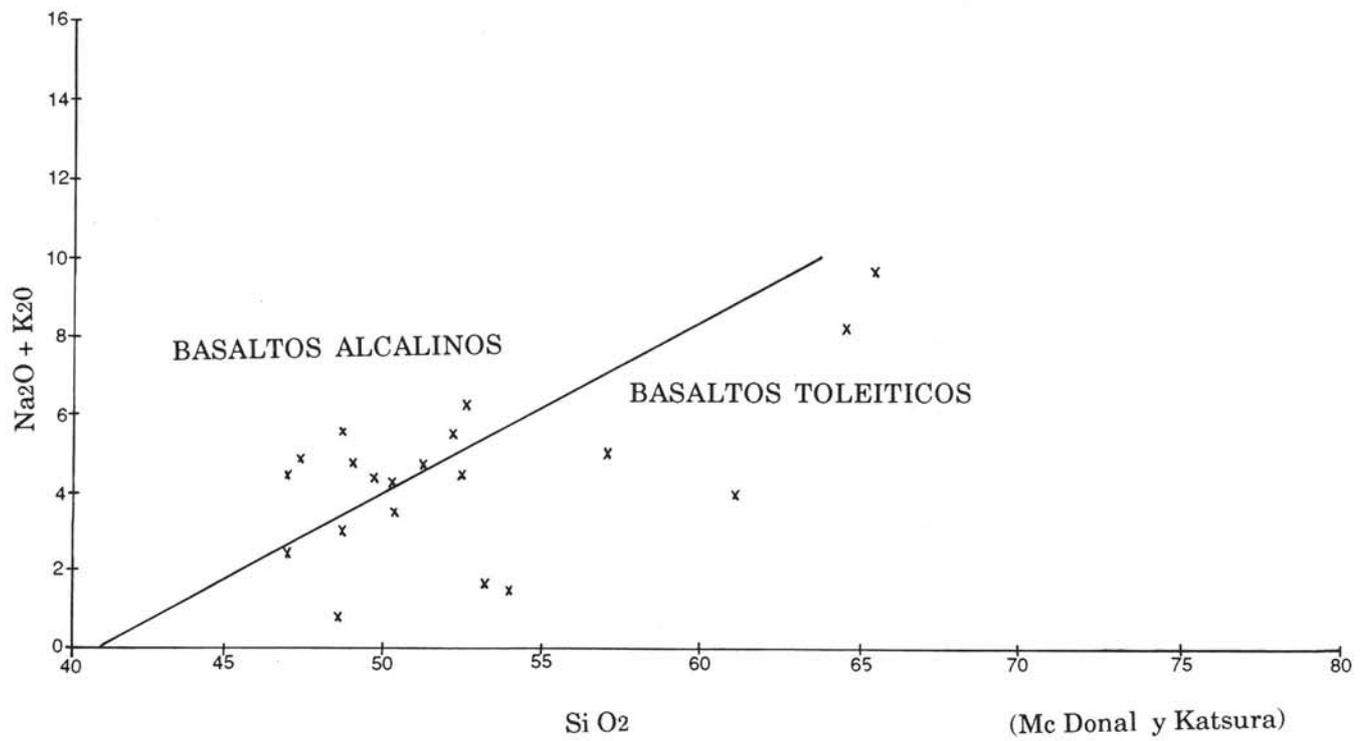
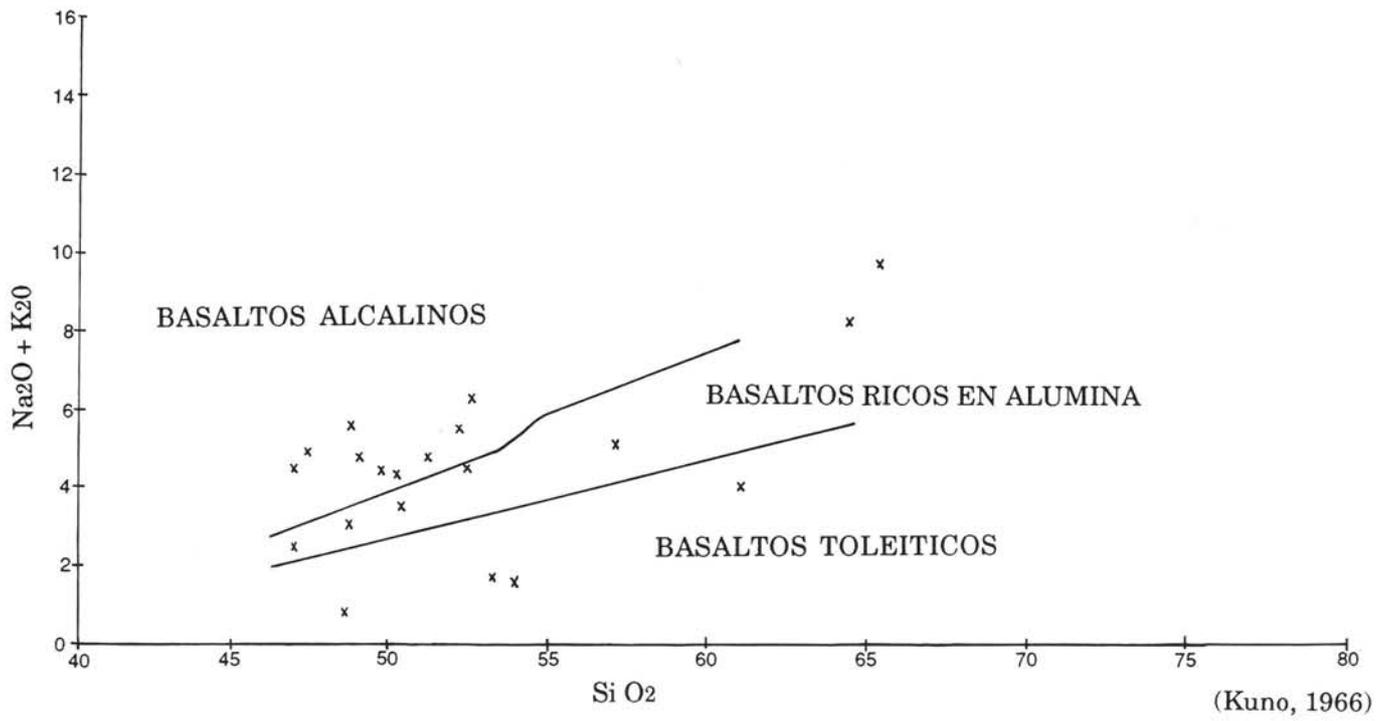


FIGURA 7

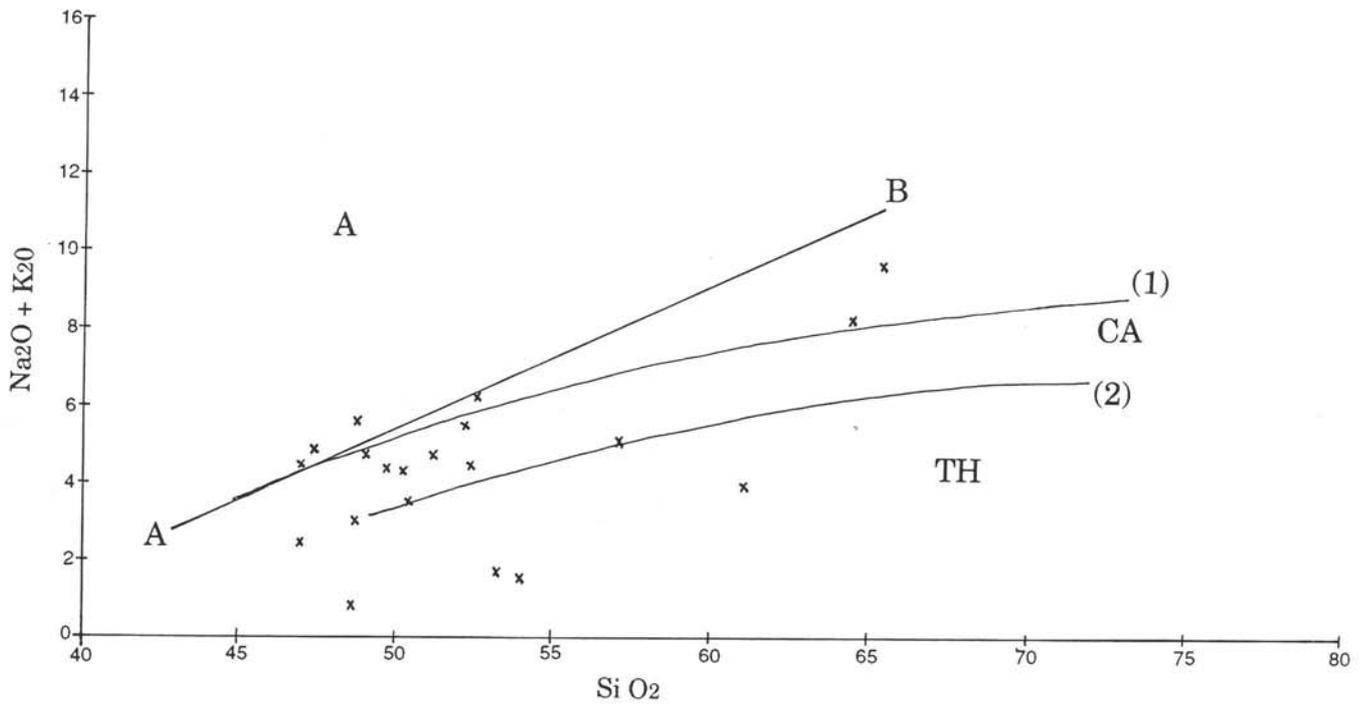


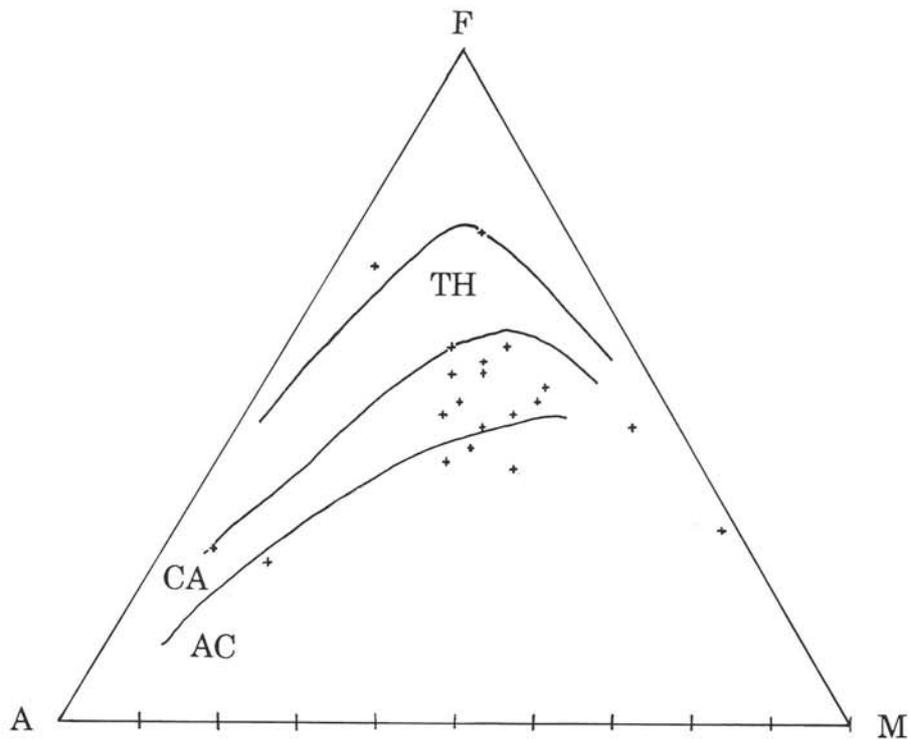
FIGURA 8

Diagrama SiO<sub>2</sub> / Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O (KUNO, 1966; IRVING-BARAGAN, 1971)

A: Basaltos alcalinos

CA: Basaltos ricos en alúmina

TH: Basaltos toleíticos



TH: Basaltos toleíticos

CA: Basaltos calcoalcalinos

AC: Basaltos alcalinos

FIGURA 9

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

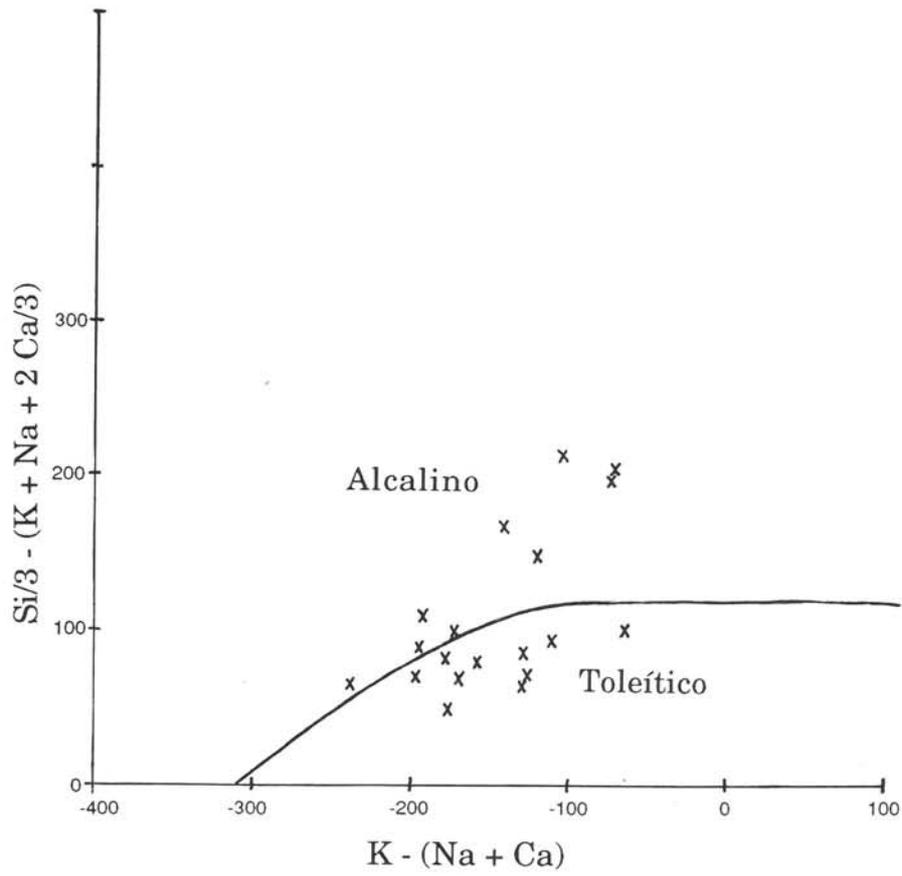


FIGURA 10

(La Roche, 1966)

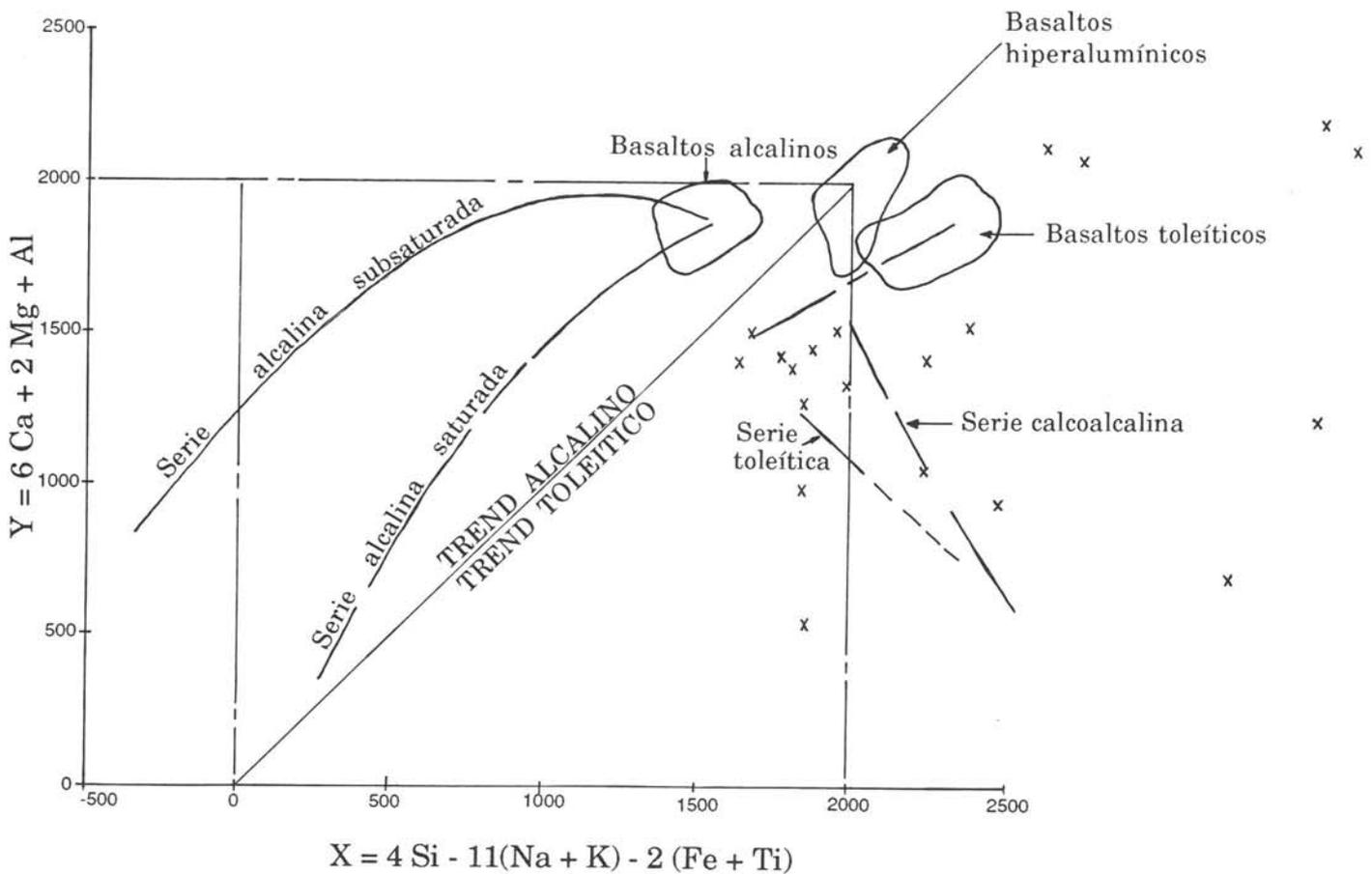


FIGURA -11

(La Roche - Leterrier, 1973)

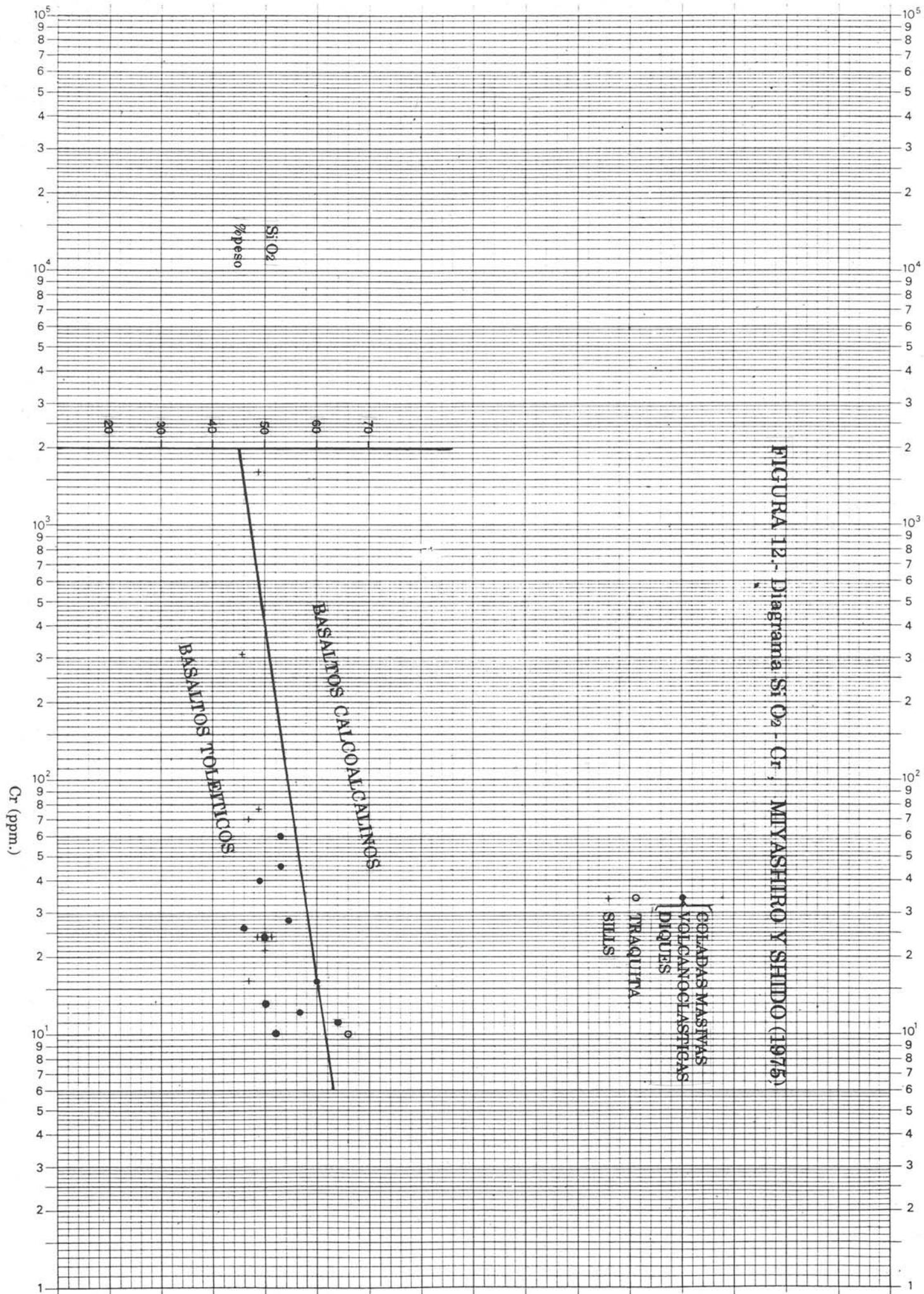


FIGURA 12.- Diagrama Si O<sub>2</sub> - Cr, MIYASHIRO Y SHIMO (1975)

NORMA CIPW

NORMA MUESTRA	A P	I L	MT	OR	A B	A N	COR	HY	Q	W	A C	DY	OL	NE	LC	KP	KAC	LITOLOGIA	
AC-2061	0	8.41	1.54	1.38	40.08	16.84	0	22.95	2.92	5.85	0	0	0	0	0	0	0	0	SILL
AC-2060	0	3.88	.86	7.37	30.11	26.72	.55	27.15	3.32	0	0	0	0	0	0	0	0	0	SILL
AC-2052	0	3.77	.93	3.99	31.53	3.2	9.52	19.68	27.34	0	0	0	0	0	0	0	0	0	SILL
AC-2053	0	8.33	1.85	14.36	28.48	19.95	0	11.5	12.29	3.2	0	0	0	0	0	0	0	0	SILL
AC-2056	0	7.85	1.32	11.65	29.98	25.02	0	19.1	1.06	3.99	0	0	0	0	0	0	0	0	SILL
AC-2058	0	5.47	.96	8.86	10.66	37.53	0	26.66	4.05	5.75	0	0	0	0	0	0	0	0	SILL
AC-2024	0	.93	1.14	20.68	43.56	9.41	0	7	12.26	4.97	0	0	0	0	0	0	0	0	SILL
AC-2062	0	.48	.99	28.01	43.74	2.07	4.68	7.43	12.56	0	0	0	0	0	0	0	0	0	EPICLASTITA
AC-2063	0	5.16	1.17	18.42	30.32	20.93	0	20.63	1.63	1.7	0	0	0	0	0	0	0	0	TRACUITA
AC-2031	0	5.47	.84	5.42	5.35	33.89	0	38.5	8.61	1.89	0	0	0	0	0	0	0	0	COLADA MASIVA
AC-2064	0	5.31	1.19	12.5	31.99	21.73	0	22.65	1.69	2.9	0	0	0	0	0	0	0	0	SILL
AC-2034	0	1.27	1.24	2.94	2.68	17.48	0	56.57	0	0	0	1.96	15.81	0	0	0	0	0	DIQUE
AC-2065	0	6.49	1.77	1.62	30.83	24.79	0	28.12	5.34	1	0	0	0	0	0	0	0	0	SILL
AC-2066	0	4.75	1.01	8.92	33.24	10.05	7.01	19.97	15.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	COLADA MASIVA
AC-2035	0	6.52	1.85	3.95	38.55	20.5	0	24.87	3.13	.58	0	0	0	0	0	0	0	0	DIQUE
AC-2036	0	6.56	.9	9.33	14.47	32.07	0	24.89	3.6	8.13	0	0	0	0	0	0	0	0	COLADA MASIVA
AC-2040	0	6.11	.93	8.87	3.59	27.99	5.99	20.55	25.92	0	0	0	0	0	0	0	0	0	SILL
AC-2043	0	5.98	1.2	11.89	23.14	20.22	6.03	30.49	0	0	0	0	1.01	0	0	0	0	0	VOLCANOCLASTICA
AC-2045	0	4.46	1.4	13.88	29.34	19.81	4.51	16.97	0	0	0	0	9.58	0	0	0	0	0	COLADA MASIVA
AC-2047	0	6.48	1.24	3.4	34.66	24.36	3.82	21.34	4.66	0	0	0	0	0	0	0	0	0	COLADA MASIVA

Cuadro nº 1

NORMA RITTMAN

NORMA MUESTRA	OXO	T AU	D1	D2	D3	SIG	AP	IL	MT	OR	AB	AN	SIL	WO	HY	AC	NS	K-NS	DQ	LITOLOGIA
AC-2061	.38	1.54	64.65	-237.32	362.44	2.9	0	142	26	23	677	284	0	98	388	0	0	0	49	SILL
AC-2060	0.5	4.94	98.08	-172.27	303.96	2.11	0	67	15	128	524	465	14	0	442	0	0	0	68	SILL
AC-2052	.29	4.75	210.52	-104.44	231.29	.86	0	64	15	67	535	54	242	0	302	0	0	0	399	SILL
AC-2053	.27	2	83.81	-128.77	243.75	3.76	0	127	28	219	435	305	0	49	175	0	0	0	188	SILL
AC-2056	.47	2.37	47.6	-176.83	310.49	5.42	0	130	21	193	496	414	0	66	316	0	0	0	17	SILL
AC-2058	.4	4.09	80.43	-178.77	329.08	1.54	0	91	16	147	177	624	0	95	443	0	0	0	67	SILL
AC-2024	.1	15.48	78.34	-158.39	98.88	3.15	0	16	20	366	771	166	0	88	124	0	0	0	217	EPICLASTITA
AC-2062	.62	38.31	98.09	-64.35	75.91	4.17	0	8	17	506	790	37	127	0	98	0	0	0	202	TRAQUITA
AC-2063	.28	3.55	64.18	-128.68	289	4.1	0	89	20	319	526	363	0	29	357	0	0	0	28	COLADA MASIVA
AC-2031	.36	3.5	165.07	-141.84	470.37	.21	0	100	15	99	98	623	0	34	708	0	0	0	158	SILL
AC-2064	.38	3.29	67.12	-168.74	310.37	3.29	0	92	20	217	556	378	0	50	394	0	0	0	29	DIQUE
AC-2034	.25	7.77	201.47	-70.94	753.71	.1	0	23	22	53	48	314	0	17	1416	0	0	0	-95	SILL
AC-2065	0.5	2.48	107.15	-192.26	379.78	1.66	0	110	30	27	524	421	0	17	478	0	0	0	90	COLADA MASIVA
AC-2066	.17	4.14	145.63	-120.1	257.61	1.81	0	83	17	156	580	175	183	0	313	0	0	0	218	DIQUE
AC-2035	.35	2.34	87.59	-194.65	358.07	2.73	0	112	31	67	663	352	0	10	427	0	0	0	53	COLADA MASIVA
AC-2036	.44	3.08	68.59	-197.56	341.99	1.62	0	112	15	160	248	550	0	139	427	0	0	0	61	SILL
AC-2040	.46	4.01	194.81	-73.37	264.57	.28	0	98	15	143	58	451	145	0	301	0	0	0	385	VOLCANOCLASTICA
AC-2043	.42	3.91	90.88	-110.19	383.28	4.99	0	104	21	208	404	353	158	0	515	0	0	0	-38	COLADA MASIVA
AC-2045	.31	5	69.36	-125.7	344.62	5.38	0	79	25	247	522	353	120	0	479	0	0	0	-73	COLADA MASIVA
AC-2047	0	3.33	89.22	-194.19	299.5	2.54	0	113	21	59	605	425	100	0	329	0	0	0	69	COLADA MASIVA

Cuadro nº 2

NORMA CIPW

NORMA	MUESTRA	A P	I L	MT	OR	AB	AN	COR	HY	Q	W	AC	DY	OL	NE	LC	KP	KAC	LITOLOGIA
AC-2061	AC-2061	0	8.41	1.54	1.38	40.08	16.84	0	17.1	2.92	0	0	11.7	0	0	0	0	0	SILL
AC-2060	AC-2060	0	3.88	.86	7.37	30.11	26.72	.55	27.15	3.32	0	0	0	0	0	0	0	0	SILL
AC-2052	AC-2052	0	3.77	.93	3.99	31.53	3.2	9.52	19.68	27.34	0	0	0	0	0	0	0	0	SILL
AC-2053	AC-2053	0	8.33	1.85	14.36	28.48	19.95	0	8.29	12.29	0	0	6.41	0	0	0	0	0	SILL
AC-2056	AC-2056	0	7.85	1.32	11.65	29.98	25.02	0	15.1	1.06	0	0	7.98	0	0	0	0	0	SILL
AC-2058	AC-2058	0	5.47	.96	8.86	10.66	37.53	0	20.9	4.05	0	0	11.51	0	0	0	0	0	SILL
AC-2024	AC-2024	0	.93	1.14	20.68	43.56	9.41	0	2.03	12.26	0	0	9.95	0	0	0	0	0	SILL
AC-2062	AC-2062	0	.48	.99	28.01	43.74	2.07	4.68	7.43	12.56	0	0	0	0	0	0	0	0	EPICLASTITA
AC-2063	AC-2063	0	5.16	1.17	18.42	30.32	20.93	0	18.93	1.63	0	0	3.4	0	0	0	0	0	TRAUQUITA
AC-2031	AC-2031	0	5.47	.84	5.42	5.35	33.89	0	36.61	8.61	0	0	3.78	0	0	0	0	0	COLADA MASIVA
AC-2064	AC-2064	0	5.31	1.19	12.5	31.99	21.73	0	19.75	1.69	0	0	5.81	0	0	0	0	0	SILL
AC-2034	AC-2034	0	.71	.7	1.65	1.51	9.84	0	43.71	7.96	0	0	1.1	32.78	0	0	0	0	DIQUE
AC-2065	AC-2065	0	6.49	1.77	1.62	30.83	24.79	0	27.12	5.34	0	0	2.01	0	0	0	0	0	SILL
AC-2066	AC-2066	0	4.75	1.01	8.92	33.24	10.05	7.01	19.97	15.01	0	0	0	0	0	0	0	0	COLADA MASIVA
AC-2035	AC-2035	0	6.52	1.85	3.95	38.55	20.5	0	24.28	3.13	0	0	1.17	0	0	0	0	0	DIQUE
AC-2036	AC-2036	0	6.56	.9	9.33	14.47	32.07	0	16.76	3.6	0	0	16.26	0	0	0	0	0	COLADA MASIVA
AC-2040	AC-2040	0	6.11	.93	8.87	3.59	27.99	5.99	20.55	25.92	0	0	0	0	0	0	0	0	SILL
AC-2043	AC-2043	0	4.53	.91	9.01	17.55	15.34	4.58	24.15	5.78	0	0	0	18.11	0	0	0	0	VOLCANOCLASTICA
AC-2045	AC-2045	0	3.44	1.08	10.7	22.61	15.27	3.48	22.92	3.27	0	0	0	17.19	0	0	0	0	COLADA MASIVA

Cuadro nº 3

NORMA CIPW

NORMA	MUESTRA	A P	I L	M T	O R	A B	A N	C O R	H Y	Q	W	A C	D Y	O L	N E	L C	K P	K A C	L I T O L O G I A
	AC-2061	0	8.41	1.54	1.38	40.08	16.84	0	17.1	2.92	0	0	11.7	0	0	0	0	0	SILL
	AC-2060	0	3.88	.86	7.37	30.11	26.72	.55	27.15	3.32	0	0	0	0	0	0	0	0	SILL
	AC-2052	0	3.77	.93	3.99	31.53	3.2	9.52	19.68	27.34	0	0	0	0	0	0	0	0	SILL
	AC-2053	0	8.33	1.85	14.36	28.48	19.95	0	8.29	12.29	0	0	6.41	0	0	0	0	0	SILL
	AC-2056	0	7.85	1.32	11.65	29.98	25.02	0	15.1	1.06	0	0	7.98	0	0	0	0	0	SILL
	AC-2058	0	5.47	.96	8.86	10.66	37.53	0	20.9	4.05	0	0	11.51	0	0	0	0	0	SILL
	AC-2024	0	.93	1.14	20.68	43.56	9.41	0	2.03	12.26	0	0	9.95	0	0	0	0	0	EPICLASTITA
	AC-2062	0	.48	.99	28.01	43.74	2.07	4.68	7.43	12.56	0	0	0	0	0	0	0	0	TRAQUITA
	AC-2063	0	5.16	1.17	18.42	30.32	20.93	0	18.93	1.63	0	0	3.4	0	0	0	0	0	COLADA MASIVA
	AC-2031	0	5.47	.84	5.42	5.35	33.89	0	36.61	8.61	0	0	3.78	0	0	0	0	0	SILL
	AC-2064	0	5.31	1.19	12.5	31.99	21.73	0	19.75	1.69	0	0	5.81	0	0	0	0	0	DIQUE
	AC-2034	0	.71	7	1.65	1.51	9.84	0	43.71	7.96	0	0	1.1	32.78	0	0	0	0	SILL
	AC-2065	0	6.49	1.77	1.62	30.83	24.79	0	27.12	5.34	0	0	2.01	0	0	0	0	0	COLADA MASIVA
	AC-2066	0	4.75	1.01	8.92	33.24	10.05	7.01	19.97	15.01	0	0	0	0	0	0	0	0	DIQUE
	AC-2035	0	6.52	1.85	3.95	38.55	20.5	0	24.28	3.13	0	0	1.17	0	0	0	0	0	COLADA MASIVA
	AC-2036	0	6.56	.9	9.33	14.47	32.07	0	16.76	3.6	0	0	16.26	0	0	0	0	0	SILL
	AC-2040	0	6.11	.93	8.87	3.59	27.99	5.99	20.55	25.92	0	0	0	0	0	0	0	0	VOLCANOCLASTICA
	AC-2043	0	4.53	.91	9.01	17.55	15.34	4.58	24.15	5.78	0	0	0	18.11	0	0	0	0	COLADA MASIVA
	AC-2045	0	3.44	1.08	10.7	22.61	15.27	3.48	22.92	3.27	0	0	0	17.19	0	0	0	0	COLADA MASIVA
	AC-2047	0	6.48	1.24	3.4	34.66	24.36	3.82	21.34	4.66	0	0	0	0	0	0	0	0	COLADA MASIVA

Cuadro nº 4

PARAMETROS DE NIGGLI

NORMA

NORMA	MUESTRA	SI	AL	FM	C	ALK	K	MG	TI	P	W	A	F	IS	ID	LITOLOGIA
	AC-2061	139.08	21.35	48.96	17.89	11.78	.03	.44	11.95	0	.38	20.98	54.22	24.21	.44	SILL
	AC-2060	147.39	27.57	45.66	15.73	11.03	.19	.63	5.71	0	.06	24.27	38.22	37.4	.63	SILL
	AC-2052	240.27	36	47.14	2.57	14.28	.11	.47	7.58	0	.29	26.04	48.63	24.91	.48	SILL
	AC-2053	178.23	27.65	39.33	18.69	14.31	.33	.07	13.92	0	.27	27.96	68.69	3.27	.07	SILL
	AC-2056	135.47	26.09	42.13	19.92	11.84	.27	.42	11.17	0	.48	25.7	52.41	21.26	.42	SILL
	AC-2058	121	24.35	43.87	26.73	5.03	.45	.55	7.05	0	.4	14	50.49	34.68	.55	SILL
	AC-2024	250.04	34.29	21.13	18.04	26.52	.32	.48	1.92	0	.1	62.15	24.32	13.47	.49	EPICLASTITA
	AC-2062	280.07	46.23	18.42	1.92	33.4	.39	.23	1.12	0	.62	68.48	26.62	4.79	.24	TRAQUITA
	AC-2063	152.55	27.41	42.59	15.23	14.74	.37	.55	7.81	0	.28	32.4	39.22	28.01	.56	COLADA MASIVA
	AC-2031	123.66	19.89	57.81	19.56	2.72	.5	.65	6.92	0	.37	6.78	44.35	47.95	.66	SILL
	AC-2064	145.7	25.69	44.35	16.94	13	.28	.56	7.75	0	.38	28.02	41.2	30.23	.57	DIQUE
	AC-2034	90.15	8.15	82.71	8	1.13	.52	.79	1.28	0	.25	2.26	29.94	67.21	.8	SILL
	AC-2065	136.96	22.79	53.01	15.17	9.01	.04	.46	9.01	0	.06	16.01	56.42	27.45	.46	COLADA MASIVA
	AC-2066	191.78	34.36	43.64	7.09	14.88	.21	.47	8.39	0	.18	29.62	46.18	23.95	.48	DIQUE
	AC-2035	143.45	24.16	50.81	12.71	12.3	.09	.45	9.43	0	.36	21.72	52.89	24.84	.46	COLADA MASIVA
	AC-2036	123.33	22.96	43.45	27.36	6.21	.39	.55	8.56	0	.45	16.54	48.94	33.65	.55	SILL
	AC-2040	182.8	32.78	44.4	18.64	4.15	.71	.26	10.17	0	.47	11.21	73.49	14.7	.27	VOLCANOCLASTICA
	AC-2043	120.69	28.53	51.07	10.92	9.46	.33	.55	8.07	0	.42	20.24	46.09	32.91	.56	COLADA MASIVA
	AC-2045	126.71	29.33	47.6	11.02	12.02	.32	.54	6.21	0	.32	25.24	44.37	29.88	.54	COLADA MASIVA
	AC-2047	144.38	31.91	41.93	14.68	11.47	.08	.38	9.76	0	0	23.09	56.75	20.15	.38	COLADA MASIVA

Cuadro nº 5

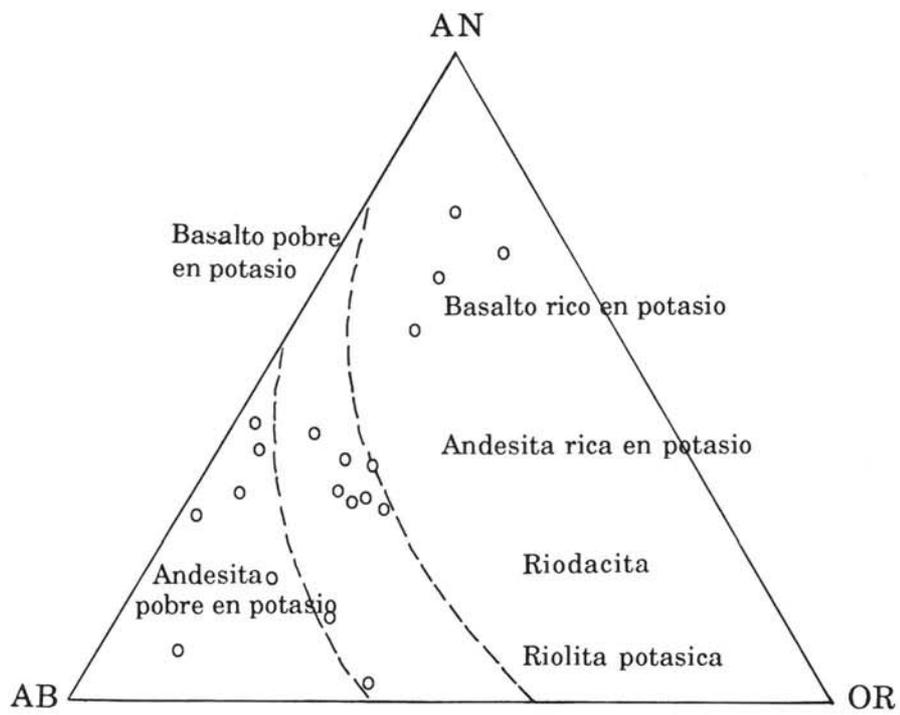


FIGURA 13.- Diagrama Ab-An-Or con límites entre diferentes tipos petrológicos.

### **3.3. MARCO GEOTECTONICO Y NATURALEZA PROBABLE DEL MAGMATISMO DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA CUENCA VASCO-CANTABRICA**

Las características químicas y evolutivas de las series de rocas, asociadas a estos ambientes 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 traquibasálticos, 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 caracteriza por la presencia de series toleíticas y alcalinas.

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

## 4.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Como se observa en los cortes generales del cuadrante, éste presenta una tectónica relativamente sencilla, solamente complicada en el cierre sinclinal que se localiza en el borde Oeste de la hoja.

### 4.1. DEFORMACIONES

Las estructuras más espectaculares aparecen en el cierre sinclinal de Ermua. El Sinclinorio Vizcaino, con una longitud de más de 20 km, una dirección NW-SE y una inmersión de su eje N-NW, cierra en esta zona. Este cierre queda bien dibujado en la cartografía por un nivel de materiales paleocenos (21), gracias a su litología bien definida y contrastada con otros materiales de la serie.

Este se presenta muy replegado en su parte interna, con una serie de estructuras anticlinales y sinclinales de dirección aproximada N 100° E y con vergencia al N. El eje de las mismas buza 40° en el sentido 270°. Estas estructuras se ven complicadas por la existencia de fracturas E-W, tanto en las charnelas como en los flancos. Dado el grado de acortamiento que presentan estos pliegues, se observan migraciones de la fracción margosa a las charnelas. Es posible observar pliegues de arrastre de las capas. No obstante, el tipo de pliegues me-

nores que se producen, está en función de la litología de los materiales.

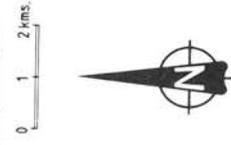
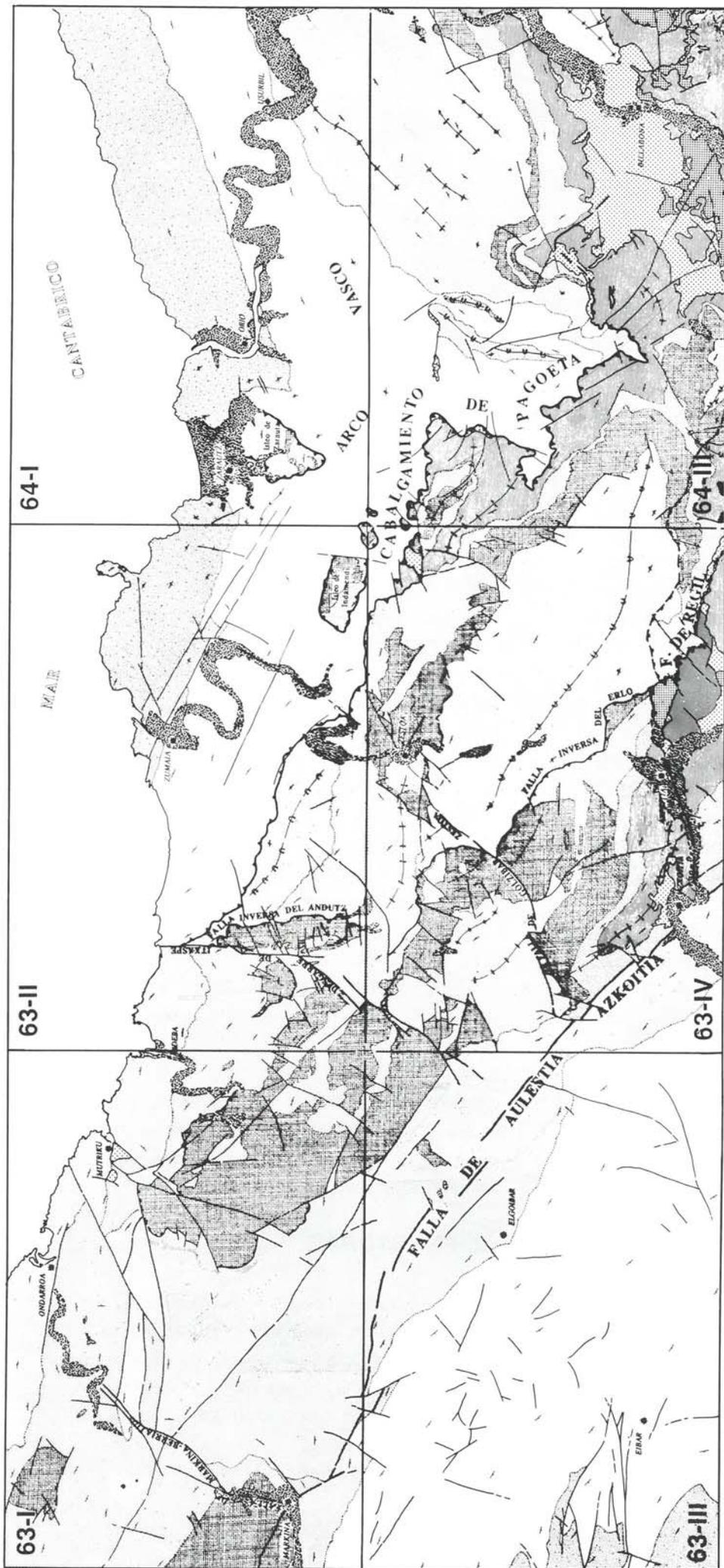
Los materiales flyschoides, presentan una litología muy apropiada para el desarrollo de pliegues angulares, con ejes que buzaban entre 30 y 50° en los sentidos 270 y 290°.

También se ha observado una esquistosidad de plano axial, esquistosidad que se presenta más patente en los materiales margosos (monte Urko, área de Ermua) y desaparece casi por completo en las alternancias flyschoides.

El resto de la hoja (excepto el Sector de Erlo-Andutz-Arno, en donde los buzamientos son hacia el Norte) está constituida por una franja monoclinial de dirección aproximada N 120° E y buzamiento medio de 50° al Sur, solamente rota por el desarrollo local de pliegues angulares en los materiales flyschoides.

### 4.2. FRACTURAS

En el esquema geológico de la fig. 14 se han representado los principales accidentes tectónicos cartografiados en el cuadrante de "Eibar" y en otros próximos. A continuación se describen las principales



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

**LEYENDA**

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

**TIPO DE ACCIDENTES TECTONICOS**

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

FIGURA 14.-

características de cada uno de ellos.

#### Falla de Aulestia-Azkoitia

Es una importante falla a nivel regional que atraviesa el presente cuadrante con dirección N120°E-N130°E, pasando al cuadrante nº 63-I "Ondárroa" por el Norte y al de "Azkoitia" nº 63-IV por el Este.

Cartográficamente la falla puede seguirse desde Oria, en el territorio histórico de Gipuzkoa, hasta la costa vizcaina pasando por Azkoitia y Aulestia.

Al menos en su última etapa de funcionamiento se ha comportado como un desgarre dextral. En este cuadrante, su traza cartográfica atraviesa exclusivamente materiales supraurgonianos, por lo que resulta a veces difícil de seguir.

Debe tratarse de un accidente antiguo que condicionó la salida de los materiales volcánicos durante el Cretácico superior, probablemente en su intersección con otras fracturas de orientación N20°-40°E. Cartográficamente es claro que las rocas volcánicas intercaladas con los sedimentos del Cretácico superior, así como los sills encajados a diversas alturas de la serie, quedan restringidos al Sur de este accidente. Regionalmente los materiales volcánicos presentan sus mayores potencias en las proximidades de la falla de Aulestia-Azkoitia, lo cual sugiere una cierta relación genética entre las rocas volcánicas que afloran en el flanco Norte del Sinclinorio Vizcaino y este accidente tectónico. En de-

talle, la potencia de los episodios volcánicos, así como la de los materiales sedimentarios del Cretácico superior que los albergan (formación margosa, nº 8 en la cartografía), varía de forma espectacular de NW a SE, sugiriendo un control a favor de fracturas NE-SW (N20°-40°E).

El resto de las fracturas que aparecen en la hoja son de menor importancia, destacando únicamente la falla que pasa por el monte Errezabal y hace de límite del Sector de Erlo-Andutz-Arno. Esta falla atraviesa el cuadrante cerca de su vértice NE y continua hacia el Norte dentro del vecino cuadrante de Ondárroa, con una continuidad lateral importante. Por el SE la falla termina contra el desgarre de Itxaspe (ver fig. 14).

Además, en la parte occidental del cuadrante, se han cartografiado un conjunto de fracturas, de dirección aproximada E-W, que trastocan el cierre del Sinclinorio Vizcaino. Una de estas fracturas corresponde a la terminación oriental de la falla de Durango, que en la hoja nº 62-IV "Durango" se ha cartografiado como una falla inversa de vergencia Norte, con un importante salto según la componente vertical.

### 4.3. DIAGRAMAS DE POLOS

Como se puede observar, en los diagramas de las figs. 15 y 16 se representa, sin otras interferencias, lo que aparece en cartografía: una estructura monoclinal buzando al SW, en el SE, y un cierre plegado en el sector SW.

FIGURA 15.- Diagrama de polos a So. Eibar sector SE. Número de datos:43.

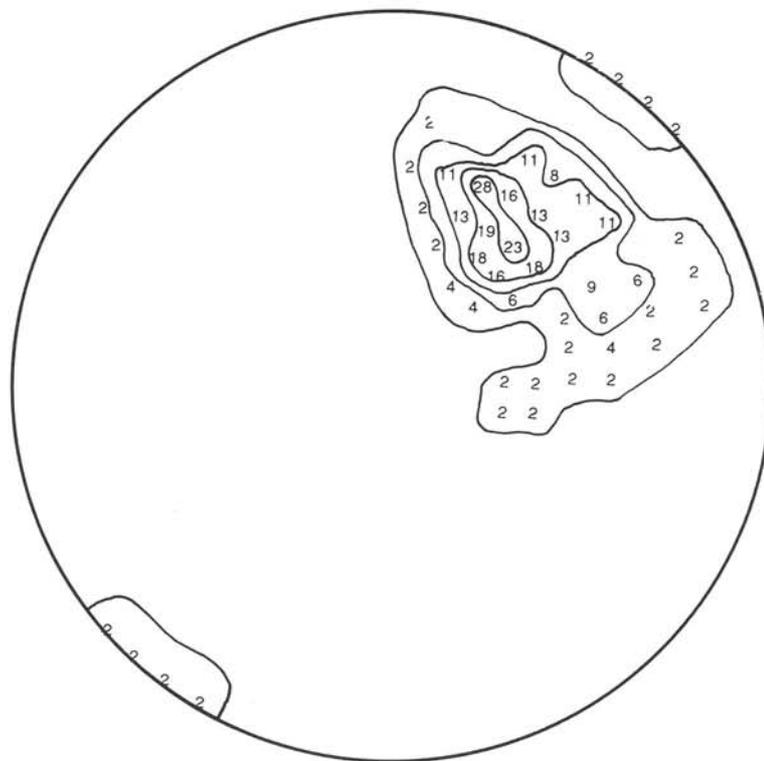
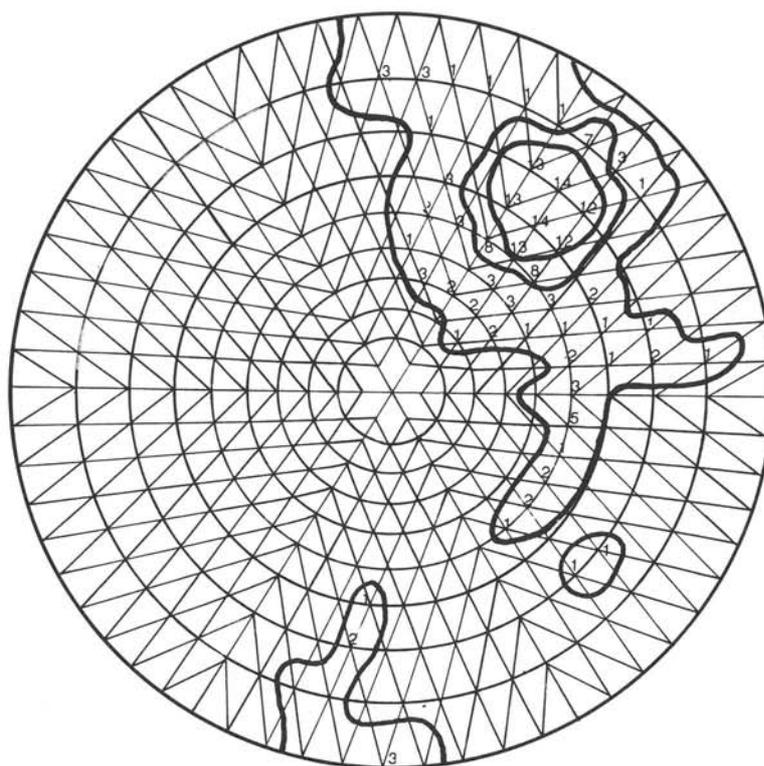


FIGURA 16.- Diagrama de polos a So. Eibar sector SW. Falsilla de Lluch. Número de datos: 122.

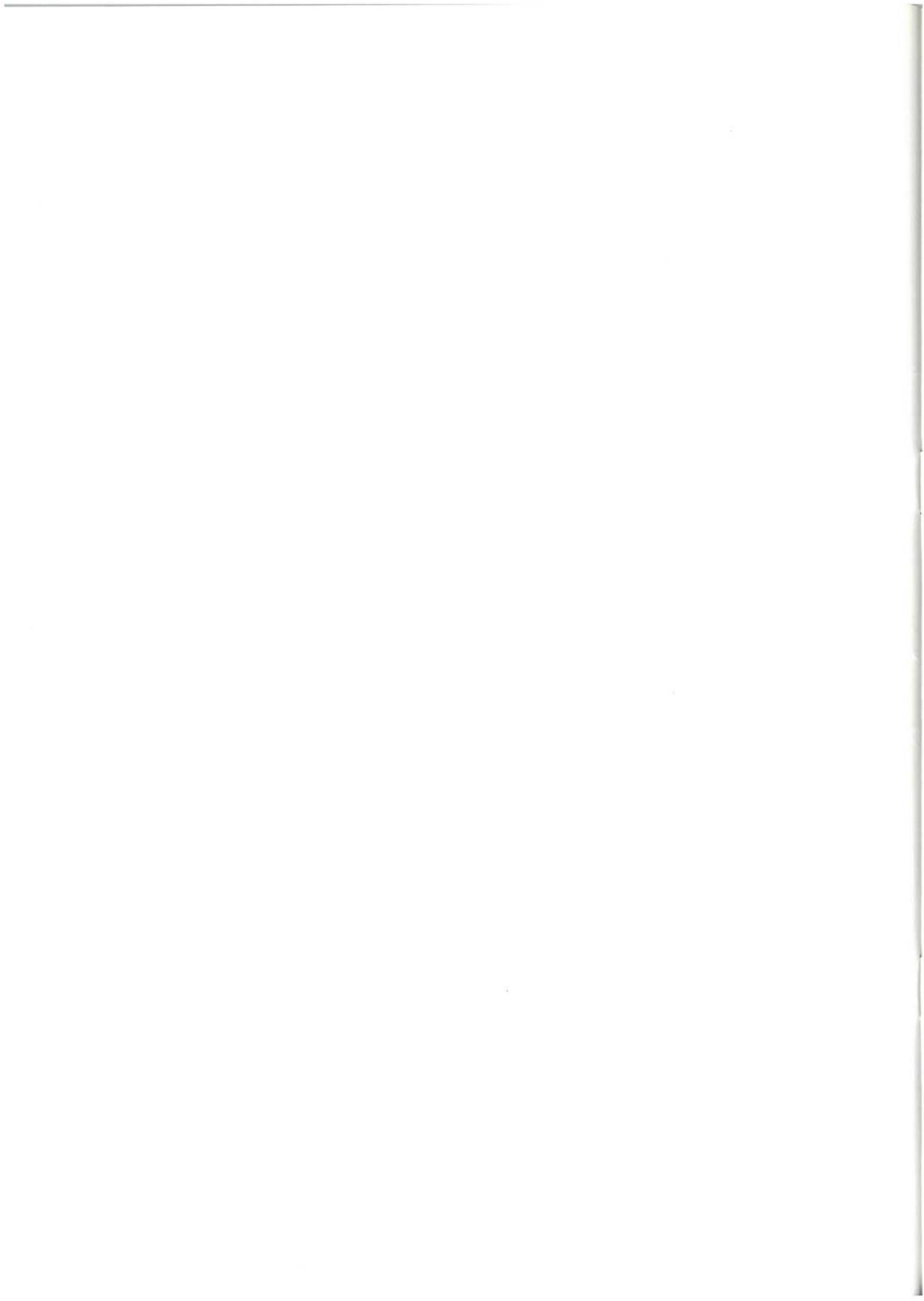


## BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, M.T. (1965).- "Sedimentología y Paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica". *Dep. de Pub. del Instituto "Lucas Mallada"*. Vol. XXXI, nº 1-2, Madrid, 213 pp.
- BOILLOT, G. (1981).- "De la subduction à la collision: l'exemple des pyrénées". *Bull. B.R.G.M. I*, nº 2, 1980/1981. pp. 93-101. 12 figs.
- CUEVAS J. (1979).- "Estudio petrográfico del vulcanismo intercalado en el Cretácico entre los ríos Urola y Deva (Guipuzcoa)". *Universidad del País Vasco*, 107 pp. 21 fig. 28 fot. 1 cartografía 1/25.000 y 3 cortes. Tesis de Licenciatura (Julia Cuevas).
- 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 (1ª parte)". *Munibe*, Vol. 1-2, año 33, pp. 20.
- DURAND-DELGA, M. (1982).- "Evolution recente des idées sur la structure Alpine des Pyrénées". Inéd.
- E V E (1985).- "Estudio geológico-minero del área comprendida en las Hojas E/1:50.000 de Eibar, Lequeitio y el Cuadrante Sur-Oriental de la de Durango". Inéd.
- E V E (1986).- "Estudio geológico-minero del área comprendida en las Hojas E/1:50.000 de Elorrio (Cuadrantes NE y SE) y Landaco (Cuadrantes NW y SW)". Inéd.
- E V E (1987).- "Estudio geológico-minero del área comprendida en las Hojas E/1:50.000 de S. Sebastián (Cuadrantes NW y SW) y Vergara (Cuadrantes NW y SW)". Inéd.
- FERNANDEZ SANTIN, S; HERNANDEZ PACHECO, A. (1982).- "Cálculos y diagramas geoquímicos". Inéd.
- FISHER, R.V. (1961).- "Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks". *Geological Society of America Bulletin*, V. 72, pp. 1409-1414.
- HAMEURT, J. (1981).- "Les grandes lignées magmatiques dans leur contexte géodynamique, in Méthodes géochimiques d'étude des sodés. Centre Armoricaín d'Etude Structural des Sodés". *Univ. Reurres*.
- IGME (1975).- "Mapa geológico de España E 1:50.000 (MAGMA).Hoja nº 63. (EIBAR).
- IGME (1980).- "Síntesis de las investigaciones geológico mineras realizadas por el IGME en Alava, Guipuzcoa y Vizcaya".
- IGME (1984).- "Inventario de Recursos minerales del País Vasco".

- IGME (1985).- "Estudio petrológico y Geoquímico de las Hojas 1:200.000 de Bermeo y Bilbao".
- INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE, GD (1983).- "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique". *Mémoires Géologiques de l' Université de Dijon*. Vol. 9. DIJON, 191 pp.
- JEREZ MIR; L. (1986).- "Estructuras de lavas almohadilladas en los basaltos de la provincia de Guipúzcoa. Precisiones acerca de la edad de las erupciones". *Bol. Geol. Mem. T. LXXXIX, F. 2*, pp. 135-137.
- KUNO, H. (1959).- "Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas". *Bull. Volcanol. Ser. II*, pp 37-36.
- LARREA, A. (1985).- "El volcanismo intracretácico de la Cuenca Vasco Cantábrica en la transversal del río Deva". Tesis de Licenciatura. *Universidad del País Vasco*.
- MIYASHIRO, A. (1974).- "Volcanic Rocks series in Island Areas 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 behavior of titanium, vanadium, chromium and nickel". *American Journal of Science*. Vol. 274, pp. 312-355.
- MUTTI, E. (1985).- "Turbidite facies and sea level variations on the Eocene Hecho group, South Central pyrenees, Spain". *5th European regional meeting of Sedimentology*.
- OLIVE; A; AGUILAR TOMAS, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J; RAMIREZ MERINO, J.I. (1984).- "Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoniana en el Sector Oriental de la Cuenca Cantábrica. *I Congreso Español de Geología*. Tomo I. pp. 53-65.
- 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.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- "Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". *CIEPSA*. Madrid 2 tomos.
- RAT, P. (1959).- (Tesis Doctoral). "Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques". *Publications de l'Université de Dijon*. T. XVIII, pp. 525, 68 figs. 9 pls. 1 carte au 1/200.000.
- RIAZA MOLINA, C. (1984).- "De la importancia de las fallas N 20 en la creación del Golfo de Vizcaya. Estudio de detalle del Arco Santanderino". *I Congreso Español de Geología*. Tomo III, pp. 265-278.
- TURNER, F.J; WEISS, L.E. (1963).- "Structural analysis of Metamorphic Tectonites". *MCGraw Hill. New York*.
- VOORT, H.B. (1964).- "Zun Flyschproblem in den westpyrenäen". *Geol. Rundsch*, 53, pp. 220-233. Stuttgart.







Gobierno Vasco  
Eusko Jurlaritz



**Departamento de Industria  
y Comercio**

