



UNIVERSITAT<sup>DE</sup>  
BARCELONA

## El precontinente catalán entre Cap Begur y Arenys de Mar (Provs. de Gerona y Barcelona): estructura y sedimentación reciente

Jordi Serra Raventós



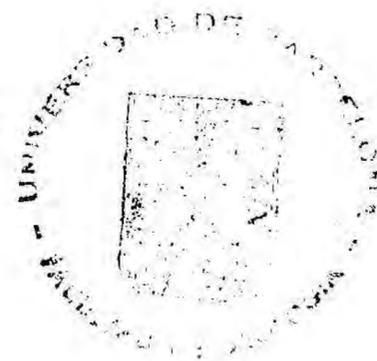
Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution 4.0. Spain License.**

R-15-054

UNIVERSIDAD DE BARCELONA



FACULTAD DE GEOLOGIA

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA  
DEPTO. DE ESTRATIGRAFIA Y GEOLOGIA HISTORICA **Universitat de Barcelona-C**

EL PRECONTINENTE CATALAN ENTRE CAP BEGUR Y ARENYS DE MAR

(PROVS. DE GERONA Y BARCELONA):

ESTRUCTURA Y SEDIMENTACION RECIENTE

por

JORGE SERRA RAVENTOS

M E M O R I A

para aspirar al Grado de Doctor

Barcelona, 1975

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA



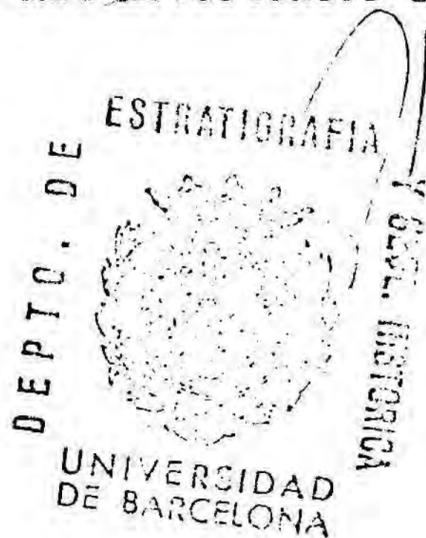
0700195193

R. 1535

D. ORIOL RIBA ARDERIU, CATEDRATICO DE ESTRATIGRAFIA Y  
GEOLOGIA HISTORICA DE LA FACULTAD DE GEOLOGIA DE LA  
UNIVERSIDAD DE BARCELONA

CERTIFICO que la presente memoria: "EL PRECONTINENTE CATALAN  
ENTRE CAP BEGUR Y ARENYS DE MAR: ESTRUCTURA Y SEDIMENTA--  
CION RECIENTE"; ha sido realizada bajo mi direccion por  
el Licenciado en Ciencias Geológicas D. Jorge Serra Raven-  
tós, para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas.

Y para que conste, expido el presente en Barcelona a  
cinco de Diciembre de mil novecientos setenta y cinco.



X BIBLIOTECA DE GEOLOGIA  
Universitat de Barcelona-CSIC

## P R O L O G O

=====

El trabajo en el mar es ante todo un trabajo de equipo, dadas las características del medio y los problemas técnicos y materiales que supone. Gran parte de la labor debe ser realizada a través de medios indirectos (geofísicos) o de aparatos de muestreo pesados y de difícil manejo.

Esta memoria es el resultado de un trabajo teóricamente personal, pero que sólo ha podido ser llevado a término gracias a la ayuda, colaboración y trabajo de todos los que en él han participado. Para todos ellos, mi más sincero agradecimiento.

Al Profesor Oriol Riba debo la mayor parte de mi orientación hacia la Geología marina y los procesos costeros, siendo desde su llegada a la Universidad de Barcelona el mayor impulsor de esta rama de la Geología. A él le dedico mi más respetuoso homenaje.

Asimismo debo rendir homenaje al Profesor Luis Solé Sabarís, al que debo mi formación inicial en el transcurso de mis estudios, así como el haberme facilitado mis primeros contactos con el Laboratorio de Perpignan.

A Mme. Ch. Duboul-Razavet mi más sincera gratitud por haberme acogido en el seno del laboratorio que dirige, y que sin regatear esfuerzos de ningún tipo ha puesto a mi disposición todo el material necesario, y me ha brindado consejos inestimables y la crítica necesaria para llevar a buen fin el trabajo. Mi deseo es que este espíritu de colaboración tenga continuidad, sin obstáculos de fronteras.

A la Profesora Dña. C. Virgili mi agradecimiento por el interés que siempre ha demostrado en el desarrollo de mi trabajo y por su aceptación a formar parte del tribunal que lo ha de juzgar.

El Profesor J. Rosell hizo despertar mi interés hacia la sedimentología, gracias al espíritu dedáctico que siempre ha prodigado en sus enseñanzas de campo. A él mi agradecimiento más cordial.

Al Profesor S. Reguant por sus valiosas orientaciones en el aspecto bioestratigráfico, mi más sincero agradecimiento.

Igualmente al Dr. J. Fernández de Villalta por brindarme sus consejos sobre los problemas del Cuaternario.

Tengo igualmente que expresar mi agradecimiento a todos los que han puesto sus conocimientos y experiencia a mi disposición, sin los cuales mi estudio no se habría llevado a cabo.

Principalmente a mis amigos Enric Got y André Monaco que me han sabido dirigir en las diversas campañas marinas y han soportado mis mareos de principiante y posteriormente en larga y laboriosa tarea de análisis y redacción de la memoria.

Todo el material geofísico, así como la interpretación de los registros, ha sido obtenido gracias al Sr. Olivier Leenhardt, Profesor en la Universidad de Kiel, y a sus colaboradores. A él en especial, mi más afectuoso recuerdo.

Al Sr. y Sra. Thommeret del Museo Oceanográfico de Mónaco por su inestimable contribución en cuanto a las dataciones realizadas indispensables para las reconstituciones paleogeográficas.

A los Sres. M. Amouroux, J. Martinell, C. López y Sras. M. Domingo de Miró y E. Martín de Iglesias por su apreciable colaboración en las determinaciones faunísticas.

No podré olvidar la importante contribución de los Sres. J. Carbonne, J.P. Cambon y R. Castilla en los trabajos de Laboratorio y la Srta. R.M. Castellanas y Sras. I. Costeja, M. Guerra y S. Luchaire por los trabajos mecanográficos y de bibliografía,

así como al amigo J.M. Ros por la inestimable labor de delineación y dibujo.

He tenido la suerte de estar rodeado de camaradas siempre dispuestos a prestar su ayuda: J. Aguado, J.C. Aloisi, P. Anadón, J.P. Barousseau, P. Busquets, G. Cauwet, F. Colombo, F. Gadel, M. Iglesias, R. Juliá, B. Long, A. Maldonado, M.A. Marqués, M. Marzo, M. de Miró, J. Simonneau, J.N. Valette, M. Vilaplana y F. Ville.

No olvido tampoco el interés de las discusiones que he tenido con otras personas, de las que no sabría establecer aquí una lista completa.

En cuanto a los organismos que han participado de una forma material a lo largo del desarrollo del trabajo, debo destacar las ayudas recibidas de:

- Instituto "Jaime Almera" del C.S.I.C. Barcelona.
- C.N.R.S. (Francia), R.C.P. n° 16, L.A. n° 117 Lab. Arago, E.R.A. n° 103 y A.T.P. internationale n° 9224.
- Fundación "Juan March", Madrid.
- Fundación "Agustín Pedro Pons", Barcelona.

Dentro de los organismos que han facilitado nuestro trabajo en el mar, debo agradecer a los Sres. J. García de Quesada del Instituto Hidrográfico de la Marina (Cádiz), B. Andreu y A. Ballester del Inst. de Inv. Pesqueras (Barcelona), M. Oliver y C. Palomo del Inst. Esp. de Oceanografía (Madrid).

## INDICE

	página
<u>I N T R O D U C C I O N</u> .....	1
<u>METODOLOGIA</u> .....	3
I - CAMPAÑAS MARINAS .....	3
II - SISMICA .....	3
II-1.- <u>Posición de los perfiles sísmicos</u> .....	3
II-2.- <u>Características del material utilizado</u> .....	3
III - MUESTREO .....	6
III-1.- <u>Posición de los puntos de muestreo</u> .....	6
III-2.- <u>Material utilizado</u> .....	6
IV - TECNICAS DE LABORATORIO .....	8
IV-1.- <u>Análisis sísmico</u> .....	8
IV-2.- <u>Sedimentología</u> .....	8
IV-2-1.- <u>Gammadensimetría</u> .....	8
IV-2-2.- <u>Radiografía</u> .....	11
IV-2-3.- <u>Abertura de los testigos y perfil                     lítológico. Muestreo</u> .....	11
IV-2-4.- <u>Estudio granulométrico</u> .....	12
IV-2-5.- <u>Cartografía</u> .....	15
IV-2-6.- <u>Mineralogía y Geoquímica</u> .....	16
 <u>PRIMERA PARTE</u>	
<u>ESTRUCTURA Y DISPOSICION DE LOS DIFERENTES NIVELES, DE LOS</u>	
<u>PROFUNDOS A LOS SUPERFICIALES</u> .....	17
I - ANTECEDENTES SOBRE LA EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA Y MORFOLOGICA DE LA REGION .....	17
I-1.- <u>Situación geográfica general y regional</u> .....	17
I-2.- <u>Características geológicas del continente</u> .....	19
I-3.- <u>Evolución paleogeográfica y estructural                 del Mediterráneo occidental</u> .....	22
II - METODOS DE ESTUDIO E INTERPRETACION ESTRUCTURAL .....	25
II-1.- <u>Análisis sísmico</u> .....	25
II-2.- <u>Descripción geofísica de los reflectores                 sísmicos</u> .....	33
II-3.- <u>Identificación de los reflectores sísmicos</u> .....	33
II-4.- <u>El recubrimiento cuaternario</u> .....	36

	página
III - DISPOSICION DE LAS UNIDADES PRE-CUATERNARIAS .....	37
III-1.- <u>Datos continentales</u> .....	37
III-2.- <u>Datos marinos</u> .....	39
III-2-a.- Estructura general .....	39
III-2-b.- El zócalo paleozoico y cristalino .....	40
III-2-c.- El Neógeno .....	43
- Mioceno .....	43
- El reflector "K" .....	45
- Plioceno .....	47
IV - DISPOSICION DE LAS UNIDADES CUATERNARIAS .....	51
IV-1.- <u>La superficie de discordancia "G" (Plio-</u> <u>-Cuaternario)</u> .....	52
IV-2.- <u>La superficie "J"</u> .....	54
IV-3.- <u>El Cuaternario reciente</u> .....	57
IV-4.- <u>Espesor de la serie cuaternaria</u> .....	61
V - FENOMENOS EXTERNOS DE LA PLATAFORMA .....	63
V-1.- <u>El talud continental, fenómenos epidérmicos</u> .....	64
V-2.- <u>Estructuras de la base del talud y llanura</u> <u>abisal</u> .....	70
VI - CONCLUSIONES .....	74
VII - MORFOLOGIA DE LOS SECTORES ESTUDIADOS .....	75
VII-1.- <u>La plataforma continental</u> .....	79
VII-2.- <u>Los cañones submarinos</u> .....	83
VII-2-a.- Descripción morfológica .....	83
VII-2-b.- Estructura .....	84
VII-3.- <u>Relación con los cursos de los ríos actuales</u> ...	86
VII-4.- <u>Fases sucesivas de formación</u> .....	87
VII-5.- <u>Cronología de la evolución de los cañones</u> .....	91
VII-6.- <u>Disimetría de los bordes y perfil transversal</u> ..	91
VII-7.- <u>Conclusión</u> .....	93
VII-8.- <u>El talud continental y la llanura abisal</u> .....	94
 <u>SEGUNDA PARTE</u>	
<u>LA SEDIMENTACION RECIENTE Y CUATERNARIA</u> .....	96
I - DESCRIPCION DE LOS TESTIGOS TIPO .....	97
I-1.- <u>Los sedimentos de la plataforma interna</u> .....	97
I-2.- <u>Los sedimentos de la plataforma externa</u> .....	107

I-3.- <u>Los sedimentos del talud continental (superior)</u> ..	113
I-4.- <u>Los sedimentos de los cañones submarinos</u> .....	117
II - RECONSTITUCION DE LA SERIE LITO-ESTRATIGRAFICA A PARTIR DE LOS TESTIGOS OBTENIDOS .....	119
II-a.- CARACTERIZACION SEDIMENTOLOGICA DE LAS DIFERENTES UNIDADES .....	120
II-a-1.- <u>El fango amarillo superior</u> .....	120
II-a-2.- <u>Gravas y arenas superiores</u> .....	126
II-a-3.- <u>El fango gris</u> .....	130
II-a-4.- <u>Gravas y arenas inferiores</u> .....	135
II-a-5.- <u>Fango amarillo inferior</u> .....	136
II-a-6.- <u>Los niveles ante-cuaternarios</u> .....	138
II-b.- CARACTERIZACION FAUNISTICA Y PALINOLOGIA DE LAS DIFERENTES UNIDADES .....	142
II-b-1.- <u>Moluscos</u> .....	142
II-b-2.- <u>Ostrácodos y foraminíferos bentónicos</u> .....	145
II-b-3.- <u>Foraminíferos planctónicos</u> .....	148
II-b-4.- <u>Briozoos</u> .....	153
II-b-5.- <u>Palinología</u> .....	154
II-c.- RECONSTITUCION PALEOGEOGRAFICA Y CLIMATICA DEL RECUBRIMIENTO SUPERFICIAL, CONCLUSION. ....	157
II-c-1.- <u>Pre-Cuaternario</u> .....	157
II-c-2.- <u>Fango amarillo inferior (Wurm II-III)</u> .....	157
II-c-3.- <u>Wurm III</u> .....	158
II-c-4.- <u>Fango gris (Wurm III-IV)</u> .....	158
II-c-5.- <u>Wurm IV</u> .....	159
II-c-6.- <u>Transgresión flandriense y fango amarillo superior</u> .....	159
III - REPARTICION SUPERFICIAL DE LOS SEDIMENTOS. MAPA SEDIMENTOLOGICO .....	161
III-1.- <u>Los sedimentos de la plataforma continental</u> ....	161
III-2.- <u>Cartografía del fondo marino. Mapa sedimentológico</u> .....	169
a) <u>Introducción</u> .....	169
b) <u>Realización de la cartografía marina</u> .....	170
c) <u>Repartición espacial de las facies</u> .....	171
d) <u>Repartición de los carbonatos</u> .....	174

III-3.- <u>Interpretación del mapa sedimentológico</u> .....	174
III-3-1.- Atribución estratigráfica de los sedimentos superficiales .....	175
III-3-2.- Mecanismos de sedimentación .....	175
III-4.- <u>Conclusión</u> .....	178

TERCERA PARTE

<u>CONCLUSIONES</u> .....	180
I - FACTORES QUE CONDICIONAN LA SEDIMENTACION .....	180
I-1.- <u>Factores paleogeográficos</u> .....	180
I-2.- <u>Factores climáticos</u> .....	181
I-3.- <u>Factores hidrodinámicos</u> .....	182
I-4.- <u>Factores tectónicos y evolución estructural</u> .....	183
II - EL RECUBRIMIENTO SUPERFICIAL. CRONOLOGIA .....	185
III - LOS CAÑONES SUBMARINOS .....	187

LISTA DE FIGURAS

Figura	página
I - Situación de los perfiles sísmicos .....	5
II - Testificador Kullenberg .....	7
III - Banco de Gammadensimetría .....	10
1 - Localización de la zona estudiada en el contexto del Mediterráneo occidental .....	18
2 - Unidades estructurales del continente .....	20
3 - Cortes sísmicos y restitución .....	28
4 - Zócalo sísmico .....	29
5 - Conjunto de reflectores $M_A$ .....	29
6 - Superficie de erosión superior a $M_A$ .....	31
7 - Conjunto de reflectores $M_B$ .....	31
8 - Difracciones en el conjunto superior $M_B$ .....	32
9 - Contacto Mioceno-Plioceno en la parte superior del talud .....	32
10 - Terminología de los reflectores mediterráneos y su continuidad en la plataforma .....	34
11 - Mapa estructural e isocronas del zócalo sísmico del área catalano-provenzal .....	41
12 - Perfil sísmico 73K19 .....	44
13 - Perfil sísmico 73K23 .....	44
14 - Mapa isocronas superficie "K" .....	46
15 - Perfiles sísmicos 74WS26 y 73K22 .....	48
16 - El fenómeno de la flexión continental .....	50
17 - Mapa de isocronas superficie "G" (Plio-Cuaternario) .....	53
18 - Corte litológico del delta del Tordera .....	55
19 - Mapa de isocronas superficie "J" (Riss-Wurm) .....	56
20 - Corte interpretativo de la plataforma continental ..	60
21 - Mapa de isopacas del Cuaternario .....	62
22 - Deslizamientos gravitacionales frente a los sectores pirenaico y ampurdanés .....	65
23 - Deslizamientos gravitacionales de tipo restringido .....	67
24 - Deslizamiento gravitacional, perfil 74WS10 .....	68
25 - Deslizamiento gravitacional pelicular, perfil 74WS19 .....	69

26 - Perfil sísmico "E" de Mauffret y Sancho .....	71
27 - Mapa de accidentes morfológico y estructural del canal de Valencia .....	73
28 - Mapa de situación de los perfiles batimétricos .....	76
29 - Mapa de situación de los perfiles "Mudpenetrator" ...	77
30 - Mapa batimétrico .....	78
31 - Perfil batimétrico A .....	81
32 - Perfil batimétrico N .....	81
33 - Perfil batimétrico L .....	81
34 - Perfil batimétrico G .....	82
35 - Perfil batimétrico F .....	82
36 - Perfil al penetrador de sedimento de la cabecera del cañón de Blanes .....	85
37 - Perfil al penetrador de sedimento de la cabecera del cañón de Blanes .....	85
38 - Corte interpretativo del cañón colmatado de la Escala .....	89
39 - Corte interpretativo de la cabecera colmatada del cañón de Blanes .....	89
40 - Perfil 73K32, en el flanco Sur del cañón de la Fonera .....	90
41 - Perfil sísmico de la cabecera del cañón de la Fonera .....	92
42 - Mapa situación testigos de gravedad y dragas .....	98
43 - Testigo 74KG01 .....	100
44 - Testigo 74KG09 .....	102
45 - Testigo 74K110 .....	104
46 - Testigo 74KG11 .....	106
47 - Testigo 73KG09 .....	108
48 - Testigo 73KG10 .....	110
49 - Testigo 74KG14 .....	112
50 - Testigo 74KG16 .....	114
51 - Testigo 74KG18 .....	116
52 - Testigo 74KG19 .....	118
53 - Fenómeno de "tables" (mesas) de la unidad A <sub>6</sub> III ....	122
54 - Curvas granulométricas de las formaciones lutíticas .	125
55 - Curvas granulométricas de las formaciones de arenas .....	129

56 - Cortes litoestratigráficos y estructurales interpretativos de la plataforma continental, desde la zona pirenaica al sector central catalan .....	132-133
57 - Evolución sedimentológica de los niveles obtenidos por testificación en la plataforma continental .....	139
58 - Arcillas del nivel inferior del testigo 74KG11 comparadas con las del sondeo 121 (JOIDES) .....	140
59 - Situación de los diversos perfiles sedimentológicos .	162
60 - Perfil sedimentológico nº 1 .....	163
61 - Perfil sedimentológico nº 2 .....	164
62 - Perfil sedimentológico nº 3 .....	166
63 - Perfil sedimentológico nº 4 .....	167
64 - Perfil sedimentológico nº 5 .....	168

## I N T R O D U C C I O N

=====

El inicio de mi especialización en el campo de la oceanografía, y más concretamente de la sedimentología marina, lo he podido adquirir en los últimos años en el "Centre de Recherches de Sédimentologie Marine de Perpignan" y Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Barcelona.

En los proyectos de trabajos de estos dos centros, hemos conducido el análisis de las correlaciones tectónico-sedimentarias a la plataforma continental central catalana. Esperamos que en un futuro próximo podremos extenderlo a sectores más meridionales.

El objeto del presente estudio, guardando las líneas de los que lo han precedido es: el análisis de la interacción entre la tectónica y el fenómeno sedimentario registrado en el recubrimiento de la plataforma continental.

Los diversos autores ya clásicos o contemporáneos, han puesto siempre de relieve el papel esencial de la neotectónica en la formación del actual Mediterráneo. En la zona estudiada, las manifestaciones de este tipo son del todo evidentes.

La primera parte de la memoria está dedicada al estudio del recubrimiento sedimentario a través del análisis de los perfiles sísmicos, permitiéndonos establecer al mismo tiempo la repercusión de la tectónica en la disposición de las series recientes. Delimitamos igualmente las grandes unidades morfológicas del precontinente.

La segunda parte consiste en el estudio del sedimento por los métodos clásicos, comprendiendo los análisis granulométricos, mineralógicos, geoquímicos y faunísticos; esta serie de análisis nos permite definir algunos de los factores que determinan la naturaleza del sedimento y su deposición, así como la evolución y cronología de los últimos estadios del Cuaternario.

En la tercera y última parte exponemos las conclusiones que se desprenden de nuestro estudio, extendiéndolas a las consecuencias que implican para la evolución del Mediterráneo occidental.

## METODOLOGIA

### I - CAMPAÑAS MARINAS

El trabajo de "campo" se ha desarrollado de 1971 a 1975, por medio de los siguientes barcos:

- "Catherine Laurence", perteneciente al C.N.R.S., dentro de los programas de trabajo de este centro: R.C.P. n° 16, y A.T.P. Int.
- "Professeur Lacaze-Duthiers" del Laboratorio Arago, Banyuls-sur-mer.
- "Winareta Singer" del Museo Oceanográfico de Mónaco.

El desarrollo de las campañas marinas realizadas viene representado en la Tabla I.

La posición de los perfiles sísmicos y batimétricos, así como de los puntos de muestreo ha sido realizada por triangulación al radar.

### II - SISMICA

#### II-1.- Posición de los perfiles sísmicos

El mapa de situación de los perfiles sísmicos realizados viene representado en la Fig. I. Sobre los perfiles viene indicado el número del perfil, año de realización, así como las horas del recorrido (los puntos han sido marcados cada 15 min.).

#### II-2.- Características del material utilizado

##### a) Sparker 9000 Joules

- Fuente de energía: Sparker E.G. y G. 9000 J de tres electrodos.
- Hidrófono: Chesapeake M 16 compuesto por 20 receptores sobre 31 metros.

Fecha y duración	Barco	Naturaleza del trabajo Indicativo	Zona de trabajo
Julio 1971 (10 días)	Cath. Laurence	Sísmica (Boomer 300 J) 71 H Testigo de gravedad 71 K	Plataforma del Ampurdán y Palamós
Junio 1972 (10 días)	Cath. Laurence	Sísmica (Boomer 300 y 1000 J) 72 G	Plataforma del Ampurdán y Palamós
Junio 1973 (15 días)	Cath. Laurence	Sísmica (Boomer 500 J) 73 K Testigos de gravedad 73 KG	Plataforma entre Begur y Blanes
Octubre 1974 (7 días)	Pr. Lac.-Duthiers	Dragados 74 A, B, ... Batimetría (Eco-sonda)	Plataforma entre Palamós y Calella
Octubre 1974 (10 días)	Cath. Laurence Win. Singer	Sísmica (Sparker 1000 y 3000 J) 74 WS Testigos de gravedad 74 KG Batimetría (Mud-Penetrator)	Plataforma y talud entre Palamós y Arenys

TABLA I

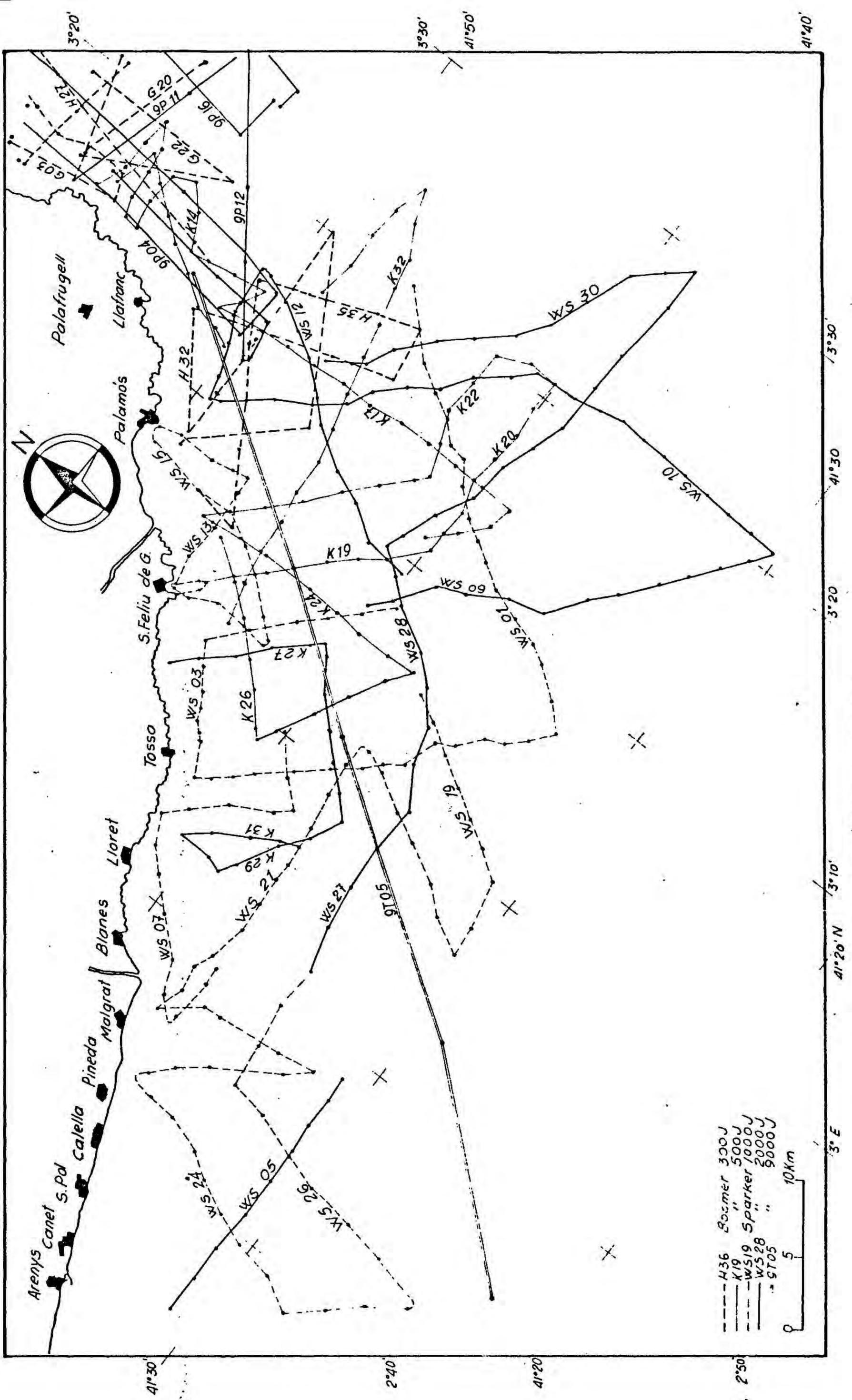


Fig. 1 Situación de los perfiles sísmicos.

- Registrador: E.G. y G. 254, escala de amplitud de 2,5 segundos y filtros de 20-200 Hz.
  - Velocidad del barco: 6 nudos.
- b) Sparker 3000 y 1000 Joules
- Fuente de energía igual a la anterior
  - Hidrófono: HP. 60 B.
  - Registrador: E.G. y G. 254, escala de amplitud de 500 milisegundos, filtro de 80-200 Hz.
  - Velocidad del barco: 8 nudos.
- c) Boomer 300 y 500 Joules
- Fuente de energía: Boomer E.G. y G.
  - Hidrófono: HP. 60 B.
  - Registrador: E.G. y G. 254, escala de amplitud 200 y 400 ms., filtros de 200-800 y 200-2000 Hz.
  - Velocidad del barco: variable.

### III - MUESTREO

#### III-1.- Posición de los puntos de muestreo

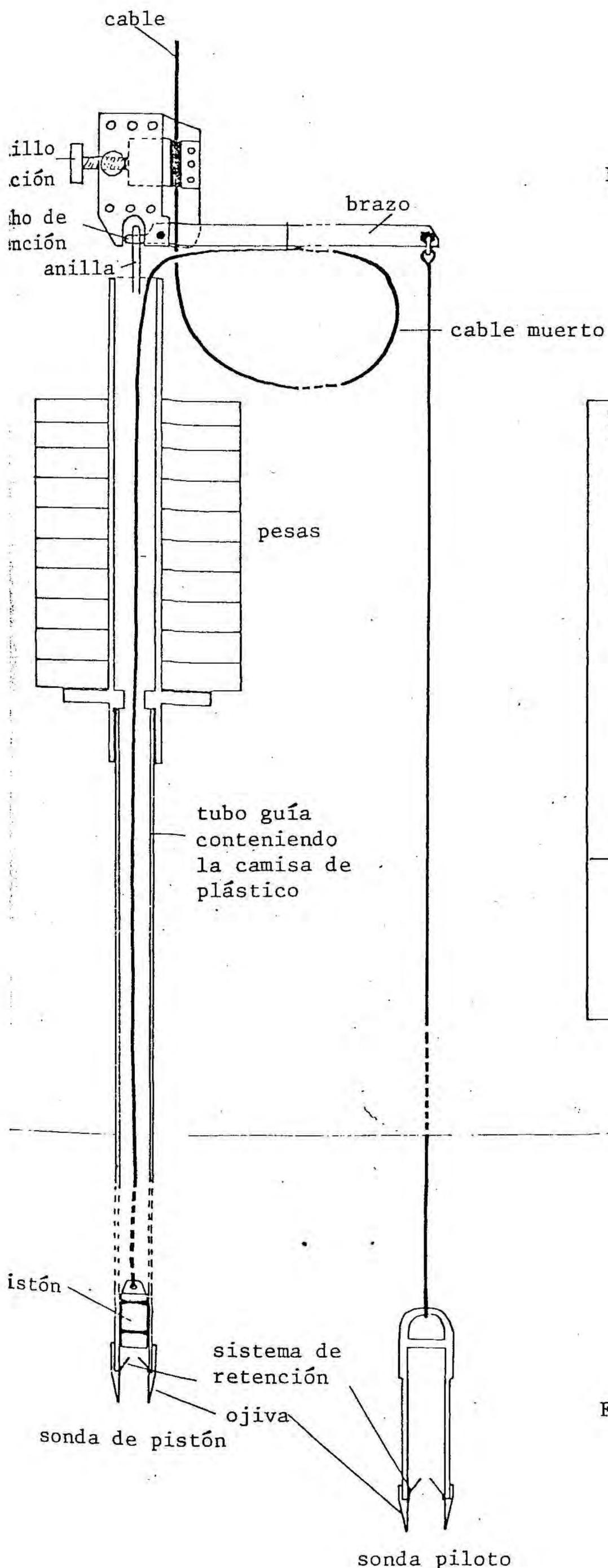
La situación de los muestreos efectuados (dragas y testigos de gravedad) viene indicada en la figura 42 del texto.

Los testigos de gravedad llevan todos su número de orden y siglas de la campaña correspondiente, mientras que en las dragas, la numeración se ha anotado correlativamente dentro de un mismo perfil.

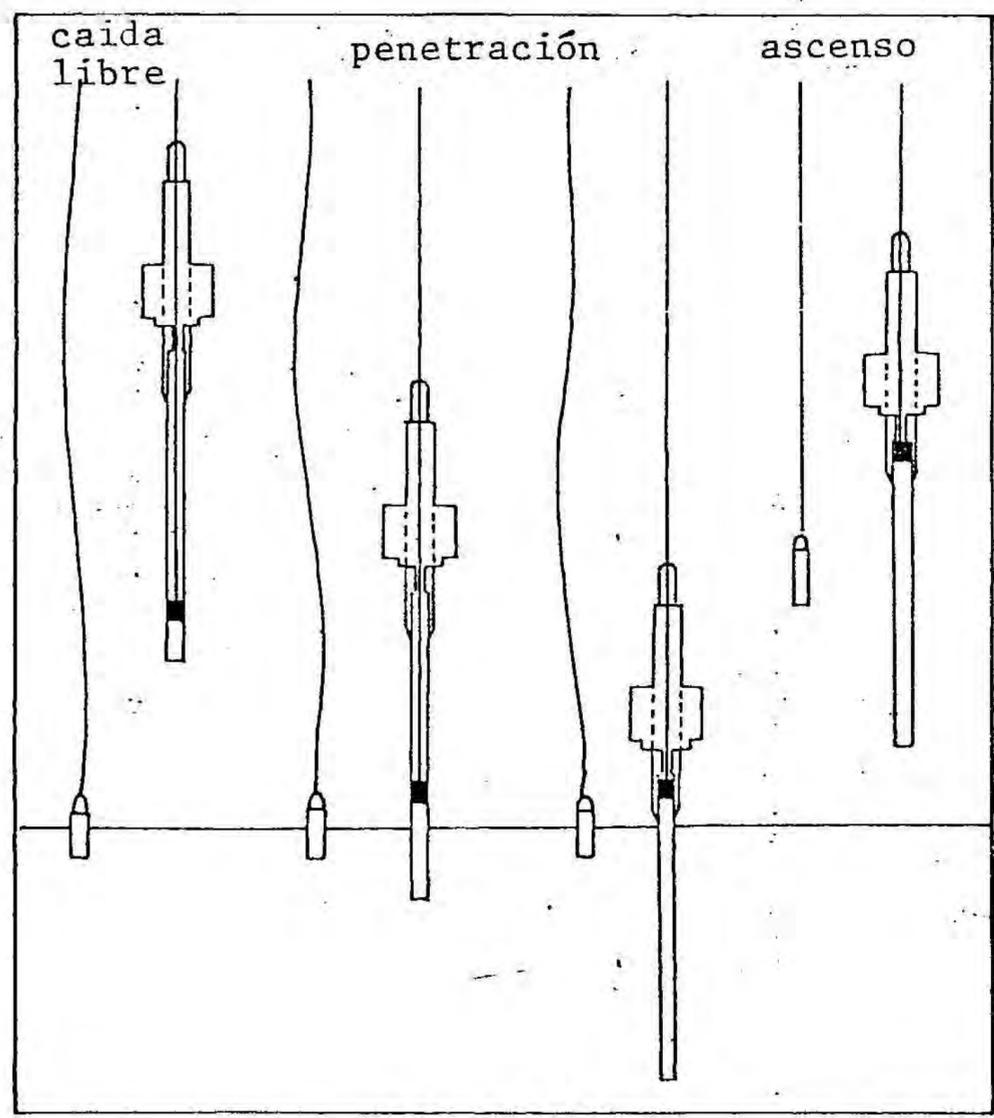
#### III-2.- Material utilizado

- Muestreador de gravedad tipo "Kullenberg", con tubos de 5 y 10 m. de longitud. El funcionamiento y esquema del aparato vienen representados en la Fig. II.

- Draga tipo cuchara, "Van Venne", con capacidad de extracción de unos 5 Kgr. de muestra por cada descenso.



PRINCIPIO Y FUNCIONAMIENTO



funcionamiento del pistón

Figura II.-  
TESTIFICADOR DE GRAVEDAD TIPO KULLENBERG

## IV - TECNICAS DE LABORATORIO

### IV-1.- Análisis sísmico

El tratamiento de los registros sísmicos se ha realizado siguiendo el método habitual de situación de los diferentes reflectores, tomados en tiempos de propagación de las ondas en milisegundos (ms.), y restitución cartográfica en isopacas o isocronas. Los tiempos del registro son siempre dobles, o sea emisión, reflexión en el trasfondo, recepción y registro.

Las velocidades de propagación de las ondas sísmicas vienen representadas en la figura 10 del texto, habiendo tomado como valor medio en el agua, las de 1500 m por segundo.

### IV-2.- Sedimentología

El proceso desarrollado para el estudio de los testigos de gravedad ha sido el siguiente:

- Gammadensimetría
- Radiografía
- Abertura, perfil litológico y muestreo
- Granulometrías y tratamiento de los resultados al ordenador
- Análisis químicos, mineralógicos, petrográficos y faunísticos de las diferentes fracciones granulométricas.

El tratamiento seguido para las muestras procedentes de los dragados es el mismo que se sigue para las muestras de los testigos.

#### IV-2-1.- Gammadensimetría

##### a) Principio

Consiste en medir en continuo la densidad absoluta de un testigo, por absorción de los rayos  $\gamma$  emitidos por una fuente radioactiva de Ba<sup>133</sup>.

Sí tenemos  $N_0$  fotones incidentes por unidad de tiempo que penetran en una muestra de espesor  $x$  y densidad (Gamma)  $q$ , tendremos un número  $N$  de fotones transmitidos al detector.

$N$ ,  $N_0$ ,  $q$  y  $x$  vienen relacionados por la ecuación:

$$N = N_0 e^{-(N) q x}$$

en la que  $e^{-(N) q x}$  es el coeficiente de absorción de masa y viene expresado en  $\text{cm}^2/\text{g}$ .

La medida de  $\frac{N}{N_0}$  nos permite determinar  $q$  a través de una curva patrón.

#### b) Aparato

Comprende una base metálica sobre la que se pone el testigo horizontal, y en la que unas guías permiten el desplazamiento del bloque que contiene la fuente radioactiva y el detector, a velocidad constante, a lo largo del testigo. El detalle del aparato está representado en la Fig. III.

#### c) Patrones utilizados

Para calibrar el aparato, se sustituye el sedimento por cilindros de igual diámetro que los testigos, de diferentes materiales. En este caso han sido: plástico ( $q = 1.19$ ), teflón ( $q = 1,52$ ), grafito ( $q = 2,2$ ) y aluminio ( $q = 2,70$ ), con los que se determina la curva patrón, de la que se puede deducir la densidad de los sedimentos.

Esta técnica es un excelente medio de estudio cuando se completa con la radiografía, pues antes de la abertura se puede obtener un registro continuo con las variaciones más importantes que pueda presentar el sedimento, así como su disposición y estructura.

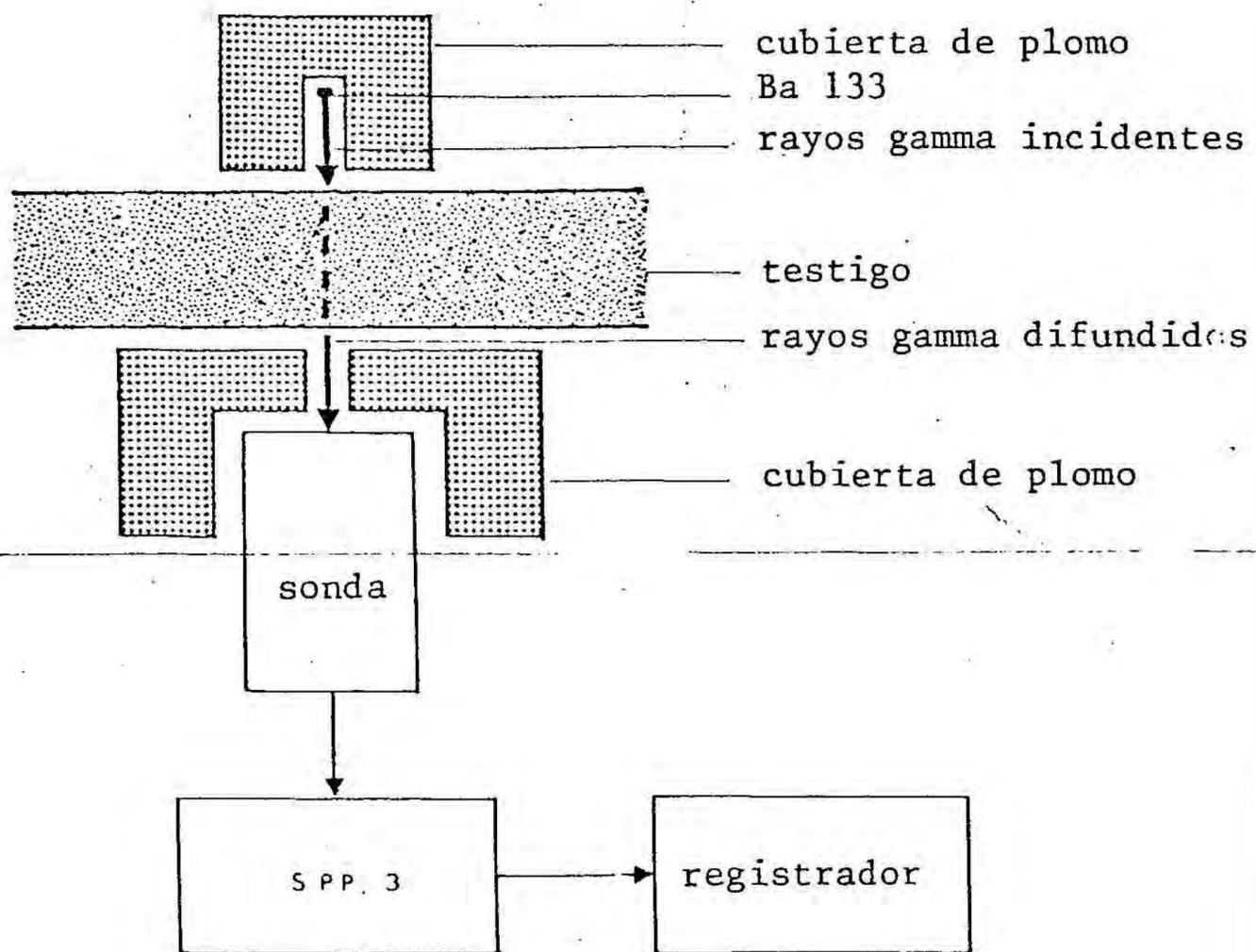
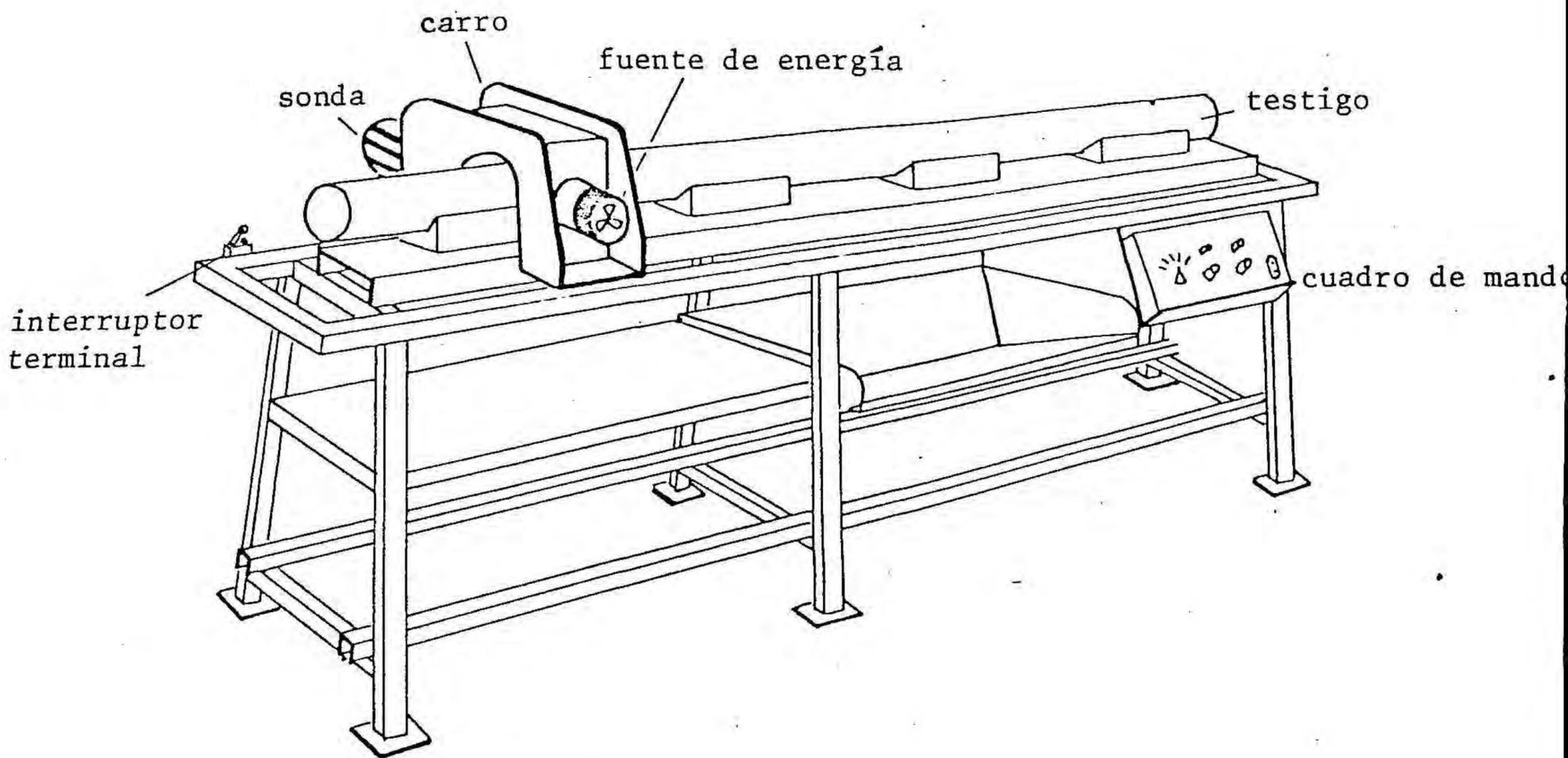


Figura III.- BANCO DE GAMMADENSIMETRIA  
Esquema de funcionamiento

#### IV-2-2.- Radiografía

Se ha utilizado un aparato Baltospot de 250 Kv., con placas fotográficas de 40 cm. de longitud.

En un principio realizabamos la radiografía del testigo completo, pero la experiencia nos ha demostrado que los resultados son considerablemente mejores si se realiza con el testigo cortado longitudinalmente por la mitad, con la condición de que esta operación no perturbe la disposición del sedimento. De esta forma la incidencia de los rayos X sobre una superficie plana produce una mejor penetración en el sedimento, que a través de una superficie cilíndrica de plástico, reduciendo al mismo tiempo la exposición a que se somete.

La utilidad de esta técnica es considerable, pues además de las ventajas indicadas en el apartado anterior, se obtiene un registro radiográfico de la disposición del sedimento y de la presencia de organismos con su localización dentro del mismo, que se puede conservar una vez abierto y muestreado el testigo para su ulterior estudio.

#### IV-2-3.- Abertura de los testigos y perfil litológico. Muestreo.

Una vez realizadas estas técnicas previas, se procede a cortar la camisa de plástico que contiene el sedimento, longitudinalmente en dos mitades, lo que nos permite tener una sección neta y dispuesta para su descripción y elaboración del perfil.

En perspectiva a posteriores análisis químicos y para evitar una contaminación del sedimento por la viruta de plástico producida al serrar el tubo, se procede de la siguiente forma:

utilizando una sierra graduable en altura, la pared del tubo es solamente serrada en parte, dejando el mínimo grosor posible, para luego terminar la operación con un cuchillo ó espátula, de esta forma la viruta no llega a entrar dentro del tubo.

Una vez elaborado el perfil se procede a la separación de muestras, teniendo en cuenta los resultados obtenidos anteriormente. (Gammadensimetría y radiografías) y el examen a simple vista del testigo. Si el testigo es homogéneo, hemos procedido a muestrear cada 20 cm. de espesor, para así obtener una cantidad mínima de sedimento necesaria para los ulteriores análisis. Si hay heterogeneidad, y los niveles son de espesor suficiente, separamos cada uno de ellos. La numeración que se ha dado a las muestras ha sido: siglas del testigo (por ej. 73KG13) seguido del número de orden dentro del testigo, empezando por la base. Algunas de las muestras estudiadas tienen el orden invertido por proceder de campañas anteriores, en los que se seguía dicho orden. Este es el caso de las 71K91 y 71K110.

#### IV-2-4.- Estudio granulométrico

La marcha seguida para el estudio general del sedimento viene representada en la Tabla II.

Los detalles del estudio granulométrico vienen ampliamente descritos en la memoria doctoral de A. Maldonado (1972), que se ha seguido con ligeras modificaciones, asimismo se ha utilizado el mismo programa de ordenador para el cálculo de los diferentes porcentajes e índices granulométricos siguientes:

--  $P_{99}$  (centilo),  $P_{95}$ ,  $P_{90}$ ,  $P_{85}$ ,  $P_{84}$ , ( $\Phi_{16}$ ),  $P_{80}$ ,  $Q_3$ , .....  
Md, .....  $Q_1$ ,  $P_{20}$ ,  $P_{16}$ , ( $\Phi_{84}$ ), ..... y  $P_5$ , y los porcentajes de las fracciones acumuladas menores de 4, 31 y  $125\mu$ , respectivamente.

-- Desviación de cuartiles:

$$D = \frac{Q_3 - Q_1}{2}$$

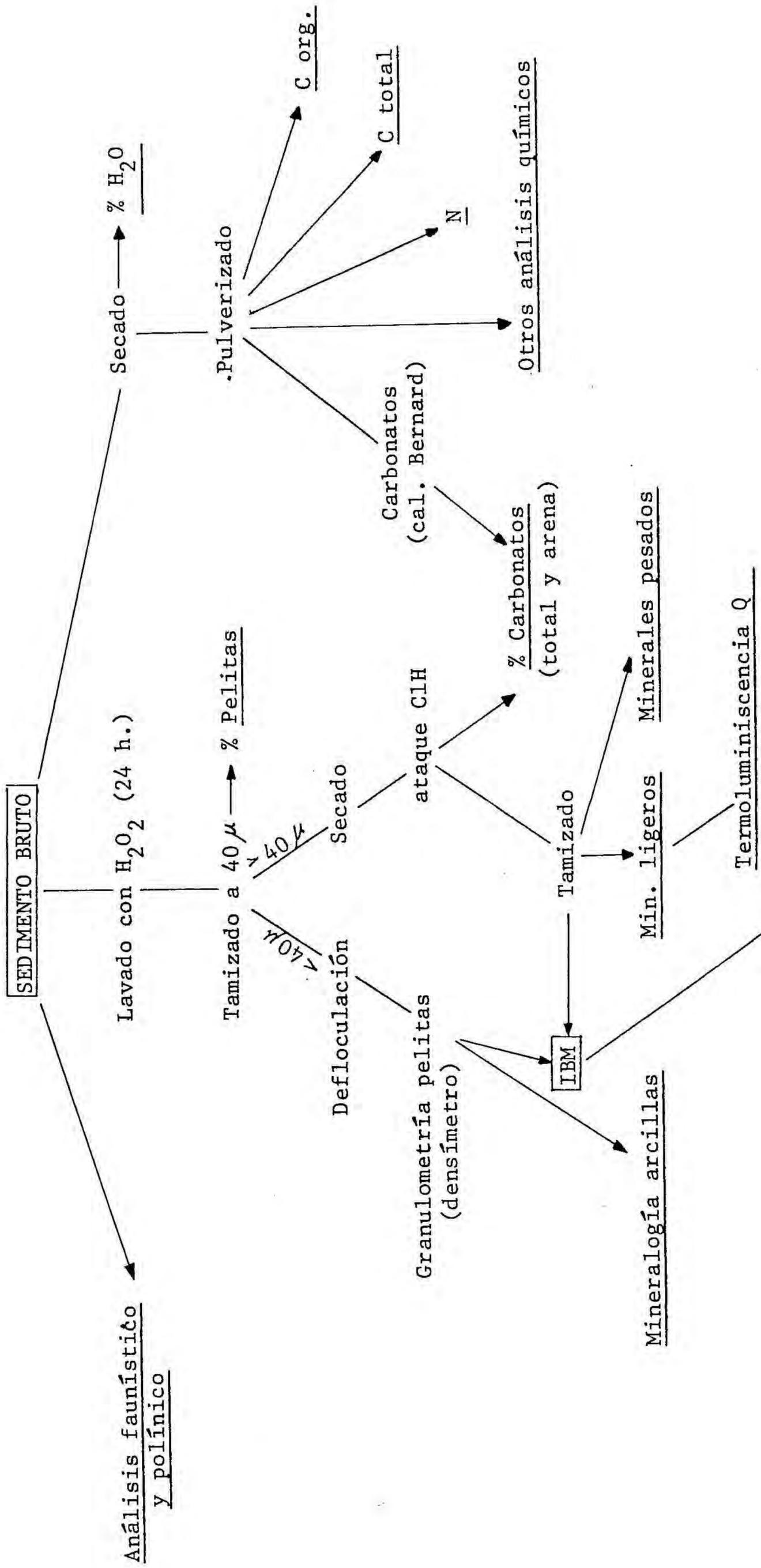


TABLA II

Indices granulométricos, curvas, etc..

-- Clasificación (= Sorting)

$$S_o = \sqrt{Q_3/Q_1}$$

$$Qd\phi = \log_2 S_o$$

-- Asimetría (= Skewness)

$$S_k = Q_3 Q_1 / Md^2$$

-- Angulosidad

$$K = \frac{Q_3 - Q_1}{2(P_{90} - P_{10})}$$

-- Tamaño medio de grano

$$M = 1/2 (\phi_{84} + \phi_{16})$$

-- Desviación en phi

$$\chi_\phi = 1/2 (\phi_{84} - \phi_{16})$$

-- Asimetría en phi

$$\alpha_\phi = \frac{M - Md}{\chi_\phi}$$

No vamos a discutir sobre el significado de estos parámetros pues en la obra citada anteriormente quedan suficientemente explicados. Los que se han utilizado principalmente y creemos que son los de mayor aplicación en el presente estudio, por tratar esencialmente con sedimentos marinos en su mayor parte, y de transición (arenas y gravas) en menor proporción, son los siguientes:

- C por la idea que nos dá de la mayor talla presente, es decir del máximo nivel energético actuante.

Este mismo parámetro relacionado con el de la mediana (C/M de Passega, 1957), nos ofrece una idea sobre el tipo de deposición del sedimento.

- Porcentaje de pelitas (fracción  $< 40 \mu$  ).

Los demás índices nos dan idea sobre la clasificación, distribución de la curva acumulativa, etc. pero debido a la uniformidad dentro de las mismas unidades los materiales muestreados, su aplicación no ha sido demasiado útil. Desde el punto de vista de evolución dentro de la serie Cuaternaria, prácticamente todos ellos nos marcan claramente el tránsito de una unidad a otra, pero para ello no es necesaria su aplicación sistemática, solo realizable con el ordenador.

#### IV-2-5.- Cartografía

El mapa sedimentológico del fondo marino se ha realizado teniendo en cuenta tres factores:

##### 1° Granulométricos:

##### a) Arenas ( $> 40 \mu$ )

Las fracciones granulométricas se han establecido de acuerdo con el diagrama triangular representado en dicho mapa, en el que aparecen las siguientes categorías sedimentarias:

S <sub>1</sub>	Gravas
S <sub>2</sub>	Arena gruesa
S <sub>3</sub>	Arena media
S <sub>4</sub>	Arena fina
S <sub>5a</sub>	Arena muy fina (fracción dominante entre 0,1 y 0,2 mm.)
S <sub>5b</sub>	Arena muy fina (fracción dominante entre 0,04 y 0,1 mm.)
S <sub>1/5</sub>	Arena heterométrica

##### b) Pelitas ( $< 40 \mu$ )

Se ha representado el porcentaje contenido en el sedimento total con las siguientes categorías:

L <sub>1</sub>	> 75 %
L <sub>2</sub>	50 a 75 %
L <sub>3</sub>	25 a 50 %
L <sub>4</sub>	5 a 25 %
L <sub>5</sub>	< 5 %

2° Contenido en carbonatos de la fracción arena. Se han distinguido las siguientes categorías

C <sub>1</sub>	> 75 %
C <sub>2</sub>	50 a 75 %
C <sub>3</sub>	25 a 50 %
C <sub>4</sub>	5 a 25 %

#### IV-2-6.- Mineralogía y Geoquímica

Las técnicas utilizadas para esta parte del estudio son clásicas:

- a) El estudio mineralógico comprende dos partes:
  - análisis de las arcillas por difracción.
  - estudio al microscopio de los minerales de la fracción arena (minerales pesados y ligeros)
  
- b) Los análisis geoquímicos realizados son los siguientes:
  - Calcimetría del sedimento global, realizada en un calcímetro Bernard.
  - Calcimetría de la fracción arena por complexometría.
  - Contenido en carbón orgánico, realizado en un analizador automático Leco.
  - Contenido en Nitrógeno, realizado con un analizador Coleman.

## PRIMERA PARTE

### ESTRUCTURA Y DISPOSICION DE LOS DIFERENTES NIVELES, DE LOS PROFUNDOS A LOS SUPERFICIALES

El objetivo de esta primera parte consiste en demostrar que la estructura y espesor de los niveles recientes del Cuaternario, así como la morfología del precontinente, son consecuencia de movimientos tectónicos producidos desde el inicio del Neógeno hasta la actualidad, siguiendo las mismas direcciones de los accidentes tardi-hercinianos.

#### I - ANTECEDENTES SOBRE LA EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA Y MORFOLOGICA DE LA REGION

##### I-1.- Situación geográfica general y regional

La zona objeto de estudio se halla situada en la extremidad nor-occidental del Mediterráneo frente a la cordillera costera catalana (Fig. 1).

La costa, en general, presenta zonas con relieves bastante importantes, desde el extremo oriental de los Pirineos (península del Cabo de Creus), Macizo del Montgrí, Gavarres y Cadena Costera propiamente dicha, separadas por las zonas deprimidas del alto y bajo Ampurdán (Bahías de Roses y de Pals respectivamente) y depresión de Palafrugell.

La denominación toponímica que se ha dado a este sector de costa, "Costa Brava", se ajusta perfectamente por lo abrupto de su perfil, aunque los dos sectores en que se divide sean muy distintos entre sí, obedeciendo estas diferencias a las unidades a que pertenecen ambos sectores. A partir del Delta del Tordera hacia el Sur se desarrolla una costa (Maresme) menos abrupta y de dirección claramente NE-SW hasta el llano de Barcelona.

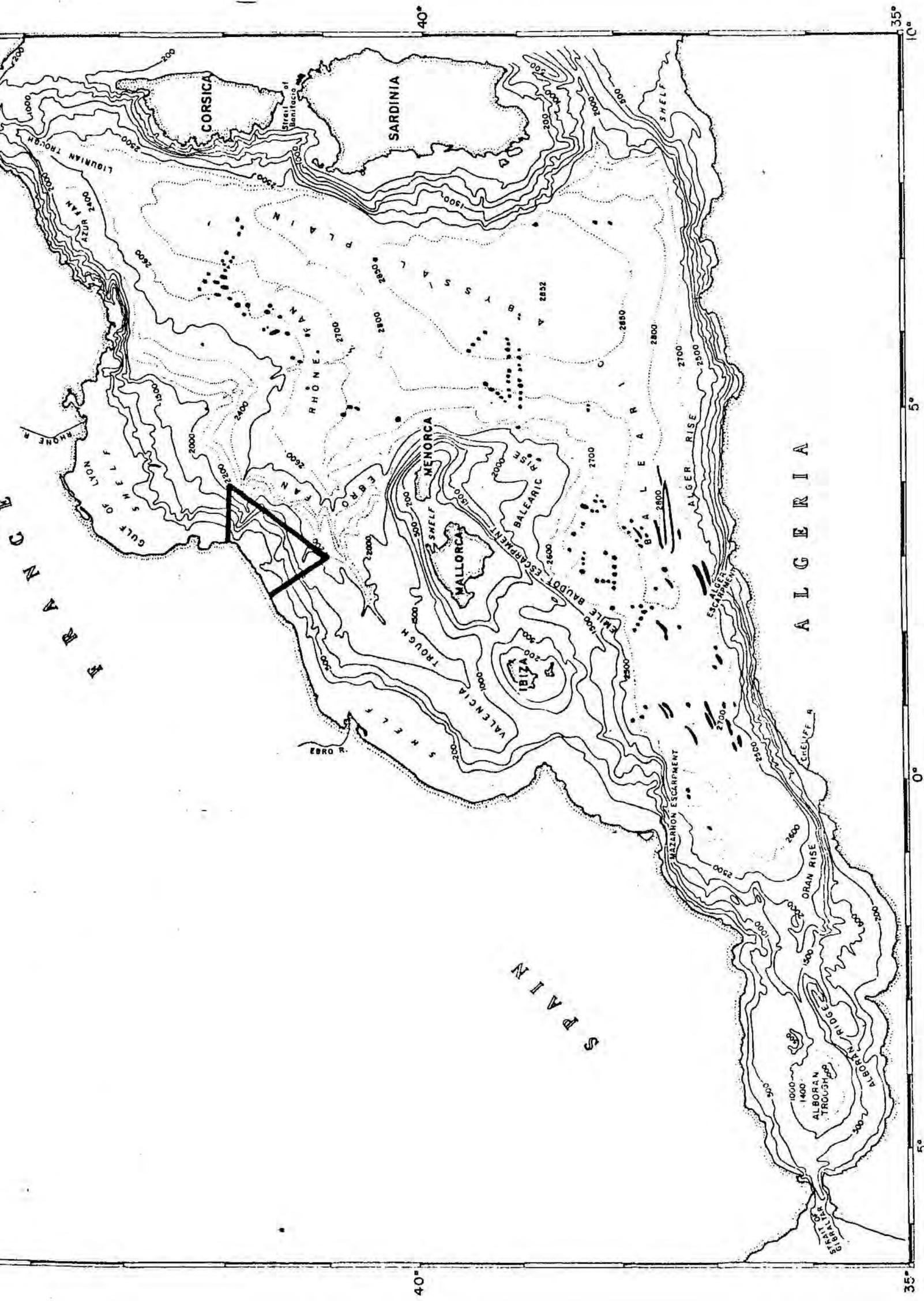


Figura 1.- Localización de la zona estudiada en el  
 contexto del Mediterráneo Occidental.  
 (carta batimétrica según D.J. Stanley, 1971)

Tanto la morfología de la costa como la del precontinente se ajustan a la distribución de las unidades continentales. Frente al Languedoc se desarrolla una plataforma continental amplia (de 25 a 30 millas), reduciéndose considerablemente frente a la terminación de los Pirineos (3 a 9 millas), volviendo a ensancharse frente al Ampurdán (12 a 18 millas), reduciéndose de nuevo frente al macizo de las Gavarres. Frente a la cadena costera catalana se desarrolla una plataforma de unas 15 millas por término medio, surcada por una serie de valles submarinos, o cañones (localmente "rec"). Ya en la zona del delta del Ebro y golfo de Valencia la anchura de la plataforma aumenta considerablemente como en el sector del Golfo de León.

#### I-2.- Características geológicas del continente

Las grandes unidades estructurales del NE de Cataluña son de Sur a Norte (Fig. 2):

- parte septentrional del conjunto de los Catalánides, constituido por tres subunidades: cordillera Costera y Macizo de las Gavarres, depresión del Vallés-Penedés-La Selva y cordillera Prelitoral,
- sistema transversal catalán,
- depresión del Ampurdán,
- parte oriental de la zona subpirenaica,
- parte oriental de la zona axial pirenaica.

a) parte septentrional de los Catalánides.

El macizo de los Catalánides se extiende desde el Ampurdán al NE, hasta el delta del Ebro al SW. En él, se reconocen una sucesión de estructuras paralelas a la costa actual, de orientación NE-SW, que afectan a una serie de formaciones graníticas y paleozoicas determinando unas depresiones rellenas por materiales neógenos.

Los conjuntos definidos por estas estructuras son los siguientes:

- Cordillera Costera catalana, compuesta esencialmente por materiales graníticos y paleozoicos. Al SW aparece una cobertera mesozoica.

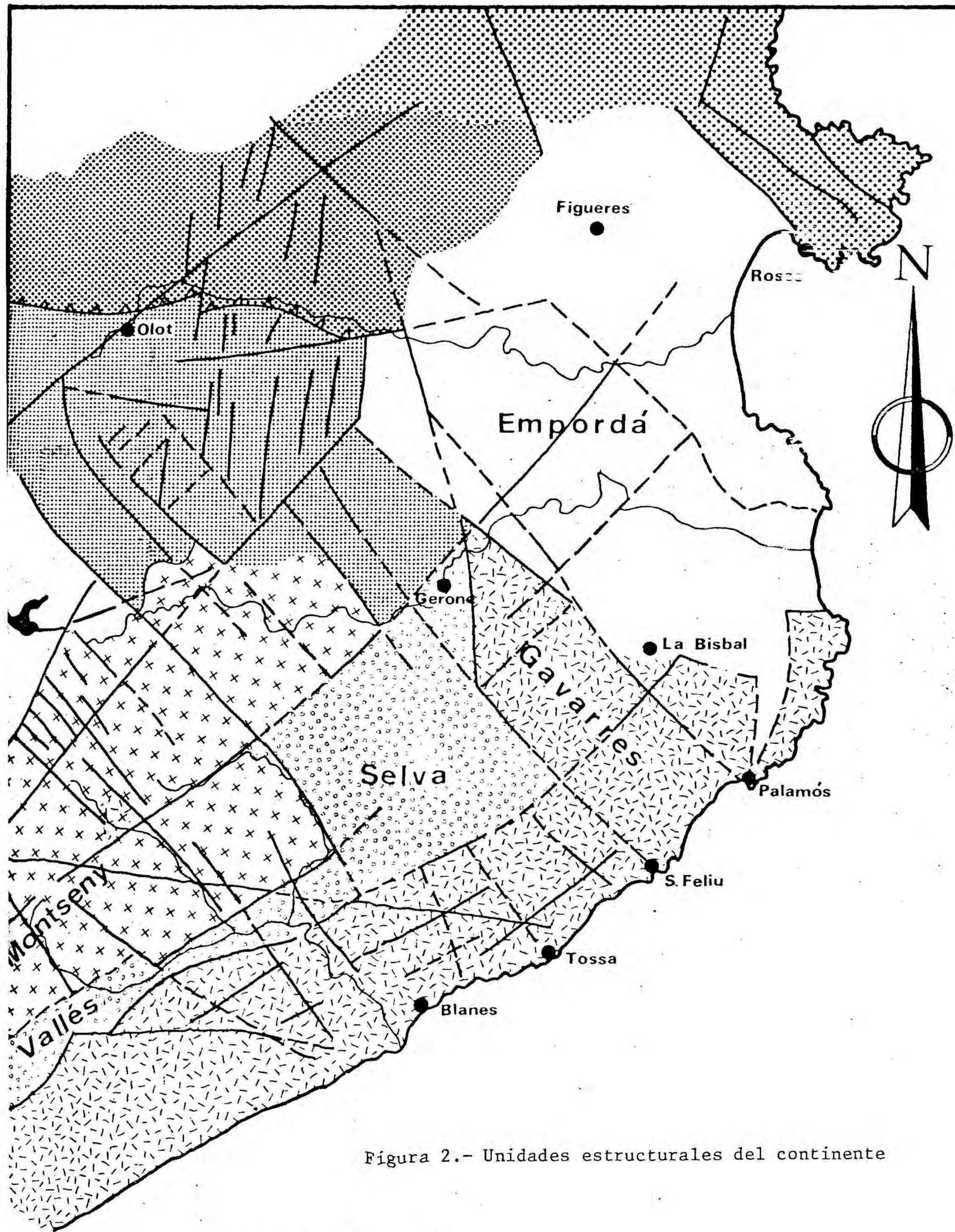
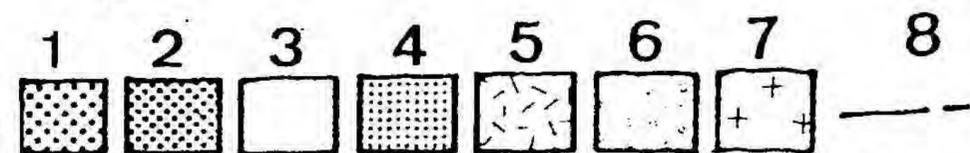


Figura 2.- Unidades estructurales del continente



0 8,5 17 Km.

- 1.- Zona axial pirenaica; 2.- Zona sub-pirenaica; 3.- Depresión del Ampurdán; 4.- Sistema transversal catalán; 5.- Cordillera Costera; 6.- Depresión del Valles-La Selva; 7.- GARRIGUES; 8.- Montseny.

- Depresión Prelitoral, constituida de SW a NE por el Penedés, el Vallés y la Selva. Estas dos últimas se hallan separadas por el alto granítico de Massanet.

- Cordillera Prelitoral, constituida igualmente por materiales graníticos y paleozoicos; el recubrimiento mesozoico se extiende más al Norte que en la costera. Esta unidad viene afectada por una tectónica de bloques escalonados, constituyendo un mosaico que determina el estilo de la terminación septentrional.

b) Sistema transversal catalán.

Esta unidad separa la depresión del Ampurdán de la del Ebro. Los materiales que la constituyen son de edad Paleocena y Eocena en su totalidad. El límite con la zona subpirenaica está constituido por una línea de cabalgamiento de dirección E-W.

c) Depresión del Ampurdán

El relleno de esta depresión está constituido por formaciones eocenas plegadas y falladas, recubiertas por sedimentos neogenos y aluviones cuaternarios. El macizo cretácico del Montgrí se halla cabalgando la serie eocena, y constituye la separación entre el Alto y Bajo Ampurdán.

d) Extremo oriental de la zona subpirenaica

El adelgazamiento hacia el E de esta unidad hace que sea menos individualizada que en los sectores más occidentales. Está constituida por materiales paleocenos y eocenos con límites poco precisos. La dirección principal de las estructuras es de tipo pirenaico (accidentes NW-SE y NE-SW).

e) Extremo oriental de la zona axial pirenaica

Está esencialmente constituida por materiales paleozoicos, metamórficos, graníticos y magmáticos. Esta zona presenta una superposición de las tectónicas alpídica y herciniana, confiriéndole una complejidad muy marcada.

### I-3.- Evolución paleogeográfica y estructural del Mediterráneo occidental

El esquema que vamos a desarrollar viene apoyado por los numerosos trabajos realizados tanto en las zonas terrestres (J. Fontboté, G. Guitard, N. Llopis, M. Mattauer, L. Solé), como recientemente realizados en las zonas propiamente marinas de la plataforma continental: sondeos petrolíferos del Golfo de León (Mistral, Tramontana, Sirocco y Autan), costa catalana (Barcelona, Tarragona y Amposta), sondeos del "Deep Sea Drilling Project" y sondeos sísmicos ligeros y profundos. Asimismo tomaremos las partes esenciales de las síntesis realizadas en este dominio por G. Alla, V. Apostolescu, B. Biju-Duval, P.F. Burollet, R. Byramjee, A. Maufret, L. Montadert y R.W. Van Bemelen, y últimamente por J.M. Ríos.

La fase herciniana afecta a los materiales paleozoicos originando una serie de plegamientos intensos y fallas con direcciones que varían de N-S a E-W. Los granitos, en general, de este sector, datan del final de la fase herciniana.

Durante el Mesozoico el macizo catalán y la Depresión del Ebro quedan en parte emergidos mientras que la zona pirenaica tiende en general a hundirse hasta el Cretácico superior, en el que ya encontramos facies continentales típicas.

La estructura y estratigrafía de la zona costera viene determinada por los acontecimientos que se han sucedido desde las fases pirenaicas, afectando intensamente la zona nor-occidental mediterránea.

Durante el Eoceno inferior y medio cambia la situación precedente, desarrollándose un alto entre los Alpes y los Pirineos que abarca todo el Golfo de León. En el Luteciense superior la cadena Pirenaica se halla ya totalmente emergida, formándose en la parte Sudpirenaica un surco subsidente que evoluciona hacia el Sur.

Ya en el Eoceno superior (Priabonense), tiene lugar la regresión definitiva del mar, produciéndose al mismo tiempo los deslizamientos de la cobertera de la zona axial pirenaica y de la zona peri-

férica del Golfo de León.

A partir del Oligoceno hay un cambio profundo en la evolución, produciéndose un conjunto de fracturaciones que dan lugar a una serie de depresiones de direcciones NE-SW en ambos lados del Pirineo, como la fosa de la Vistrenque y la del Vallés-Penedés. Ya en el Oligoceno medio y superior se produce la separación del bloque Balear por hundimiento del macizo catalán que se efectúa por medio de fallas sucesivas según la dirección anteriormente citada, excepto en el sector pirenaico que toman la dirección N-S.

La fisiografía actual de la costa sería la heredada por esta serie de accidentes que determinan la evolución estructural y paleogeográfica de la cuenca a partir de este periodo.

El hundimiento iniciado en el Oligoceno, continua durante el Mioceno inferior y medio, produciéndose el relleno de las depresiones por materiales continentales y lacustres, siendo la sedimentación de tipo marino en las partes terminales de los ríos y en las depresiones del Ampurdán, Rosellón y en parte del Penedés. En la zona Mediterránea noroccidental los depósitos postectónicos tienen una potencia de unos 3000 m. de espesor, predominantemente de tipo lutítico que pasa a ser de facies más someras en su parte superior.

El Mioceno superior corresponde a un periodo de levantamiento general de la zona mediterránea, que da lugar a la sedimentación evaporítica que ocupa la actual llanura abisal con espesores superiores a los 1000 m. Estos niveles evaporíticos se acuñan en el talud continental, pasando a una superficie de erosión neta, general en todo el entorno del precontinente y que corresponde a la discordancia Mio-Pliocena.

En el Plioceno se produce el hundimiento general de la cuenca mediterránea occidental, mientras los macizos cristalinos sufren un levantamiento, continuando este proceso hasta el Cuaternario en el que la sedimentación marina alcanza su máximo espesor en el borde de la plataforma.

Como precisamente uno de los objetivos de esta memoria es el estudio de los accidentes recientes que han afectado el precontinente, citaremos algunos de estos fenómenos ya estudiados en el continente próximo.

En el Rosellón, A.J. Pannekoek (1935) demostró la existencia de una serie de dislocaciones sufridas en la parte superior del curso del río Tet durante el Plioceno, las cuales también son encontradas por H. Got (1970) en su curso inferior, produciéndose además flexuraciones en la proximidad de la costa.

El mismo fenómeno es observado en el curso del Río Ter por S. Llobet (com. personal) y por N. Llopis (1942) en las terrazas de los ríos ampurdaneses. Igualmente se han señalado fenómenos de este tipo en Banyoles por R. Juliá (1975), en el río Llobregat por M.A. Marqués (1974) y L. Solé Sabarís (1953), que también los cita en el río Ebro y posteriormente son estudiados en detalle por A. Maldonado (1972).

Otras manifestaciones de la acción de la neotectónica, pueden ser por ejemplo los deslizamientos gravitacionales, citados en numerosos puntos del contorno mediterráneo occidental y en Cataluña por M. Esteban y P.F. Santanach (1974).

Referencias de este tipo de manifestaciones en la zona marina son asimismo generales en el Mediterráneo, y particularmente evidentes en nuestra área de estudio.

Con esta breve exposición sobre la evolución del Mediterráneo y el sector continental próximo a la zona de estudio, vamos a intentar establecer las relaciones existentes entre la neotectónica y la evolución sedimentaria y morfológica de la zona del precontinente central catalán.

## II - METODOS DE ESTUDIO E INTERPRETACION ESTRUCTURAL

La interpretación estructural que vamos a realizar viene basada esencialmente en los resultados obtenidos por medio de los perfiles sísmicos continuos efectuados en el área de estudio.

Esta técnica, aunque relativamente reciente, ha sido utilizada ya en la mayoría de los sectores marinos debido al extraordinario auge adquirido de la prospección del subsuelo y fondos marinos en la última década, principalmente por las compañías petrolíferas. Los registros que se obtienen permiten identificar la disposición de las capas sedimentarias bajo el fondo marino y deducir aproximadamente su espesor, aunque no sus características. Para una mejor comprensión de las posibilidades y principios de esta técnica remitimos a la interesante obra monográfica de O. Leenhardt (1972).

A continuación expondremos los principios esenciales para la interpretación geológica en que nos basamos.

### II-1.- Análisis sísmico

Hemos de recalcar primeramente que para realizar una interpretación sísmica, debemos conocer la velocidad de propagación de las ondas en el substrato, lo cual solo es realizable o bien por correlación con sondeos profundos de los reflectores conocidos o por medidas de refracción. En el presente caso los datos de sondeos profundos de que disponemos son o demasiado alejados del sector en estudio o poco concretos. Solamente se pueden utilizar los testigos de gravedad, de pocos metros, implantados sobre los afloramientos de los diferentes niveles cuaternarios, los cuales nos permiten reconocer el detalle de cada uno de ellos.

Cuanto más densa es la red de perfiles sísmicos, la interpretación es más precisa, sobre todo si tenemos en cuenta que se trata de un estudio tridimensional. Una vez identificados los diferentes reflectores, estos se correlacionan ya sea por continuidad ó por el carácter de respuesta, y se restituyen en el espacio por medio de

la cartografía de los diferentes horizontes o niveles. La cartografía realizada es la de isocronas (tiempos de respuesta de un horizonte determinado) y la de isopacas (tiempos entre dos niveles determinados).

La red de perfiles que hemos realizado no es lo suficientemente densa como en un principio hubieramos deseado, pero nos ha permitido establecer una cartografía general de los diferentes reflectores y obtener una serie de conclusiones sobre el comportamiento estructural de la zona. La interpretación directa ha venido apoyada ulteriormente por una serie de datos obtenidos, como la datación pliocénica inferior de unos niveles indeterminados inicialmente en los perfiles, o los datos de un sondeo profundo muy próximo al sector estudiado.

Se han utilizado varios tipos de aparatos para la realización de los perfiles sísmicos. Esta diversidad de utilización la hemos hecho deliberadamente, pues en unos casos interesa más obtener una buena resolución (capacidad de separar dos capas más o menos próximas una de otra) que una mayor penetración. Cada tipo de aparato tiene pues una aplicación definida, siendo interesante incluso rehacer algunos de los perfiles con distintos aparatos, para apreciar las diferentes respuestas dentro de los mismos niveles.

Los aparatos utilizados y las características de resolución y penetración son los siguientes (en milisegundos ó ms.):

Aparato	Potencia ó frecuencia	Resolución (ms.)	Penetración (ms.)
Sparker	9KJ	50	1.500
Sparker	3KJ	20	400
Sparker	1000J	10	200
Boomer	500J	5 a 10	150
Boomer	300J	3 a 5	100
Mud-Penetrator	12kHz	0,5	25

Estos datos corresponden a los valores medios observados en las diferentes campañas realizadas.

Los registros que se obtienen al aplicar cada una de estas técnicas sufren un efecto secundario, diferente en cada una de ellas. Este efecto es el de la exageración vertical de los cortes sísmicos obtenidos, que viene dada por la relación entre las escalas horizontal y vertical, y depende respectivamente de la velocidad del barco y la del papel del aparato registrador, así como de las características propias del aparato.

En la Fig. 3 presentamos un corte sísmico tal como se obtiene en el aparato registrador y su restitución a escala vertical 1/1. La exageración que presentan los perfiles que se obtienen de esta forma, pueden inducir errores, pero a veces pueden representar una ventaja, ya que algunos fenómenos podrían pasar desapercibidos si no presentaran esta exageración vertical de escala.

Las exageraciones verticales que presentan los distintos tipos de registros son las siguientes:

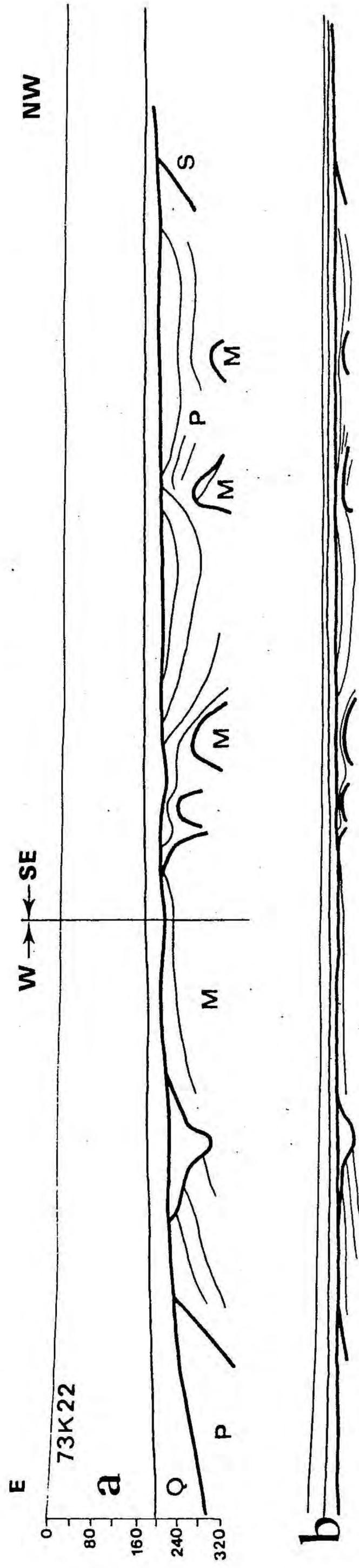
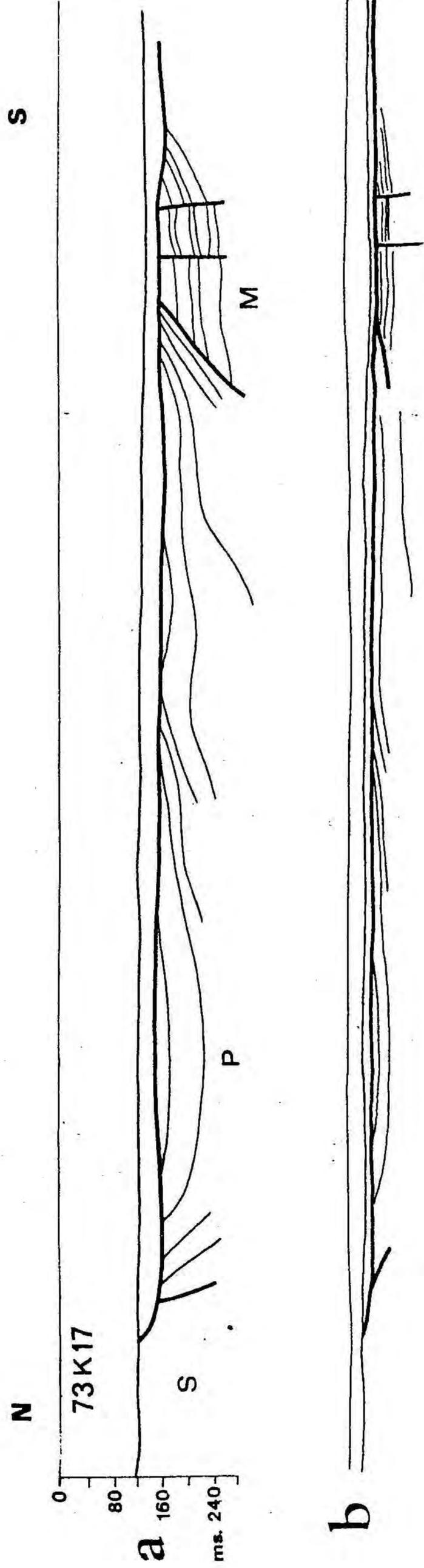
Aparato	Exageración vertical
Mud-penetrator	50 (velocidad 9 nudos)
Boomer 300J	7 ( " 4 " )
Sparker 3KJ	8 ( " 9 " )
Sparker 9KJ	4 ( " 6 " )

## II-2.- Descripción geofísica de los reflectores sísmicos

El análisis sísmico del carácter de las reflexiones y las intersecciones de los diferentes perfiles, nos permite distinguir, de la base a la superficie, cinco conjuntos discordantes:

a) Una superficie de reflexión de fuerte amplitud, compuesta por tres fases separadas de 15 a 20 ms., la fase media es la más fuerte; más allá de esta superficie hay absorción total de las ondas sísmicas (perfiles K17 y WS16, fig. 4).

b) Una serie de reflectores de amplitud bastante fuerte, que podemos subdividir en dos conjuntos:



Boomer 500J



Figura 3.- Cortes sísmicos registrados (a) y su restitución (b)  
 S: zócalo; M: Mioceno; P: Plioceno; Q: Cuaternario.

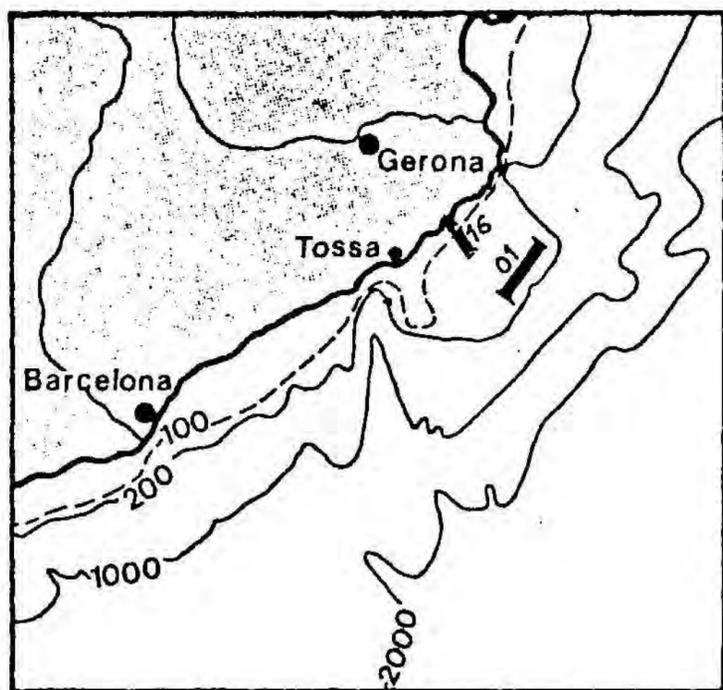
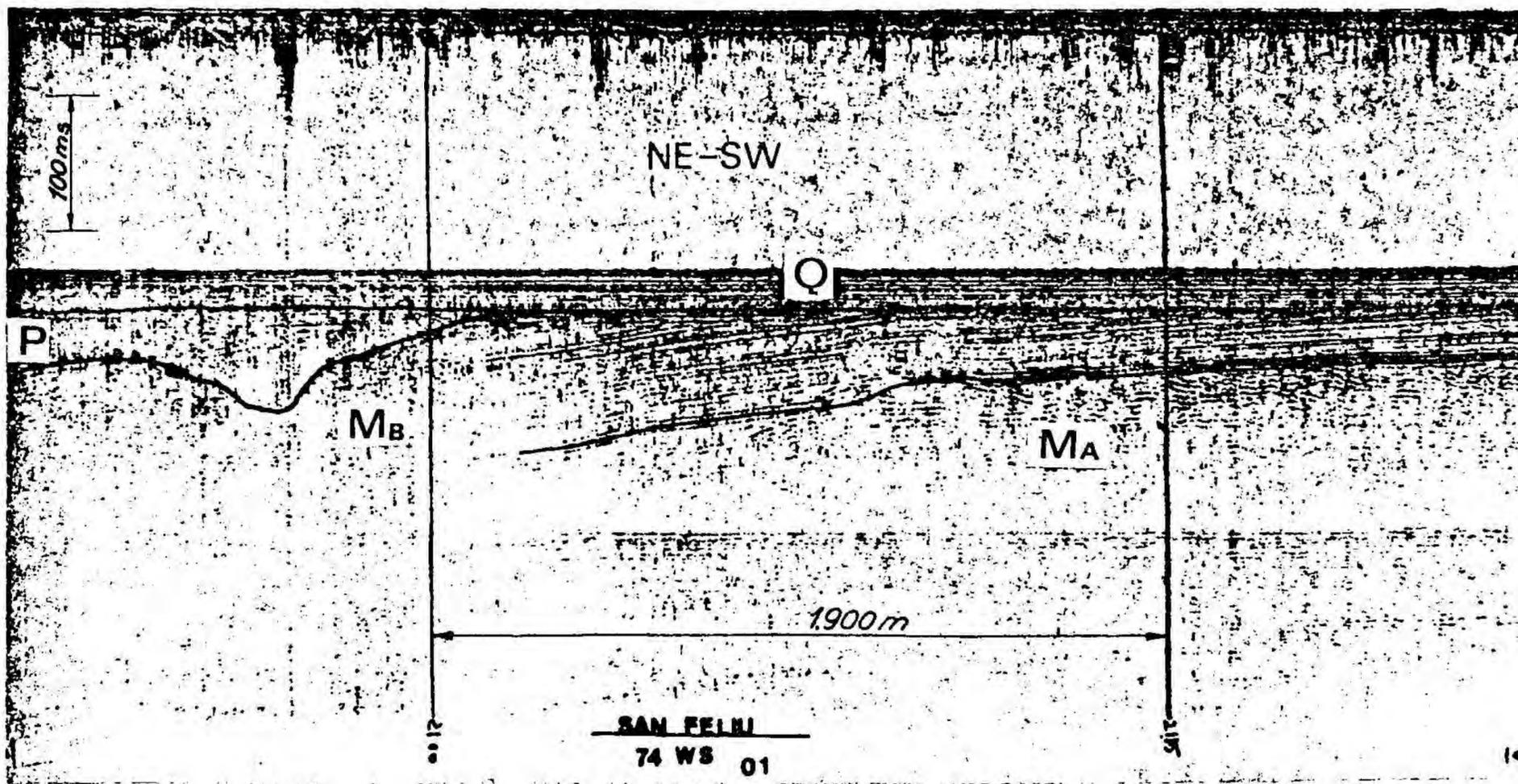
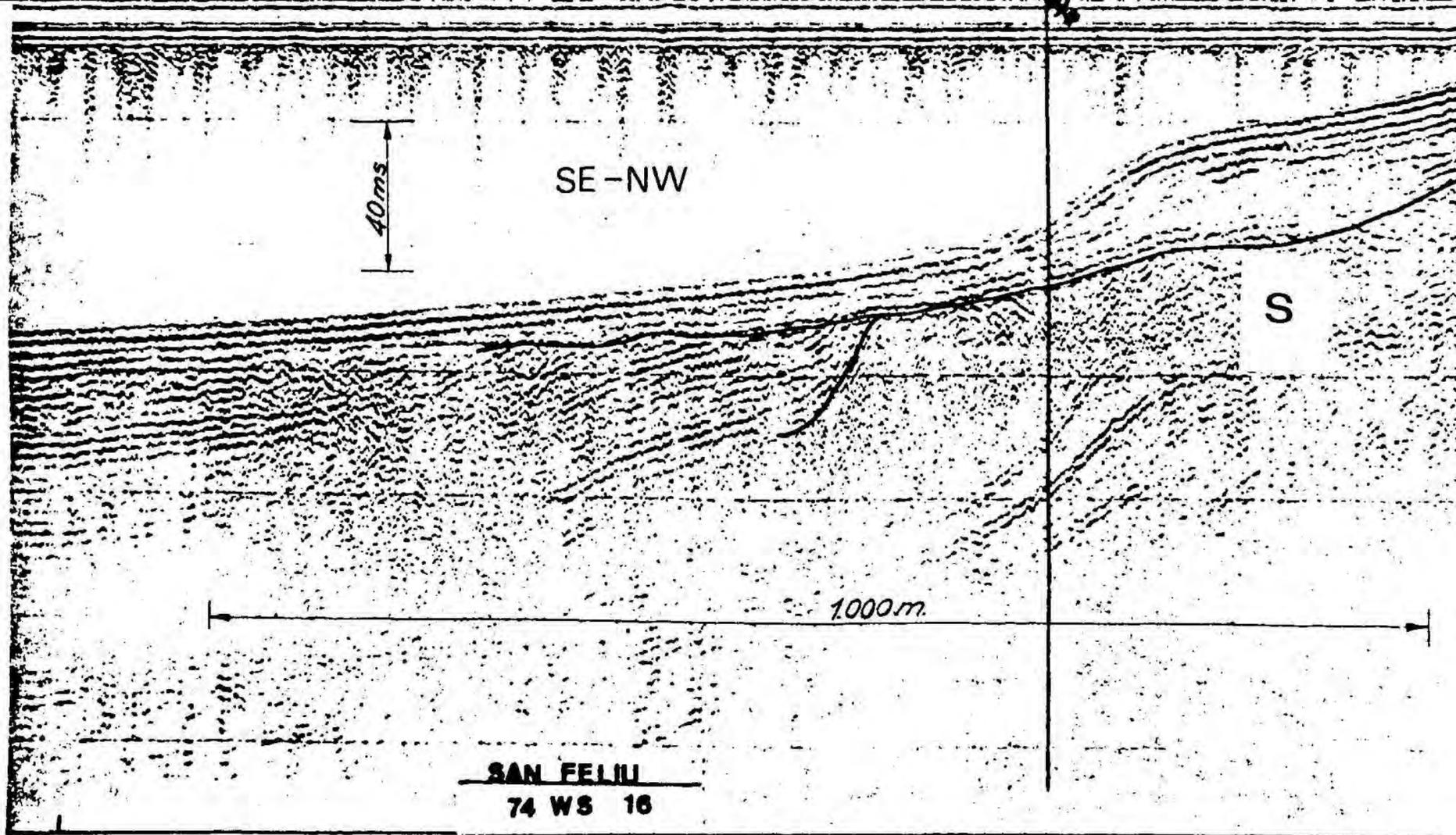


Figura 4.- Zócalo sísmico (S) con absorción total de las ondas.

Figura 5.- Conjunto de reflectores de fuerte amplitud e irregulares ( $M_A$ ).

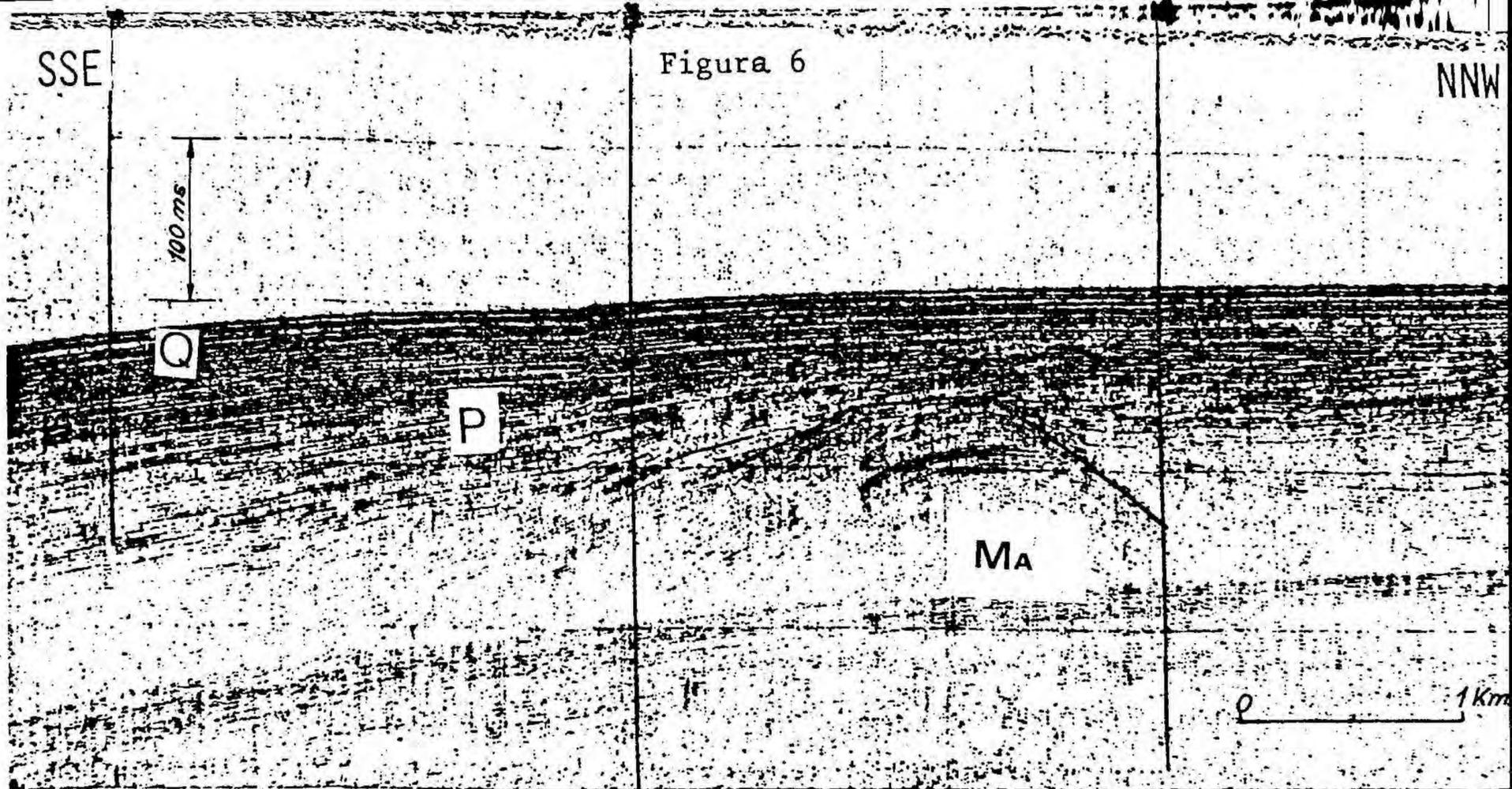
- El inferior, MA, caracterizado por reflectores irregulares, de baja frecuencia, con dos tipos de secuencias; una de relativamente poco espesor que aparece en la base de los registros (perfil WS01, Fig. 5) y otra en grupos oscuros limitados por fallas ó por una superficie de erosión (perfiles K22, K19 y WS10, Figs. 12 y 6). La totalidad de este conjunto inferior aparece generalmente muy fallado.

- El conjunto superior, M<sub>B</sub>, está constituido por reflectores de amplitud irregular, distribuidos en secuencias de 4 ó 5 fases de amplitud fuerte, separados por secuencias de 10 a 12 fases de amplitud débil (perfil WS15, Fig. 7); a veces presentan difracciones como en el perfil WS04 (Fig. 8). Estos reflectores fallados a menudo, nunca son horizontales. El último conjunto puede aflorar, estando generalmente limitado en su parte superior por una superficie de discordancia.

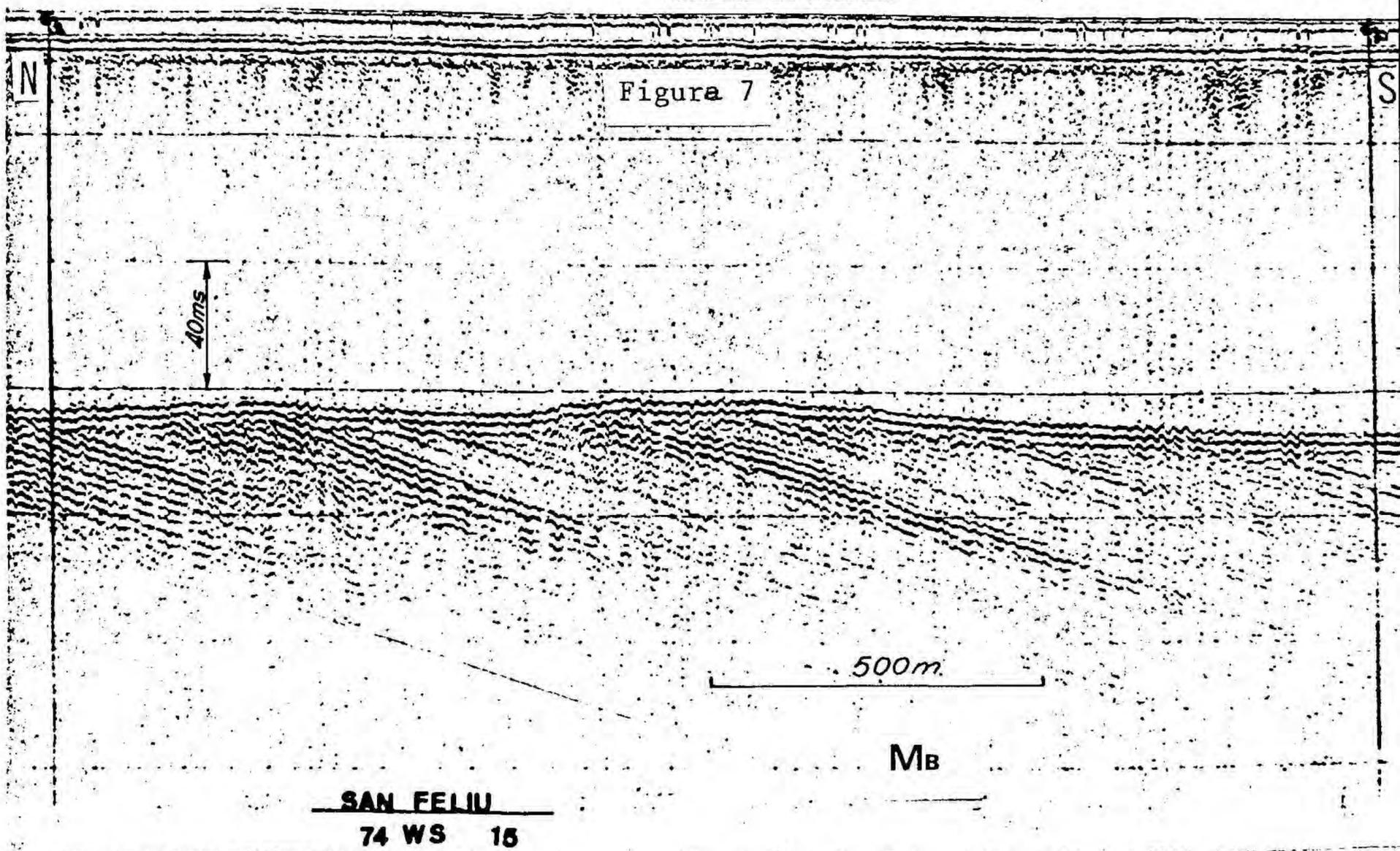
c) Por encima de esta superficie de discordancia aparece una secuencia de reflectores discontinuos, con estratificación regular y sin características propias. Frecuentemente presentan amplias ondulaciones, y a veces fore sets que podrían indicar un depósito de tipo deltaico (perfiles WS01 y K22, Figs. 5 y 16). El límite superior está constituido por una superficie de discordancia.

d) Un último conjunto constituido por reflectores de amplitud débil e irregular, aparece por encima de la superficie precedente. Estos reflectores, con estratificación regular y sin características propias, se hallan generalmente horizontales, exceptuando en la zona del talud continental (perfiles WS23 y K20, Figs. 9 y 25) donde presentan una inclinación paralela a la del fondo marino.

El conjunto superior se halla siempre directamente en superficie, siendo su espesor variable. La potencia mínima es, por lo menos, igual a la de la señal de respuesta; el espesor máximo es de unos 30 m. sobre la plataforma, mientras que en el talud puede ser más importante.



**SAN FELIU**  
74 WS 10



**SAN FELIU**  
74 WS 16

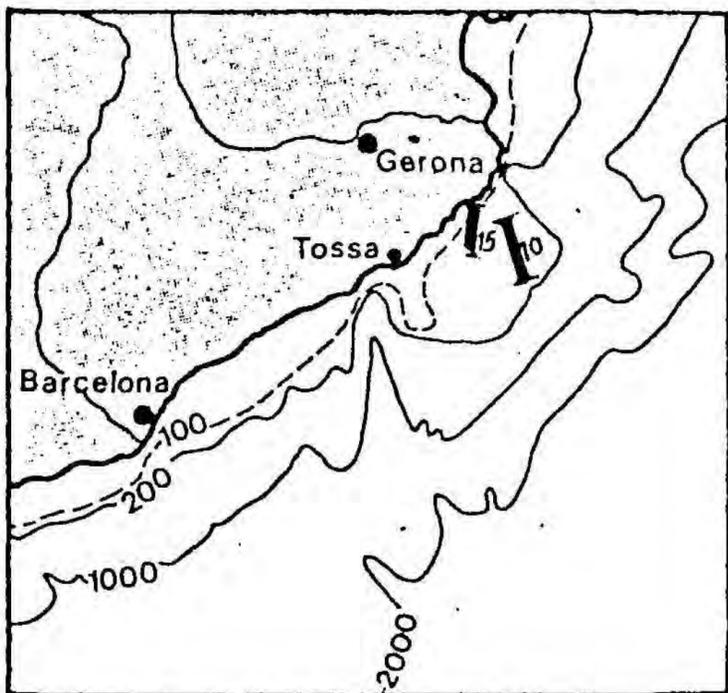


Figura 6.- Conjunto inferior del Mioceno (M<sub>A</sub>), limitado por una superficie de erosión

Figura 7.- Conjunto superior del Mioceno (M<sub>B</sub>) constituido por una alternancia de fuerte y débil amplitud.

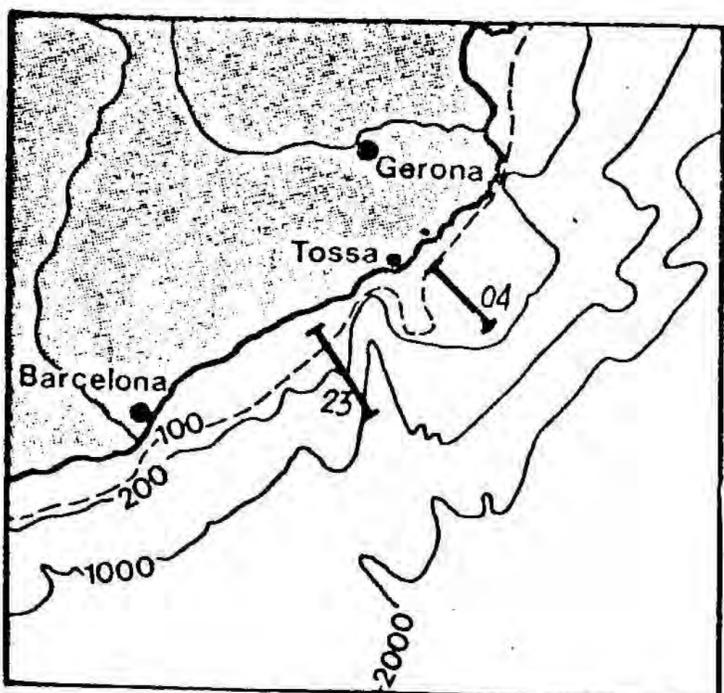
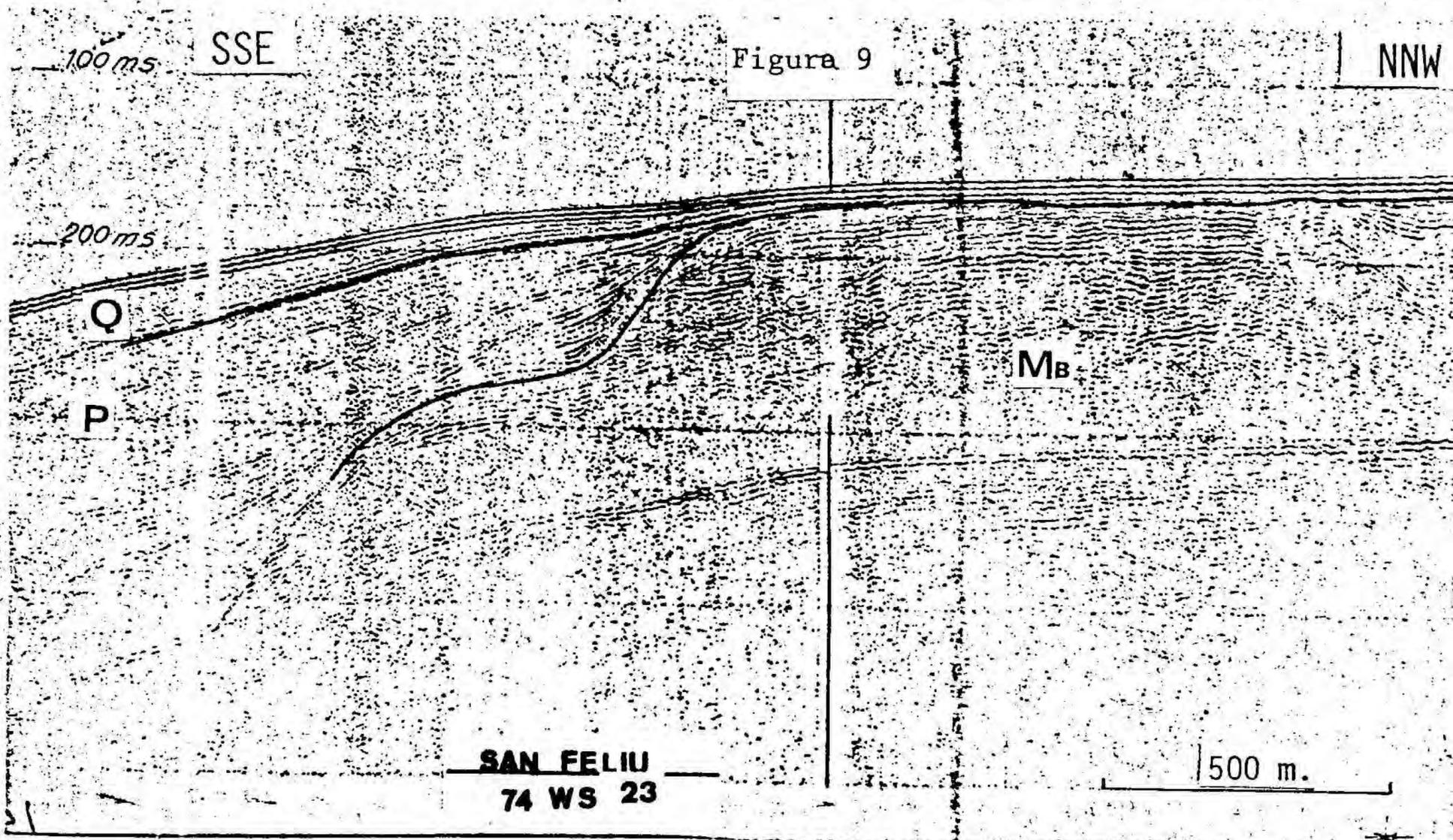
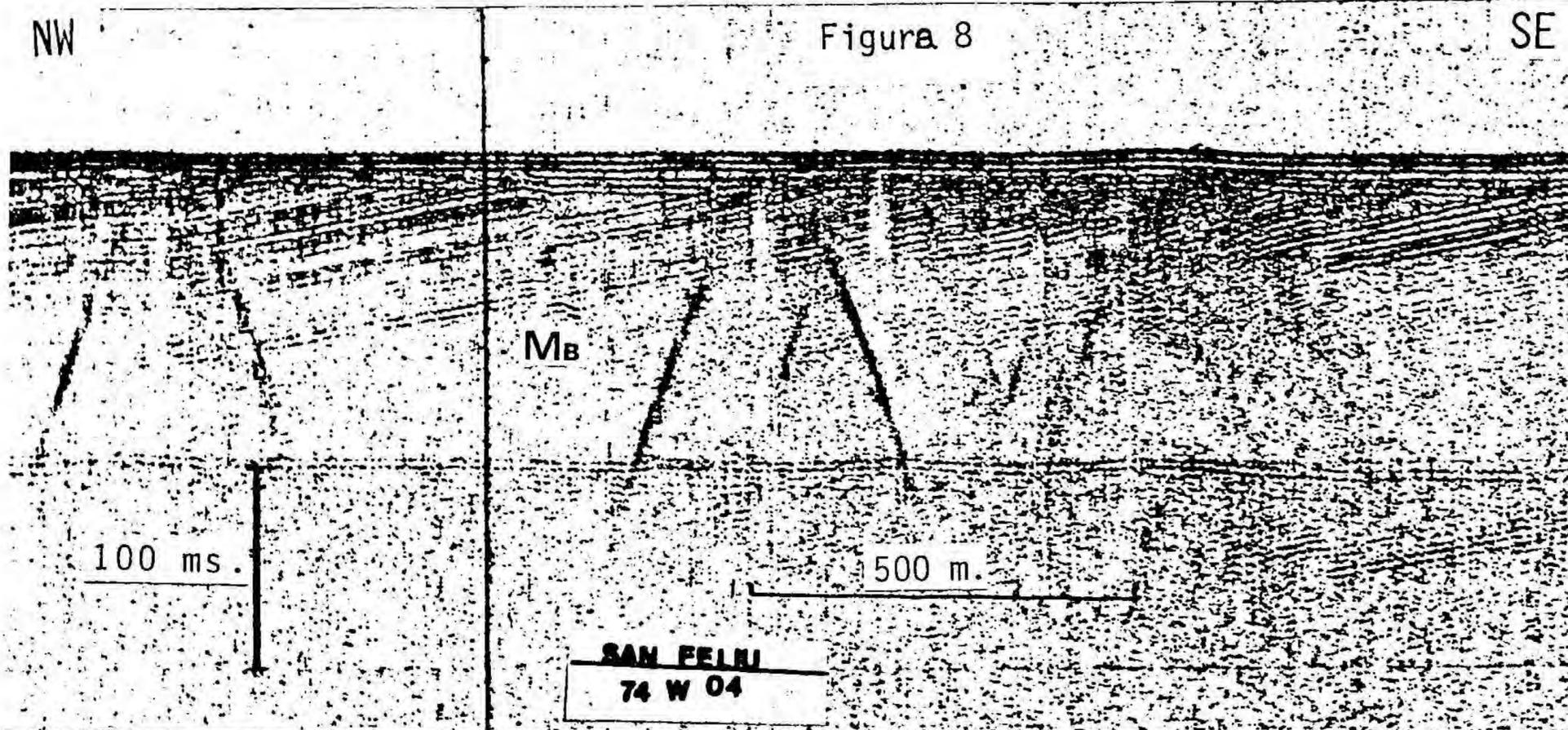


Figura 8.- Ejemplos de difracción del conjunto superior del Mioceno ( $M_B$ ).

Figura 9.- Contacto entre el Mioceno ( $M_B$ ) y el Plioceno en la zona inicial del talud continental.

### II-3.- Identificación de los reflectores sísmicos

La identificación de los diferentes reflectores sísmicos definidos en el apartado anterior se apoya en los principios siguientes:

1° Continuidad de los datos del continente en cuanto a la definición del substrato sísmico, que consiste en el zócalo paleozoico. Varios de los perfiles realizados 73K19 y 73K23, etc., Figs. 12 y 13), tienen su inicio en las zonas próximas del continente, por lo que la continuidad del zócalo es indudable.

2° Las estructuras continentales tienen también su continuidad hacia la plataforma. De Norte a Sur podemos distinguir un alto frente al Cap de Creus, la depresión del Ampurdán y un nuevo alto frente a las Gavarres. Esta continuidad nos permite datar algunas de las discordancias, apoyándonos al mismo tiempo con los datos sedimentológicos y faunísticos, como por ejemplo la discordancia plio-cuaternaria.

3° El carácter de algunos de los reflectores, y su constancia en todo el sector mediterráneo, nos permite asimismo definir algunos de ellos. Este es el caso del reflector "K" (discordancia Mio-Pliocena), caracterizado normalmente por una serie de pequeñas hipérbolas en su base (Leenhardt 1969 y 1970; Mauffret 1969; Ryan 1969).

4° Los espesores y edades de las formaciones atravesadas por los sondeos terrestres y marinos, han de ser compatibles.

5° Los trabajos efectuados anteriormente al presente, por A. Monaco (1971) en el sector del Rosellón y por H. Got (1973) en el del Ampurdán, siendo precisamente el actual una continuación hacia el Sur de los anteriores.

En la Fig. 10, exponemos la terminología utilizada por diferentes autores, de los diferentes reflectores de la zona mediterránea, y su correlación con el sector de plataforma objeto del presente estudio.

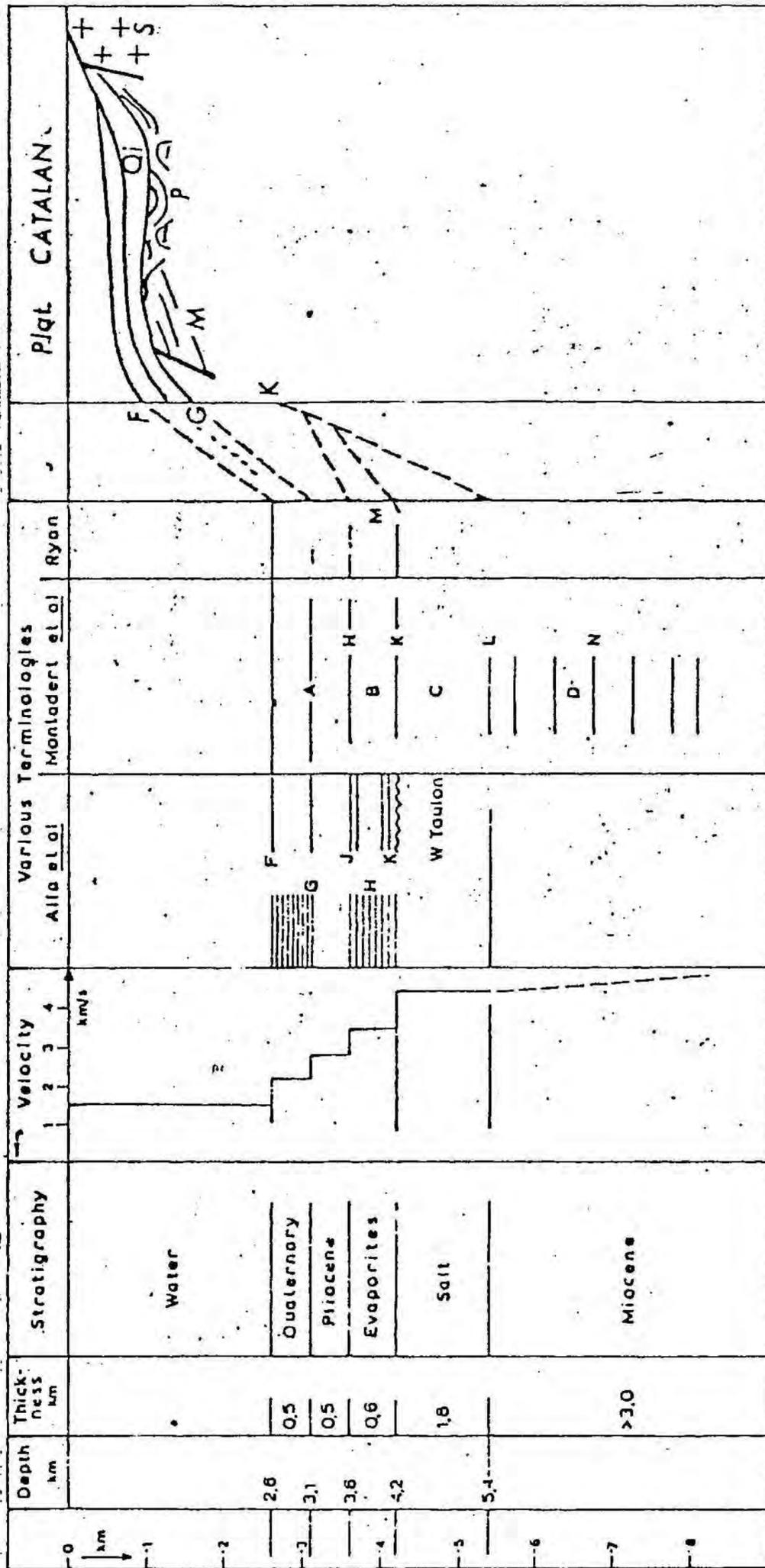


Figura 10.- Terminología de los diferentes reflectores de la cuenca mediterránea abisal y su continuación en la plataforma catalana. (según O. Leenhardt, 1973, modificado)

Estos principios nos conducen a la siguiente atribución estratigráfica de los reflectores sísmicos:

a) El substrato acústico corresponde al zócalo cristalino y metamórfico, equivalente al que constituye la cadena costera. La ausencia total de respuesta sísmica (reflectores) dentro de esta unidad, nos dá idea de la homogeneidad y dureza que presenta.

b) La secuencia de reflectores conformes, de fuerte amplitud y afectados por múltiples fallas lo atribuimos al Mioceno:

- Esta formación se encuentra en el continente próximo, como en Montjuic y Montgat (Barcelona).

- Ha sido descrita en los sondeos del Rosellón, Ampurdán, Golfo de León y Barcelona.

- Viene limitada en su parte superior por la superficie "K" datada como el límite mio-plioceno por la mayoría de autores.

Los dos subconjuntos que distinguimos por su carácter de reflexión, pertenecen a la misma serie. La diferencia acústica resulta probablemente de variaciones litológicas.

c) La secuencia situada sobre el nivel "K" es pues post-Miocena. Su espesor, estructura y comportamiento general tienen también una continuidad a lo largo de toda la plataforma del Mediterráneo occidental. Está constituida por una serie de reflectores netos, ligeramente ondulados, que hacia el talud pierden su carácter, constituyendo un nivel transparente ("transparent layer"). La base de este nivel ha sido datada, a partir de los sedimentos obtenidos en uno de los testigos extraídos (74KG11), como perteneciente al Plioceno inferior. Esta datación ha sido realizada, por G. Glaçon y M. Domingo a través de los foraminíferos planctónicos; los resultados obtenidos serán objeto de una nota que se publicará próximamente.

d) Sobre esta secuencia encontramos un nivel, "G", que como el anterior es conocido en toda la zona mediterránea. Este horizonte es el que nos determina el límite plio-cuaternario (Leenhardt et al.

1969; Mauffret et al. 1970; Alla, 1970; Got, 1973).

e) La secuencia superior a G es pues de edad cuaternaria. Presenta una serie de niveles horizontales, con desarrollo y distribución diferencial a lo largo de la plataforma continental catalana. En el talud y bordes de los cañones submarinos la serie cuaternaria viene afectada por fenómenos de deslizamiento. Por ser este nivel el que se ha podido estudiar más detalladamente, vamos a estudiarlo por separado.

#### II-4.- El recubrimiento Cuaternario

Los perfiles sísmicos de poca potencia (Boomer 300 y 500 J), permiten apreciar que la sucesión cuaternaria es constante en toda la plataforma desde el Golfo de León, por lo que adoptaremos la terminología dada por A. Monaco (1971) en aquel sector, no obstante hay que observar que esta sucesión ha sido erosionada o no se ha depositado en algunos sectores de la plataforma estudiada, estructuralmente bien diferenciados.

La sucesión cuaternaria presenta una superficie de discordancia interna, a la que se la denomina "J", separando las siguientes unidades:

a) La inferior, que descansa sobre el horizonte "G", presenta en su base una serie de reflectores conformes y de débil amplitud; su espesor es constante en las zonas de sedimentación pliocena. Corresponde a los niveles del Cuaternario antiguo,  $a_1$  y  $a_2$ , según la terminología de A. Monaco. Por encima de estos reflectores conformes aparece una serie de reflectores oblicuos ( $a_3$ ), a los que el autor citado, atribuye una edad rissienne por correlación con las terrazas fluviales del Rosellón.

Este conjunto inferior viene truncado por la superficie de discordancia "J".

b) La superior presenta en su base una serie de reflectores de débil amplitud, que fosilizan las irregularidades del nivel "J",

denominado  $a_4$ . Los sedimentos que lo componen han podido ser muestreados en los testigos de gravedad realizados, tratándose de niveles fan- gosos (lutíticos) de edad würmiense (W II-III), por lo que podemos atribuir una edad fini-Riss a la discordancia "J".

Por encima de  $a_4$  se desarrollan una serie de reflectores confor- mes de mayor amplitud que se intercalan con otros más débiles (trans- parentes) ( $a_5$ ). El estudio de los testigos obtenidos nos muestra que corresponde a alternancias de niveles de gravas y lutitas del Würm re- ciente (W III-IV).

Sobre  $a_5$  se desarrolla un nivel transparente que corresponde a los sedimentos lutíticos depositados a partir de la última transgre- sión, o sea de edad flandriense. Este último nivel presenta en este sector de la plataforma un espesor mínimo si lo comparamos con los del Ampurdán y Rosellón, como veremos más adelante.

Una vez definidas estas secuencias y los sucesivos reflectores registrados en los perfiles sísmicos que hemos realizado, vamos a se- guirlos en el espacio para la reconstrucción paleogeográfica y de la evolución tectónica del sector de precontinente en estudio.

### III - DISPOSICION DE LAS UNIDADES PRE-CUATERNARIAS

Los diferentes perfiles sísmicos que hemos realizado nos permi- ten establecer la estructura del zócalo sísmico, que como ya hemos visto corresponde al que aflora en la zona costera; su extensión ha- cia la llanura abisal, así como la del recubrimiento sedimentario y su evolución dentro del conjunto de fenómenos que han jugado en el contexto del Mediterráneo occidental, serán asimismo analizados.

#### III-1.- Datos continentales

##### a) El zócalo Paleozoico y cristalino.

Como ya hemos citado en el apartado I-2, aflora a todo lo lar- go del macizo catalán y en la cadena pirenaica.

La cadena pirenaica está afectada por una serie de fallas E-W dominantes en su vertiente norte, mientras que en la sur toman una dirección NW-SE, (J.M. Fontboté y G. Guitard, 1958), que ponen en contacto el Paleozoico con el Neógeno de la depresión del Ampurdán.

El macizo paleozoico de las Gavarres, termina frente al llano del Ampurdán cortado bruscamente por una serie de fallas en escalera (L. Solé, 1939), constituyendo la terminación septentrional de la cordillera Costera catalana.

En la zona interna se desarrolla la depresión de Palafrugell, limitada por fallas claramente de dirección N-S, y que presenta un débil relleno de sedimentos neógenos y cuaternarios.

Hacia el Sur, la Cadena Costera sólo se ve interrumpida por una serie de accidentes perpendiculares (NW-SE), que son los que han estructurado la red hidrográfica (Tordera, Besòs y Llobregat), comunicando la Depresión Prelitoral con el mar.

Esta sucesión de cordilleras y depresiones, ya la describió N. Llopis (1947) como: "una serie de peldaños de escalera que descienden hacia la fosa mediterránea", indicando más adelante la existencia de una depresión externa, en la que estarían integradas la depresión de Palafrugell y Barcelona.

b) El relleno de las depresiones del Ampurdán y Prelitoral.

Los sondeos realizados en el Ampurdán nos sitúan el zócalo a una profundidad de 610 m. (La Bisbal) y 1600 m. (GEl), siendo estas profundidades algo menores que las registradas en el Rosellón (2147 m. en Elne y 1785 m. en Canet).

La serie sobreyacente que se desarrolla a continuación está constituida en su base por el Paleoceno y Eoceno, que afloran en los bordes occidental y meridional de la depresión (L. Pallí, 1972), Mioceno marino que pasa a continental en su parte superior (M. Crusafont, 1958), y el Plioceno, también marino en la base (400 m.) y continental (200 m.) en superficie y hacia el Oeste.

Por encima se desarrollan los niveles aluviales del cuaternario, de poco espesor.

La depresión Prelitoral Catalana tiene una continuidad estructural desde Reus hasta el Ampurdán (N. Llopis, 1947); interrumpida en sus diferentes tramos por una serie de accidentes de orientación NW-SE, que en el caso del Vallés y la Selva están constituidos por las fracturas de la riera d'Arbucies y Valle inferior del Tordera, puestas de manifiesto por la serie de erupciones basálticas que se suceden en este sector.

Los sedimentos que rellenan esta depresión del Vallés oriental son todos ellos de tipo continental, principalmente atribuidos al Pontense (M. Crusafont et al. 1974). En uno de los bordes de la depresión se ha localizado un yacimiento Estampiense, (P. Anadón, 1973), que constituye la unidad terciaria más antigua de la depresión prelitoral. La profundidad a la que se halla el zócalo es inferior a los 1000 m. en el sector de Granollers, disminuyendo progresivamente hacia el NE hasta llegar a aflorar en el alto de Massenet, y depresión de la Selva.

### III-2.- Datos marinos

#### III-2-a.- Estructura general

El perfil sísmico de mayor penetración (Sparker 9KJ) que se ha podido estudiar es el Terebel (H. Got, 1973), que se desarrolla a lo largo de toda la costa española. En él podemos observar que el zócalo de la plataforma continental tiene continuidad desde la zona pirenaica hasta la latitud de la Fonera (Begur), determinando una serie de pequeñas cuencas separadas por altos locales. A partir de la Fonera hacia el S., el zócalo desaparece de los perfiles.

La observación de este perfil confirma los datos expuestos anteriormente del continente: mayor profundidad de la depresión Nor-pirenaica (Rosellón) que de la del Ampurdán, apareciendo esta última menos individualizada de lo que hacían suponer en principio los datos continentales.

Existe una similitud evidente entre las dos vertientes pirenaicas; en primer lugar se desarrollan las depresiones citadas, que presentan su máximo hundimiento en la parte más próxima a la cordillera, ascendiendo posteriormente el substrato hasta cerca de la superficie, en las zonas de las Corbieres al Norte y Gavarras al Sur respectivamente, de forma escalonada.

Frente a la Cadena Costera y hasta el límite meridional del área de estudio, el substrato presenta menos irregularidades que en el sector Norte, solamente se aprecian fallas perpendiculares a la costa, que dan lugar a una estructura en bloques más o menos hundidos.

La extensión del zócalo sísmico hacia la parte externa del precontinente, ha sido estudiada a través de sísmica profunda (flexotir), por J.M. Auzende et al. (1972), llegando a seguirlo hasta una penetración de 5 s., ya en la llanura abisal (Fig. 11). Asimismo, J.R. Deltteil et al. (1972), estudian el comportamiento estructural del sector, poniendo en evidencia el cambio brusco que existe en la plataforma frente al macizo costero catalán y los accidentes que hundén el precontinente, dando un desnivel del orden de los 4000 m.

El relleno sedimentario es posible estudiarlo solamente a partir de los datos de sondeos petrolíferos, ya que la interpretación sísmica de un perfil de gran potencia en una zona poco profunda se ve dificultada extraordinariamente por los ecos múltiples. Los demás perfiles realizados, de pequeña y media potencia, nos permiten observar como máximo el Neógeno de la plataforma y el zócalo de la zona costera.

### III-2-b.- El zócalo paleozoico y cristalino

Hemos podido establecer la estructura del zócalo de la zona costera hasta la profundidad límite que nos permite apreciar la red de perfiles sísmicos realizados, que por término medio no sobrepasa los 500 ms. (en tiempos dobles sin corrección), límite del material utilizado con la dificultad además de la interpretación de perfiles realizados en aguas poco profundas.

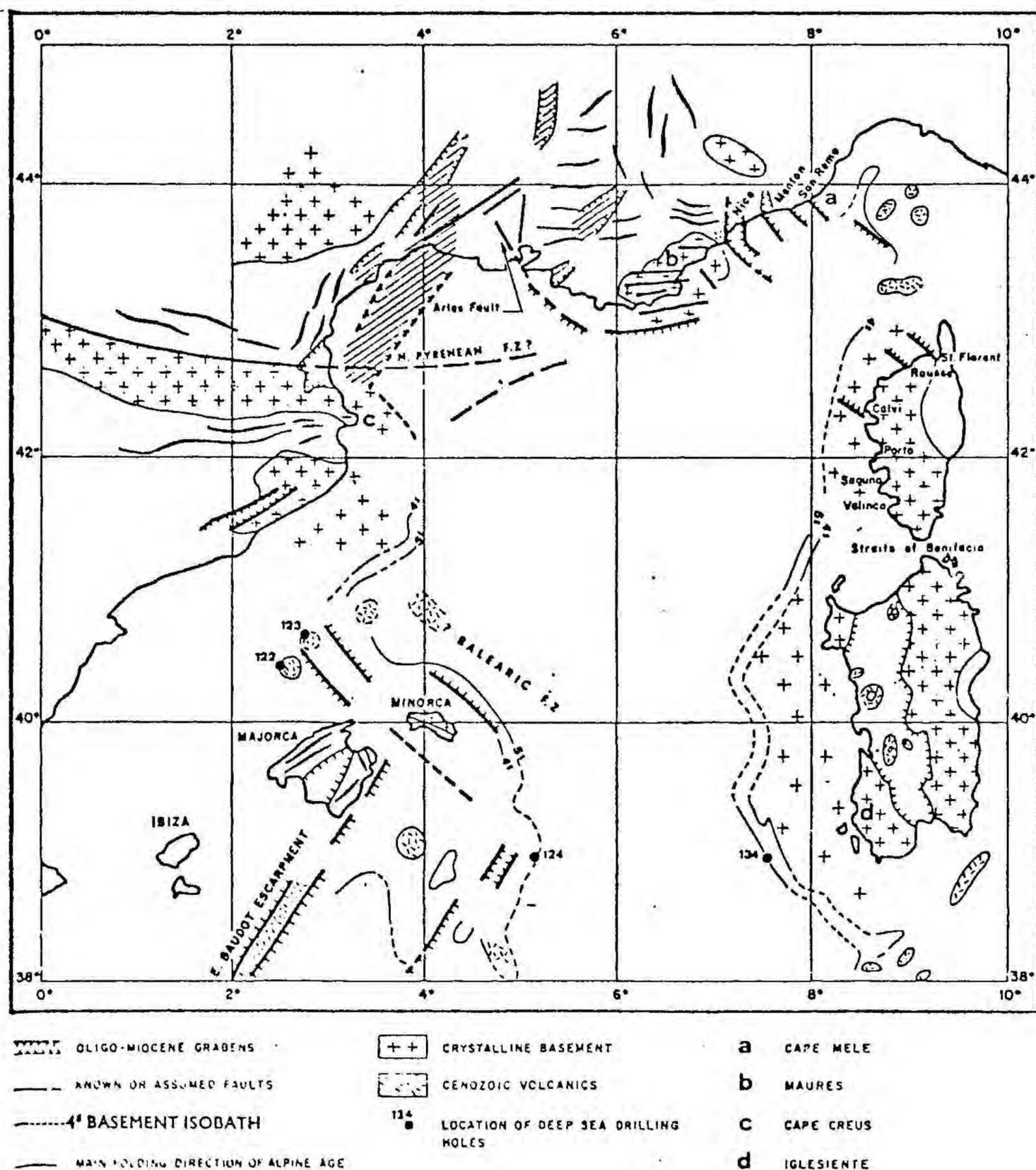


Figura 11.- Mapa estructural e isócronas del zócalo sísmico del área catalano-provenzal. (según J.M. Auzende et al. 1972).

El rápido hundimiento del zócalo hace imposible cartografiar el techo de esta unidad, pero podemos no obstante deducir la existencia de dos sistemas principales de accidentes, con direcciones análogas a las ya descritas en el continente, y que también son deducibles del mapa de la Fig. 11. Estos sistemas son:

- Un sistema de tipo pirenaico, con direcciones E-W y N-S, responsable de la estructura del macizo de las Gavarres y su prolongación mar adentro, constituyendo un alto del zócalo entre Cap Begur y Palamós.

- Un segundo sistema de fracturas NE-SW y NW-SE, que aparece a lo largo de los Catalánides, y que en la plataforma es el responsable del rápido hundimiento del zócalo a partir del macizo de las Gavarres hacia el Sur (NE-SW), a muy poca distancia de la línea de costa. Esta falla que podemos denominar "costera" ya la suponía Almera (1914) en su síntesis cartográfica, y más tarde Llopis (1947), la menciona en su llamada depresión costera. Este accidente principal está afectado por un sistema transversal NW-SE, que nos da la estructura en bloques del zócalo y es el responsable, más al Norte, del hundimiento de la depresión del Ampurdán. A este sistema pueden también ser atribuidas las fallas del Tordera y Vall d'Aro, entre las que se desarrolla el alto del Cabo de Tossa.

En los sectores medios y externos de la plataforma continental no se ha llegado a observar ningún alto local del zócalo, como los que se encuentran frente al Ampurdán y que se extienden hasta la llanura abisal (H. Got, 1973).

La extensión lateral del zócalo varía poco en el sector Sur del estudio, siendo de una a dos millas como máximo. En la zona de las Gavarres, alcanza una extensión de 5 millas mar adentro, presentándose al afloramiento, recubierto solamente por una delgada película de sedimentos cuaternarios. El cañón de la Fonera tiene su cabecera muy cerca de la costa, excavando los materiales del zócalo. En los demás sectores, el recubrimiento sedimentario reciente (Post-Tyrreniense, superior a "J") llega hasta la costa.

### III-2-c.- El Neógeno

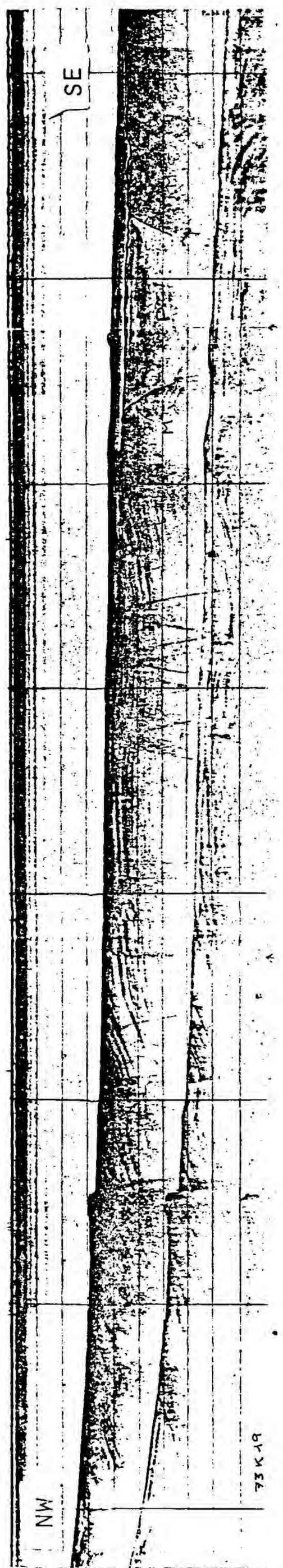
Como hemos precisado en el apartado anterior, la penetración de los perfiles realizados, nos ha permitido establecer la cartografía de las unidades hasta unos 500 ms. bajo el fondo marino. Esta penetración ha sido suficiente para el estudio estructural del Plioceno y en parte del Mioceno, ya que la base de este último sólo se ha alcanzado en su contacto con el zócalo de la zona costera.

#### - Mioceno

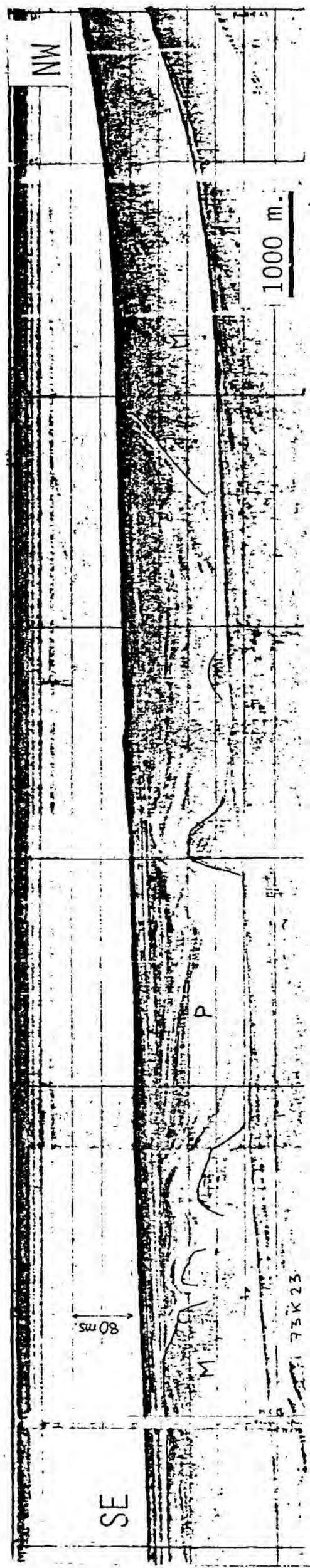
La serie miocena presenta una estructura muy compleja en bloques fallados que constituyen un alto estructural frente a la zona de S. Feliu de Guixols; como se puede apreciar en el perfil 73K19 (Fig. 12), en el que la serie miocena se halla solamente recubierta por un débil espesor de Cuaternario reciente. En este mismo perfil se aprecian además el conjunto de fallas anteriormente citadas, e incluso una que llega a afectar el recubrimiento cuaternario entre las 7h. 30 min. y las 7h. 45 min.; hacia el final del perfil (8h. 45 min.) se observa una depresión rellena por sedimentos pliocenos que continua hacia el NE, comunicando con el sector de la Fonera. El perfil 73KG23 (Fig. 13), paralelo al anterior y a escasos kilómetros de distancia, nos muestra un descenso rápido por bloques, que dan lugar a una depresión en la que el plioceno sobreyacente se amolda a los accidentes que la producen, y que continúan actuando durante su deposición. Ya más al Norte, perfil 74WS10, (Fig. 6) desaparece el mioceno por estar fuera del alcance de la penetración, alcanzando el plioceno su espesor máximo en esta zona (> 300 m.).

Este tipo de morfoestructura que presenta el Mioceno, no se aprecia en los sectores del Ampurdán y Rosellón, en los que Mioceno y Plioceno presentan un contacto discordante pero sin formación de depresiones por hundimiento sucesivo en bloques de la unidad infra-yacente.

Análogamente, el alto mioceno de S. Feliu se hunde hacia el cañón de Blanes por un sistema de fallas NW-SE; no obstante, vuelve a aparecer de nuevo al sur de dicho cañón y su continuidad en este sen-



73K19



1000 m.

73K23

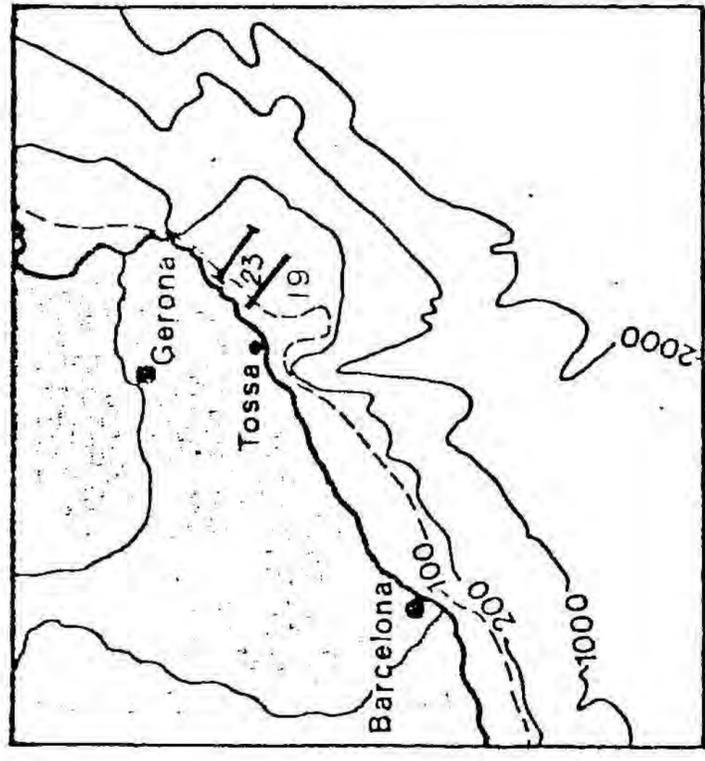


Figura 12.- Perfil 73K19, realizado frente a Sant Feliu de Guixols, mostrando la estructura del Mioceno y el débil recubrimiento cuaternario, a la derecha del perfil aparece una depresión rellena por sedimentos pliocenos.

Figura 13.- Perfil 73K23, realizado al NE. del precedente, en el que el Plioceno viene afectado por una serie de pliegues ligados a los accidentes subyacentes. (ver interpretación en la figura 3).

tido, viene confirmada por su presencia en el continente a la altura de Barcelona, Montjuic, con estructura muy similar a la que encontramos en la plataforma.

En la parte externa de la plataforma esta unidad miocena forma un alto paralelo a la costa, solamente interrumpido por los cañones de Blanes y la Fonera. Hacia el Norte de este último cañón, deja de constituir un alto debido a la mayor subsidencia del sector del Ampurdán, mientras que hacia el Sur, los datos (no confirmados), del sondeo Barcelona marina (Shell), indican la presencia de esta formación a unos 200 m. del fondo marino, lo cual confirmaría dicha continuidad, ya que este sondeo se halla situado en la zona externa de la plataforma, a unos 25 Km. de la costa.

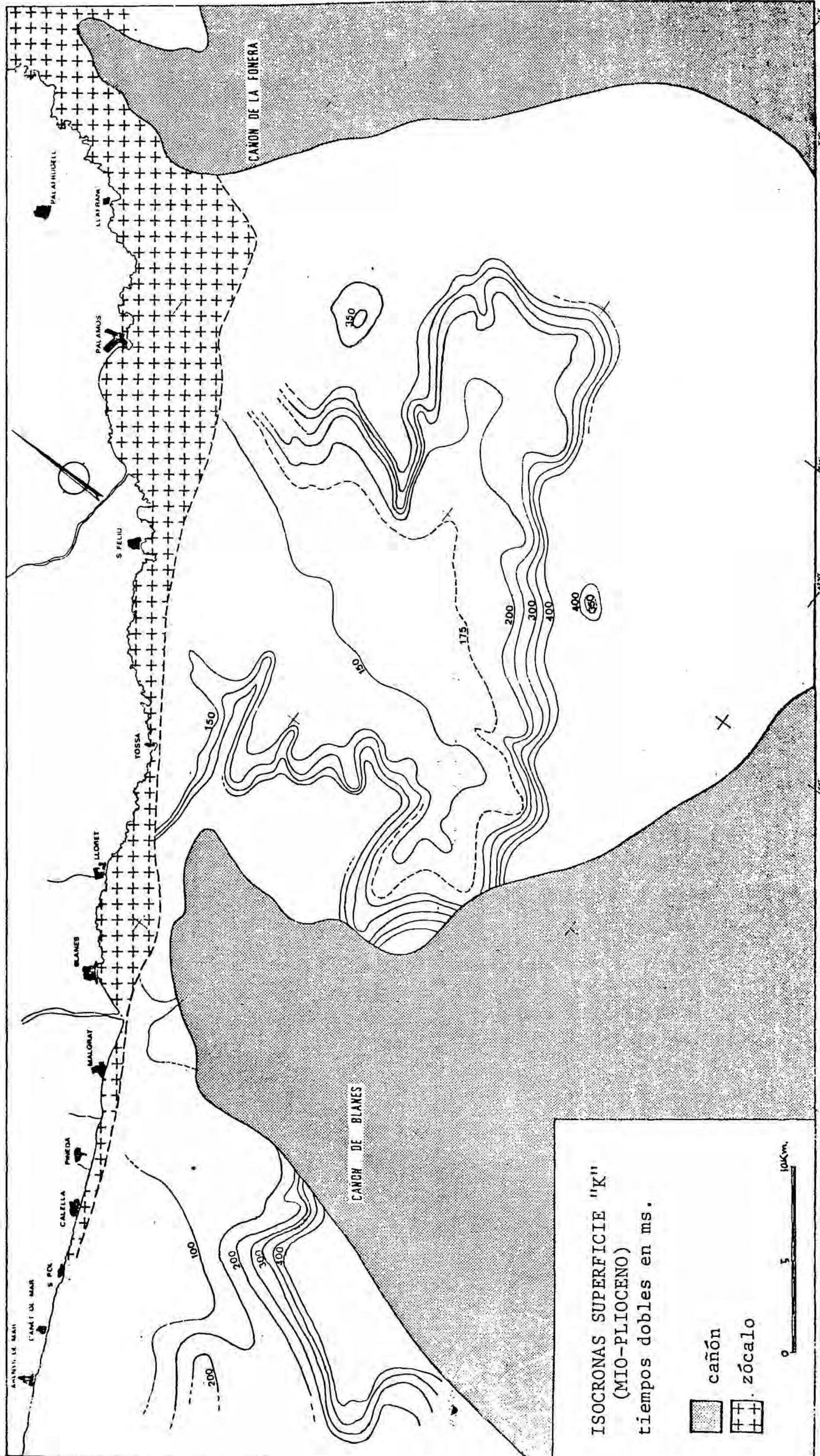
#### El reflector "K"

Como ya hemos indicado anteriormente, este nivel constituye la base del Plioceno, aunque su edad no tiene porque ser justamente finimiocena, debido a que pueden faltar los últimos términos del Mioceno. Los trabajos más recientemente realizados, le atribuyen edades que comprenden desde un período infra-salino (Burollet y Byramjee, 1974) o intra-salino (Biju-Duval, comunicación personal, 1975), hasta una edad pliocena inferior (J.M. Auzende et al. 1974).

La cartografía de la superficie K (en isócronas de tiempos dobles no corregidos Fig. 14) muestra perfectamente las unidades descritas en el apartado anterior:

- Alto estructural frente a S. Feliu de Guixols.
- Depresiones a ambos flancos de dicho alto, en dirección a los cañones de la Fonera y Blanes.
- Alto de la zona externa de la plataforma.

En la plataforma al Sur del cañón de Blanes, la cartografía de este reflector no ha quedado del todo definida debido a los pocos perfiles que se han realizado, pero a grandes rasgos se puede observar una similitud estructural con el sector NE.



ISOCRONAS SUPERFICIE "K"  
 (MIO-PLIOCENO)  
 tiempos dobles en ms.

cañón  
 zócalo

0      5      10km.

FIG. 14

En las zonas en que el Mioceno constituye un alto estructural, el nivel "K" llega a confundirse con el reflector "G", e incluso con el reflector intracuaternario "J", (perfil 73K19, Fig. 12), por lo que en estos puntos, el techo del Mioceno nos viene dado por una neta superficie de erosión finipliocena e incluso cuaternaria.

El fenómeno de flexión continental sólo es netamente apreciable en la zona próxima al talud continental, mientras que frente al Ampurdán es particularmente evidente (H. Got. 1973), ya en la zona próxima a la costa. Este diferente comportamiento es debido al papel jugado por la serie de fallas del cañón de la Fonera, que se traduce en la cartografía por un desfase de las isócronas en ambos lados del cañón. Lo mismo sucede en el sector del Cap de Creus.

El contacto entre el reflector "K" y el Paleozoico cristalino se realiza por un accidente tectónico que sigue la línea de costa. El único punto en que tiene una posible continuidad en el continente es en el delta del Tordera, aunque esta sería de escasa extensión, y por el momento ningún sondeo la ha confirmado.

#### - Plioceno

La serie pliocena que aparece en los diferentes perfiles sísmicos comprende desde el Plioceno inferior (dataciones efectuadas en el testigo 74KG11), hasta un límite superior que no podemos determinar, pues la superficie de erosión plio-cuaternaria lo hace de forma indiferente sobre unos u otros niveles.

El recubrimiento sedimentario que presenta el alto mioceno de la zona externa es muy débil, siendo exclusivamente cuaternario en su mayor parte, exceptuando algunos puntos en los que sedimentos pliocenos rellenan una antigua morfología. Los perfiles 74WS26, 73K22 y parte del 23 nos muestran la estructura de esta unidad (Figs. 13 y 15):

En la fig.13, a las 12h.30 min. reaparece el Mioceno que se halla hundido en los sectores medios de la plataforma, constituyendo la depresión pliocena anteriormente descrita, llegando a ponerse en contacto los reflectores "G" y "K" hacia las 12h.15 min. El reflector "G" reaparece

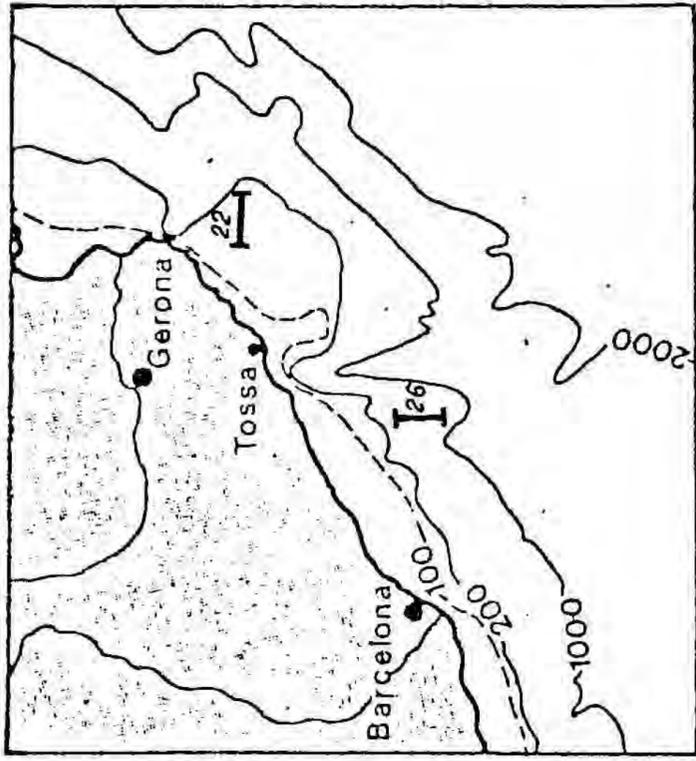
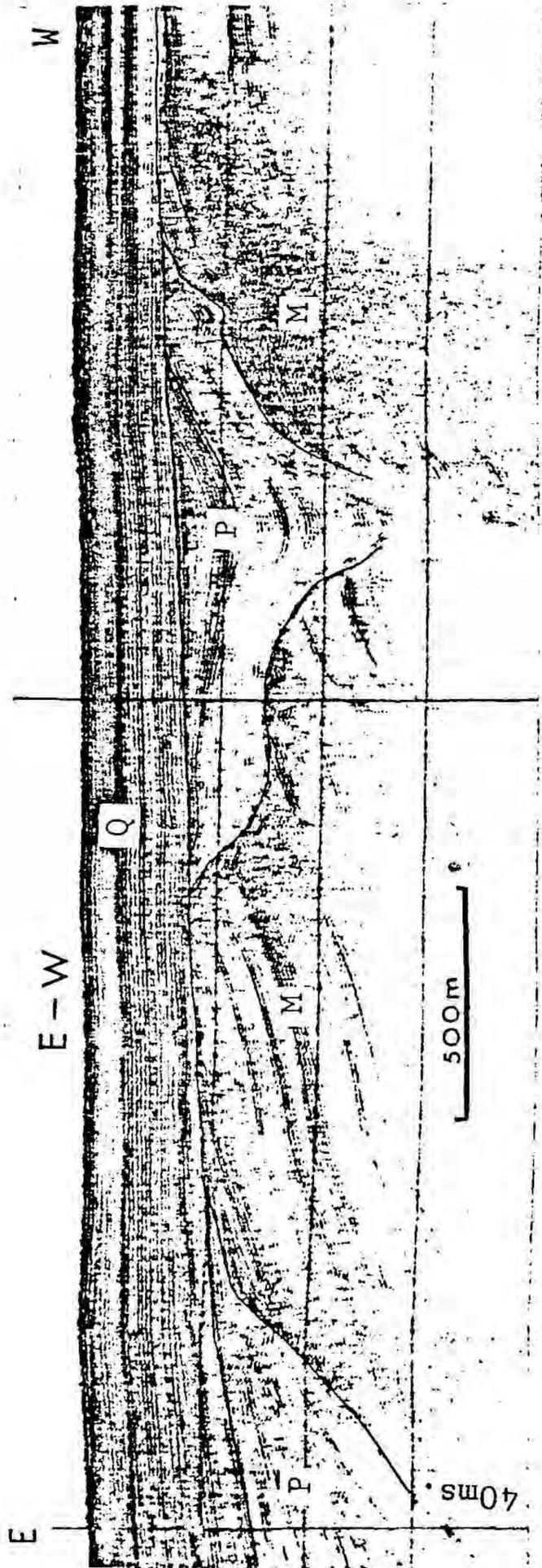
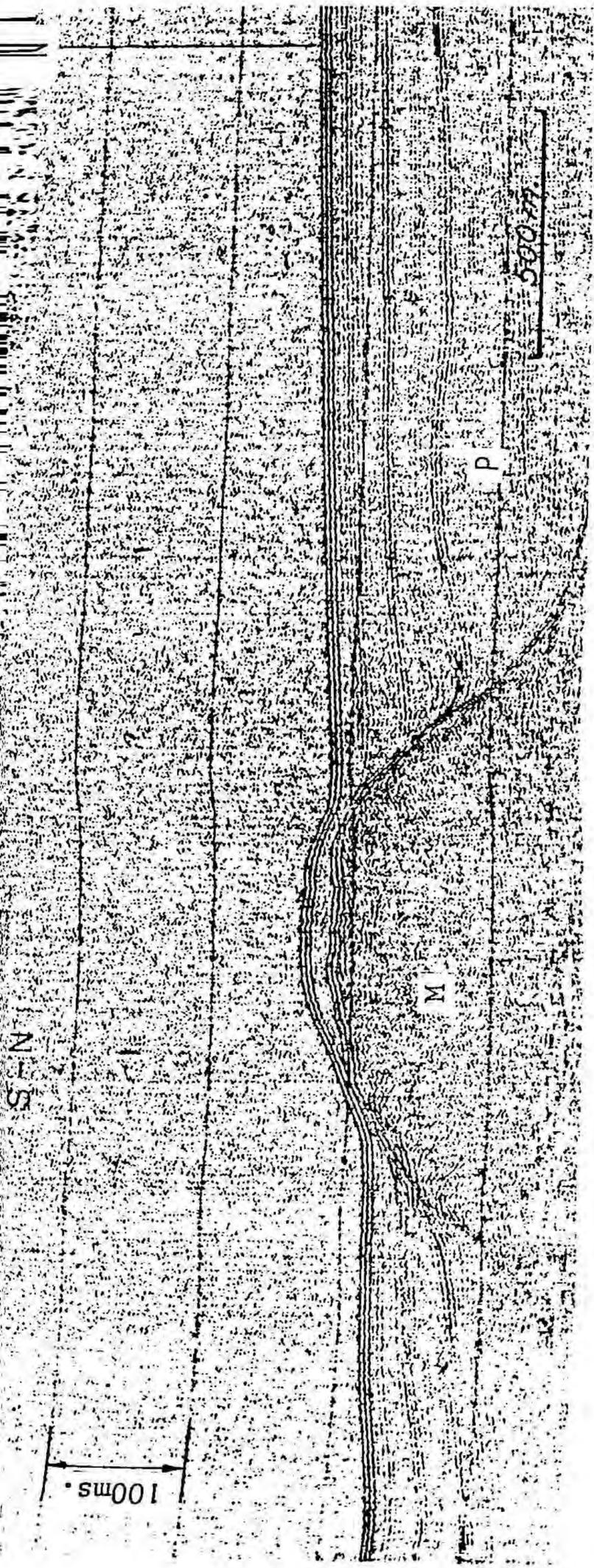


Figura 15.- Perfiles sísmicos 74WS26 (Sparker 3000 J.) y 73K22 (Boomer 300 J.) mostrando la reducción del recubrimiento sedimentario sobre los altos miocenos externos.

M: Mioceno; P: Plioceno; Q: Cuaternario.

rece entre las 11h. 40 min. y las 11h. 50 min. donde los sedimentos pliocenos rellenan una pequeña depresión, haciéndolo de forma definitiva a las 11h. 40 min., ya en el borde del talud. A partir de este punto los sedimentos cuaternarios y pliocenos aumentan de espesor debido al fenómeno de flexión continental, llegando a producirse en la parte media del talud, movimientos gravitacionales de estos sedimentos, como veremos en capítulos posteriores.

La sedimentación pliocena viene pues condicionada por una morfoestructura pre-pliocénica muy marcada, que da lugar a unas depresiones litorales en las que alcanza espesores superiores a los 200 m, como se puede observar en el perfil 73K17 (Fig. 3). El Plioceno de las depresiones litorales se acuña hacia la parte externa de la plataforma, en la que llega a ponerse en contacto directamente el Mioceno con el Cuaternario. Ya en la zona del talud vuelve a desarrollarse una sedimentación pliocena normal, análoga a la que encontramos en las zonas del Ampurdán y Rosellón.

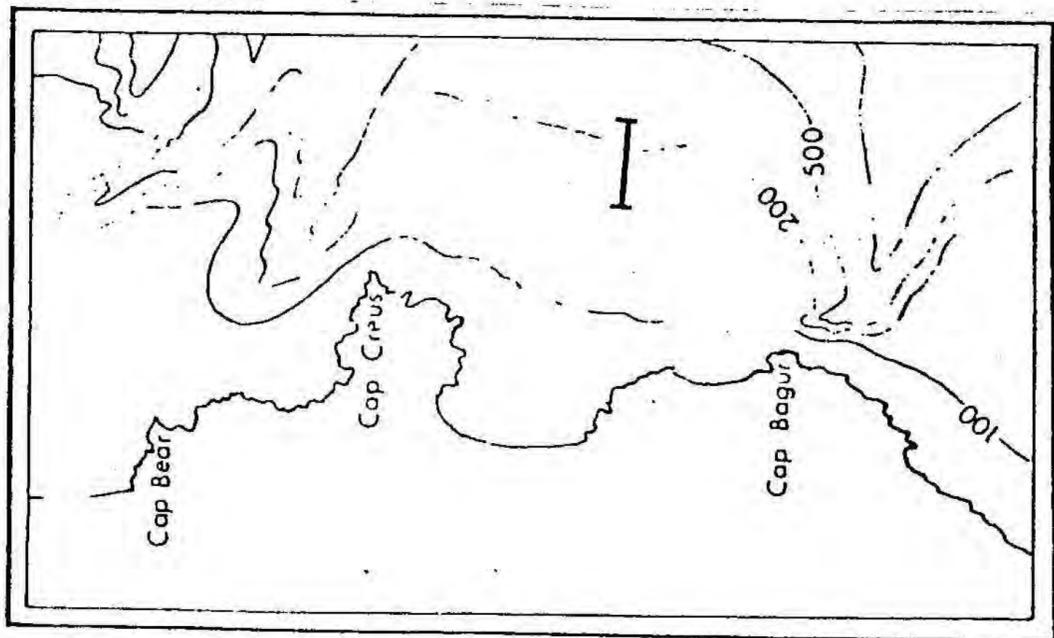
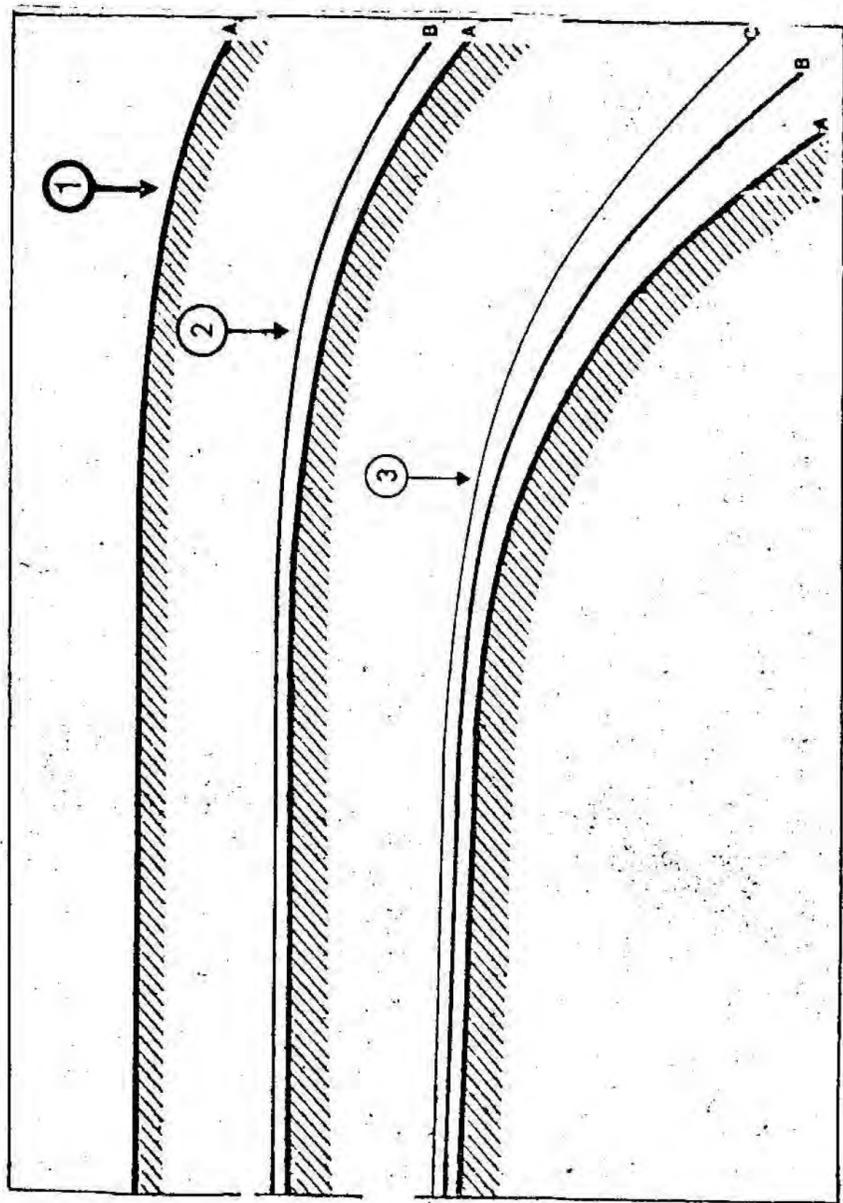
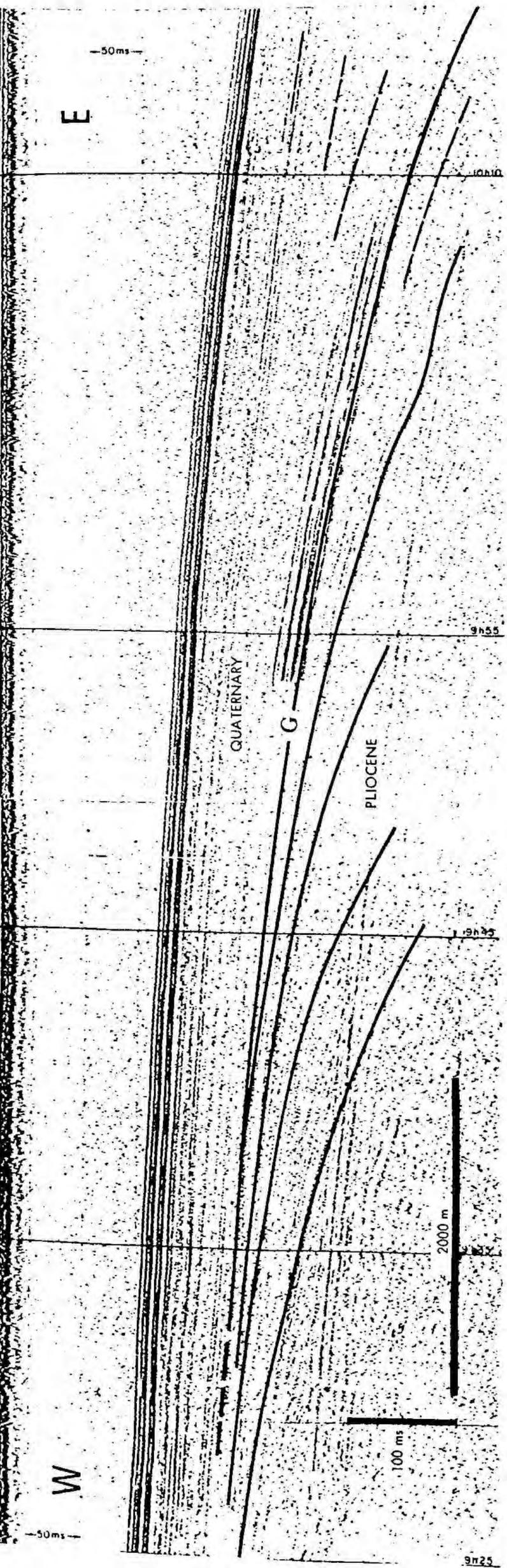
Por otro lado el fenómeno de la flexión continental juega un papel preponderante en el hundimiento de las series mar adentro. Los efectos que produce este fenómeno repercuten en:

- Una acentuación de la inclinación de los reflectores más antiguos.
- Una migración aparente de la zona de flexión hacia mar adentro.

Todo ello se traduce en una ligera disposición en abanico de las diferentes secuencias sedimentarias desde el Neógeno hasta el Cuaternario reciente.

La interpretación de este fenómeno es el siguiente:

- La causa principal de la flexión continental es resultante del hundimiento general de la cuenca mediterránea a partir del Neógeno.
- Este hundimiento se realiza lentamente en un principio (Mioceno), intensificándose en el Plioceno y alcanzando su máximo desarro-



Plan de situation

Figura 16.- El fenómeno de la flexión continental y su evolución. (explicación en el texto). De H. Got, 1973.

llo en el Cuaternario.

- La flexión afecta en un principio las zonas más oceánicas (estadio 1). Al acentuarse la subsidencia de la cuenca, la deformación se desplaza hacia el continente (estadio 2 y 3), aumentando de nuevo la inclinación de las series afectadas anteriormente (niveles A - B) (Fig. 16).

#### IV - DISPOSICION DE LAS UNIDADES CUATERNARIAS

Los medios para estudiar los niveles cuaternarios son más abundantes que los dispuestos para las unidades inferiores. En primer lugar, podemos utilizar todos los registros sísmicos realizados, de los de menor potencia (Mud penetrator), e incluso los perfiles de ecosonda, que pueden servirnos para localizar accidentes actuales, afloramientos rocosos, etc., a los de mayor (Boomer y Sparker). En segundo lugar, tenemos la posibilidad de identificar los reflectores recientes a través de los testigos de gravedad efectuados, definiendo la naturaleza del sedimento, e incluso datándolo en edad absoluta (método del Carbono 14).

Por otro lado, la correlación con las unidades continentales es más problemática que en las unidades anteriores, debido principalmente a que durante este periodo, las diferentes oscilaciones del nivel del mar hacen muy difícil el establecer una relación entre los sedimentos marinos y los escasos sedimentos del continente, ya que esencialmente el continente queda sometido a erosión, con excepción de los cursos bajos de los ríos.

Entre los reflectores identificados anteriormente, recordemos que la base del Cuaternario corresponde a la superficie de discordancia "G", sobre la cual se desarrolla la serie del Cuaternario antiguo, interrumpida por la superficie de discordancia del Riss terminal "J", que pone en contacto dicha serie con la sucesión comprendida entre el Tyrreniense hasta el Flandriense.

Vamos a estudiar detalladamente cada uno de estos niveles y superficies de discordancia, que a excepción de la serie del Cuaternario antiguo, han podido ser muestreados y son fácilmente cartografiables, ofreciéndonos en conjunto los estadios sucesivos de la evolución del precontinente durante este periodo.

#### IV-1.- La superficie de discordancia "G" (Plio-Cuaternario)

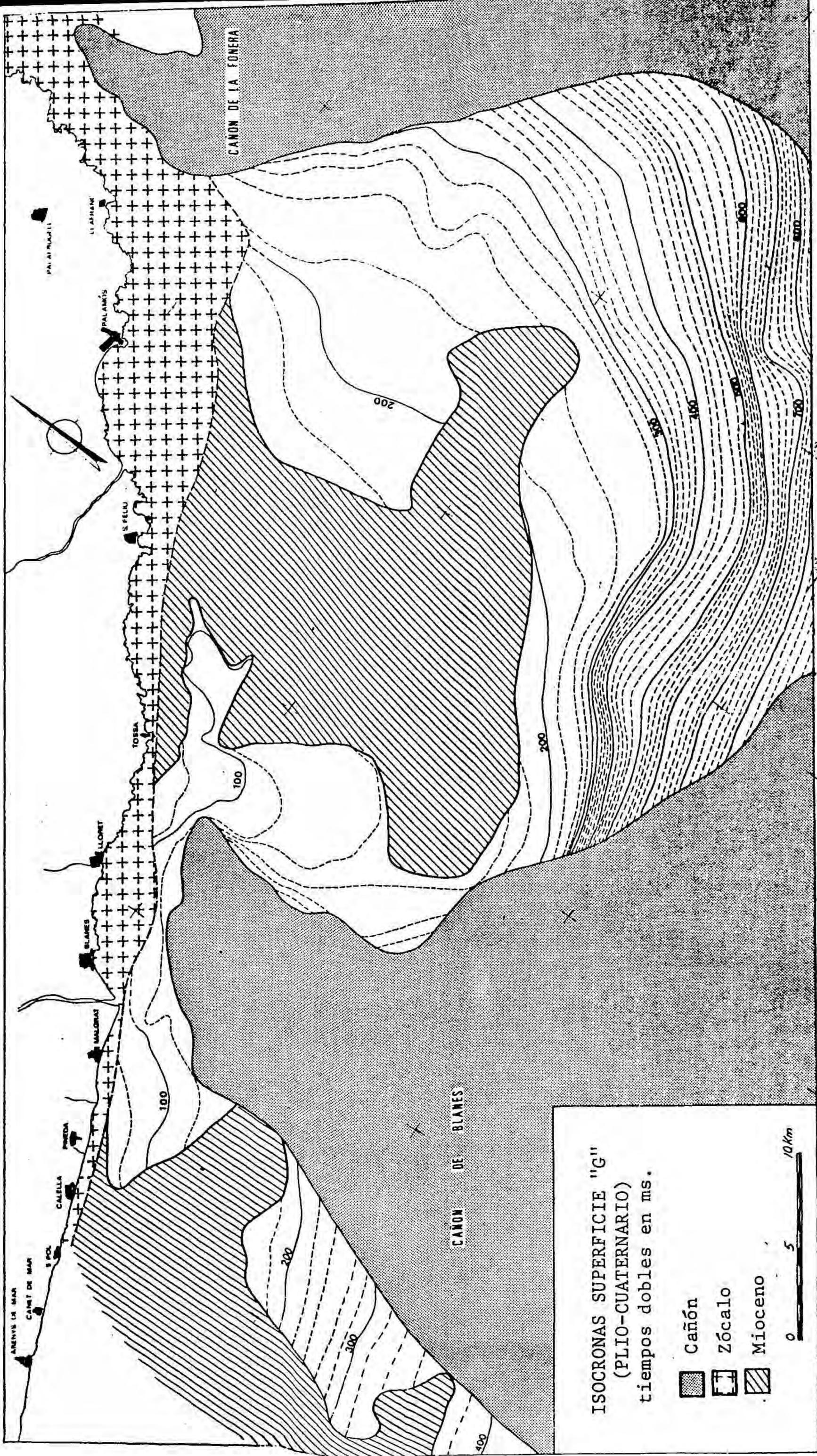
La determinación precisa de la edad de esta superficie de discordancia es difícil de realizar, pues igual como sucede con la superficie "K", no sabemos los niveles que han sido erosionados, o no se han depositado.

El único punto donde se ha obtenido el tránsito Plioceno-Cuaternario de los sondeos realizados, el Plioceno ha sido datado como Plioceno inferior (74KG11, 1-4), por lo que "G" define perfectamente dicha discordancia, pero sin poder precisar con exactitud su edad, ya que falta todo el Plioceno medio y superior y gran parte del Cuaternario.

La cartografía de esta superficie de discordancia "G" (Fig. 17), nos muestra en primer lugar que está afectada por la excavación de los cañones de Blanes y la Fonera, lo que nos indica con certeza que al menos la última etapa de excavación, es posterior a "G", es decir intracuaternaria.

La flexión continental es solamente apreciable en la parte externa de la plataforma, a partir de la zona de hundimiento del alto mioceno externo.

La depresión que se desarrolla en el sector medio de la plataforma junto a los cañones de Blanes y la Fonera, aparece rellena por sedimentos pliocenos que se amoldan a las variaciones del substrato, dando lugar a una serie de ondulaciones que se amortiguan hacia "G" o están truncadas por dicha superficie (73k23, Fig. 13).



ISOCRONAS SUPERFICIE "G"  
 (PLIO-CUATERNARIO)  
 tiempos dobles en ms.

Cañón  
 Zócalo  
 Mioceno

0 5 10km

FIG. 17

El sector Sur del cañón de Blanes presenta una complejidad mayor, debido a la poca densidad de perfiles realizados y a la enrevesada estructura del substrato; no obstante la continuidad estructural es indudable pues en principio no hay desfase en la cartografía de las isocronas de ambos flancos, como el que se presenta en el cañón de la Fonera, en el que la zona Norte presenta una brusca flexión a partir del hundimiento del zócalo, provocando un desfase con las isocronas del sector Sur.

Esta superficie queda interrumpida por el afloramiento de los materiales miocenos de las zonas media y externa de la plataforma y con el zócalo paleozoico en la zona costera. La continuidad de esta superficie en el continente sólo es posible en el sector del delta del Tordera, aunque desconocemos la extensión que ésta puede tener hacia el interior del continente. M. Le Joncour (1968), en el estudio hidrogeológico realizado en el curso inferior del Tordera, encuentra el zócalo granítico directamente en contacto con el Cuaternario en todo el delta (supuesto, en los 6 últimos Km.), como se puede precisar en la Fig. 18.

#### IV-2.- La superficie "J"

Esta superficie de erosión, atribuida a la regresión del final del Riss, establece la separación entre las series del Cuaternario antiguo y reciente, como ya hemos indicado en el cap. II.

En líneas generales este nivel amortigua los accidentes que presentaba la cartografía de "G".

El alto estructural de la zona externa de la plataforma queda ya recubierto por sedimentos del cuaternario antiguo, no obstante el de la zona media y costera no presenta estos sedimentos, encontrándose directamente en contacto el Cuaternario reciente con el Plioceno, Mioceno o zócalo subyacentes.

La cartografía de este nivel se ha realizado únicamente entre los cañones de Blanes y la Fonera, ya que los perfiles realizados más al Sur no permiten una buena resolución para distinguirlo con suficiente claridad, debido a su mayor potencia (Sparker 1 y 3KJ).

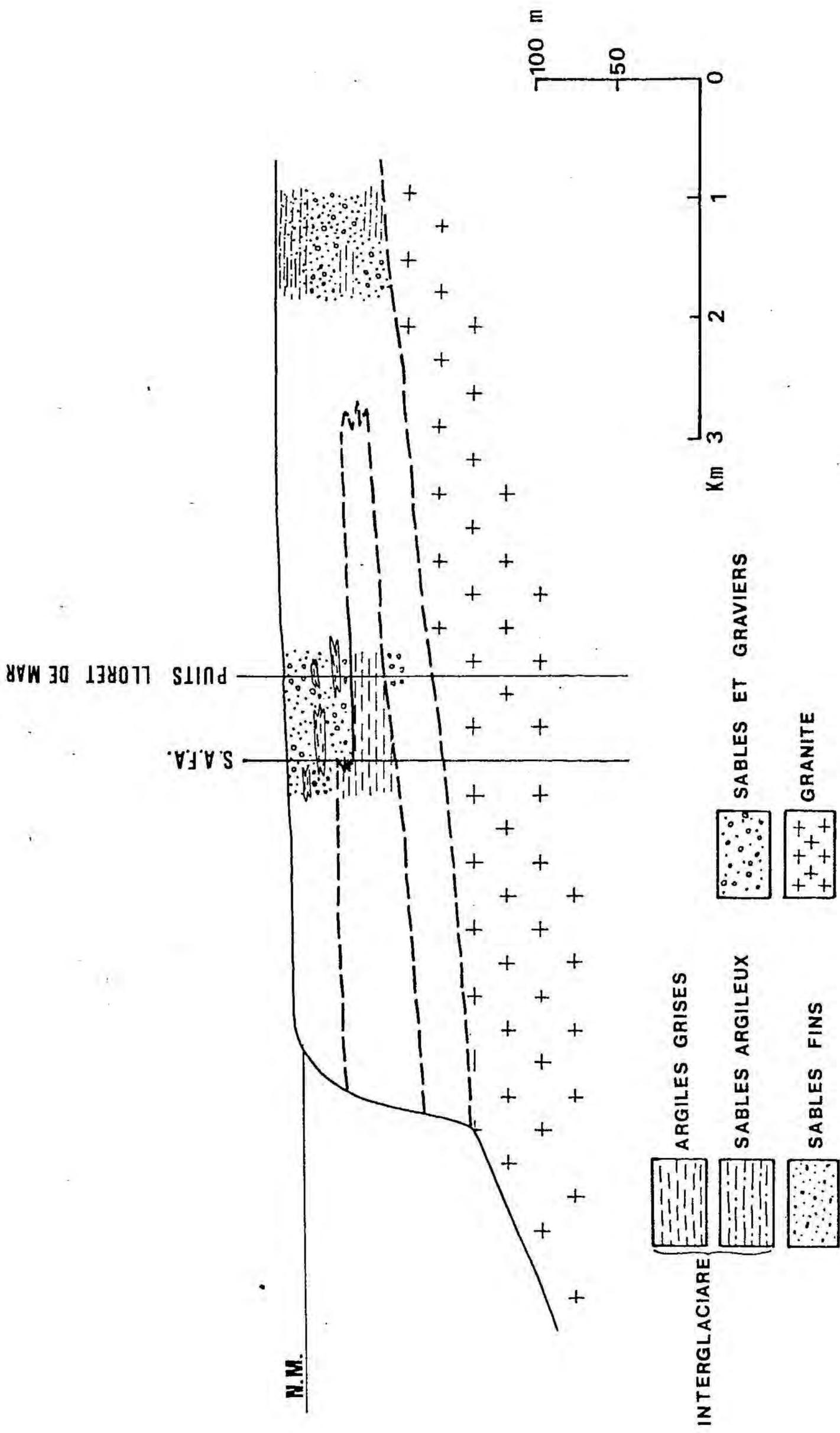
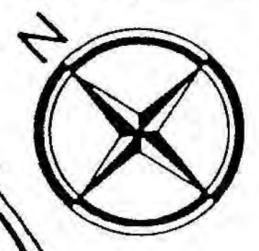


Figura 18.- Corte litológico del delta del Tordera.

(según M. Le Joncour, 1968)



CANYON DE LA FONERA

Llafranc ●

Palamós ●

S Feliu ●

Tossa ●

Lloret ●

Blanes ●



CANYON DE BLANES

150

200

250

130

140

150

160

ISOCRONAS SUPERFICIE "J"  
tiempos dobles en ms.

FIG. 19



En la Figura 19 presentamos la cartografía de este nivel en ms. (tiempos dobles sin corrección).

Los episodios regresivos posteriores a este nivel son los responsables de la excavación durante el Cuaternario reciente de los cañones submarinos que recortan la plataforma continental. Esta erosión afecta incluso sectores que anteriormente no lo habían sido, como en el del Cap de Creus donde se forma un canal afluente que recorta el nivel "J", pero no a los anteriores (H. Got, 1973). Por otro lado, sectores anteriormente erosionados como el cañón de L'Escala, dejan de serlo para fosilizarse con sedimentos recientes (Fig. 24).

El cuaternario antiguo termina pues con una superficie de erosión, que morfológicamente es consecuente de la estructura de las unidades subyacentes y del débil reajuste de los accidentes tectónicos locales.

#### IV-3.- El Cuaternario reciente

La descripción que hemos realizado hasta el momento de las diferentes unidades que aparecen en la plataforma, venían apoyadas únicamente por los perfiles sísmicos, por lo que sólo podrán ser comprobadas a través de sondeos profundos.

Los sedimentos superficiales han podido ser muestreados con sondas de gravedad, lo que nos ayudará en la interpretación de su disposición y evolución.

A partir de los registros sísmicos y sondeos realizados podemos distinguir dos conjuntos superpuestos y distribuidos diferencialmente:

a) Una serie superficial de escaso espesor y carácter sísmico pobre, que ocupa la parte interna de la plataforma, formando una franja que bordea la costa y desaparece prácticamente a los 100 m. de profundidad. Esta unidad ha sido datada como Flandriense (a6, de A. Monaco, 1971), por los análisis del Carbono 14 y la fauna contenida.

La zona que presenta el máximo espesor ( $\leq 2m$ ) de esta serie superficial está situada frente a la bahía de Palamós, desapareciendo prácticamente al N y S de este sector, frente a las costas rocosas de Llafranc y Tossa respectivamente, encontrándose de nuevo hacia el S. de Malgrat pero con el mismo carácter de débil espesor.

Frente al Ampurdán alcanza un máximo de 25 m., siendo incluso superior (30 m.) en el Rosellón (J.C. Aloisi et al., 1972). La justificación de esta reducción tan considerable de los espesores de un sector a otro, debemos buscarla primeramente en una velocidad diferencial de sedimentación, por falta de aportes, y seguidamente a una estructura evidentemente diferente en unos y otros sectores. En efecto, la red fluvial del continente próximo es muy reducida y prácticamente restringida a una serie de torrentes si exceptuamos el río Tordera, en cambio los sectores citados presentan una serie de ríos más importantes: Ter, Fluviá y Muga en el Ampurdán, Tech, Tét y Agly en el Rosellón.

La influencia de la estructura viene puesta de manifiesto por la coincidencia entre los sectores que presentan un máximo espesor y los de mayor subsidencia, caso de la bahía de Roses por ejemplo, y en menor escala del sector de Palamós; asimismo, la influencia estructural queda reflejada en la morfología y distribución superficial de los sedimentos (ver mapa sedimentológico de la plataforma continental al final de la memoria).

Podemos distinguir cuatro zonas:

- Alto de Begur - Llafranc, caracterizado por la ausencia de sedimentos flandrienses.
- Sector de Palamós con espesores apreciables ( $\leq 2 m.$ ).
- Alto de Tossa (La Planassa), totalmente recubierto por sedimentos groseros pre-flandrienses).
- Zona Sur del Tordera en la que aparecen de nuevo los sedimentos flandrienses.

No se ha creído conveniente el establecimiento de una cartografía de los espesores de esta unidad superficial, pues su débil po-

tencia no lo hace posible. Hay que observar además, que en gran parte ha sido perturbada su disposición original por el arrastre de las artes de pesca de fondo, como lo demuestra la extracción muy frecuente de ejemplares de faunas diversas a cargo de los pescadores (J. Martinell et al., 1973).

b) El segundo conjunto corresponde a una serie de niveles ligeramente inclinados que se extienden por toda la plataforma continental por encima de la superficie "J", y comprende los sedimentos de edad Würmiense ( $a_4$  y  $a_5$  de A. Monaco). Su espesor aumenta progresivamente mar adentro, por lo que los niveles más antiguos ( $a_4$ ), sólo han podido ser muestreados en el sector interno de la plataforma (71K110 y 71K91), frente a Palamós, y (74KG01) frente a Cala Salions.

La figura 20 representa la disposición de los diferentes niveles del Cuaternario así como los del substrato interpretados a partir de una serie de testigos alineados a lo largo del perfil sísmico 73K23 y anteriores (sector de Palamós). En ella se puede distinguir:

- La superficie de erosión "J" que pone en contacto discordante el Cuaternario antiguo y reciente.

- El nivel  $a_4$  (fango amarillo del Würm II-III), que hacia el continente está recubierto por el nivel  $a_6$  (Flandriense).

- El nivel  $a_5$  se desarrolla ampliamente en dirección al talud, aflorando sus niveles más recientes en la zona externa de la plataforma.

- $a_6$  se superpone discordantemente sobre este conjunto de niveles.

El nivel  $a_5$  ha sido estudiado detalladamente por H. Got (1973), frente a L'Escala, llegando a distinguir cuatro subniveles a partir de los diferentes testigos de gravedad, cuyas edades absolutas comprenden desde 35.000 a 15.000 años B.P.

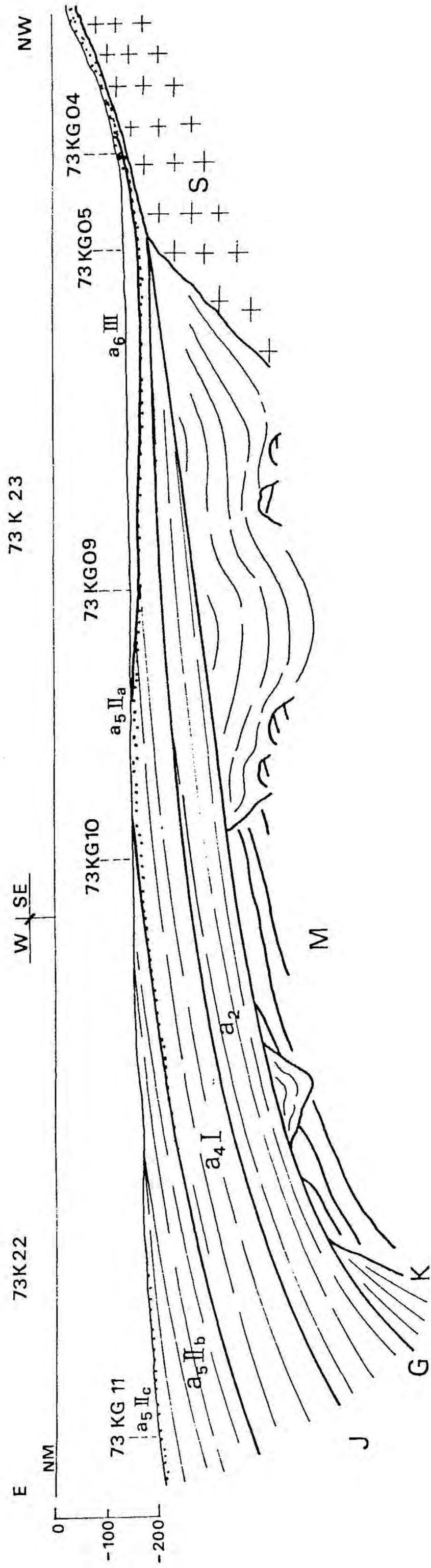


Figura 20 .- Corte interpretativo de la disposición de los diferentes niveles del Cuaternario y de la disposición del substrato, siguiendo los perfiles sísmicos 73K22 y 73K23. (Ver el texto para la interpretación).

Los testigos obtenidos en el sector de Palamós no permiten establecer una división tan detallada, pero la distribución es exactamente la misma.

Los demás sectores no permiten el estudio continuado de esta unidad, post-Tyrreniense, pues la erosión producida durante la última regresión pone directamente en contacto los niveles transgresivos flandrienses con los materiales cementados del Cuaternario antiguo e incluso con materiales pre-Cuaternarios (Plioceno y Mioceno) o del zócalo en la zona costera, indiferentemente.

Por este motivo los testigos obtenidos en estos sectores tienen longitudes muy reducidas ya que su penetración en arena es muy difícil, habiéndose obtenido en algunos de ellos fragmentos cementados Tyrrenienses, en la base del testigo.

El conjunto de niveles post-Tyrrenienses que se hallan sobre "J", vienen afectados por flexiones ligadas con la morfo-estructura de las unidades subyacentes, así como por la flexión general en la parte externa de la plataforma.

#### IV-4.- Espesor de la serie cuaternaria

La distribución de las potencias deducidas de los perfiles sísmicos de la serie cuaternaria viene representada en la Figura 21, en ms., tiempos dobles sin corrección (si tenemos en cuenta la velocidad media dada para esta unidad en la Figura 10, la conversión aproximada en metros viene dada multiplicando por 1,2 a 1,3).

De la cartografía de esta unidad podemos distinguir varias zonas, estructuralmente bien diferenciadas y ya definidas en capítulos anteriores, que son las siguientes:

a) Zona costera y alto estructural de Tossa, con espesor inferior a 10 ms.

b) Depresiones intermedias de la plataforma, en las que el relleno plioceno y posteriormente cuaternario, colmata en parte.

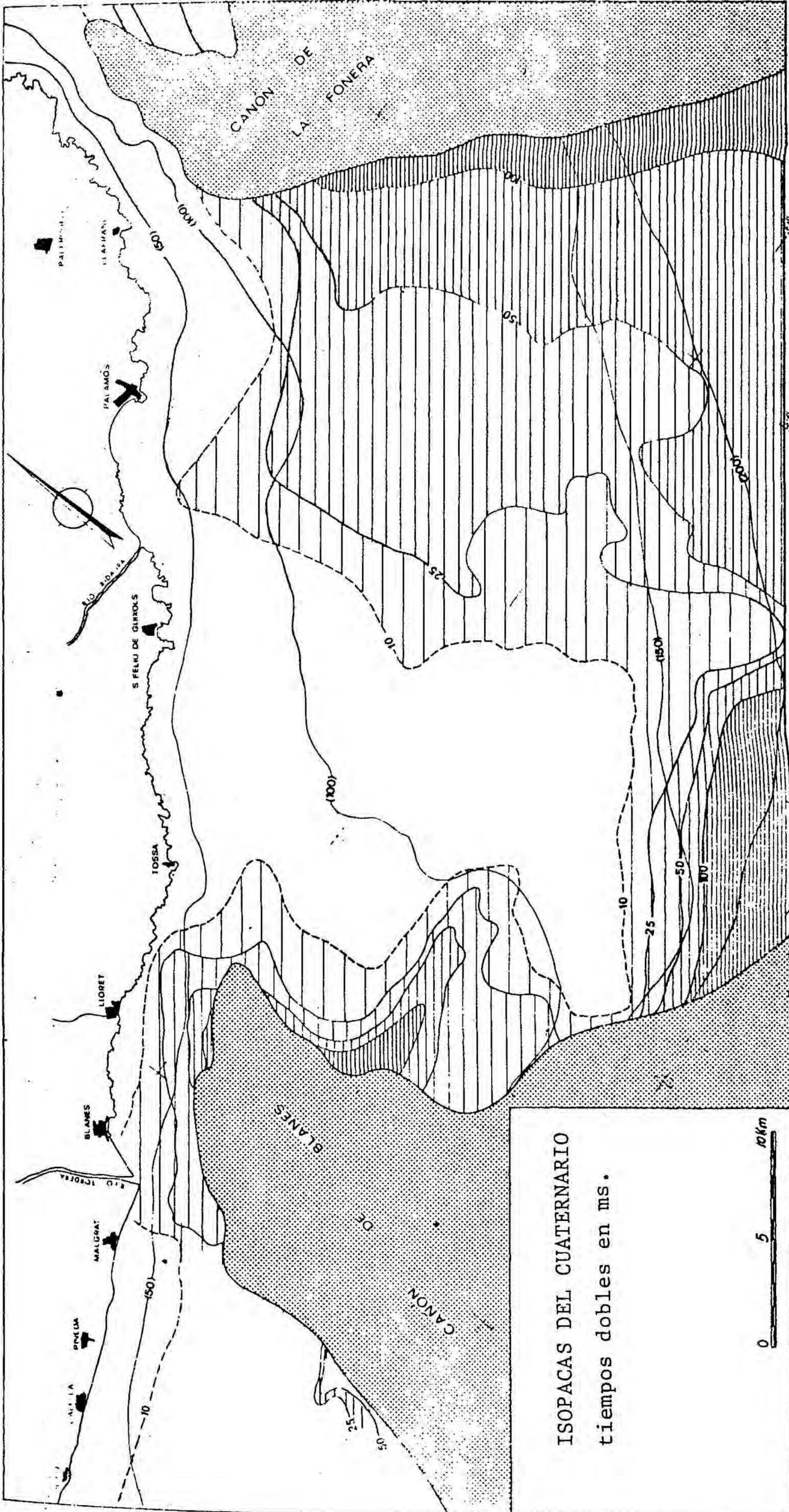


FIG. 21

ISOPACAS DEL CUATERNARIO  
tiempos dobles en ms.

c) Alto mioceno de la zona externa de la plataforma, sobre el que la sedimentación cuaternaria es irregular. Esta unidad desaparece como tal, frente al sector de Palamós.

d) A partir del alto externo, se desarrolla una serie cuaternaria con rápido incremento de espesor hacia el talud continental.

La diferente repartición de las curvas isopacas en unas y otras zonas es clara, presentando un brusco incremento los bordes del cañón de Blanes y zona externa del alto mioceno, mientras que la zona Sur del Cañón de la Fonera lo hace de forma progresiva hasta el talud continental.

#### V - FENOMENOS EXTERNOS DE LA PLATAFORMA

Las conclusiones que hemos obtenido hasta el momento se refieren al sector de la plataforma continental. La continuación del estudio hacia las zonas del talud y llanura abisal se ha podido realizar solamente en parte y sin llegar a alcanzar el detalle con que se ha efectuado el precedente por varias razones.

- Pocos son los perfiles que llegan a interesar la zona del talud continental, debido principalmente a las condiciones meteorológicas desfavorables reinantes durante el transcurso de las campañas.

- El estudio sísmico se complica en gran manera en este sector, pues la morfología es acentuada, los cañones se ensanchan y ramifican, dando lugar todo ello a una mayor dificultad de interpretación y correlación de los perfiles sísmicos.

Vamos pues a describir algunos de los rasgos estructurales y sedimentarios que nos muestran los pocos perfiles realizados en el sector comprendido entre los cañones de la Fonera y Blanes.

### V-1.- El talud continental, fenómenos epidérmicos

El aumento progresivo de espesor de las diferentes unidades hacia la zona externa de la plataforma, llega a alcanzar un máximo en la parte superior del talud, creando una inestabilidad gravitacional de los sedimentos no consolidados que es a la vez acentuada por la flexión continental.

Este desequilibrio provoca una serie de deslizamientos gravitacionales ("Slumpings"), de la masa superficial de sedimentos no consolidados. En la Figura 22 reproducimos diversos tipos de deslizamientos gravitacionales observados en esta zona.

Estas estructuras de gravedad han sido descritas en diversos sectores del precontinente mediterráneo Nor-occidental por T. Glangeaud et al. (1968) en el "rech" Bourcart; H. Got (1973-1975), frente al Ampurdán, y los del presente sector por J.C. Aloisi et al., (1974) en una comunicación preliminar, en la que distinguimos dos tipos de deslizamientos según el precontinente en que se desarrollan:

- El primer tipo se localiza en el precontinente frente a los Pirineos y Cadena Costera catalana, en el que el hundimiento reciente del substrato rígido (Mioceno, Paleozoico o cristalino), por una serie de accidentes escalonados, provoca un aumento de espesor considerable de la cobertera plio-cuaternaria que se traduce en una sucesión de deslizamientos de amplitud media y potencia restringida (3 km. y 100 m. respectivamente).

- El segundo tipo queda localizado en el precontinente del Golfo de León y sector del Ampurdán, en los que la cobertera plio-cuaternaria viene flexionada hacia el talud, produciéndose fenómenos de deslizamiento peliculares que afectan a la totalidad del recubrimiento cuaternario (de 100 a 400 m.). Estas estructuras son menos frecuentes que en el tipo anterior y su amplitud es también menor, traduciéndose solamente por una flexión sin ruptura.

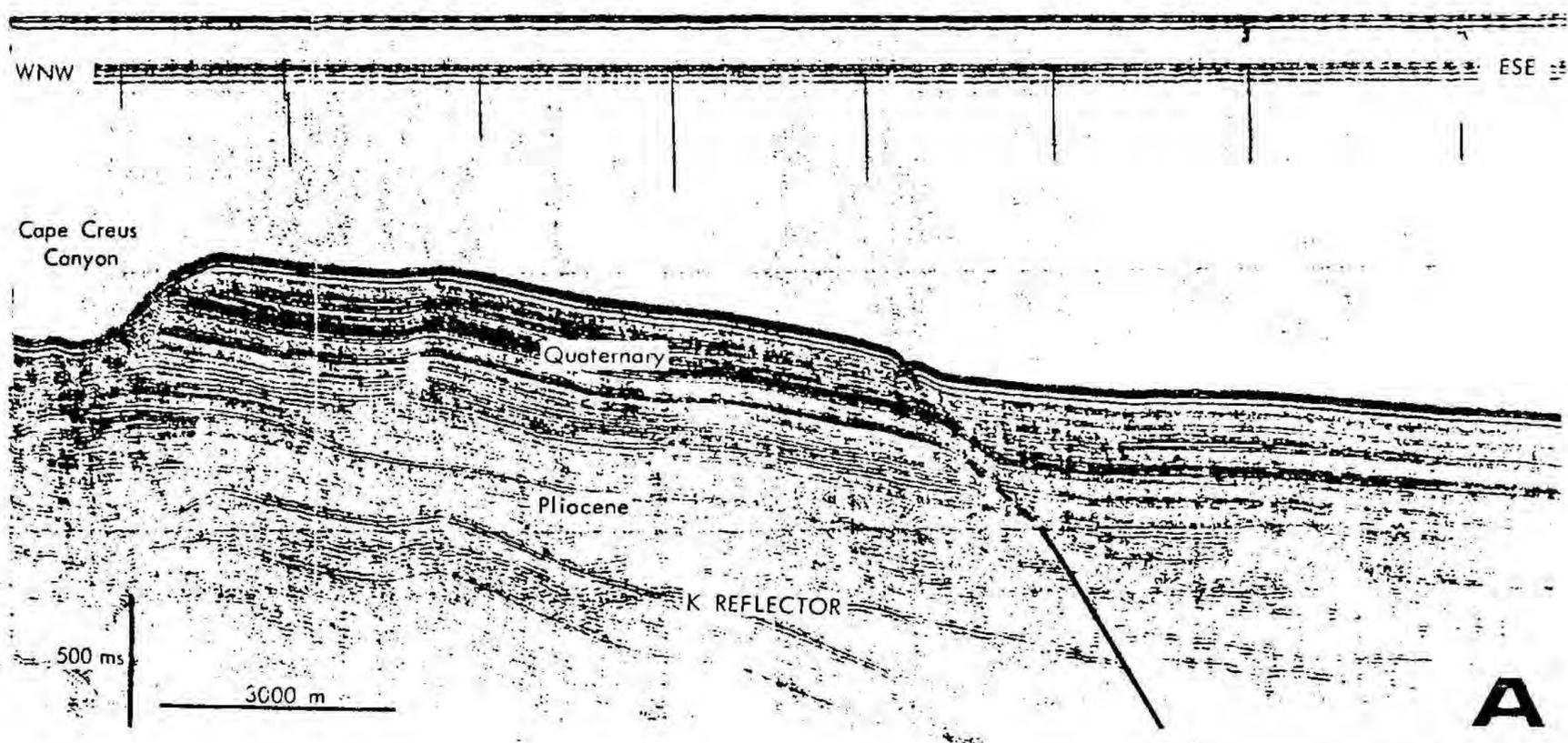
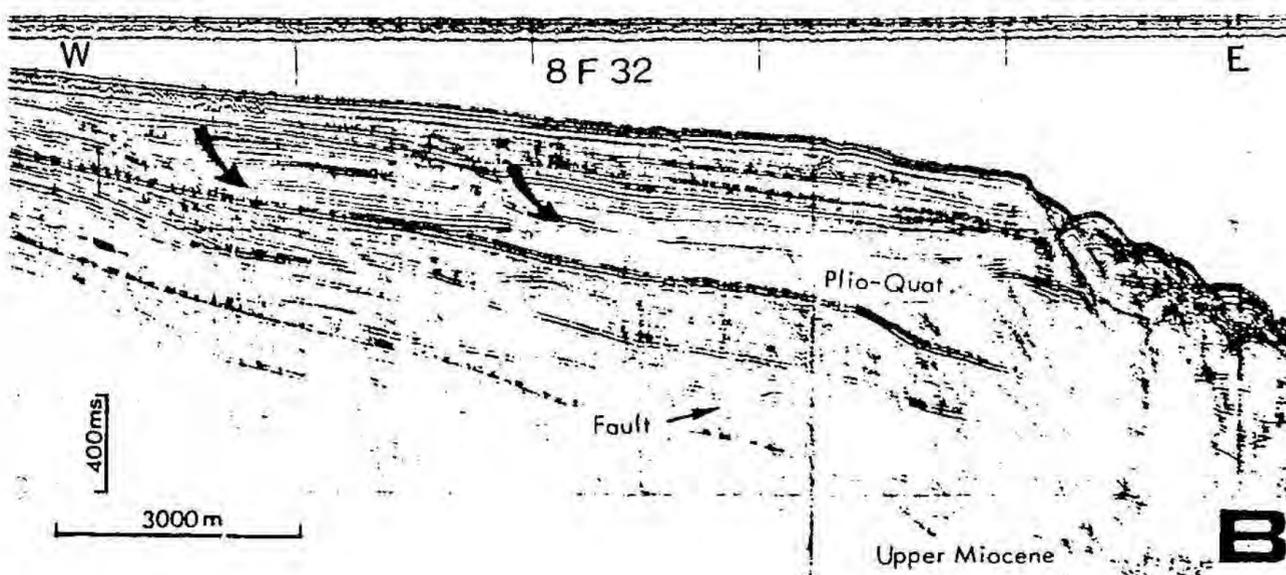
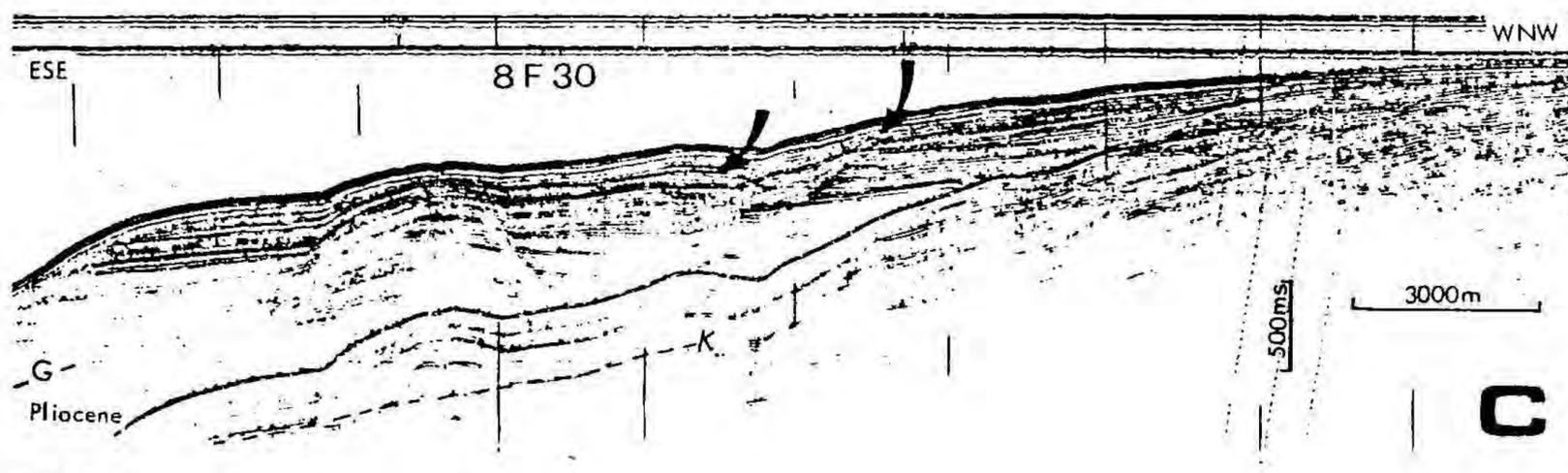
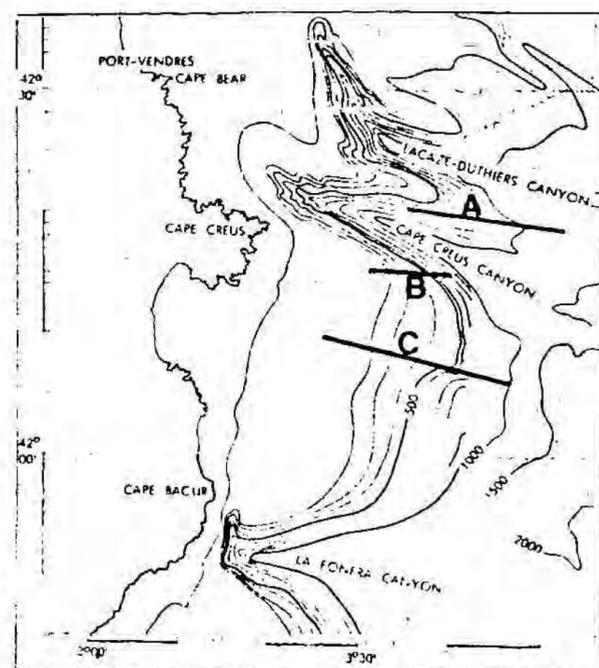
**A****B****C**

Figura 22.- Deslizamientos gravitacionales frente a los Pirineos y Ampurdán (según H. Got et al., 1975).

El ejemplo más claro del primer tipo de deslizamientos gravitacionales ("Slumpings"), viene representado en los perfiles 74WS09 y 74WS10 (Figs. 23 y 24). Los cambios bruscos que presenta la pendiente del talud nos indican ya la presencia de estos accidentes, cuya magnitud puede alcanzar unos 5 km. de extensión.

La parte frontal de la masa deslizada presenta lo que podríamos denominar arruga, en la que no se aprecia estructura interna alguna, mientras que en la posterior aparecen algunos reflectores paralelos y discordantes con el substrato no deslizado. La potencia afectada no rebasa en este caso los 100 m. de espesor, aunque pueden superponerse o sucederse varios "slumpings".

Otro ejemplo es el que presenta el perfil 74WS19 (Fig. 25) situado en el flanco izquierdo del cañón de Blanes. En este caso la superficie de despegue parece corresponder con el límite plio-cuaternario, por lo que la masa deslizada comprendería la totalidad de la serie cuaternaria. La parte frontal no presenta la misma configuración que el caso anterior, siendo su sección casi simétrica.

Los testigos de gravedad extraídos en el talud, nos muestran una secuencia predominantemente lutítica con algunas intercalaciones granoclasificadas de materiales más groseros (terrígenos o biógenos), que nos indican la existencia probable de corrientes de turbidez. Este punto no ha podido ser abordado con el detalle que precisa por falta, como ya indicamos anteriormente, de material (sísmico y sedimentario), su análisis será objeto de trabajos ulteriores.

Estas estructuras gravitacionales pueden explicarnos el origen de las series oblicuas cuaternarias y pliocenas que han sido interpretadas a menudo como deltaicas, pero creemos que son debidas a deslizamientos que posteriormente a una fase de erosión son recubiertos subhorizontalmente por nuevos aportes. Estas secuencias las encontramos principalmente en los bordes de los cañones submarinos, y también en plataforma cuando el substrato está constituido por el alto mioceno.

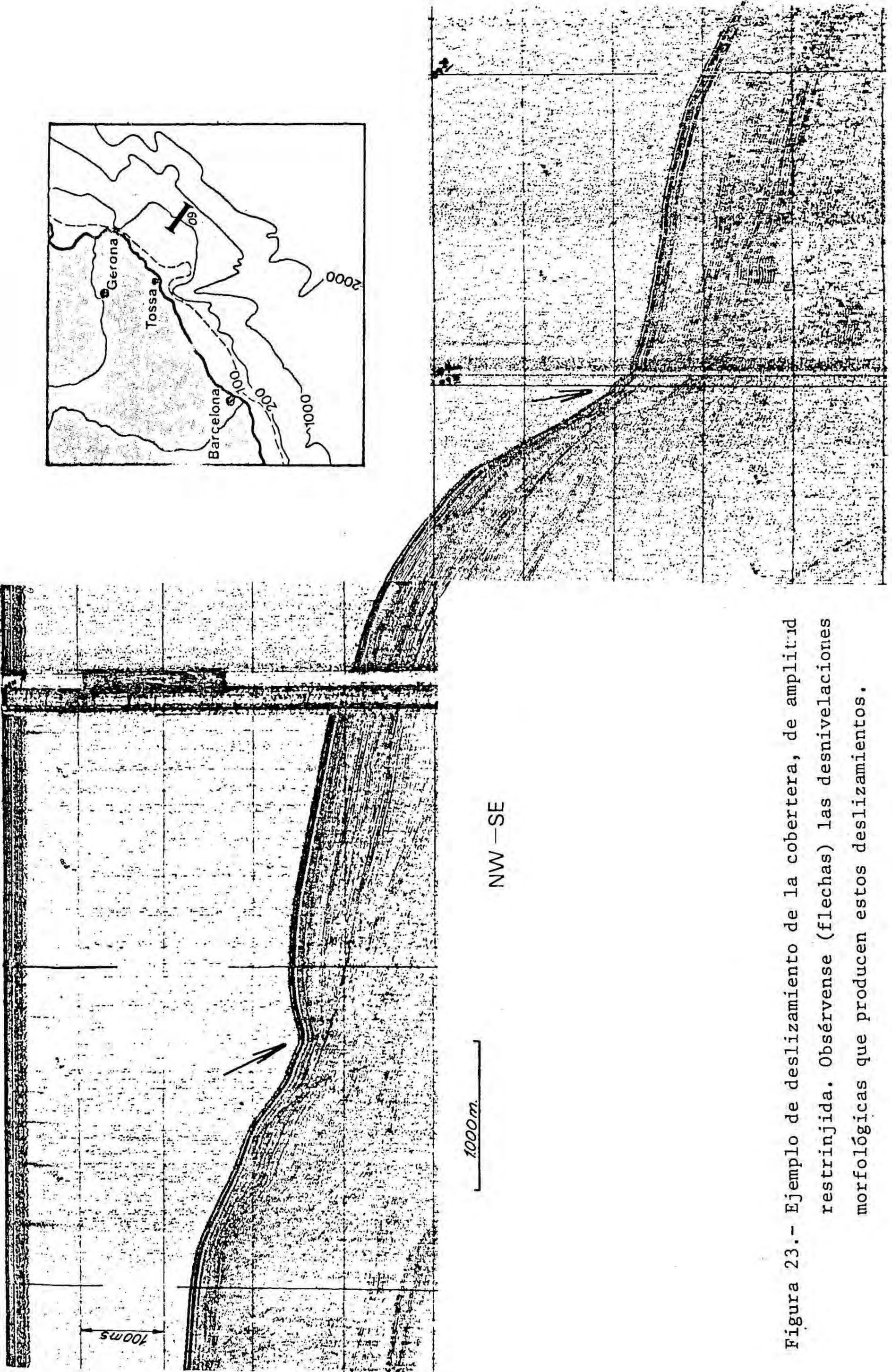
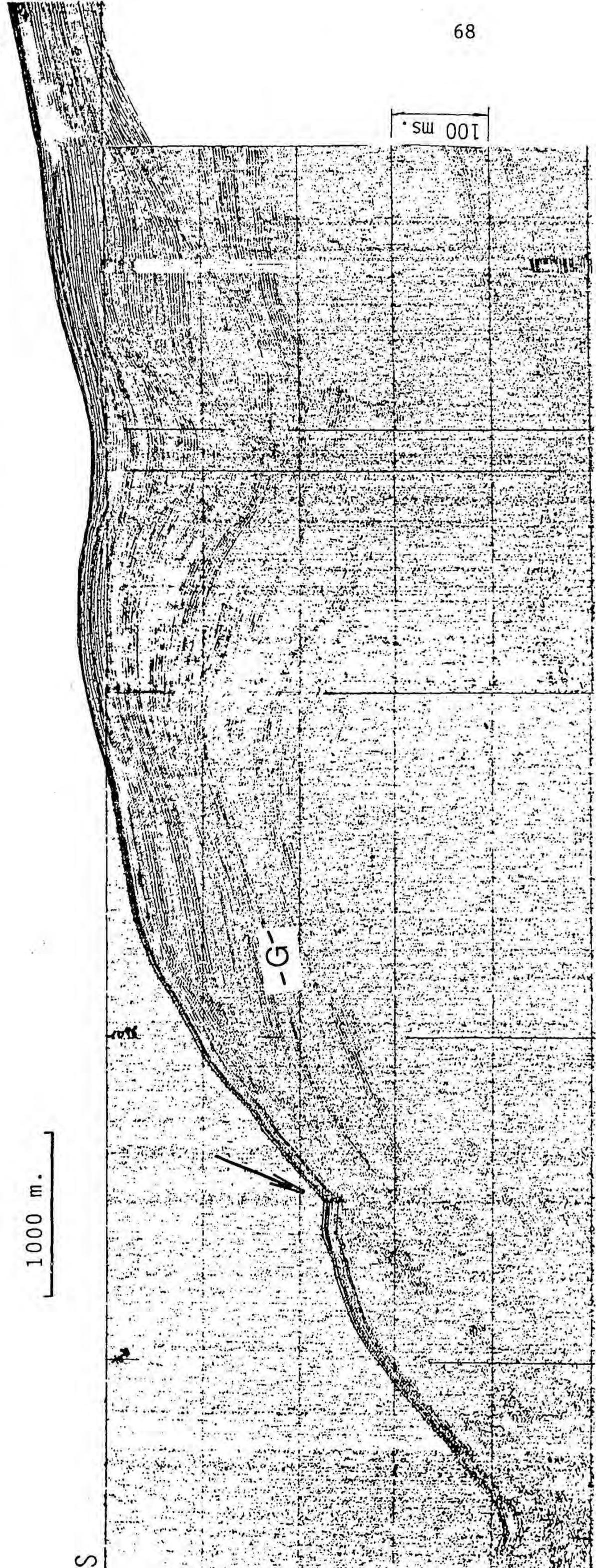
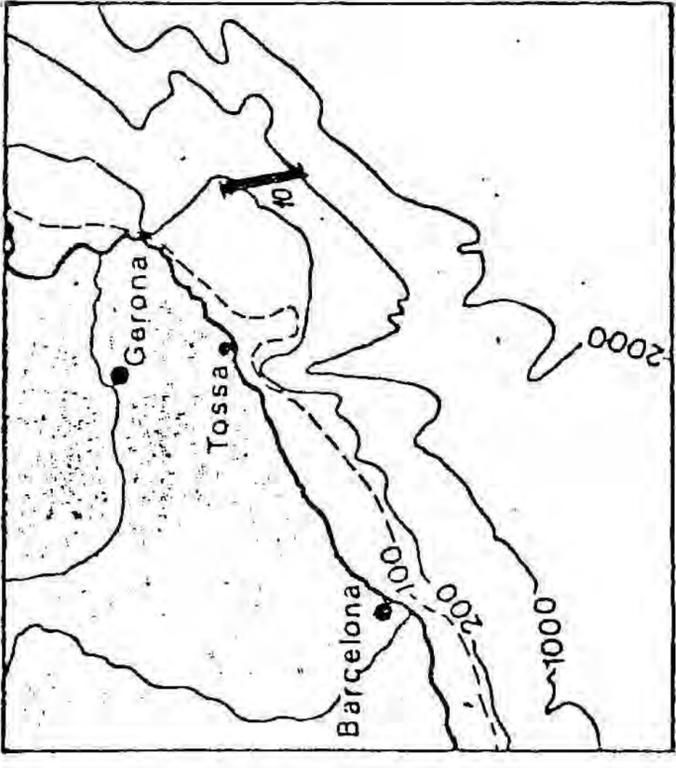
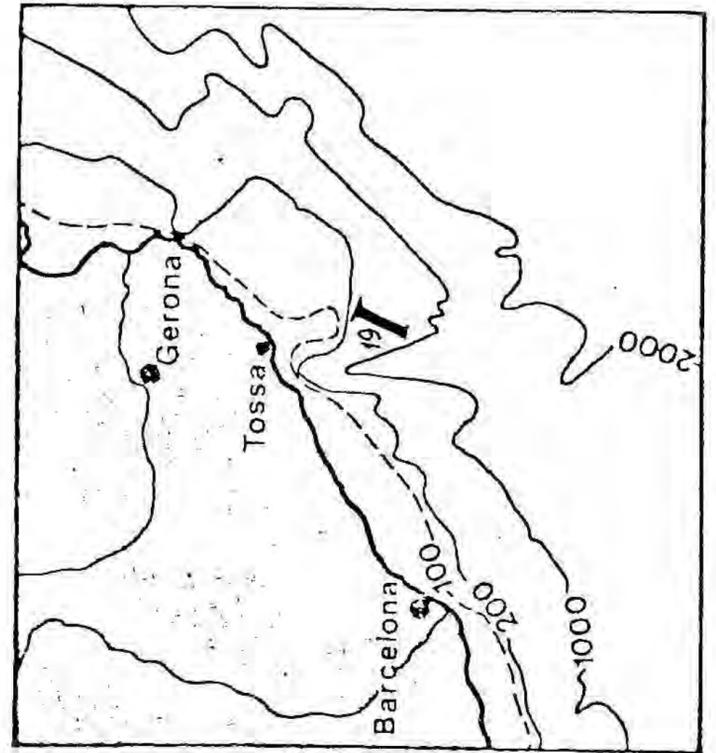
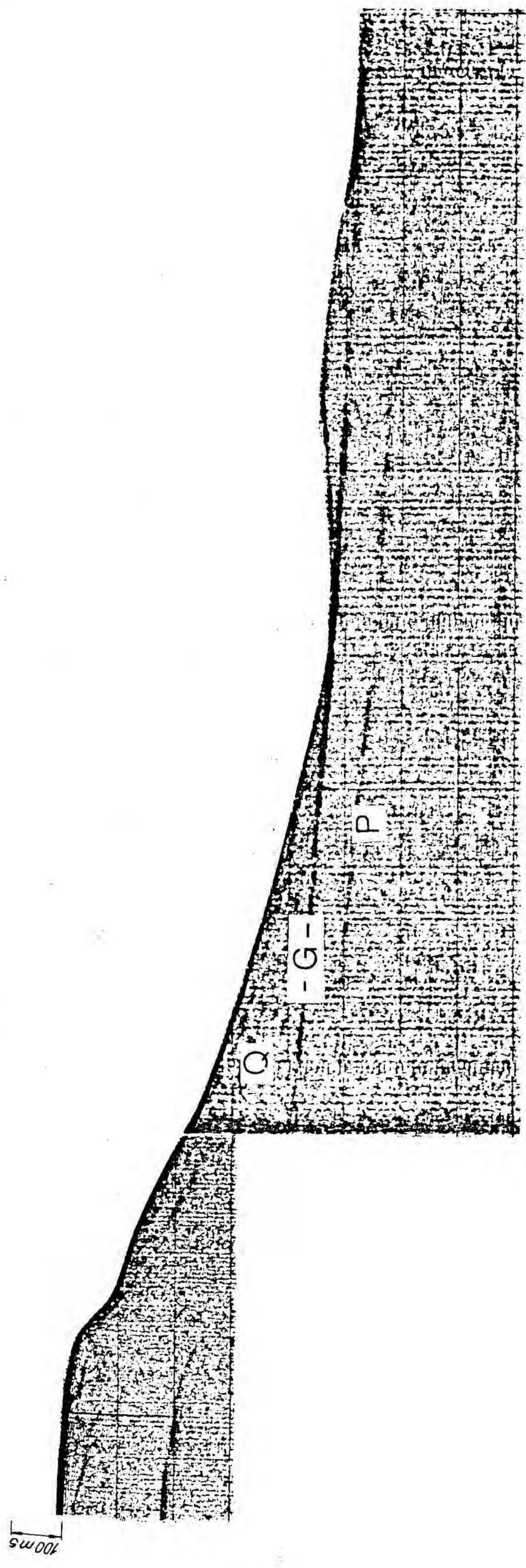


Figura 23.- Ejemplo de deslizamiento de la cobertera, de amplitud restringida. Obsérvense (flechas) las desnivelaciones morfológicas que producen estos deslizamientos.

Figura 24.- Ejemplo de deslizamiento de cobertura idéntico al de la figura 23 (perfil Sparker 3000 J., 74WS10). G : límite Plio-Cuaternario.



100 m.



500m

Figura 25.- Perfil sísmico 74WS19, mostrando un deslizamiento gravitacional pelicular que sin presentar ruptura brusca de pendiente, interesa la totalidad de la serie cuaternaria.

Igualmente puede explicarse mediante estos fenómenos pelicular- res la formación del Knee line (Edgerton y Leenhardt, 1966), consistente en el aumento de la inclinación de las series superficiales en el borde de la plataforma.

Todas estas estructuras descritas afectan esencialmente los niveles cuaternarios, repercutiendo no solamente en los espesores de la serie y su acúmulo hacia la parte externa del precontinente, sino también en la morfología de las diferentes unidades estructurales del mismo.

#### V-2.- Estructuras de la base del talud y llanura abisal

La base del talud viene pues marcada por un aumento considerable de la serie cuaternaria debida a los fenómenos de flexión y acumulación de masas de sedimentos deslizadas.

Para la observación de los fenómenos y estructura que presentan la base del talud y llanura abisal, hemos recurrido al perfil sísmico de cañón de aire (air gun) publicado por A. Mauffret y J. Sancho (1970) que comprende desde la margen Sur de la Fonera hasta Mallorca, atravesando el canal de Valencia en dirección al SSW (Fig. 26).

Aunque este perfil está realizado oblicuamente a la dirección de máxima pendiente, observamos en él una serie de accidentes de deslizamiento, que se continúan hasta el primer cañón (el de Blanes) que recorta el perfil. Estos "slumpings" también los citan R.H. Belderson et al. (1970), en una exploración de esta región mediterránea realizada con el sonar lateral (side scan sonar).

Los diferentes reflectores registrados en dicho perfil parecen tener continuidad hasta las 18h. 30 min., en donde un plano de deslizamiento afectaría toda la serie cuaternaria y parte de la pliocena. La base del talud coincide en este caso con el cañón submarino de Blanes, por lo que el tránsito de las series deslizadas del talud con las de la llanura abisal, no se puede apreciar.

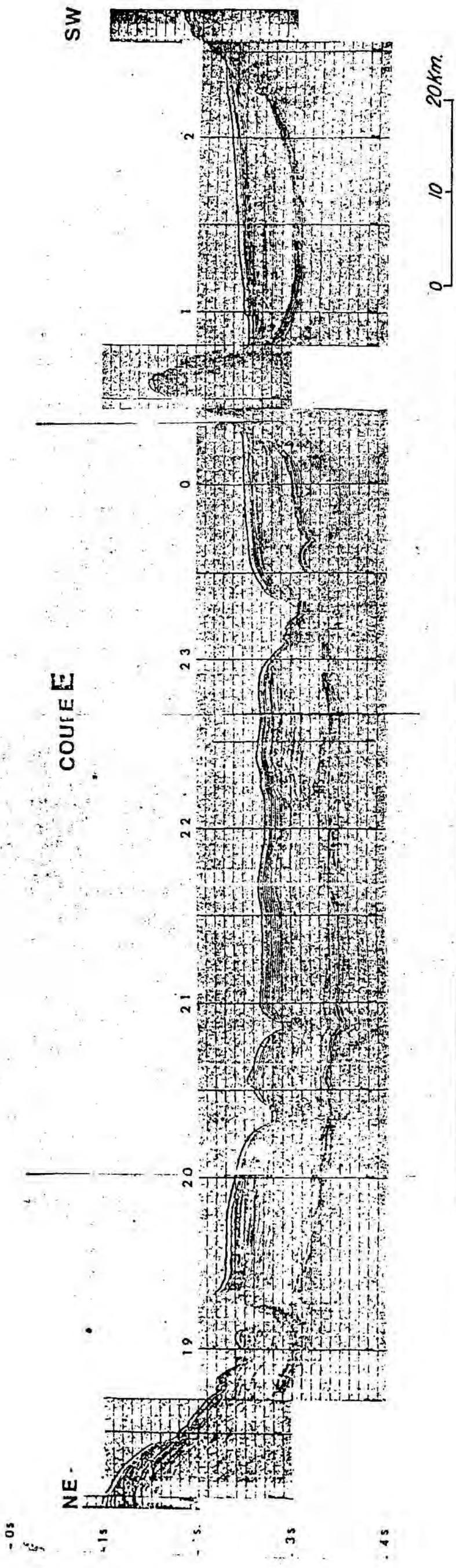


Figura 26.- Perfil sísmico E de Mauffret y Sancho (1970), realizado entre el precontinente catalán y Mallorca (ver situación en fig. 27). Obsérvese al NE. los fenómenos de deslizamiento de la serie plio-cuaternaria en el talud catalán. A las 19h10, el perfil recorta la parte basal del cañón de Blanes. Entre las 0h10 y la 1h., aparece un pitón volcánico.

La llanura abisal está surcada por una serie de valles, que según la terminología de H.W. Menard (1955), no pueden recibir el nombre de cañones, ya que presentan un fondo con superficie plana, dándoles el nombre de canales (channels). Esta serie de canales forman una red muy compleja con meandros y tributarios que constituyen la continuación submarina de la red de drenaje del continente, principalmente constituída por el río Ebro (Fig. 27), análoga a la que forma en el golfo de León el Ródano (H.W. Menard et al. 1965). Más adelante discutiremos sobre la formación de estos canales.

La atribución de los reflectores sísmicos concuerda con la que nosotros hallamos en el precontinente catalán, aunque los niveles evaporíticos de la llanura abisal se acuñan lateralmente hacia el precontinente. Posteriormente esta atribución ha sido confirmada por los sondeos 122 y 123 del "Deep Sea Drilling Project" (National Science Foundation, 1973), realizados junto al canal principal de este sector de la llanura abisal entre la península y las Baleares.

En general el recubrimiento sedimentario de la llanura abisal no presenta accidentes notables si prescindimos de los canales mencionados; solamente son de destacar una serie de intrusiones volcánicas recientes que circundan dicha llanura, cuyo único testimonio emergido es el de las islas Columbretes (E. Hernández Pacheco et al. 1966). En el perfil que presentamos (fig. 26) aparece una de estas formaciones volcánicas sobre las 0h. 30 min., en forma de pitón que atraviesa toda la serie sedimentaria reciente de manera brusca. Estas manifestaciones volcánicas siguen unas determinadas alineaciones estructurales, iguales a las que hallamos en el continente y plataforma continental:

- al sistema NE-SW pertenecerían las islas Columbretes y toda la serie de manifestaciones volcánicas a lo largo de la costa española (incluyendo la zona interna), y las fallas ya descritas en apartados anteriores, responsables del hundimiento del zócalo paleozoico.

- el sistema NW-SW viene representado por la erupción que aparece en el perfil sísmico de la Figura 26 y por una serie de fallas como la de Menorca (A. Obrador, 1972-1973).

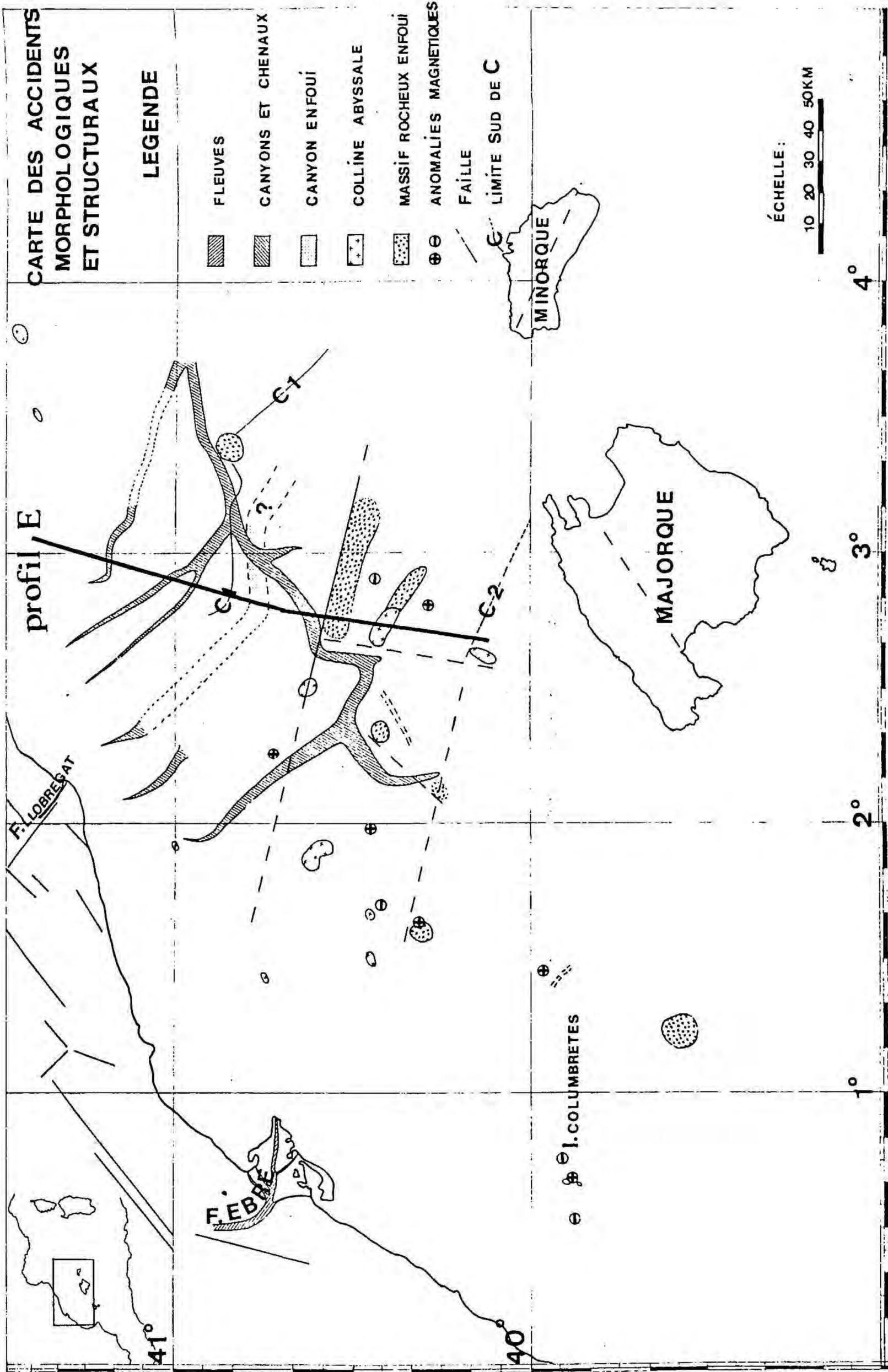


Figura 27.- Mapa de los accidentes morfológicos y estructurales del Canal de Valencia.  
 (según A. Mauffret y J. Sancho, 1970).

Llegamos pues a la hipótesis de que las grandes estructuras descritas en la plataforma continental, se encuentran igualmente en las zonas del talud y llanura abisal del área comprendida entre la península Ibérica y las Baleares.

## VI - CONCLUSIONES

El análisis de la disposición sedimentaria y estructura que presenta el precontinente del sector central catalán y los datos obtenidos anteriormente por diferentes autores nos permiten sintetizar la evolución estructural de la siguiente forma:

- Los accidentes principales responsables de los grandes rasgos de la estructura de la plataforma continental, se localizan en la zona del talud, hundiendo de forma escalonada el precontinente. Este hundimiento es del orden de 4000 m., y se ha producido esencialmente durante el Plio-cuaternario. La dirección principal de estos accidentes es NE-SW, a partir de Cap Begur hacia el Sur.

- La plataforma continental presenta, a partir de este punto, un comportamiento diferencial al que ha sido observado en el conjunto del Golfo de León. La diferencia principal radica en la presencia de unos materiales miocenos con una morfoestructura muy marcada, debida a los reajustes producidos en el sistema catalán a través de una serie de accidentes paralelos y normales a la costa. Esta estructura condiciona el recubrimiento sedimentario plioceno y cuaternario, y pone en contacto dicho Mioceno con el zócalo paleozoico y cristalino de la cadena costera.

La serie de accidentes transversales con direcciones que oscilan de E-W a NW-SE, son los responsables de la diferenciación de la plataforma en varios sectores por el juego de una estructura en bloques hundidos y levantados.

- La superficie de discordancia mio-pliocena "K", nos ofrece un primer estadio morfoestructural que condicionará la actual fisiografía de la plataforma continental.

- La superficie de discordancia plio-cuaternaria "G" está afectada por el encauzamiento de los cañones submarinos de Blanes y la Fonera, quedando interrumpida asimismo a nivel del afloramiento mioceno de la parte interna y altos de la zona externa de la plataforma.

- La regresión intracuaternaria (fini-Riss) responsable de la formación de la superficie "J", marca una interrupción, a partir de la cual se inicia el actual modelado de los cañones submarinos. Posteriormente nuevas fases regresivas (Würmienses) llegan incluso a erosionar los niveles G y J de la zona costera y alto intermedio de la plataforma. Algunos accidentes son claramente posteriores a la formación de "J", pues llegan a afectar los niveles más recientes del Cuaternario, por lo que la continuidad del fenómeno general de hundimiento de la cuenca es evidente hasta periodos muy recientes.

Las zonas costera y media de la plataforma continental que presentan un débil recubrimiento sedimentario reciente, han permanecido emergidas durante gran parte del Cuaternario.

## VII - MORFOLOGIA DE LOS SECTORES ESTUDIADOS

Los rasgos estructurales que acabamos de describir son los que marcan la morfología de los fondos marinos del precontinente, haciendo coincidir las principales unidades de uno y otro tipo.

La morfología de la zona costera de la Costa Brava ha sido ampliamente estudiada por Y. Barbaza (1971) en su memoria doctoral, incluyendo en ella un esbozo sobre la morfología del precontinente.

Vamos pues, a analizar cada una de las unidades que constituyen el precontinente, es decir, la plataforma, el talud y la llanura abisal, así como los cañones submarinos que en él se desarrollan.

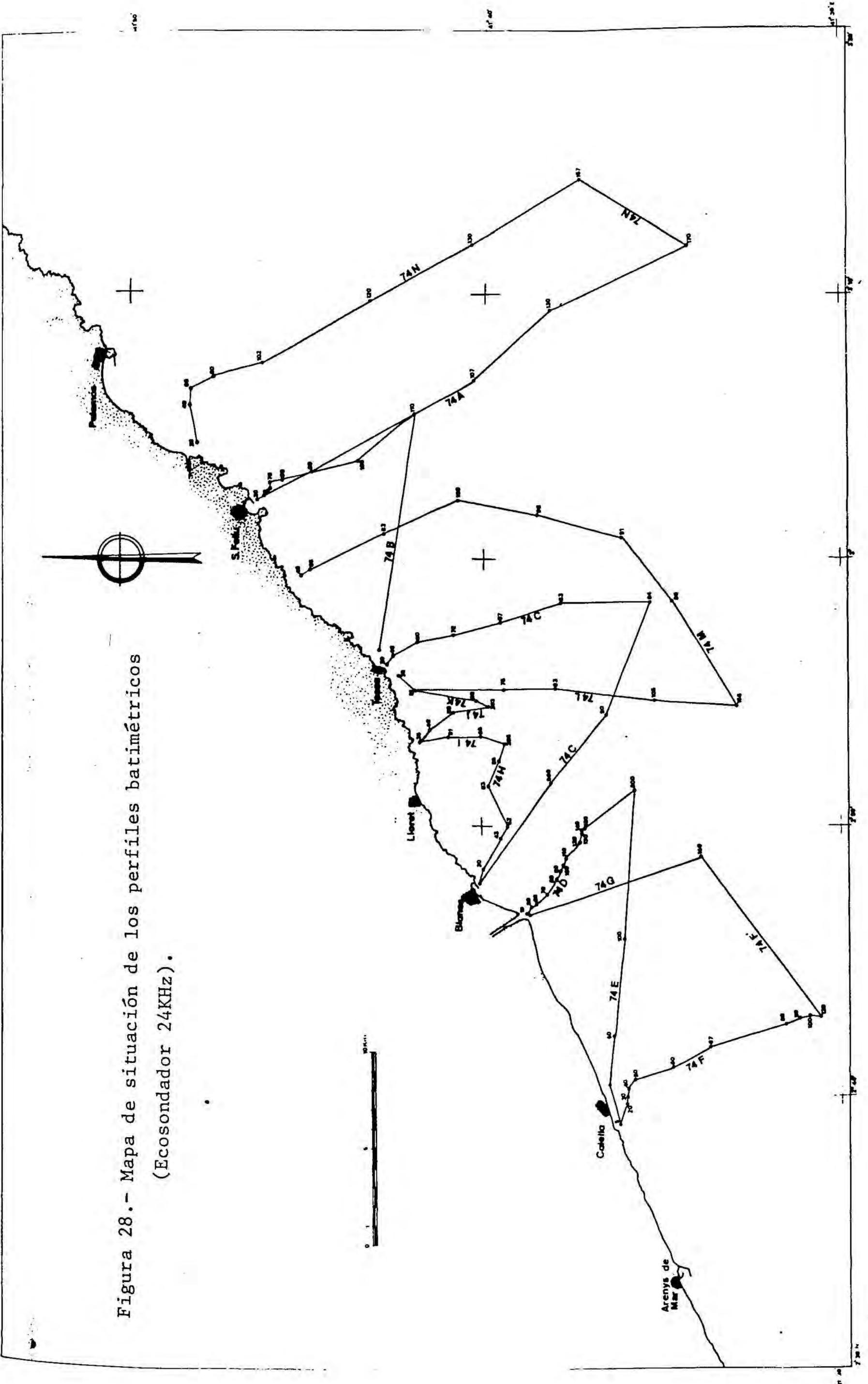


Figura 28.- Mapa de situación de los perfiles batimétricos (Ecosondador 24KHz).

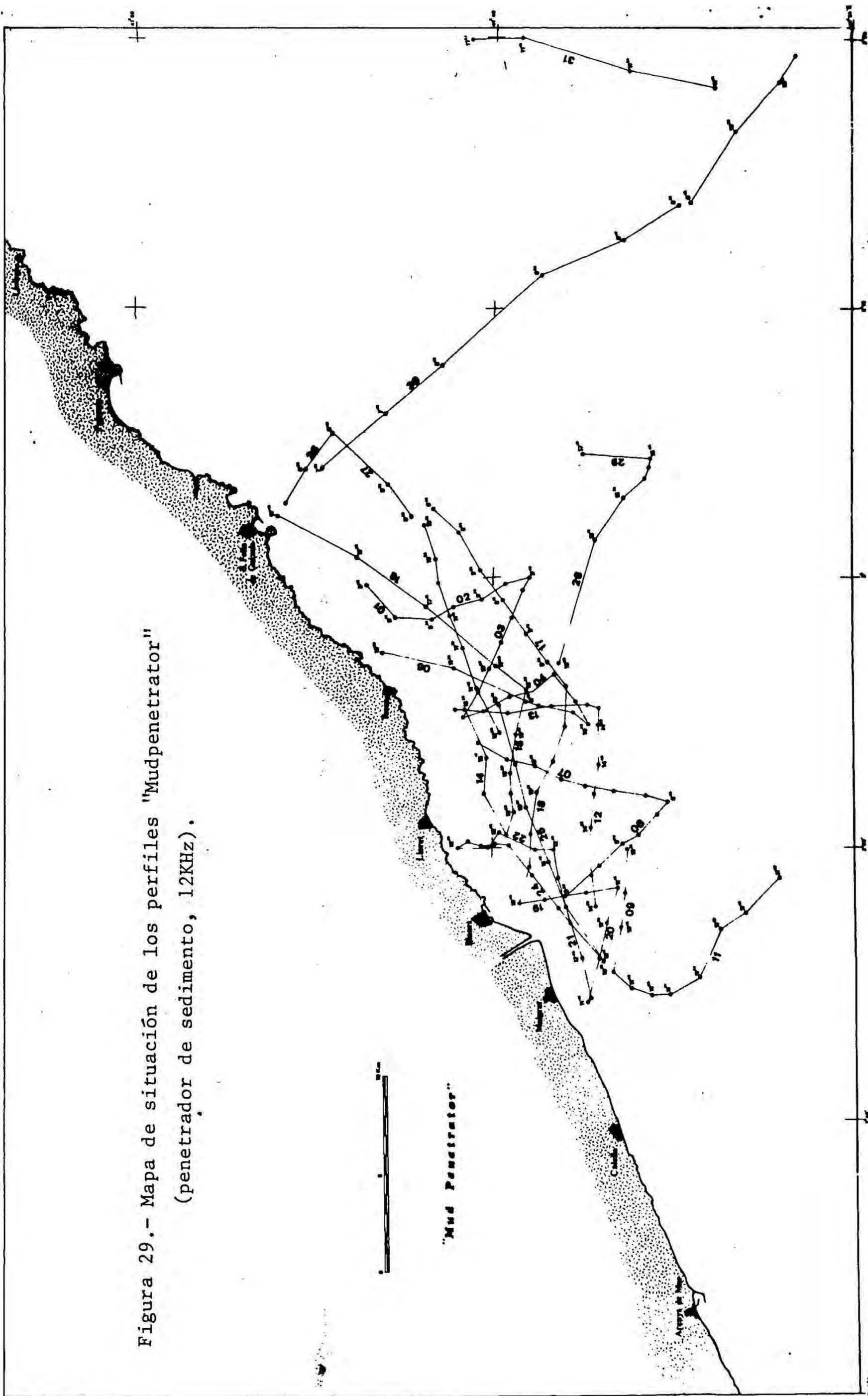


Figura 29.- Mapa de situación de los perfiles "Mudpenetrator"  
(penetrador de sedimento, 12KHz).

"Mud Penetrator"

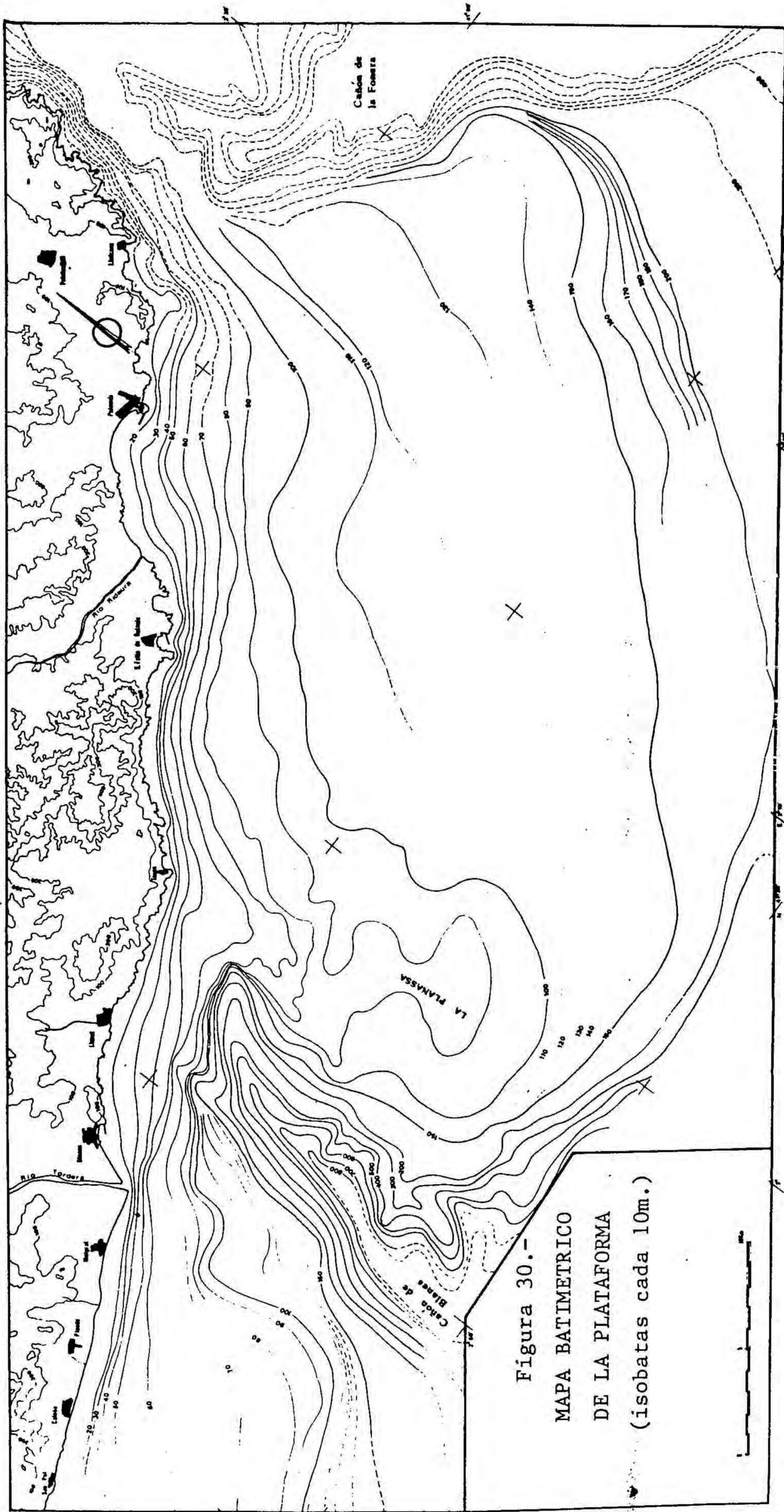


Figura 30.-  
MAPA BATIMETRICO  
DE LA PLATAFORMA  
(isobatas cada 10m.)

## VII-1.- La plataforma continental

De igual forma que el estudio estructural, el análisis morfológico debemos realizarlo a través de registros geofísicos del fondo marino; en este caso de ecosonda y "mud penetrator".

La serie de perfiles que hemos realizado (Figs. 28 y 29), nos ha permitido establecer la batimetría de la plataforma y de la cabecera del cañón de Blanes con mayor detalle que las realizadas anteriormente (Institutos Hidrográfico y Oceanográfico). En el mapa de la figura 30 representamos la restitución batimétrica, completada con la de los organismos citados en las zonas no perfiladas, hasta la isobata de 800 m.

La anchura máxima que presenta la plataforma entre los cañones de Blanes y la Fonera, (estableciendo el límite de la plataforma en los 200 m. de profundidad), no llega a alcanzar los 30 Kms. Al Sur del Cañón de Blanes es aún menor, de unos 20 Km. como máximo, no hallándose anchuras superiores a la indicada hasta la altura de Tarragona, donde se desarrolla la amplia plataforma del sector del delta del Ebro y golfo de Valencia (ver mapa situación general, Fig. 1).

Los diferentes perfiles batimétricos que presentamos en las figuras 31 a 35 nos ofrecen en detalle la morfología de los diversos sectores de la plataforma continental:

- Los perfiles A y N correspondientes al sector de S. Feliu y Palamós, respectivamente (ver mapa situación perfiles batimétricos, Fig. 28); en ambos el descenso es rápido hasta que entre los 75 y 100 m. de profundidad, empieza a desarrollarse la plataforma propiamente dicha, alcanzando en este sector su máxima anchura.

- El perfil L, efectuado en la Planassa (al Sur de Tossa), difiere considerablemente de los anteriores, pues el descenso es suave y regular, sin una inflexión brusca. Entre -50 y -75 m. aparecen una serie de formaciones irregulares que consisten probablemente en

afloramientos del substrato o en niveles cementados del Cuaternario antiguo, siendo más verosímil esta última hipótesis ya que los testigos recuperados presentan este tipo de formaciones. En el extremo Sur del perfil aparece la inflexión brusca del borde del cañón de Blanes.

- En el perfil G (frente al delta del Tordera), el descenso brusco de la zona costera (unos 50 m.), corresponde al frente del-taico actual; la plataforma queda limitada a una estrecha franja situada entre -60 y -100 m., a partir de la cual se sitúa el borde del cañón.

- El perfil F presenta una plataforma bien desarrollada y de amplitud media, entre -60 y -80 m., donde se reanuda el descenso rápido del cañón de Blanes.

Esta serie de perfiles batimétricos nos permite diferenciar dos tipos principales de plataforma, cuya morfología viene impuesta por la estructura de las unidades subyacentes.

En primer lugar, la comprendida entre San Feliu de Guíxols y Cap Begur, en la que la batimetría decrece rápidamente a partir de la costa hasta los 100 m. aproximadamente de profundidad y posteriormente se estabiliza, constituyendo una plataforma subhorizontal hasta los 150 m., donde empieza a apercibirse la inflexión del talud o los valles submarinos.

El segundo tipo corresponde al sector de la Planassa y Sur del cañón de Blanes, donde la plataforma se desarrolla a partir de los 50 m., sin presentar una inflexión tan brusca, con un descenso suave hasta los bordes del cañón; la amplitud es menor que en el caso anterior y viene determinada por la estructura que presenta el Mioceno sybyacente.

La zona del Ampurdán constituye un tipo distinto a los descritos, pues en ella la batimetría decrece regularmente hasta el borde del talud, constituyendo un glacis regido por la subsidencia de la zona (H. Got, 1973).

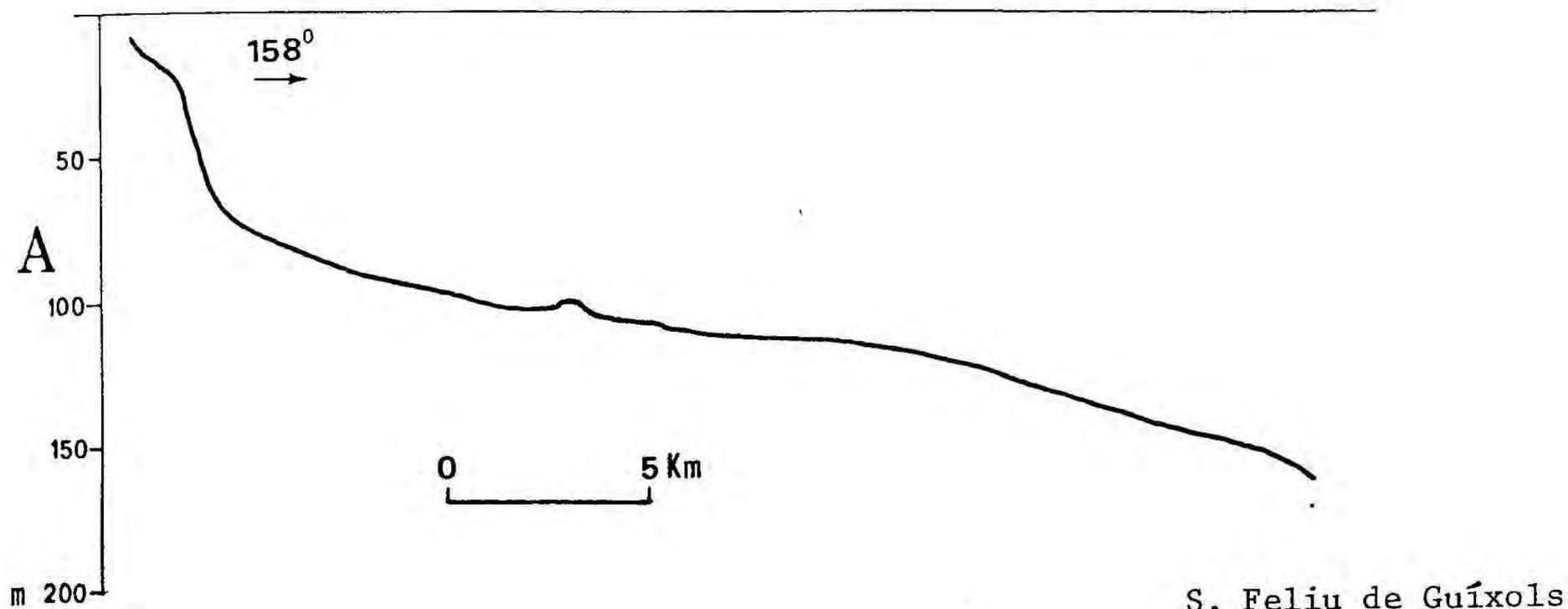


Figura 31.-

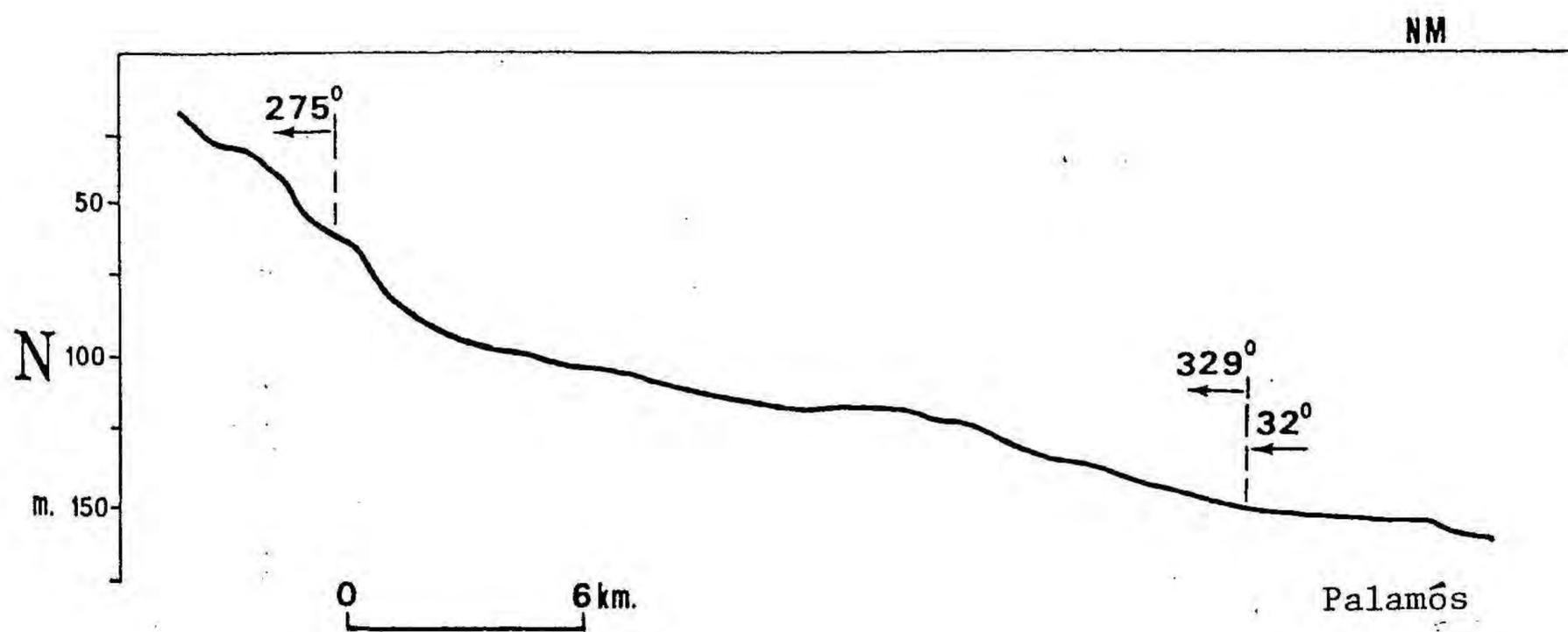


Figura 32.-

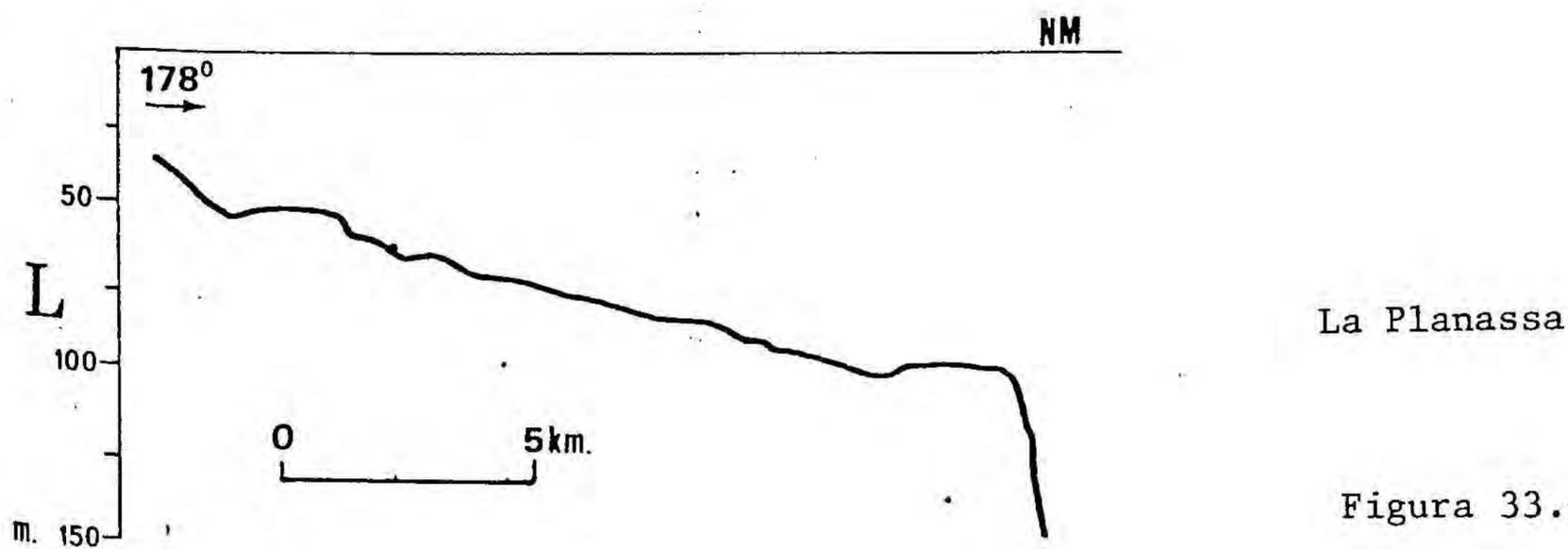
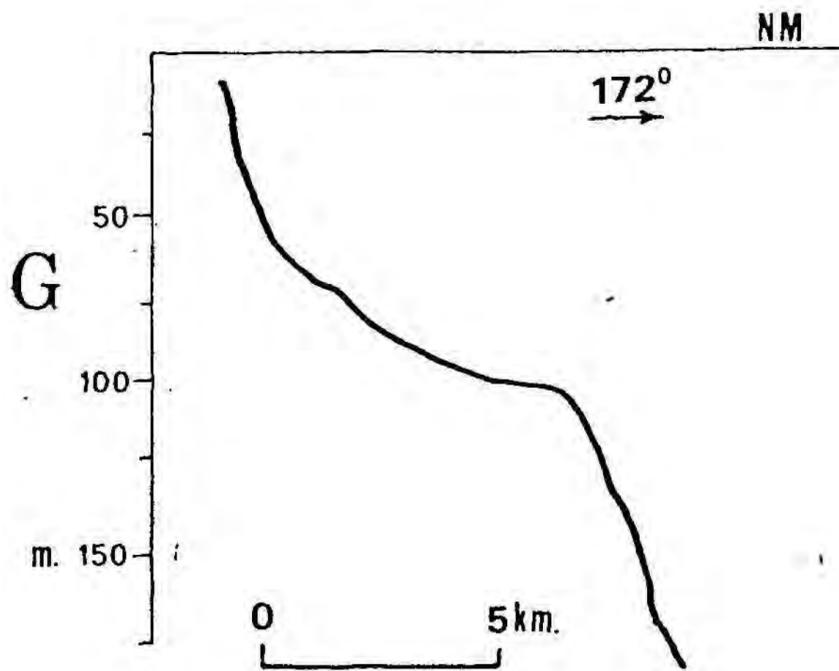


Figura 33.-

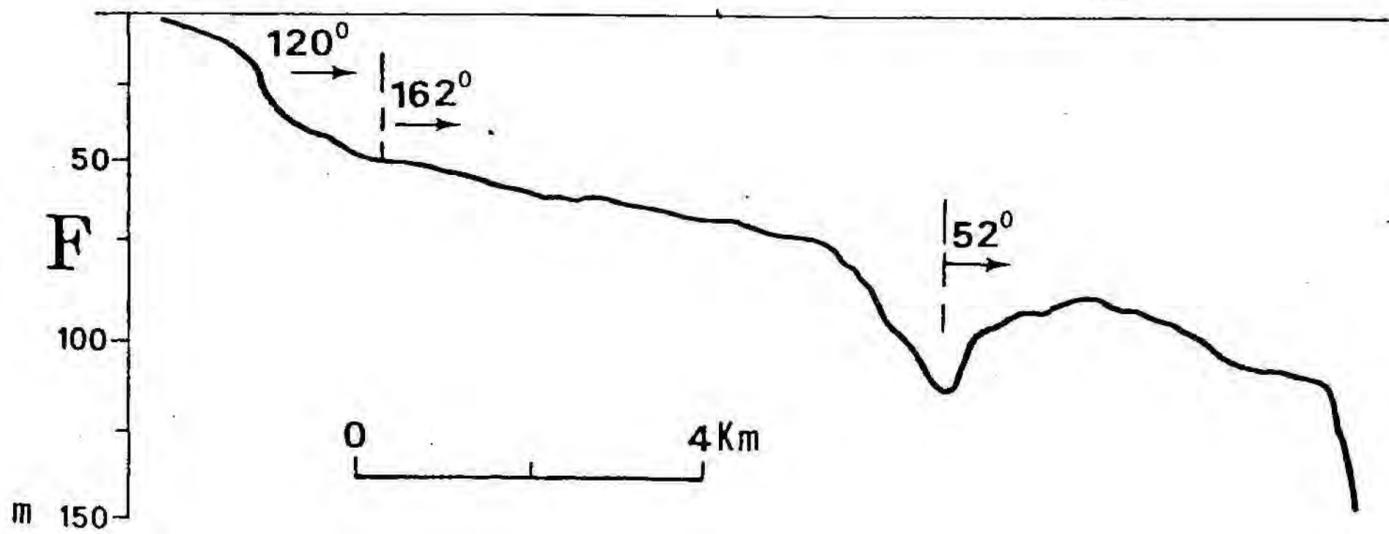
Perfiles batimétricos (sonar 24KHz)  
entre los cañones de la Fonera y  
Blanes.

(ver situación en la Fig. 28).



Delta del Tordera

Figura 34.-



Calella

Figura 35.-

Perfiles batimétricos de la plataforma continental al Sur del cañón de Blanes.  
(ver situación en la Fig. 28).

Los diferentes tipos de plataforma reflejan estrechamente la estructura de los niveles subyacentes, demostrando la subordinación de la morfología a la estructura geológica general. Esta dependencia también viene puesta de manifiesto por una serie de accidentes secundarios que han actuado hasta el Cuaternario reciente.

El modelado del fondo marino viene impuesto por los diferentes estadios paleogeográficos del Cuaternario, principalmente la última regresión del Würm, durante la cual se formó la superficie paleomorfológica que presentan actualmente los fondos del sector estudiado, ya que la sedimentación posterior no llega a modificar de forma apreciable dicha superficie debido al débil espesor, o nulo, de sedimentos depositados durante el Holoceno.

## VII-2.- Los cañones submarinos

Los trabajos sobre los cañones submarinos han sido numerosos, al igual las teorías sobre su formación. En primer lugar, citaremos los de Bourcart, Shepard y Kuenen, de tipo general, y particularmente para el área mediterránea occidental los de Glangeaud, Mauffret, Leenhardt y los autores asociados a las publicaciones. H. Got hace una síntesis sobre los cañones del sector catalán norte (Cap de Creus, La Fonera y el cañón colmatado de L'Escala). Los rasgos morfológicos que presentan tienen un interés peculiar, pues en ellos quedan muy patentes los fenómenos sedimentarios y tectónicos que se han desarrollado durante y después de su formación.

### VII-2-a.- Descripción morfológica

Las observaciones que hemos realizado comprenden principalmente el cañón de Blanes, pues el de la Fonera ha sido ampliamente descrito por H. Got (1973), por lo que sólo vamos a describirlo brevemente.

- El cañón de la Fonera tiene una orientación general E-W, aunque su cabecera presenta una inflexión al N. con una serie de indentaciones. El perfil transversal es típicamente en U, con un fondo más o menos plano, que lo diferencia de los cañones del sector

pirenaico (Lacaze-Duthiers y Cap de Creus) y del de Blanes, los cuales lo presentan claramente en V. La pendiente del perfil longitudinal es importante, alcanzando gradientes que pueden superar un 10 %, mientras que en los citados anteriormente no sobrepasan un 5 %, excepto en el de Blanes que es del mismo orden.

- El cañón de Blanes está orientado N-S en su primer tramo, aunque la cabecera presenta una inflexión hacia el E, paralelamente a la costa, que como veremos más adelante, corresponde a un antiguo curso de la cabecera, colmatado por completo. En la zona correspondiente al talud toma una dirección NW-SE, perpendicular a la costa. La sección transversal es claramente en V, bifurcándose en el sector inicial. El gradiente de la pendiente entre los 100 y 800 m. de profundidad al igual que en cañón de la Fonera llega a sobrepasar el 10 %.

Los perfiles de "Mud penetrator" 74MG12 y 18, figuras 36 y 37, muestran claramente el tipo de sección de este cañón en su cabecera, mientras que el perfil E de la Fig. 26, nos lo muestra en la base del talud.

#### VII-2-b.- Estructura

Las características estructurales deducidas del análisis sísmico de los cañones submarinos encajados en el precontinente catalán, presentan una serie de puntos comunes a todos ellos, lo que ha inducido a establecer una serie de teorías que discutiremos a continuación. Estos puntos comunes, puestos de manifiesto en los diferentes perfiles realizados son los siguientes:

- No hay una relación directa visible entre los cañones submarinos y los valles de los ríos actuales. Esta independencia actual, entre unos y otros, puede ser debida a los diferentes estadios erosivos que se han sucedido durante todo el Cuaternario y que han podido eliminar la unión entre ambos tipos de valles.



- La formación de los cañones comprende generalmente varias fases, siguiendo un proceso de etapas de encauzamiento y colmatación sucesivas, hasta llegar al estadio actual en que algunos de ellos presentan tramos, sobre todo de la cabecera, colmatados de sedimentos.

- El último estadio de formación de los cañones corresponde al Cuaternario reciente (Würm IV), o sea contemporáneo de la última fase de regresión marina, a excepción de los cañones colmatados de L'Esca-la y del Llobregat. En general, se produce una migración del eje inicial de estos cañones hacia el N. y NE.

- Los bordes opuestos de los cañones presentan una marcada batimetría, adquiriendo mayor importancia en zonas más profundas. En este caso, los cañones de la Fonera y Blanes presentan el borde izquierdo (mirando hacia el mar), más elevado que el derecho. Los fenómenos de deslizamiento se producen principalmente en los flancos elevados del cañón.

Vamos a tratar en particular cada uno de estos puntos en los cañones de la Fonera y Blanes.

### VII-3.- Relación con los cursos de los ríos actuales

El cañón de la Fonera no parece tener relación alguna con los ríos que desembocan a N y S, pues su cabecera se halla situada frente al macizo de Begur, llegando a excavar el zócalo Paleozoico. Los perfiles sísmicos no han revelado una dependencia de este cañón con dichos ríos, al menos en los niveles superficiales. Si observamos el mapa de isócronas del nivel "K" (discordancia mio-pliocena) Fig. 14, vemos que la depresión del sector de Palamós, coincide muy ampliamente con el actual cañón, lo que nos conduce a pensar que el primer estadio de formación se realizó en el período fini-mioceno, al menos en este sector. Dado que no existen afloramientos de esta edad en el continente y no es posible tener datos de la red hidrográfica durante dicho período, no podemos asegurar una dependencia del actual trazado de los cañones con una red hidrográfica antigua,

pero sí que siguen el trazado de una paleomorfología fini-miocena, en la parte correspondiente a la actual plataforma, sin continuidad hacia el talud.

El cañón de Blanes ofrece a primera vista una relación más próxima con el río Tordera que en el caso anterior. Asimismo, el nivel "K" presenta una paleomorfología que coincide exactamente con el actual trazado. Superponiendo las cartografías de dicho nivel con la batimetría actual, esta última se amolda perfectamente a la del nivel "K", por lo que la evidencia de que el trazado actual del curso inicial de estos dos cañones viene heredado de una paleomorfología fini-miocena de la plataforma es clara, pero al llegar al talud ésta se pierde totalmente; el perfil E de la Fig. 26, muestra la base del cañón de Blanes, en la que "K" no presenta las mismas características morfológicas que en la plataforma.

#### VII-4.- Fases sucesivas de formación

No son tan evidentes como en los cañones de la zona pirenaica o sobre todo en el de L'Escala (Fig. 38), en el que se han interpretado, por lo menos, cinco estadios de encauzamiento alternantes con otros tantos de relleno.

El perfil realizado por el sector de cabecera colmatado del cañón de Blanes (73K26, Fig. 39), nos muestra una evolución paralela a la seguida por el de L'Escala con migración primero hacia el Sur en varias etapas sucesivas, y finalmente hacia el Norte.

El origen de estas migraciones debemos buscarlo en los movimientos de reajuste del zócalo, y en consecuencia de las series subyacentes. Asimismo, y como lo ponen de manifiesto H. Got (1973) y Martínez-Gil (1968), podemos considerar estos desplazamientos, paralelos a los que en el continente se producen durante el Cuaternario en los cursos de los ríos. El caso más notable es el del río Ter, responsable de la pérdida de funcionalidad y posterior colmatación del cañón de la Escala.

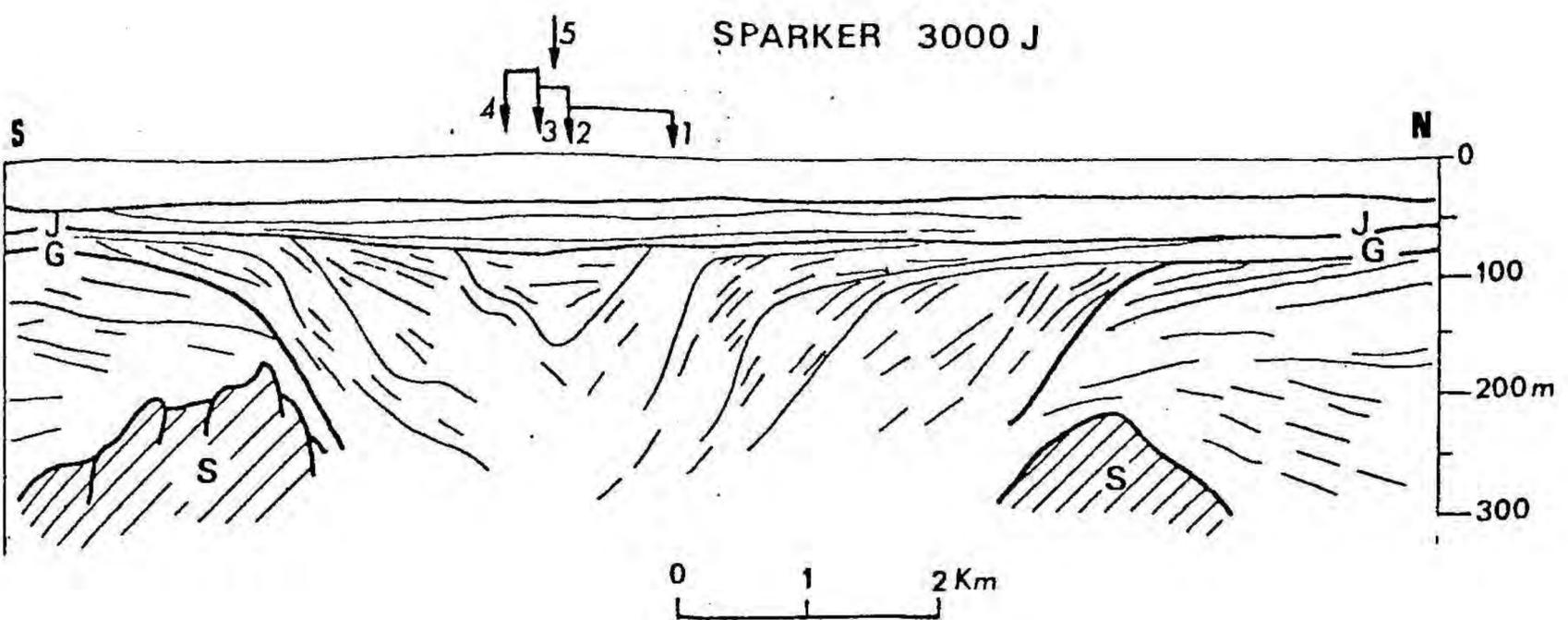
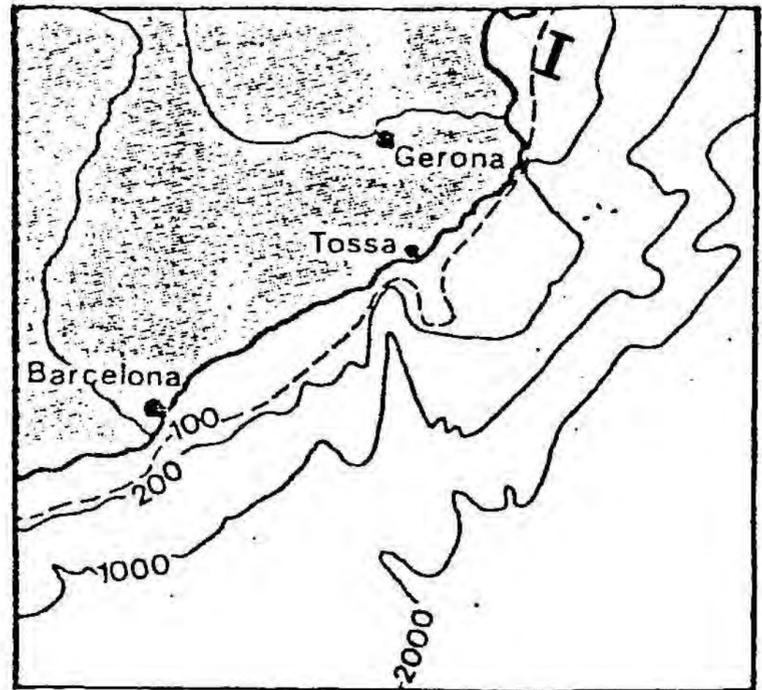


Figura 38.- Fases sucesivas de excavación y relleno del cañón colmatado de L'Escalà; obsérvese la migración de los ejes del valle.  
(según H. Got).

73K26

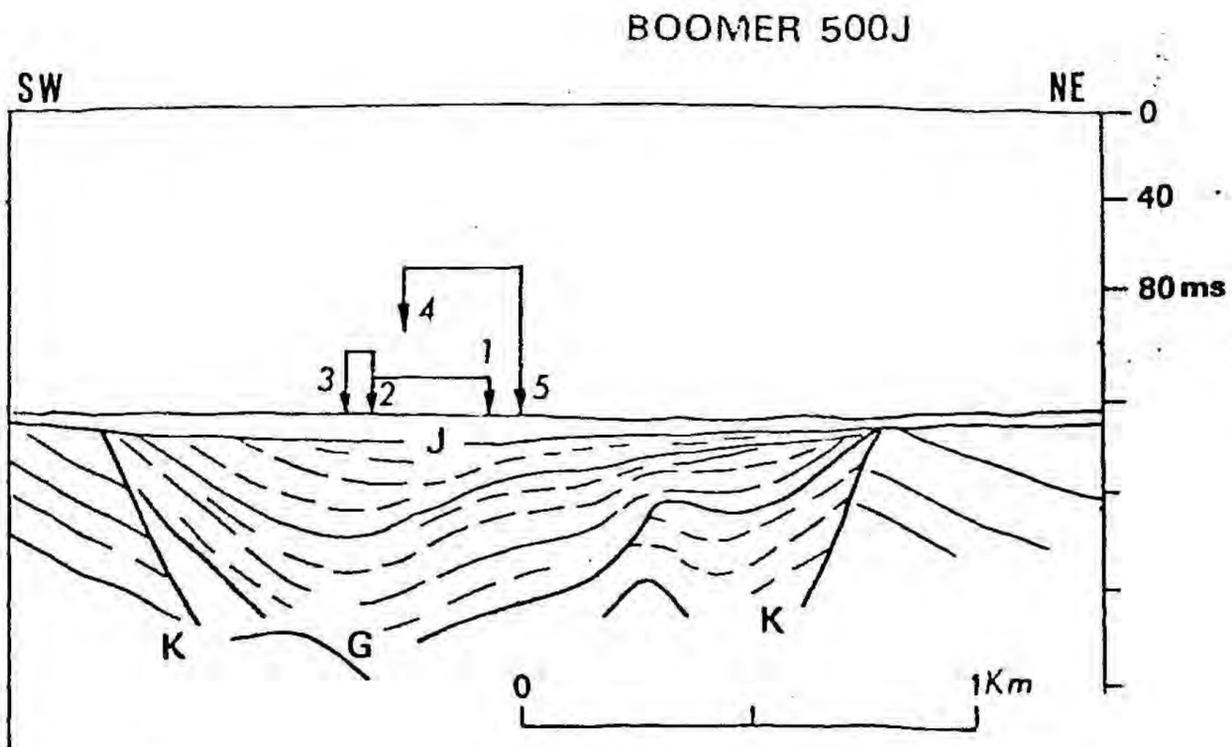
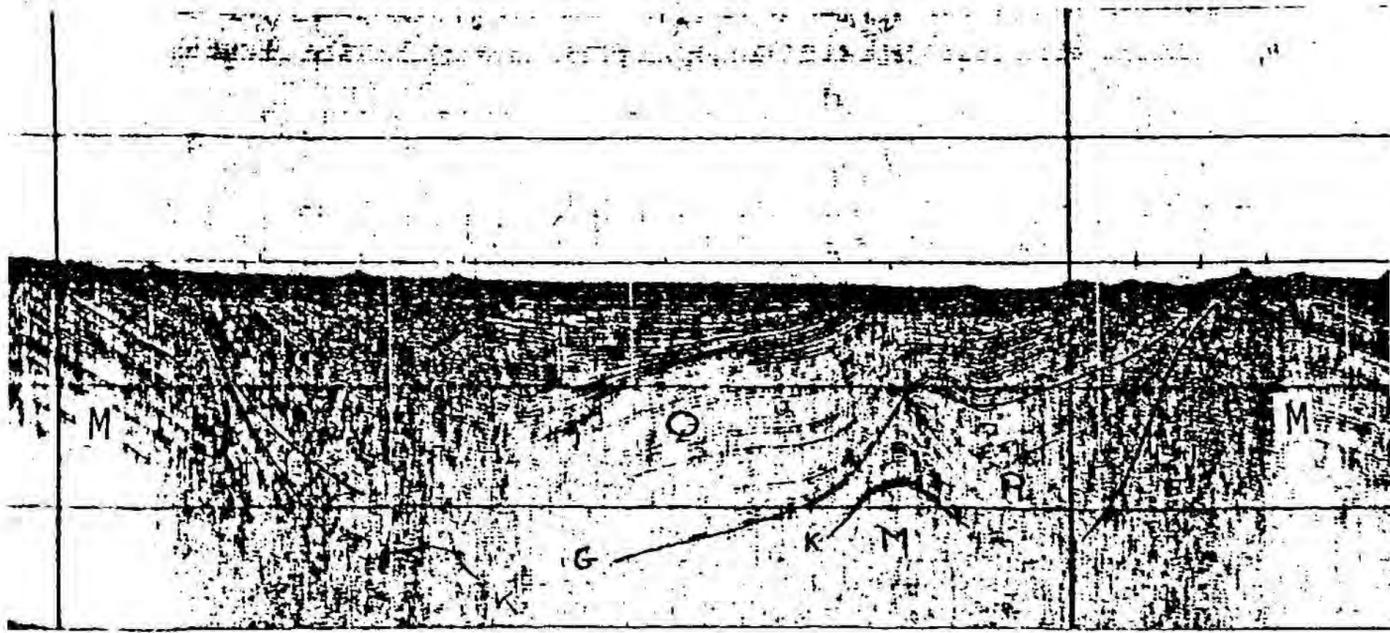
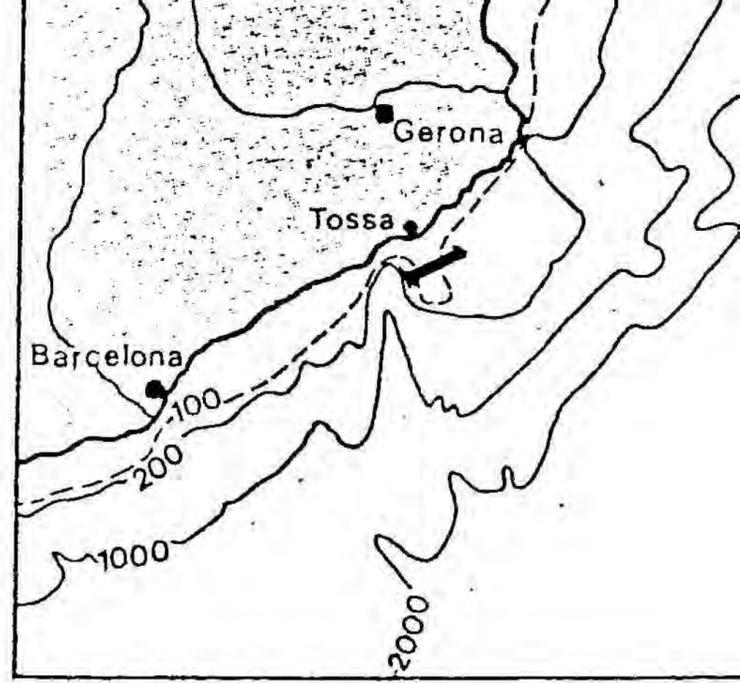


Figura 39.- Fases sucesivas de excavación y relleno en la cabecera del cañón de Blanes. El fenómeno de migración de los ejes sucesivos es idéntico al observado en el valle colmatado de la Escala.

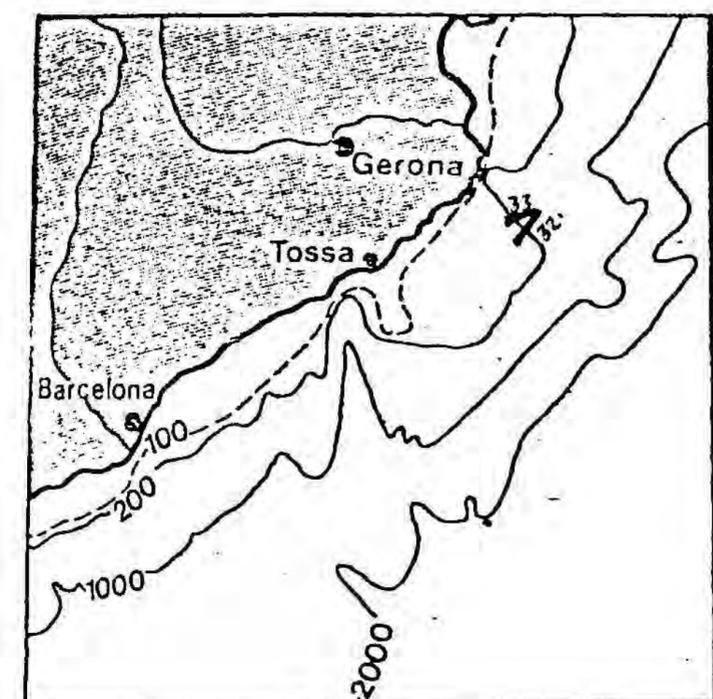
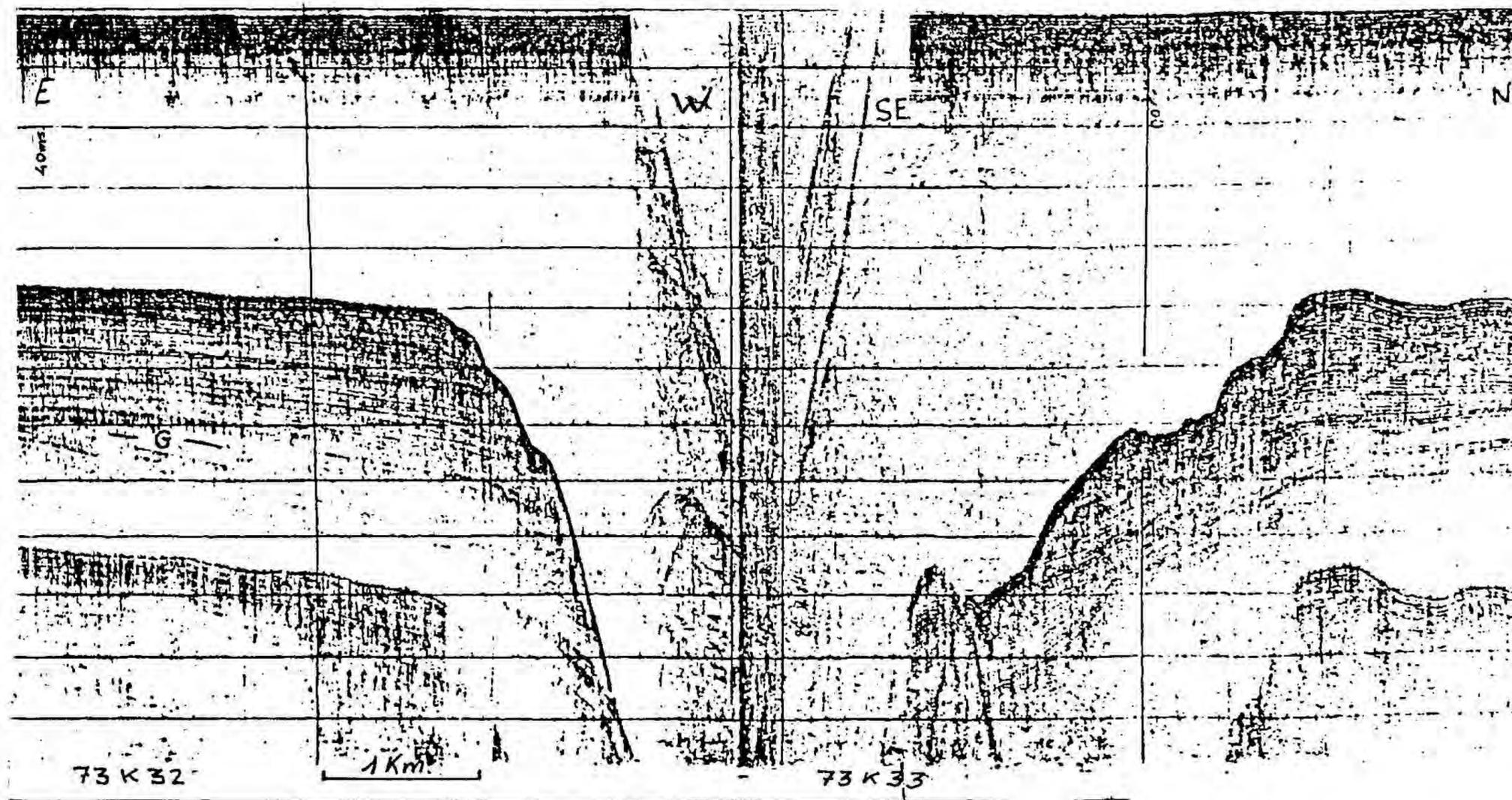


Figura 40.- Perfil sísmico 73K32 (Boomer 500 J) realizado en el flanco sur del cañón de la Fonera, mostrando el importante espesor de sedimentos pliocuaternarios de este flanco en la zona media de la plataforma.

#### VII-5.- Cronología de la evolución de los cañones

La formación inicial de los cañones de Blanes y la Fonera podemos considerarla pues como fini-miocena, fase generalizada al conjunto del contorno de la cuenca mediterránea, que se produce a partir de este período.

La diferencia notable que presenta "K" en este sector con respecto al pirenaico y Golfo de León en general, debemos atribuirla a una altura de base distinta, lo que daría lugar a su erosión durante el Pontiense, fenómeno general en el continente, ayudada por la serie de accidentes que le afectan.

Posteriormente a la formación de la superficie de erosión "K" se produce una colmatación por materiales pliocénicos, que llegan a fosilizar totalmente o en parte la paleomorfología anterior. Ya en el Plioceno terminal una nueva etapa regresiva, reemprendería la formación de dichos cañones que tras varios episodios sucesivos de rejuvenecimiento y de colmatación durante todo el Cuaternario, conduciría al último de ellos correspondiente al final del Würm IV. Hay que destacar como uno de los más importantes de estos períodos de rejuvenecimiento de los cañones, al responsable de la discordancia intracuaternaria "J" (fini-Riss).

Consideramos pues, que el origen y la evolución de estos cañones submarinos vienen regidos por una morfotectónica muy acusada, y por la sucesión de una serie de etapas de rejuvenecimiento, principalmente durante el Cuaternario.

#### VII-6.- Disimetría de los bordes y perfil transversal

Ambos puntos vienen en parte explicados por la estructura del zócalo.

La disimetría de los bordes viene dada, en este caso, por los reajustes tectónicos de los flancos de los cañones, tanto en el de la Fonera como en el de Blanes. Sobre este punto, W. Menard (1955), emitió la teoría de la acción de las fuerzas de Coriolis sobre las

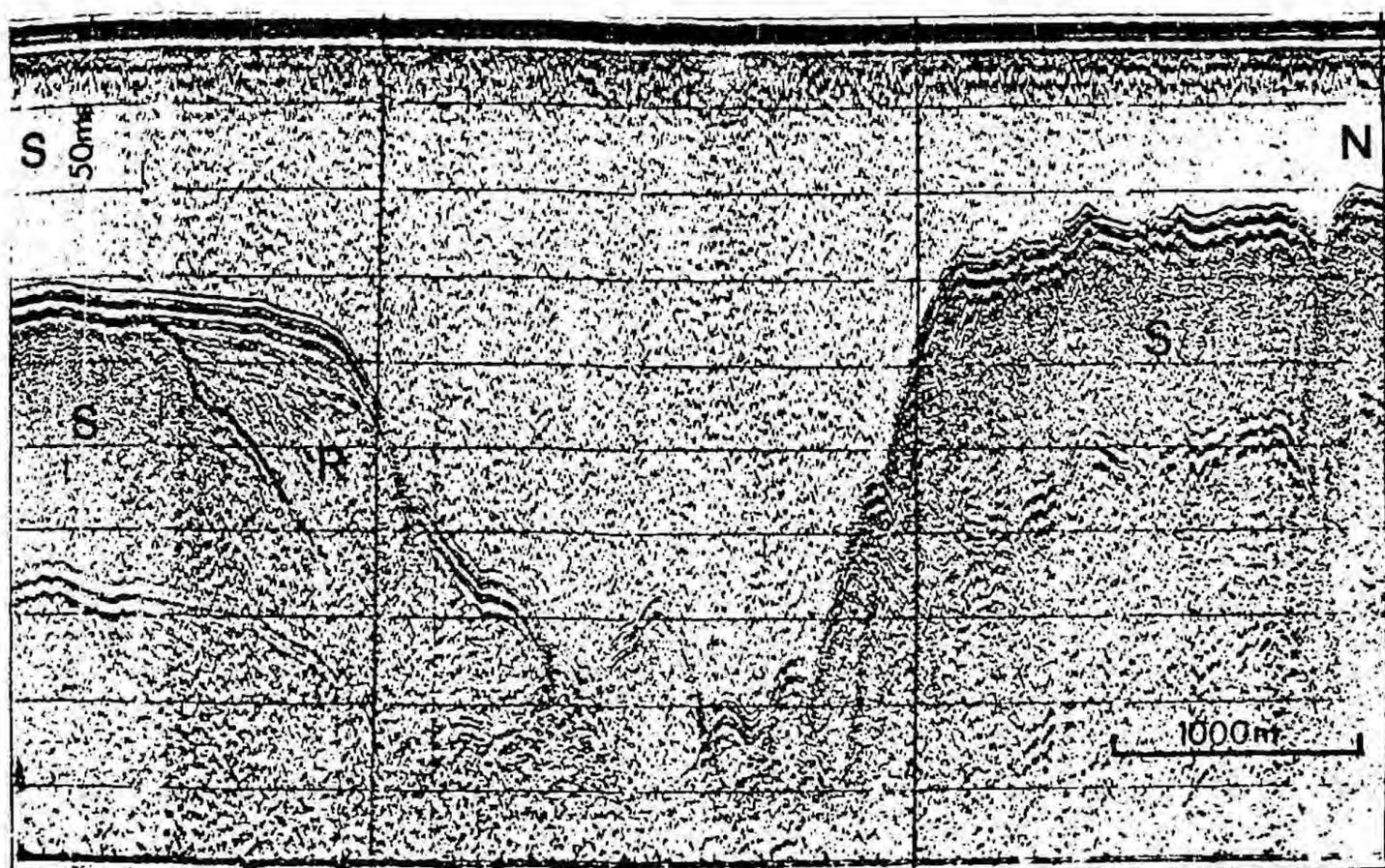
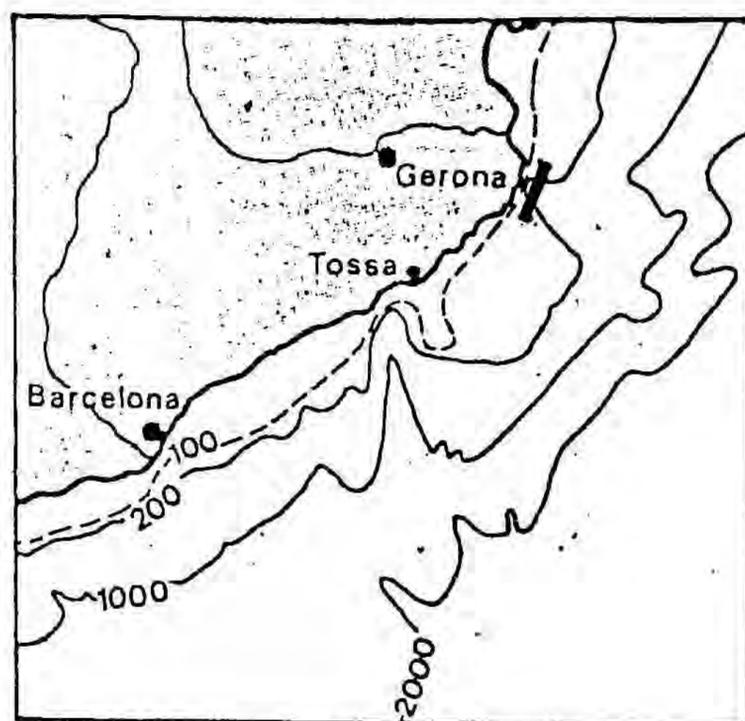


Figura 41.- Perfil sísmico realizado en la cabecera del cañón de la Fonera (Sparker 3000 J.); sobre el flanco norte el zócalo (S) es aflorante; el flanco sur muestra un recubrimiento sedimentario reciente (R).

corrientes de turbidez, explicando de esta forma la disimetría de los cañones de la costa oeste americana, siendo precisamente lo contrario de lo que ocurre en el cañón de la Fonera, pues el borde alto no presenta recubrimiento sedimentario y sí lo presenta el inferior (Fig. 41).

Igualmente, el tipo de perfil transversal viene dado por los accidentes que rigen la evolución de estos cañones: la amplitud del cañón de la Fonera viene dada por la red de fallas paralelas que siguen su curso (H. Got, 1973). El cañón de Blanes presenta en su cabecera un ensanchamiento resultante de la interacción de los dos sistemas de fallas dominantes (paralelo y normal a la costa), responsables asimismo, de la inflexión hacia el NE de la parte inicial del cañón y su continuación ya colmatada, descrita anteriormente.

#### VII-7.- Conclusión

- La superficie de erosión fini-miocéna (Pontiense) afecta toda la plataforma de este sector y la parte superior del talud continental.

- La excavación inicial de los cañones de Blanes y la Fonera se realiza durante dicho periodo en la parte que corresponde a la actual plataforma, condicionado por una serie de accidentes estructurales locales.

- Esta erosión pontiense de las cabeceras de los cañones se produce solamente en algunos sectores localizados del Mediterráneo: en el Provenzal y Catalán medio; no siendo así en el resto del Golfo de León, zona pirenaica y Sur-catalana (?); en consecuencia la presencia ó no de una paleomorfología pontiense, depende de la evolución estructural diferencial de los diferentes sectores y no puede ser generalizada.

- El nivel de base durante el Mioceno superior no podía ser el mismo que en el Cuaternario ya que la erosión cuaternaria es más importante y más generalizada que la pontiense, llegando incluso a

superar la acción de esta última en la plataforma (presencia de Mioceno en los flancos del cañón de Blanes), pudiéndose seguir hasta la base del talud (alrededor de unos 1800 m. de profundidad).

- Las diferentes fases de encauzamiento de los cañones que aparecen en la plataforma no tienen continuación hacia el talud, por lo que el hundimiento de la llanura abisal es mucho más importante que las variaciones eustáticas del nivel del mar durante el Cuaternario.

El análisis de la morfoestructura de los valles submarinos del precontinente catalán nos permite establecer la síntesis de los diferentes estudios llevados a cabo sobre las márgenes del Mediterráneo occidental. La excavación inicial de los valles submarinos no se ha producido de forma isócrona, pudiendo distinguir:

- Una fase de excavación pre-pliocena que sólo comprende ciertas zonas debido a la división del precontinente, por una serie de accidentes transversales, en bloques más o menos elevados, y que aparece solamente en la parte inicial de los valles submarinos.

- Una sucesión de fases pliocenas y cuaternarias generalizadas tanto en extensión lateral como longitudinal.

La consecuencia más importante de estas observaciones radica en que el nivel de base durante la regresión pliocena estaba situado por debajo del de la regresión fini-miocena. Esto implica la nulidad de la hipótesis de un Mediterráneo profundo al final del Mioceno, es decir con su configuración actual, dada por K.J. Hsü y otros (1973).

#### VII-8.- El talud continental y la llanura abisal

La diferenciación entre el talud y plataforma no es neta, pues el paso de uno a otro se realiza con un aumento progresivo del declive. En las zonas de influencia de los cañones submarinos el paso es brusco, pero este caso no lo podemos considerar de igual forma que el anterior.

La formación y morfología del talud continental tienen un origen y dependencia tectónicos, ya que corresponden a la zona de máxima flexión que relaciona la plataforma con la llanura abisal, cuyo hundimiento continuo da lugar, durante el Cuaternario, a los deslizamientos gravitacionales anteriormente descritos que vienen reflejados en la morfología actual.

La base del talud corresponde a una zona de acumulación de sedimentos deslizados que se refleja, asimismo, en la topografía.

En la llanura abisal únicamente puede distinguirse la red de canales de drenaje de las corrientes de turbidez, aportadas principalmente por los cañones submarinos, y una serie de accidentes producidos por fenómenos volcánicos o de halocinesis.

En líneas generales podemos decir, que todas las observaciones y fenómenos descritos hasta el momento, ponen en evidencia la estrecha dependencia que tiene la morfología submarina con la evolución estructural reciente de las unidades subyacentes y con la paleogeografía resultante de los diferentes estadios regresivos que han venido modelando el precontinente durante el Cuaternario.