



TROISIÈME CYCLE : STRUCTURE ET ÉVOLUTION
GÉOLOGIQUES DES OCÉANS



Alain LE LANN

UNE ETUDE GEOLOGIQUE PAR SUBMERSIBLE :

LE BANC DE GORRINGE (Atlantique du Nord-Est)

THÈSE DE DOCTORAT DE 3ÈME CYCLE



N° d'enregistrement :

THÈSE

présentée pour l'obtention
du

DIPLÔME DE DOCTEUR DE 3ÈME CYCLE

à

L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

MENTION : *Sciences de la Terre*

SPECIALITE : *Structure et Evolution géologiques des Océans*

par ALAIN LE LANN

SUJET : *Une étude géologique par submersible : le banc de Gorringe
(Atlantique du Nord-Est).*

Le jury sera composé de :

Président : M. Michel GRAVELLE, Professeur (Université de Bretagne occidentale,

Rapporteurs : M. J.M. AUZENDE, Géologue au Centre Océanologique de Bretagne,

M. René BLANCHET, Maître de conférences à l'Université de Bretagne Occidentale,

Examineurs : M. Adolphe NICOLAS, Professeur à l'Université de NANTES,
M. Stefan DÜRR, Maître de recherches associé au C.N.R.S.,
M. Claude RANGIN, Attaché de Recherches au C.N.R.S.,
Université Pierre et Marie Curie.

A mon père

AVANT-PROPOS

Cette étude m'a été proposée par MM. Jean-Marie Auzende et Jean-Louis Olivet. Je les remercie de m'avoir conseillé et guidé durant ces deux années de travail.

Je remercie aussi Monsieur René Blanchet de m'avoir orienté lors de mon DEA vers les études géologiques par submersible.

Je n'oublierai pas, bien entendu, tous les membres du groupe CYAGOR (MM. Jacques Charvet, Xavier Le Pichon, José Monteiro, Adolphe Nicolas et Antonio Ribeiro) qui ont ramené des grandes profondeurs des observations qui me furent très utiles par la suite. De plus, les discussions que nous avons eues lors de la campagne Cyagor m'ont permis d'appréhender plus rapidement le sujet.

Je remercie aussi Monsieur Paul Beuzart pour le temps passé au calculateur du Centre en ma compagnie et pour les intéressantes discussions sur les problèmes géophysiques de la région. Monsieur Serge Monti et le bureau de dessin m'ont beaucoup aidé, ainsi que tous les membres du Département de Géologie, Géophysique, Géochimie Marine du Centre Océanologique de Bretagne. Je leur exprime ma reconnaissance.

Je remercie d'avoir bien voulu faire partie de mon jury :

- M. Michel Gravelle, qui a accepté d'en être le président,
- M. Jean-Marie Auzende, qui m'a proposé ce sujet et qui m'a conseillé,
- M. René Blanchet qui m'a orienté vers cette voie nouvelle de la géologie marine,
- M. Adolphe Nicolas pour son aide précieuse et la part importante qu'il a prise dans l'étude des serpentinites,
- M. Stéphan Dürr pour son expérience des ophiolites méditerranéennes,
- M. Claude Rangin qui connaît bien le problème des études de la croûte océanique tant en domaine immergé qu'émergé.

Je ne saurai oublier les commandants et les équipages des navires océanographiques Jean Charcot et Suroit, qui ont contribué pour une grande part au succès des missions en mer.

Enfin que tous ceux qui, par leur aide matérielle ou leur soutien moral, ont une part importante dans la réalisation de ce mémoire, soient assurés de ma plus vive gratitude.

° °

SOMMAIRE

INTRODUCTION	p. 17
I - <u>PRESENTATION MORPHOLOGIQUE ET GEOLOGIQUE</u>	23
A - <u>DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE REGIONALE</u>	23
1. ARCHIPEL DES ACORES	23
2. ZONE DE FRACTURE GLORIA	24
3. LA RIDE TORE-MADERE ET LES MONTS DU FER A CHEVAL	29
- Ride Tore-Madère	29
- Ride Tore-Lisbonne	30
- Ride Joséphine-Hirondelle-Gorringe	30
- Ride Ampère Coral Patch	30
- Les plaines abyssales	30
4. MORPHOLOGIE DES MARGES CONTINENTALES	31
- La marge continentale marocaine	31
- La marge continentale ibérique	31
5. CONCLUSION	33
B - <u>ETUDE MORPHOLOGIQUE DU BANC DE GORRINGE</u>	34
1. TRAITEMENT DES DONNEES	34
2. COMMENTAIRE DE LA CARTE	39
3. PRESENCE DE TERRASSES D'ABRASION MARINE	53
4. CONCLUSION	54

C - <u>PRESENTATION GEOLOGIQUE</u>	P. 69
1. LA ZONE ACORES-GIBRALTAR	69
a) Archipel des Açores	70
b) Zone de fracture Gloria	70
c) La ride Tore-Madère et les Monts du Fer à Cheval	73
2. GEOLOGIE DES MARGES CONTINENTALES	73
a) La marge continentale marocaine	73
b) Principaux aspects de la géologie du Portugal	74
c) La fracturation tardi-hercynienne	75
<hr/>	
II - <u>ETUDE GEOPHYSIQUE</u>	77
A - <u>SEISMICITE DE LA ZONE ACORES-GIBRALTAR</u>	78
1. CARTE DES EPICENTRES	78
2. MECANISMES AU FOYER	84
3. CONCLUSION	90
B - <u>LES SERIES DEFINIES PAR LA SISMIQUE REFLEXION</u>	93
1. ETUDE DES SERIES	93
2. LE SOCLE ACOUSTIQUE	130
3. CONCLUSION	133
C - <u>ETUDE GRAVIMETRIQUE</u>	135
D - <u>ETUDE DU CHAMP MAGNETIQUE</u>	141
<hr/>	

III - <u>ETUDE DU BANC DE GORRINGE PAR LE SUBMERSIBLE SP 3000 CYANA</u>	p. 147
A - <u>DESCRIPTION DES PLONGEES</u>	147
1. INTRODUCTION	159
2. LES PLONGEES SUR LE MONT GETTYSBURG	159
3. LES PLONGEES SUR LE MONT ORMONDE	184
B - <u>ETUDE DES ECHANTILLONS PRELEVES SUR LE BANC DE GORRINGE</u>	215
C - <u>CONCLUSION</u>	226
<hr/>	
IV - <u>INTERPRETATION STRUCTURALE DU BANC DE GORRINGE</u>	239
A - <u>STRUCTURE DU BANC DE GORRINGE</u>	239
B - <u>INTERPRETATION</u>	245
<hr/>	
V - <u>DISCUSSIONS GORRINGE - ZONE DE FRACTURE - COMPLEXE OPHIOLITIQUE</u>	255
A - <u>GORRINGE ET ZONE DE FRACTURE</u>	255
1. RAPPEL DES HYPOTHESES	255
2. EVOLUTION CINEMATIQUE DE LA ZONE	255
3. HISTOIRE GEOLOGIQUE DU BANC DE GORRINGE ET DE LA REGION	256
4. COMPARAISON GORRINGE - ZONE DE FRACTURE	265
B - <u>GORRINGE ET COMPLEXE OPHIOLITIQUE</u>	272
1. HISTORIQUE DES OPHIOLITES	272
. DEFINITION	
. REPARTITION MONDIALE	
2 . ORIGINE	273
a) <i>La croûte</i>	
b) <i>L'Obduction</i>	
3 . OPHIOLITE EN MILIEU OCEANIQUE, LE BANC DE GORRINGE	293
4 . DISCUSSION : UN NOUVEAU MODELE D'OBDUCTION	297
VI - <u>CONCLUSIONS GÉNÉRALES</u>	305

FIGURES

1	Carte bathymétrique de la zone Açores Gibraltar (d'après Laughton et al 1975)	p. 25
2	Carte bathymétrique de la région des Monts du Fer à Cheval (d'après Laughton et al 1975)	27
3	Montage des profils Sea-Beam	37
4	Carte bathymétrique du Banc de Gorringe	41
4Bis	Directions morphologiques sur le Banc de Gorringe	45
5	Détail de profil "Sea-Beam" sur le mont Gettysburg (localisation sur la figure 3)	47
6	Détail de profil "Sea-Beam" sur le mont Gettysburg (localisation sur la figure 3)	49
7	Détail de profil "Sea-Beam" au Sud du col entre les deux monts (localisation sur la figure 3)	51
8	Carte des terrasses : 1-Affleurement, 2-Isobathe, 3-Fractures, 4-Terrasse 500 m, 6-Falaise, 7-Rupture de pente, 8-Terrasses sommitales	55
9	Coupe du mont Ormonde (d'après un profil "Sea-Beam")	57
10	Carte bathymétrique du sommet du mont Gettysburg	59
11	Profil sismique réflexion Sparker (localisation figure 19) à l'Ouest du Mont Gettysburg	61
12	Profil sismique réflexion Sparker (localisation figure 19) au Sud du Mont Gettysburg	63
13	Répartition des Terrasses en fonction de l'âge	65
14	Schéma structural de la zone Açores Gibraltar (d'après Féraud et al 1977)	71
15	Localisation des épicentres des séismes	79
16	Localisation des épicentres des séismes (magnitude > 0)	81
17	Solution des Mécanismes au foyer	85
18	Localisation des profils sismiques	95
19	Localisation des profils sismiques sur le Banc de Gorringe	97
20	Profil sismique Albatlante 17 ALBATLANTE	99
21	" " Albatlante 15 a	101
22	" " Nestlante I-14 NESTLANTE I	103
23	" " " 8	105
24	" " " 11	107
25	" " " 10	109

...

26	Profil sismique Nestlante I- 9	p. 111
27	" " Nestlante I-12	113
28	" " CIBRACO 9	117
29	" " CIBRACO 1	119
30	" " CIBRACO 2	121
31	Albatlante 25 a	123
32	" " Albatlante 21	125
33	Schéma structural de la région des Monts du Fer à cheval	127
34	Coupe de la région des Monts du Fer à cheval	131
35	Anomalies gravimétriques à l'air libre (équidistance des courbes 20 mgals- D'après Bonnin 1978)	137
36	Profil gravimétrique sur le mont Gettysburg (d'après Purdy et al 1978)	139
37	Carte magnétique de la région du Fer à cheval	143
38	Profils magnétiques localisés projetés le long de la route du navire	145
39	Localisation des prélèvements et des plongées de CYANA 1. Dragage, 2. Carottage, 3. Forage, 4. Campagne Charcot, 5. Campagne Suroit, 6. Campagne Shakelton, 7. Campagne R.Courad, 8. Plongée CYANA, 9. Plongée autonome, 10. Serpentinite, 11. Gabbro, 12. Volcanisme alcalin, 13. Roche sédimentaire	149
40	Navigation et profil bathymétrique de la plongée CY 9.77	153
41	Esquisse géologique de la plongée CY 9.77	155
42	Coupe géologique de la plongée CY 9.77	157
43	Navigation et profil bathymétrique de la plongée CY 10.77	161
44	Esquisse géologique de la plongée CY 10.77	163
45	Coupe géologique de la plongée CY 10.77	165
46	Navigation et profil bathymétrique de la plongée CY 12.77	169
47	Esquisse géologique de la plongée CY 12.77	171
48	Coupe géologique de la plongée CY 12.77	173
49	Navigation et profil bathymétrique de la plongée CY 11.77	177
50	Esquisse géologique de la plongée CY 11-77	179
51	Coupe géologique de la plongée CY 11.77	181

52	Navigation et profil bathymétrique de la plongée CY 13.77	p. 187
53	Esquisse géologique de la plongée CY 13.77	189
54	Coupe géologique de la plongée CY 13-77	191
55	Navigation et profil bathymétrique de la plongée CY 14.77	195
56	Esquisse géologique de la plongée CY 14.77	197
57	Coupe géologique de la plongée CY 14.77	199
58	Navigation et profil bathymétrique de la plongée CY 15.77	203
59	Esquisse géologique de la plongée CY 15.77	205
60	Coupe géologique de la plongée CY 15.77	207
61	Esquisse géologique du mont Gettysburg	229
62	Coupe synthétique du mont Gettysburg	231
63	Esquisse géologique du Mont Ormende	235
64	Coupe synthétique " "	237
65	Carte structurale du Banc de Gorringe	241
66	Profil de sismique réflexion GIBRACO II	243
67	Coupe longitudinale du Banc de Gorringe A 1.Serpentine, 2. Corps intermédiaire, 3. Gabbro, 4.Basalte, 5. Volcanisme alcalin, 6. Croûte océanique	247
68	Coupe transversale du Mont Gettysburg	249
69	Coupe transversale passant entre les deux monts du Banc de Gorringe C	251
70	Coupe transversale du Banc de Gorringe	253
71	Modèle de formation du Banc de Gorringe (d'après Purdy 1975)	257
72	Fit initial de l'Atlantique Nord (d'après Olivet 1978)	261
73	Reconstitution à l'anomalie M22 (d'après Olivet 1978)	261
74	Reconstitution à l'anomalie J (d'après Olivet 1978)	261
75	Reconstitution à l'anomalie An 33 (d'après Olivet 1978)	267
76	Différents types de zones de fractures (d'après Berratti 1978)	269
77	Modèle de zone de fracture (d'après Berratti 1978)	269
78	Modèle de zones de fractures (d'après Francheteau et al 1976)	269

.../...

79	Répartition mondiale des ophiolites (d'après Coleman 1977)	p. 275
80	Les complexes ophiolitiques en Méditerranée (d'après Deway et al 1970)	277
81	Coupes schématiques de divers complexes ophiolitiques (d'après Juteau et al 1973)	279
82	Modèle de croûte océanique (d'après Schreiber et Fox 1973)	281
83	Comparaison Croûte Océanique	281
	Complexe ophiolitique (d'après Williams et Stevens 1974)	
84	Modèle d'obduction (d'après Coleman 1971)	285
85	Modèle d'obduction (d'après Aubouin 1963)	285
86	Modèle d'obduction (d'après Deway et Bird)	287
87	" " " 1971 A	287
	" " " 1971 B	
88	" " (d'après Davies 1971)	287
89	Modèle d'obduction (Christensen et Salisbury 1975)	289
90	Modèle d'obduction (Nicolas et Le Pichon 1979)	289
91	Coupes comparatives Gorringe - Croûte Océanique Complexe ophiolitique	295
92	Carte morpho-structurale de l'Atlantique Nord (d'après Olivet 1978)	299
93	Modèle d'obduction	301
94	Coupe Maroc - King's Though	303

INTRODUCTION

1. BUT DE L'ETUDE

Le Banc de Gorringe est une structure océanique spectaculaire qui a depuis longtemps retenu l'attention des géologues et des géophysiciens. Situé à 120 milles dans l'Ouest du Cap Saint-Vincent (Portugal) entre 37°N 10°W et 36°N 12°W, il se présente comme un massif allongé de 200 km de long sur 80 km de large, dont les sommets atteignent presque le niveau de la mer (-24 m et -50 m). Il appartient à la terminaison orientale de la zone Açores-Gibraltar, limite des plaques Afrique-Europe. Aussi appelé région des monts du Fer à Cheval, c'est une zone formée de hauts fonds à proximité de la marge ibérique et marocaine. Son histoire géologique débute dès le Paléozoïque supérieur ; elle est liée à l'évolution géodynamique de l'Atlantique Nord et, depuis 84 Ma (anomalie magnétique 34), cette région est soumise aux contraintes exercées par l'affrontement des plaques Europe et Afrique.

Le Pichon et al. (1970) ont mis en relation cette structure avec une zone de subduction néogène plongeant vers le Nord-Ouest sous la plaine abyssale du Fer à Cheval. Par la suite, de nombreux auteurs ont vu dans Gorringe un panneau de socle océanique soulevé et basculé portant à l'affleurement sur son versant nord-ouest la croûte océanique.

Depuis, les nombreux travaux océanographiques effectués ont révélé une histoire tectonique plus complexe liée à l'évolution de la frontière Afrique-Ibérie. Plusieurs auteurs ont d'autre part souligné les caractères

structuraux ou pétrologiques qui peuvent apparenter la zone de Gorringe à une ancienne zone de faille transformante. Cette étude repose en partie sur les travaux récents de Purdy (1974, 1975 - étude géophysique), de Bonnin (1978) et d'Olivet (1978 - évolution cinématique de l'Atlantique Nord).

— C'est dans le but de définir la structure du banc qu'a eu lieu, en août 1977, une reconnaissance géologique avec le submersible CYANA, du Centre National pour l'Exploitation des Océans (campagne CYAGOR, Centre Océanologique de Bretagne). L'étude du Banc sera abordée après une description morphologique et géologique de la zone. Une étude géophysique permettra de replacer le Banc de Gorringe dans un contexte régional et ces deux premiers ensembles mettront en évidence que l'on ne peut pas dissocier le Banc de Gorringe et le domaine auquel il appartient, que ce soit dans la structure actuelle, ou dans leur évolution géologique. —

L'interprétation du Banc de Gorringe est guidée par les observations faites en submersible : le jeu d'une faille transformante anté-crétacé et le basculement du Banc vers le Nord-Est sont les bases de cette interprétation.

Une discussion sera ensuite abordée pour établir une comparaison entre les reliefs des zones de fractures actuelles et le Banc de Gorringe, qui ne paraît pas être une structure unique. Sa ressemblance avec les massifs ophiolitiques est grande, ce qui m'a amené à proposer un nouveau modèle de mise en place des complexes ophiolitiques sur les marges continentales. Ce nouveau modèle d'obduction pourrait expliquer les caractéristiques des complexes ophiolitiques.

2. ORIGINE DES DONNEES

De nombreuses campagnes océanographiques ont eu lieu dans cette région. Ce sont des campagnes à bord des navires océanographiques étrangers (Shakelton, R. Conrad, Atlantis, Glomar Challenger) ou du Centre Océanologique

de Bretagne (Noratlante, 1969 ; Nestlante I, 1970 ; Gibraco, 1972 ; Albatlante, 1974). Durant la campagne CYAGOR, à laquelle j'ai participé, huit plongées ont été effectuées entre -2 700 m et les sommets du Banc par le submersible SP 3000 CYANA ; trente et un kilomètres ont été parcourus sur le fond et trente-trois échantillons prélevés (Le Lann et al., 1979). J'ai, en juillet 1978, participé à la campagne Transeagor, durant laquelle 14 profils bathymétriques, réalisés grâce au sondeur à faisceau multiple Sea-Beam du N.O. Charcot, ont permis d'établir une nouvelle carte bathymétrique.

Les profils de sismique réflexion proviennent du Centre Océanologique de Bretagne où ils ont été étudiés (Tableau I). J'en ai repris l'étude. J'ai interprété des profils de sismique réflexion "Sparker" effectués sur le Banc de Gorringe par le Service Hydrographique Portugais (mars 1977). Grâce à ces données morphologiques et de sismique réflexion, les directions structurales ont été définies.

Le dépouillement de la campagne CYAGOR a été fait classiquement : chaque plongée fait l'objet d'une propre étude (navigation, carte et coupe géologique grâce aux vidéo-cassettes). L'ensemble des plongées est repris dans une carte et une coupe synthétique. Les premiers résultats de cette campagne ont été publiés par le Groupe CYAGOR (Auzende et al., 1977, 1978, 1979) et par Le Lann et al. (1979). Les échantillons sédimentaires ont été étudiés par Madame Glaçon et Messieurs Charvet, Cocquel, Foucher et Pastouret. Les échantillons volcaniques sont étudiés par Monsieur Cornen, et les serpentinites par Mademoiselle Boudier et Monsieur Nicolas.

CAMPAGNES					NAVIGATION
NORATLANTE, 1969 CH 07	C.O.B.	<i>Sismique réflexion</i>	<i>Bathymétrie</i>	<i>Dragage</i>	<i>Satellite</i>
NESTLANTE I, 1970 CH 09	C.O.B.	<i>Sismique réflexion</i>	<i>Bathymétrie</i> <i>Magnétisme</i> <i>Gravimétrie</i>	<i>Dragage</i>	<i>Satellite</i>
GIBRACO, 1972 CH 29, CH 30	C.O.B.	<i>Sismique réflexion</i>	<i>Bathymétrie</i>	<i>Dragage</i>	<i>Satellite</i>
ALBATLANTE, 1974 CH 57	C.O.B.	<i>Sismique réflexion</i>	<i>Bathymétrie</i>		<i>Satellite</i>
CYAGOR, 1977 SV 03	C.O.B.	<i>Submersible CYANA</i>	<i>Bathymétrie</i>	<i>Dragage</i>	<i>Satellite</i> <i>Acoustique</i>
SERVICE HYDROGRAPHIQUE PORTUGAIS, 1977	S.H.P.	<i>Sismique SPARKER</i>	<i>Bathymétrie</i>	<i>Dragage</i>	<i>Radioélec- trique</i>
TRANSEAGOR, 1978 CH	C.O.B.		<i>Bathymétrie</i> <i>Magnétisme</i>		<i>Satellite</i>
TRANSCAP, 1979 CH	C.O.B.		<i>Bathymétrie</i>		<i>Satellite</i>

TABLEAU I - ORIGINE DES DONNEES UTILISEES

I. PRESENTATION MORPHOLOGIQUE ET GEOLOGIQUE

A - DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE REGIONALE

Le Banc de Gorringe appartient à la zone Açores-Gibraltar (fig. 1) qui peut être divisée en trois parties :

- l'Archipel des Açores ($40^{\circ}\text{N } 32^{\circ}\text{W} - 36^{\circ}\text{N } 24^{\circ}\text{W}$) ;
- la zone de fracture Gloria et son extrémité orientale ($36^{\circ}\text{N } 24^{\circ}\text{W} - 38^{\circ}\text{N } 16^{\circ}\text{W}$) ;
- la ride Tore-Madère et les monts du Fer à Cheval ($39^{\circ}\text{N } 16^{\circ}\text{W} - 34^{\circ}\text{N } 10^{\circ}\text{W}$). Le Banc de Gorringe ($36^{\circ}\text{N } 12^{\circ}\text{W} - 37^{\circ}\text{N } 11^{\circ}\text{W}$) appartient à cette dernière zone.

1. L'ARCHIPEL DES AÇORES

A l'intersection de la ride médioatlantique et de la ligne Açores-Gibraltar, existe une importante anomalie topographique : l'isobathe - 1 500 m s'éloigne de la dorsale pour former le plateau des Açores (fig. 1). La partie occidentale est constituée par les îles Corvo et Flores, sur le flanc ouest de la dorsale, tandis qu'à l'Est s'étend le plateau des Açores ayant la forme d'un parallélogramme de 450 km sur 220 km.

Morphologiquement, plusieurs directions marquent ce plateau qui est plus une boursoufflure du socle océanique.

La direction majeure est celle de l'axe de Terceira, de direction $\text{N } 115^{\circ}$; une seconde direction $\text{N } 40^{\circ}$ ressort assez nettement. Un escarpement

de direction EW forme la partie méridionale où l'importante épaisseur de sédiments rend la morphologie plus douce. Entre 36°N 37°N et 25°W 28°W , une dépression remplie de sédiments, de direction EW est encadrée par deux rides : Santa-Maria au Nord et Trident au Sud (Whitmarsh, 1970). Elle représente l'extrémité occidentale de la zone de fractures Gloria et elle est bien marquée morphologiquement jusqu'à $36^{\circ}40'\text{N}$ - 28°W . A 37°N 29°W , un relais de la ride du Trident apparaît et le linéament rejoint la dorsale vers 37°N 35°W d'une façon confuse (cette confusion est due entre autre à la présence d'une ride prolongeant les Bancs Acor et Princesse-Alice). L'extrémité du plateau est représentée au SE par l'île Santa-Maria.

2. LA ZONE DE FRACTURES GLORIA ET SON EXTREMITÉ ORIENTALE

Entre le Sud-Est de l'Archipel des Açores et la ride Tore-Madère, se développe une structure linéaire de direction $\text{N}80^{\circ}$ à $\text{N}90^{\circ}$ (fig. 1). Entre $36^{\circ}30'\text{N}$ 24°W et $36^{\circ}30'\text{N}$ 18°W , elle apparaît comme une forte anomalie positive (1 000 m à 1 500 m de dénivellation pour une quarantaine de kilomètres de largeur) dans la topographie : c'est la zone de fractures Gloria (Laughton et al., 1972). Entre 20°W et 24°W un fossé étroit de direction $\text{N}85^{\circ}$ et de profondeur moyenne de -4 500 m est bordé au Sud par une ride parallèle culminant à -3 000 m. A l'Ouest, la pente méridionale de la ride du Trident se rattache au fossé qui sépare la région septentrionale où les structures sont orientées NNE-SSW et la plaine abyssale de Madère au Sud où de telles orientations n'existent plus. Une zone entre 37°N 38°N - 22°W 16°W , a été étudiée par le sonar latéral Gloria (Laughton et al., 1974). La grande linéarité de la structure apparaît sur plus de 400 km et elle interrompt brutalement les structures septentrionales parallèles à l'axe d'expansion (Laughton et al., 1975). A l'Est de 37°N 19°W , la faille Gloria se sépare en deux segments dont l'un se rattache au Mont Tore avec des fossés de profondeur supérieure à -5 500 m, allongés selon la direction ENE-WSW ; l'autre est constitué par une ride orientée EW qui rejoint la ride Tore-Madère vers $37^{\circ}30'\text{N}$ - $14^{\circ}30'\text{W}$.

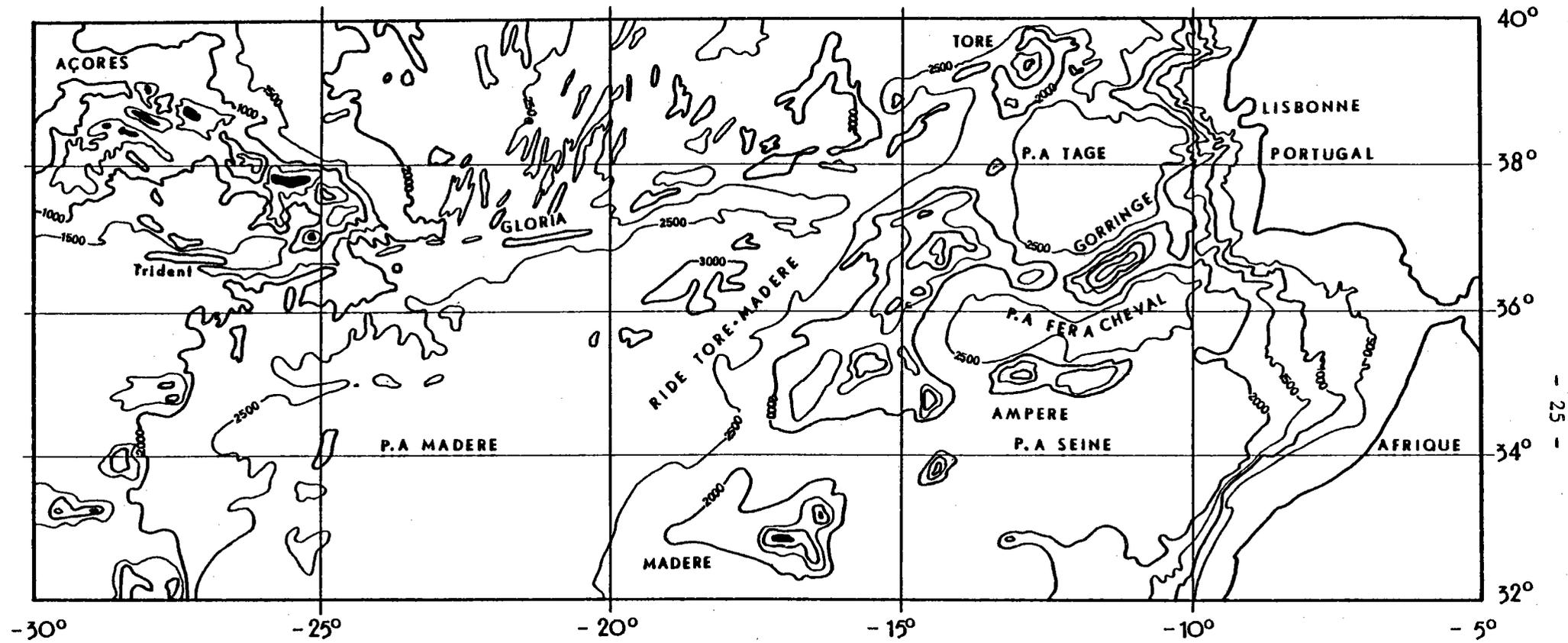


FIG 1 CARTE BATHYMETRIQUE DE LA ZONE AÇORES GIBRALTAR (d'après Laughton et al 1975)

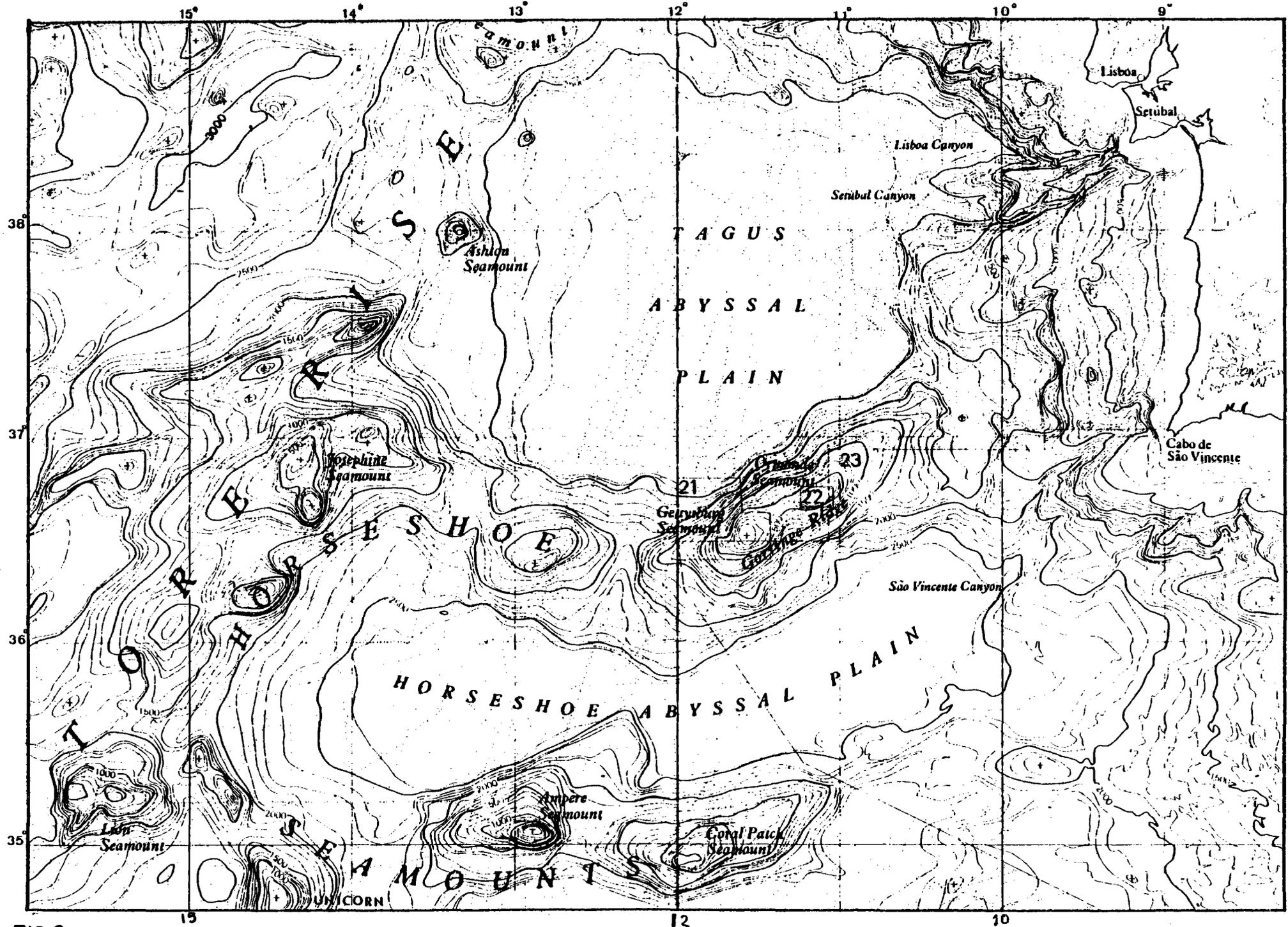


FIG 2 MONTS DU FER A CHEVAL

Bathymétrie par Laughton et al-1975

3. LA RIDE TORE-MADERE ET LES MONTS DU FER A CHEVAL

La ride Tore-Madère orientée NE-SW s'étend de l'Archipel de Madère (33°N 17°W) jusqu'au Mont Tore (39°30N 13°W). Entre cette ride et les marges ibériques et marocaines existe un ensemble de monts sous-marins formant des rides orientées approximativement EW, enserrant des petites plaines abyssales (fig. 2).

▪ La ride Tore-Madère :

Orientée N25° à N30°, elle est jalonnée par un ensemble de hauts-fonds culminant en général à -500 m (-200 m pour le Mont Joséphine). On remarque la forte amplitude du relief (3 000 m à 5 000 m de dénivelé entre les plaines abyssales et les sommets des monts en moins de 100 km). L'altitude moyenne de la ride est de -2 000 m. Dans l'ensemble, l'orientation N30° est plus au moins perturbée :

- Au Nord du Mont Joséphine (37°30N 14°20W) deux rides sont orientées N60°.
- Au Sud du Mont Joséphine, le flanc abrupt souligne une direction N60°.
- A l'Est du Mont du Lion, on note l'existence d'une ride de direction N140°, ce qui est aussi la direction du flanc NE du Mont Unicorn, tandis que le flanc SW est orienté selon une direction N45°.

Il existe donc un ensemble de directions secondaires, par rapport à la direction principale N30°, soulignées par les escarpements :

- N140°
- N60°
- N45°

▪ La ride Tore-Lisbonne :

Cette ride sépare la plaine abyssale de l'Ibérie au Nord et la plaine abyssale de Tage au Sud. De direction N100, elle est par sa taille la moins importante. A l'Ouest, le Mont Tore, terminaison septentrionale de la ride Tore-Madère (130 km de long, 70 km de large), a la forme d'une immense caldéra

dont le sommet culmine à -2 000 m au Sud et la dépression centrale à -6 000 m. A l'Est du mont, les structures sont dirigées N30° (parallèle à la ride Tore-Madère) ; au Sud elles sont dirigées N140°, et au NW N60°, c'est-à-dire parallèles au Banc de Gorringe.

▪ La ride Joséphine-Hirondelle-Gorringe :

Cette ride sépare la plaine abyssale du Tage au Nord de la plaine du Fer à Cheval au Sud. On peut la diviser en trois parties :

- A l'Ouest, la ride Joséphine-Hirondelle orientée N120° ;
- Le Mont Hirondelle dont les escarpements soulignent une direction N80° ;
- Le Banc de Gorringe de direction N60° (voir chapitre "Etude morphologique du Banc de Gorringe").

▪ La ride Ampère-Coral Patch :

Allongée suivant la direction EW, cette ride se rattache à celle de Tore-Madère par le complexe Mont Unicorn - Mont Lion. C'est la limite sud de la plaine abyssale du Fer à Cheval. Le bord nord du Mont Ampère qui culmine à -200 m forme une pente relativement faible orientée N60° N65°, tandis que l'orientation de Coral Patch est plutôt N80°. Ces deux monts sont asymétriques avec des flancs septentrionaux beaucoup moins pentés que les flancs méridionaux.

▪ Les plaines abyssales :

- Au nord, la plaine abyssale ibérique est très étendue. Profonde (-5 000 m), elle est limitée par la ride Açores-Biscaye, les monts de la Corogne, le Banc de Galice et la marge ibérique.

- La plaine du Tage (-5 100 m) est de superficie plus réduite (50 000 km²). Les séries récentes sont des dépôts turbiditiques formés par la décharge détritique du Tage.

- La plaine du Fer à Cheval est moins profonde (-485 m). Deux parties sont bien distinctes : la partie orientale et la partie occidentale, séparées par un goulet entre le Mont Ampère et le Banc de Gorringe.

4. MORPHOLOGIE DES MARGES CONTINENTALES

La région des monts du Fer à Cheval est proche des grandes masses continentales : l'Ibérie et le Maroc. L'évolution de cette zone a été (et est encore) marquée par la proximité des marges dont la morphologie est brièvement présentée :

▪ La marge continentale marocaine :

Au Nord de 30°N et jusqu'à 35°N, la marge régulière est orientée NE-SW. La pente douce est marquée par deux structures (fig. 1) : au Nord la vallée de Rabat (N90°) au Sud le canyon d'Agadir (N120°). Au sud de 34°N, elle présente des caractères de marge inactive bien que dans le détail elle présente des perturbations (Uchupi et al., 1976). A partir de la vallée de Rabat, vers le Nord, la pente devient largement convexe vers le large jusqu'au canyon de Portimao (Portugal) au point d'évoquer la morphologie d'un grand delta.

▪ La marge continentale ibérique :

La marge peut être divisée en plusieurs zones morphologiquement différentes :

- Au Nord de 41°20'N, la marge est très étendue (Banc de Galice, Monts de Vigo et de Porto séparés de l'Ibérie par le prolongement du bassin portugais) et se rétrécit vers 41°20' où la rupture de pente à -300 m sur le plateau est parallèle à la côte (NS).

- Au Sud de $41^{\circ}20'N$, alors que la marge se rétrécit, le plateau continental prend une importance plus grande (60 km de large) jusqu'au Cap de Roca. La direction générale est $N20^{\circ}$. La pente est forte. Un accident majeur marque cette zone : l'accident de Nazaré ; c'est une relique de décrochement tardi-hercynien dont on peut suivre le prolongement à terre sur plus de 300 km. Orienté NE-SW, il guide la partie amont de canyon de Nazaré. Au Sud du Canyon, la morphologie est complexe ; la pente douce constitue une avancée entre les plaines de l'Ibérie et du Tage : c'est la terminaison orientale de la ride Tore-Lisbonne.

- Entre le Cap de Roca et le Cap d'Espichel, la marge est orientée NW-SE. Deux canyons orientés NE-SW recoupent cette marge : le canyon sous-marin de Lisbonne et celui de Sétubal. Cette direction est celle de fractures tardi-hercyniennes qui auraient rejoué au Pliocène (Mougenot, 1976).

- Au Sud du Cap Espichel, la marge est orientée NS jusqu'au Cap Saint-Vincent. Alors qu'au Nord de $37^{\circ}35'N$ la pente est régulière et faible jusqu'à -3 000 m, au Sud il existe une rupture de pente à -2 000 m, suivie d'un appendice de la plaine du Tage séparée de la plaine du Fer à Cheval par le seuil de Gorringe à -3 800 m. Au Sud, le canyon du Cap Saint-Vincent est un accident de direction tardi-hercynienne qui se raccorde parfaitement avec le grand décrochement tardi-hercynien d'Omedira-Avila qui a rejoué au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque.

- A l'Ouest du Cap Saint-Vincent s'étend la marge méridionale portugaise orientée EW. L'extension du plateau est importante à l'Est de Portimao. La pente convexe jusqu'à la vallée de Rabat est recoupée par plusieurs canyons :

- . Le canyon du Faro à l'Est, orienté ENE-WSW : il prolonge la faille du Faro, accident tardi-hercynien ;
- . Le canyon de Portimao est orienté NE-SW (direction tardi-hercynienne) ;
- . Entre Portimao et Sagres, il existe plusieurs petits canyons qui seraient guidés par des accidents de direction tardi-hercynienne

5. CONCLUSION

Sur la marge continentale, on retrouve finalement les directions structurales majeures du continent adjacent sauf dans la partie convexe à l'Ouest de Gibraltar où toutes les structures sont masquées.

Les grands accidents océaniques se rattachent plus ou moins aux grandes structures de la marge continentale :

- La ride Tore-Lisbonne se rattache à l'accident de Nazaré.
- Le Banc de Gorringe est dans le prolongement de l'accident du Cap Saint-Vincent.
- La ride Ampère-Coral Patch est en regard de la zone masquée à l'Ouest de Gibraltar, mais elle est sans doute dans le prolongement d'accidents affectant le socle ; mais on imagine très bien qu'elle prolongerait la marge nord-africaine de la même façon que la ride de Terre-Neuve prolonge la marge sud du Grand Banc.

B - ETUDE MORPHOLOGIQUE DU BANC DE GORRINGE

Le Banc de Gorringe est une structure allongée selon une direction N55° remarquable par l'amplitude du relief : 5 000 m de dénivelé en moins de 40 km. Les meilleurs documents bathymétriques sur lesquels apparaît le Banc étaient les cartes de Laughton et al. (1975) et Le Lann et al. (1979). Long de 200 km, large de 80 km, il appartient à un système de hauts fonds lié aux marges ibériques et marocaines, et est limité à l'Ouest par la ride Tore-Madère. Parmi tous ces reliefs, c'est le plus remarquable par son amplitude et sa linéarité. C'est une structure très régulière dont la crête et les versants sont orientés au N55 et présente deux sommets : le Mont Gettysburg à l'Ouest qui culmine à -24 m et le Mont Ormonde à l'Est qui culmine à -50 m. Un certain nombre de données bathymétriques acquises lors de campagnes du Centre Océanologique de Bretagne (Noratlante 1969, Nestlante 1970, Gibraco 1972, Albatlante 1974) suggérait déjà que dans le détail la morphologie du massif de Gorringe était plus complexe. En 1977, le Service Hydrographique Portugais a effectué un levé très détaillé du sommet du massif de Gorringe jusqu'à la profondeur de 1 000 m. La même année, lors de la campagne CYAGOR des profils complémentaires ont été réalisés. Enfin, 14 profils Sea Beam ont été levés lors de la campagne TRANSEAGOR (1978). Le document présenté ici résulte de l'intégration de toutes ces données. Un autre profil "Sea Beam" a été réalisé au Sud-Est du Mont Ormonde lors du transit Le Cap - Brest (C.O.B. avril 1979) apportant ainsi des précisions sur une zone dépourvue de données

1. TRAITEMENT DES DONNEES

La campagne Transeagor est la première campagne de valorisation de transit du navire océanographique Jean Charcot avec utilisation du "Sea Beam".

En 48 heures, 14 profils ont été réalisés sur le Banc de Gorringe : le premier objectif était naturellement de préciser la morphologie des zones

explorées par la soucoupe CYANA lors de la campagne CYAGOR, le second était d'obtenir des profils NE-SW, parallèles à l'allongement du Banc afin de mettre en évidence d'éventuels décrochements transverses.

Sans entrer dans le détail du fonctionnement du "Sea Beam", décrit dans l'article de Renard et Alléno (1978), il faut rappeler que la largeur éclairée par les 16 faisceaux est de l'ordre des 2/3 de la profondeur et que la précision moyenne des différents faisceaux est meilleure que 2 m. Il est donc évident que la carte résultant d'un passage du navire sera d'autant plus large que le fond est plus important. On a par conséquent intérêt à effectuer des profils sur des fonds supérieurs à 1 000 m si l'on veut voir apparaître des orientations significatives.

Il a été nécessaire de recalculer la navigation avec la plus grande précision possible de manière à pouvoir exploiter d'une manière correcte les données Sea Beam.

La navigation peut être considérée comme la somme d'une navigation "estime" générée à partir de la centrale d'acquisition des données et d'un certain nombre de points de recalage fournis par les satellites de navigation aux points fixés (Beuzart et al., 1979).

Les critères utilisés pour définir une bonne navigation sont de 3 types :

- Les modules de translation permettant les recalages de la route sur les points fixés doivent être petits ;
- Les vecteurs dérives, définis comme la vitesse correspondant au recalage de la route divisée par l'intervalle de temps entre 2 points fixes doivent être harmonieux. C'est-à-dire que l'orientation géographique des vecteurs dérives successifs doit évoluer lentement autour d'une direction moyenne ;
- La répartition des vecteurs dérives exprimés dans un référentiel lié au bateau doit être isotrope.

Les deux premiers critères nous ont amenés à réexaminer les points fixes et à recalculer la moitié de ceux-ci. Il a fallu éliminer 5 points satellites sur les 40 utilisés car l'élévation de leurs orbites ne permettait pas une propagation satisfaisante des informations.

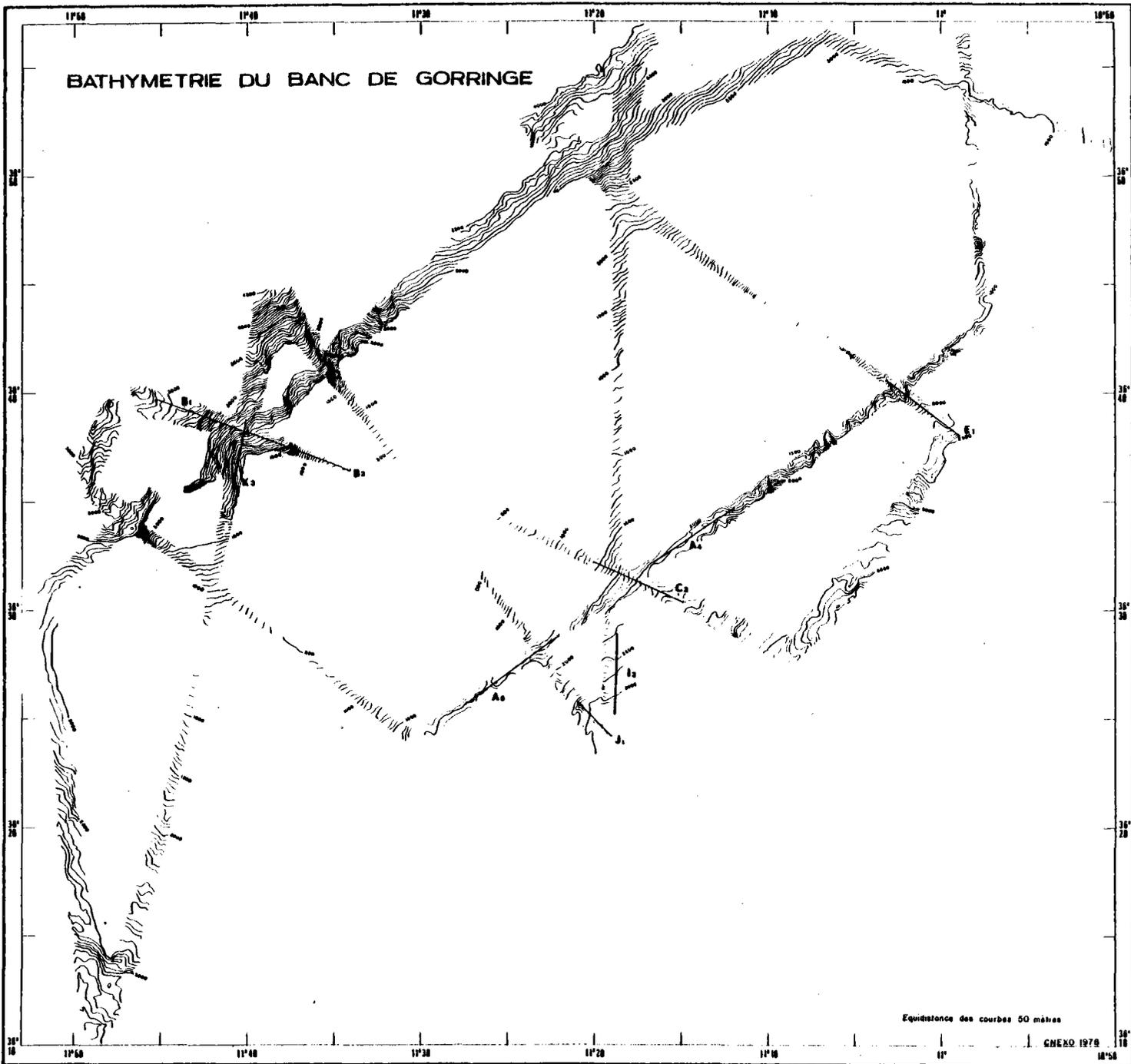
Le dernier critère a permis de corriger avec une précision de 0,1 noeud l'étalonnage du loch et il est apparu un décalage de $2,5^\circ$ du cap par rapport à l'axe du bateau qui s'explique par un défaut d'alignement de la base du loch. Nous avons tenu compte de ce biais dans le calcul des dérives.

A la suite de ces corrections, nous pouvons dire que le courant de dérive moyen dans la zone est de 0,45 noeuds dans le 214 avec un écart quadratique moyen de 0,53 noeuds en admettant que les points satellites soient statistiquement bien répartis.

Il faut maintenant rappeler que cette étude n'a été possible que grâce à la centrale d'acquisition des données qui a échantillonné avec un pas de récurrence de 30 secondes les différents paramètres de navigation. Nous avons pu, par une analyse fine des données du cap, corriger le décalage du gyrocompas qui était apparu à la suite d'une panne.

Il semble actuellement que la précision de la navigation, qui a un écart type de 0,83 mille, ne soit pas suffisante pour positionner parfaitement les profils Sea Beam. Une grande partie de cette incertitude provient des données des satellites dont l'erreur peut être estimée à 0,5 mille.

Les croisements des profils bathymétriques peuvent être définis à 0,05 mille dans les zones très accidentées. Ceci nous ouvre une voie toute nouvelle pour le positionnement en mer. Un nouvel algorithme pour le traitement de la navigation est actuellement en cours qui amènera un meilleur positionnement géographique dans le cas des relevés "Sea Beam".



Montage des profils Sea-Beam

FIG 3

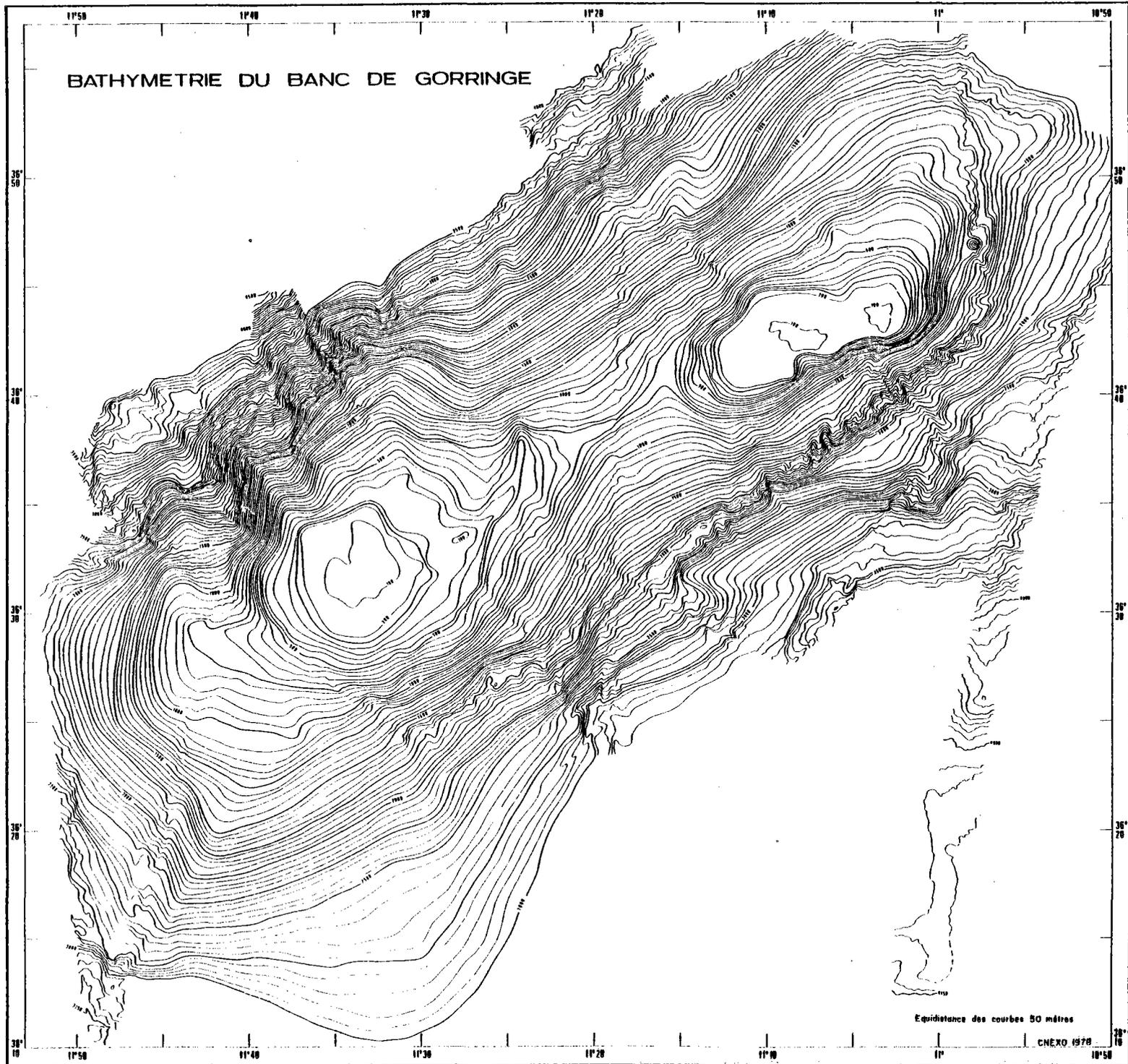
2. COMMENTAIRE DE LA CARTE DE LA FIGURE 4

Il faut d'abord souligner le fait que cette carte résulte de l'assemblage de deux types de données de qualité très différentes : les premières proviennent de sondages réalisés par des systèmes classiques (12 KC) à pinceau large (faisceau d'une trentaine de degrés) dont la résolution est mauvaise sur les zones accidentées. De tels profils ne permettent pas la mise en évidence de détails topographiques de quelques dizaines de mètres. On ne peut guère faire de relation entre ces données et les observations faites en plongées.

Le second type de données, celui fourni par le Sea Beam, donne par contre une bonne résolution pour des reliefs d'amplitude inférieure à 10 m.

Le montage des profils Sea Beam est présenté dans la figure 3. Les valeurs sont exprimées en mètres non corrigés (célérité : 1 500 m/s). Compte tenu de la différence de précision des deux types de données et de la faible correction des tables de Matthews pour cette zone, l'assemblage avec les cartes antérieures exprimées en mètres corrigés ne présente pas de discordance significative. Les données Sea Beam, malgré la faible couverture, permettent d'étayer un certain nombre d'observations.

Cette nouvelle carte confirme la linéarité remarquable du massif ; N55 sur plus de 200 km. La face NW du Mont Gettysburg et la face SE du Mont Ormonde présentent les abrupts les plus remarquables, alors que les flancs respectivement sud et nord présentent une pente et une morphologie plus régulières (fig. 4). D'une manière générale, on peut penser que partout où la pente est faible, il existe une couverture sédimentaire (ceci est confirmé par la sismique réflexion sur le Mont Gettysburg, ainsi que par les observations effectuées lors des plongées en submersibles de la campagne CYAGOR). Il faut noter que le flanc NW du Mont Gettysburg apparaît plus homogène que le flanc SE du Mont Ormonde accidenté de reliefs étroits. On remarquera, à l'Est d'Ormonde, une structure circulaire d'une hauteur de 300 m environ, probablement d'origine volcanique.



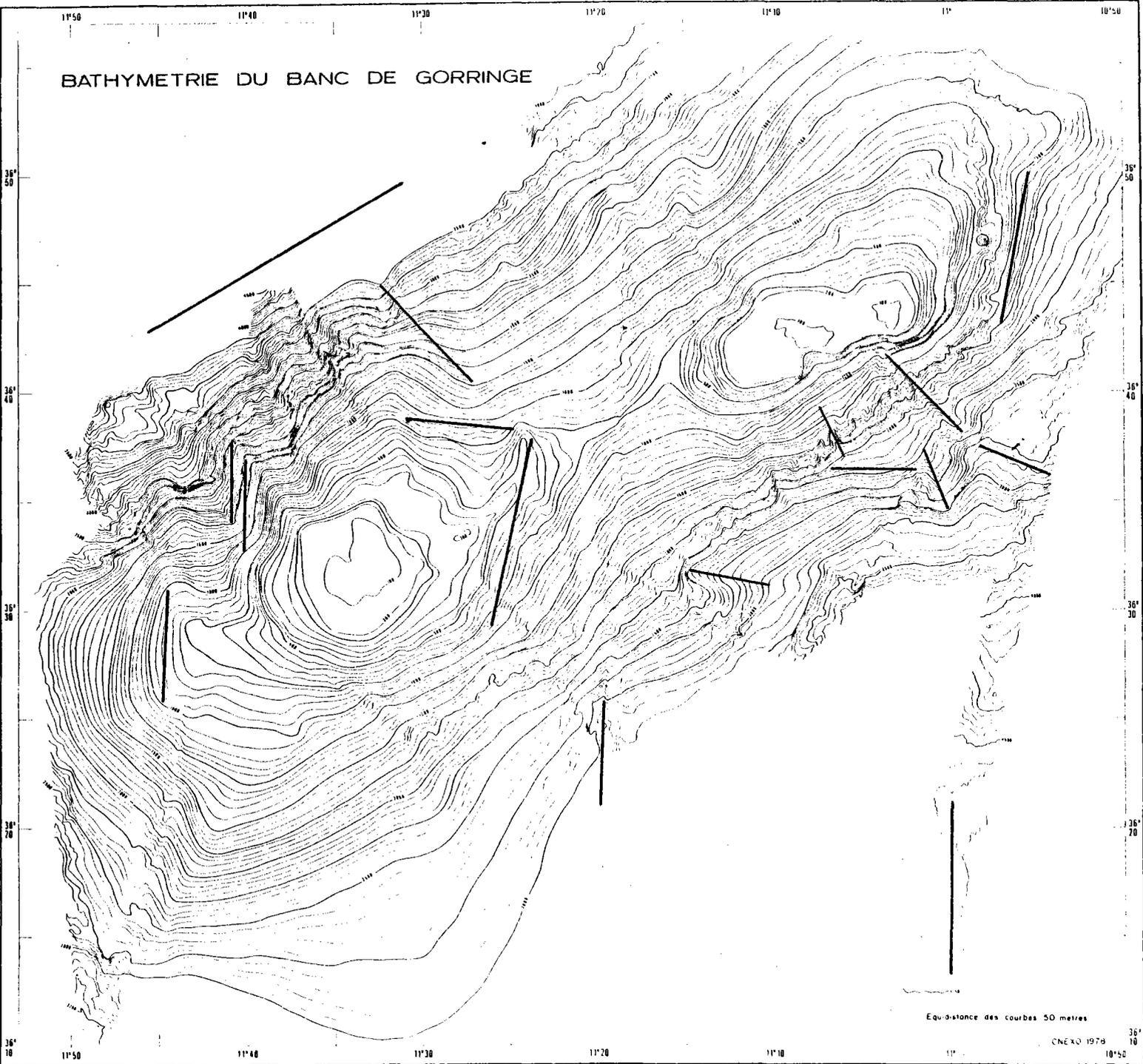
Quatre familles de linéaments sont mises en évidence (fig. 4bis) :

- NE-SW (N50 environ). C'est la direction morphologique principale marquant l'orientation du massif.
- NS. Les linéaments NS sont nombreux ; on les trouve :
 - au Nord-Ouest du Mont Gettysburg (zone des plongées) formant un escarpement remarquable entre -3 000 et le sommet (fig. 5 et 6, localisation fig. 3) ;
 - à l'Ouest du Mont Gettysburg, limitant l'avancée de l'isobathe -1 000 m ;
 - à l'Est du Mont Gettysburg (légère tendance NW) ;
 - dans le col (fig. 7, localisation fig. 3) ;
 - au Sud du Mont Ormonde, bien marqué par l'isobathe 4 600 m ;
 - à l'Est, limitant le massif.

Cette direction d'accidents qui est celle de la marge ibérique pourrait refléter l'orientation de la zone d'accrétion océanique lors des stades initiaux d'ouverture.

- NW-SE. Cette direction est bien représentée sur la face SE du Mont Ormonde ; cette série d'accidents pourrait se relier à travers le col, au rentrant qui limite au NE le Mont Gettysburg.
- EW. Sur le flanc sud du Mont Ormonde, la direction EW est bien marquée par un escarpement entre -2 250 et -3 000 m.

Il est probable qu'un levé Sea Beam détaillé ferait apparaître d'autres accidents appartenant à ces familles. Toutefois on peut supposer que leur jeu a été essentiellement vertical puisqu'il n'altère pas de façon notable la linéarité d'ensemble du massif.



Directions morphologiques sur le Banc de Gorringe

FIG 4 B

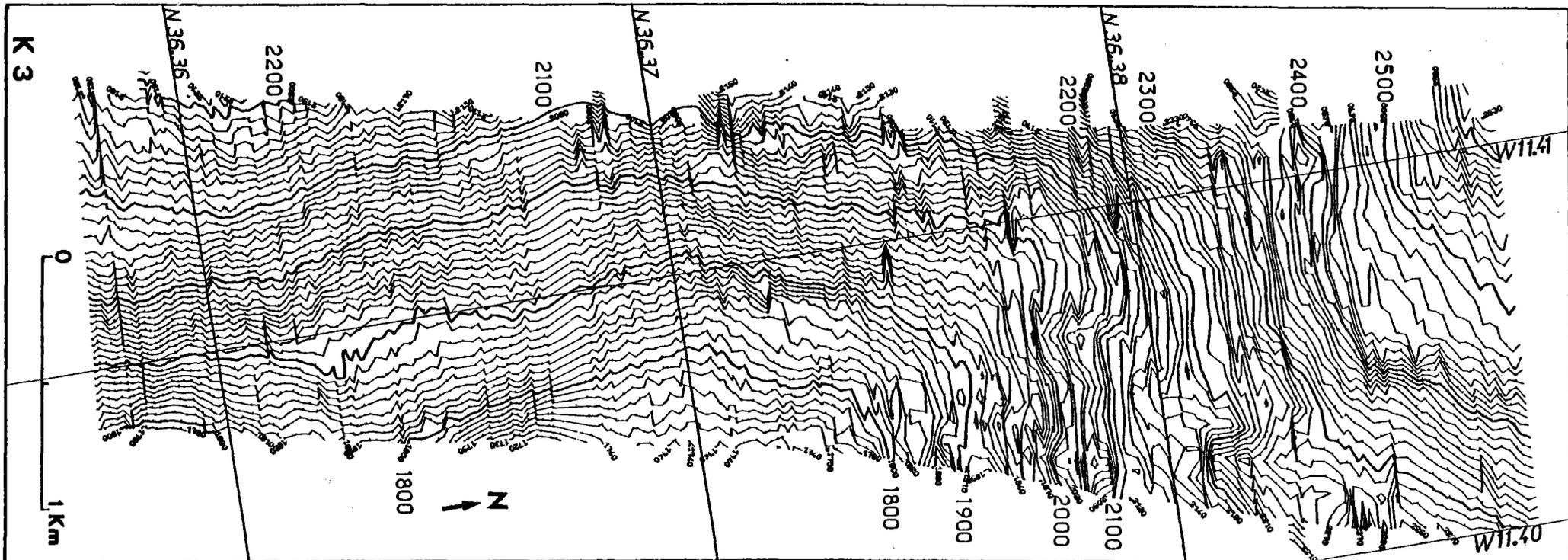


FIG 5

Détail de profil "Sea-Beam" sur le mont Gettysburg (localisation sur la figure 3)

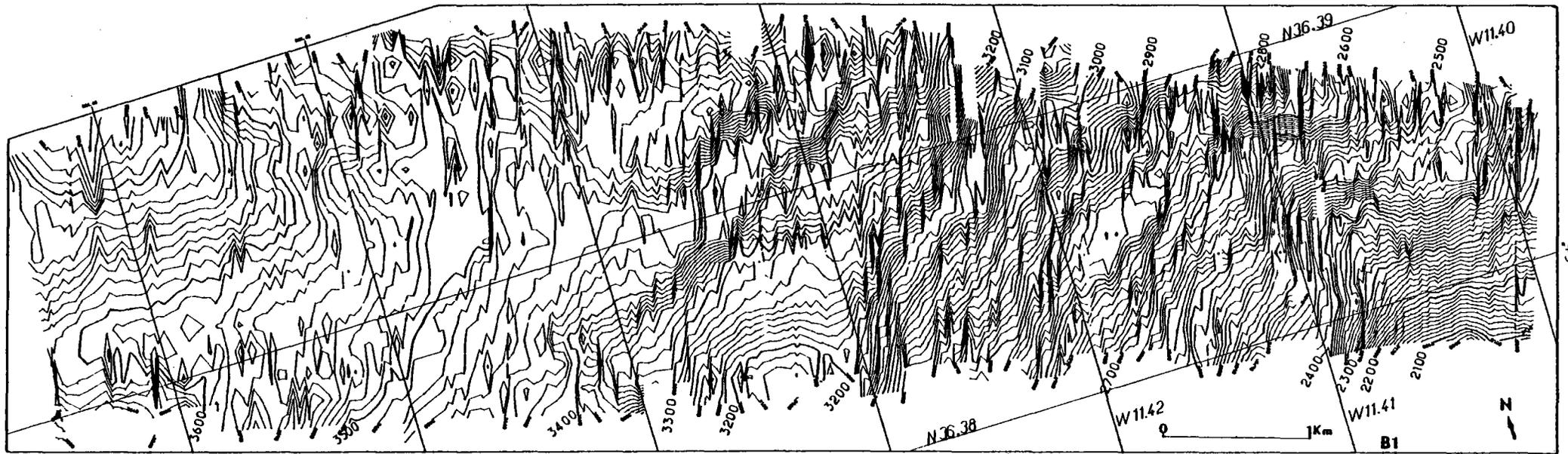


FIG 6

Détail de profil "Sea-Beam" sur le mont Gettysburg (localisation sur la figure 3)

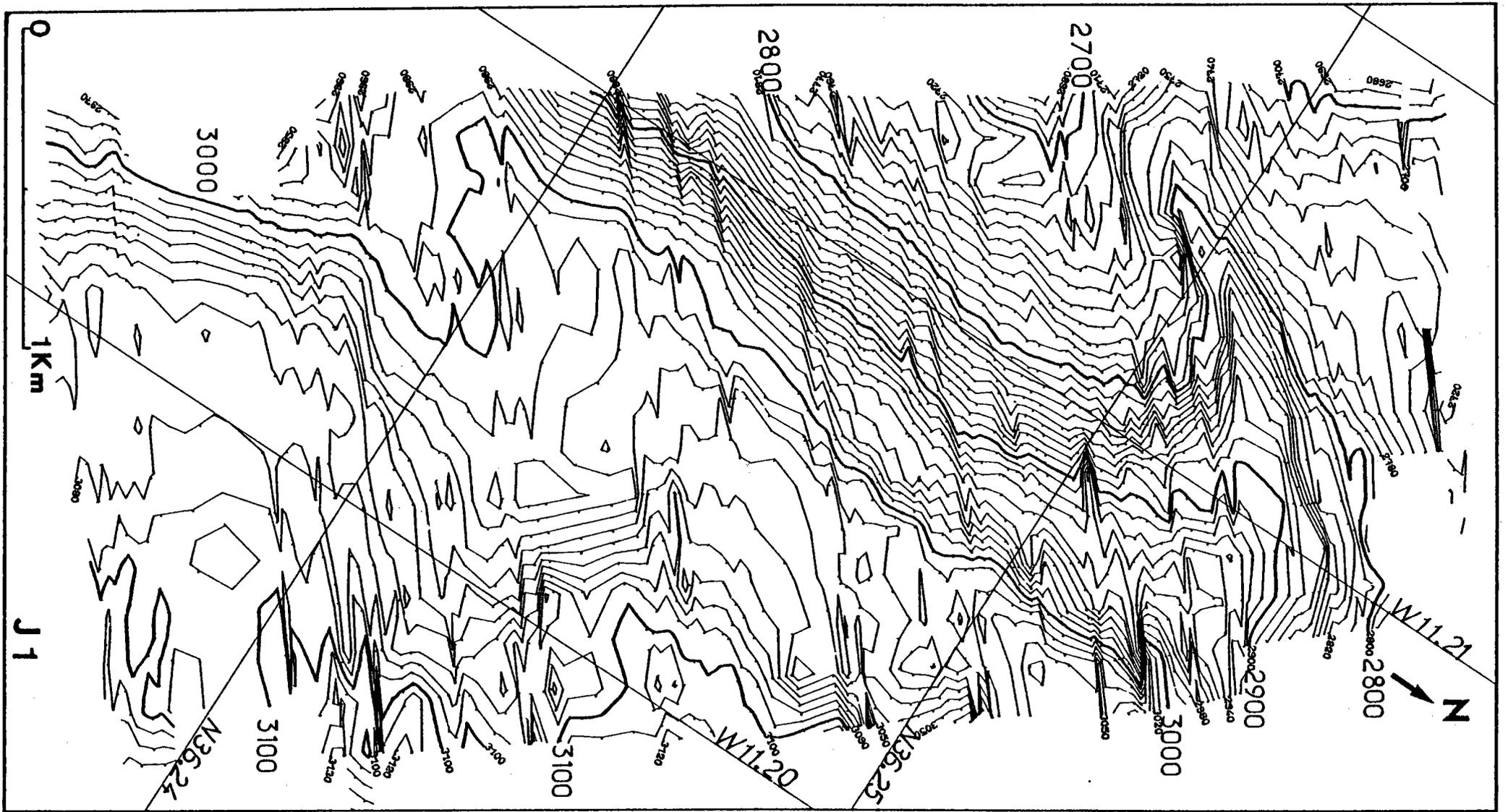


FIG 7

Détail de profil "Sea-Beam" au Sud du col entre les deux monts (localisation sur la figure 3)

3. PRESENCE DE TERRASSES D'ABRASION MARINE

Les observations en submersible, l'interprétation des profils de sismique réflexion, et les profils bathymétriques, ont permis de mettre en évidence cinq terrasses interprétées comme des niveaux d'abrasion marine (Auzende et al., 1979 ; Pastouret et al., en préparation).

T ₁	terrasse	35 - 40	m
T ₂	"	60 - 70	m
T ₃	"	80 - 90	m
T ₄	"	120 - 140	m
T ₅	"	500	m

De plus, à -200 m il existe tout autour une flexure. Par manque de données, il n'a pu être défini sur le Mont Ormonde qu'un seul niveau à -140 m (fig. 9).

La terrasse T₁ 35-40 m a été cartographié en détail lors de la campagne CYAGOR grâce à un système de navigation acoustique (fig. 10).

La terrasse T₂ 60-70 m est bien marquée sur le profil sismique 4 (fig. 11). Elle est entaillée dans les serpentinites.

La terrasse T₃ 80-90 m est recouverte à l'Ouest par une mince pellicule de sédiments récents (fig. 11) tandis qu'au Sud (fig. 12) cette terrasse est entaillée dans les serpentinites.

Vers 90-100 m, tout autour du Mont Gettysburg, une falaise d'une vingtaine de mètres de dénivelé marque le passage à la terrasse T₄ 120-140 m. C'est à ce niveau que le socle s'enfonce sous la couverture sédimentaire (fig. 11 et 12).

La terrasse -500 m est soit enfouie sous 250 à 300 m de sédiments au niveau de la flexure -200 m au Sud, (fig. 11 et 12), soit directement entaillée dans les serpentinites au Nord (fig. 8).

Les observations effectuées lors de la plongée CY 11-77 (fig. 8) confirment l'hypothèse d'abrasion marine des terrasses sommitales. Sur le Mont Ormonde, les données sont insuffisantes pour mettre en évidence ces niveaux. Seule la terrasse 140 m a été définie, mais lors des plongées CY 14-77 et CY 15-77, respectivement à -200 m et à -350 m, de très belles figures d'érosion subaérienne ont été observées.

En l'absence de datation précise, il n'a été possible que d'établir des corrélations avec les courbes du niveau marin (Pastouret et al., en préparation). Ces terrasses existent aussi sur la marge ibérique (fig. 13), ce qui montre bien que c'est un phénomène régional dû à une variation du niveau marin.

Un cycle long a été adopté pour les datations : (fig. 13)

- 75 000 ans	pour la terrasse	T ₃	80 - 90 m
- 50 000 ans	"	T ₂	60 - 70 m
- 40 000 ans	"	T ₁	35 - 40 m
- 18 000 ans	"	T ₄	120 - 140 m

Il n'est pas possible d'intégrer la terrasse T₅ -500 m dans un cycle quaternaire. Il existe un grand nombre d'indices quant à la surrection du Banc au Miocène moyen supérieur. Celle-ci serait responsable de la formation de cette terrasse. Cette question sera étudiée dans le chapitre concernant la structure du Banc.

4. CONCLUSION

De cette étude morphologique, il ressort que l'asymétrie du Banc est nette :

Versant nord du Mont Gettysburg	18	% de pente
Versant sud " "	10	% "
Versant nord du Mont Ormonde	11	% "
Versant Sud " "	14	% "

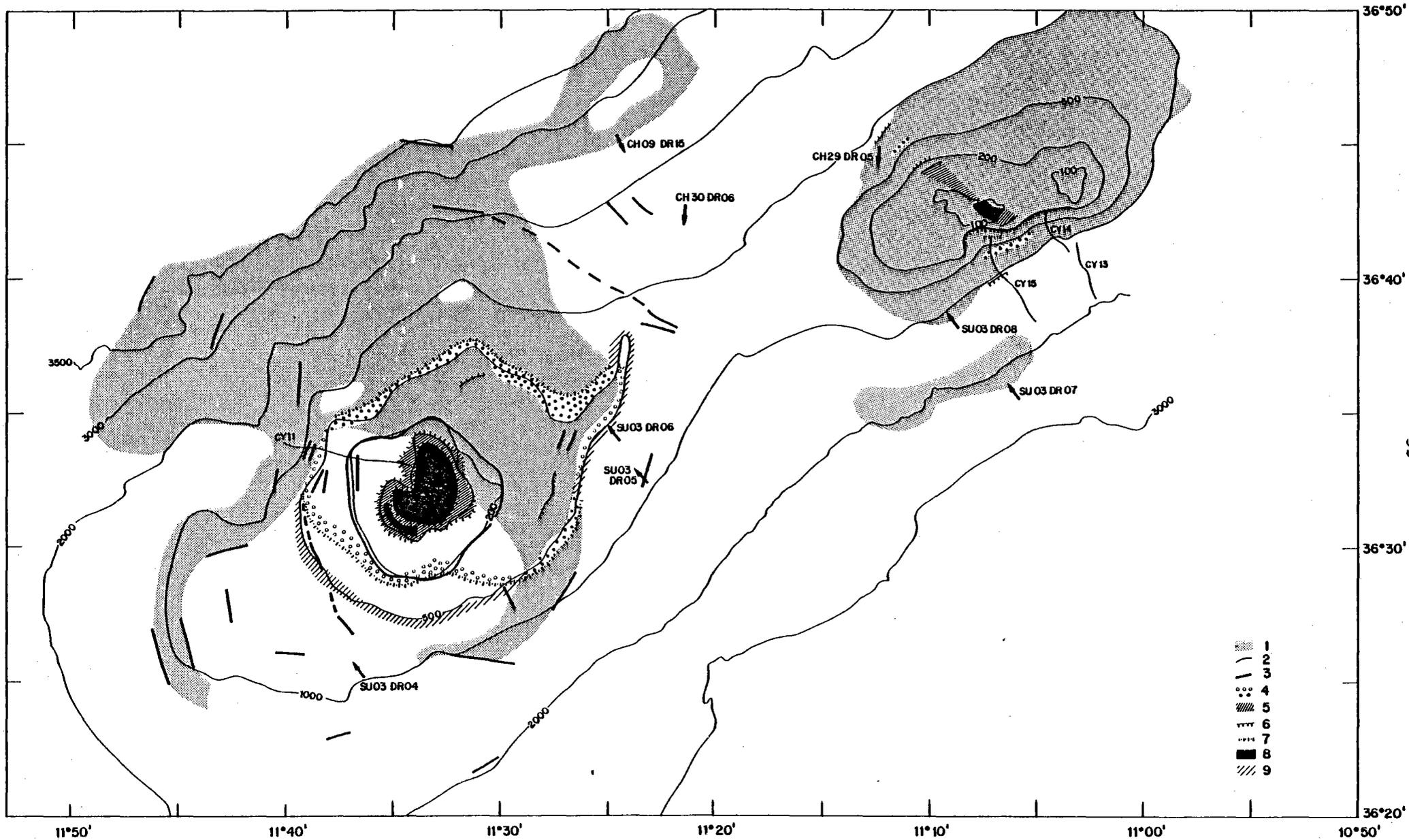


FIG 8

Carte des terrasses :

1-Affleurement, 2-Isobathe, 3-Fractures, 4-Terrasse 500 m, 6-Falaise, 7-Rupture de pente, 8-Terrasses sommitales

PROFIL 7

MONT ORMONDE

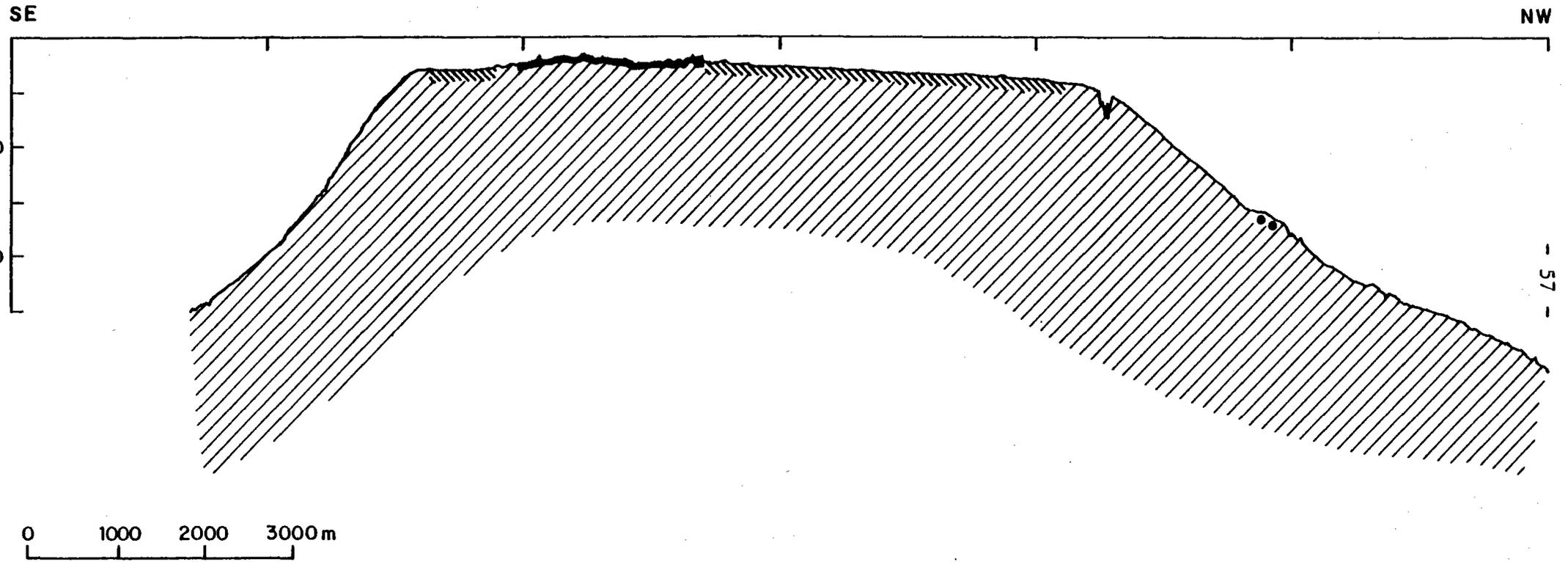


FIG 9 Coupe du mont Ormonde (d'après un profil "Sea-Beam")

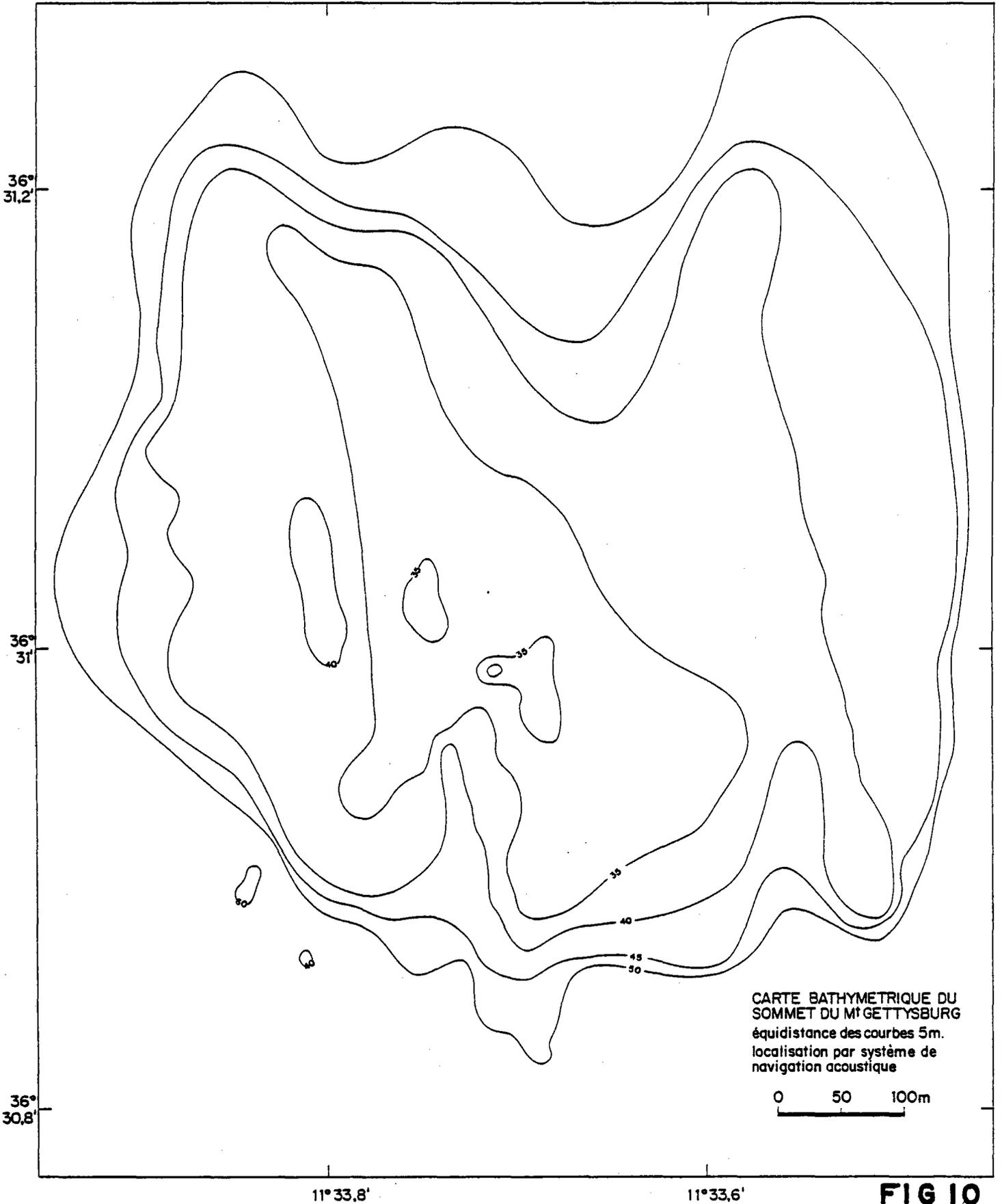


FIG 10

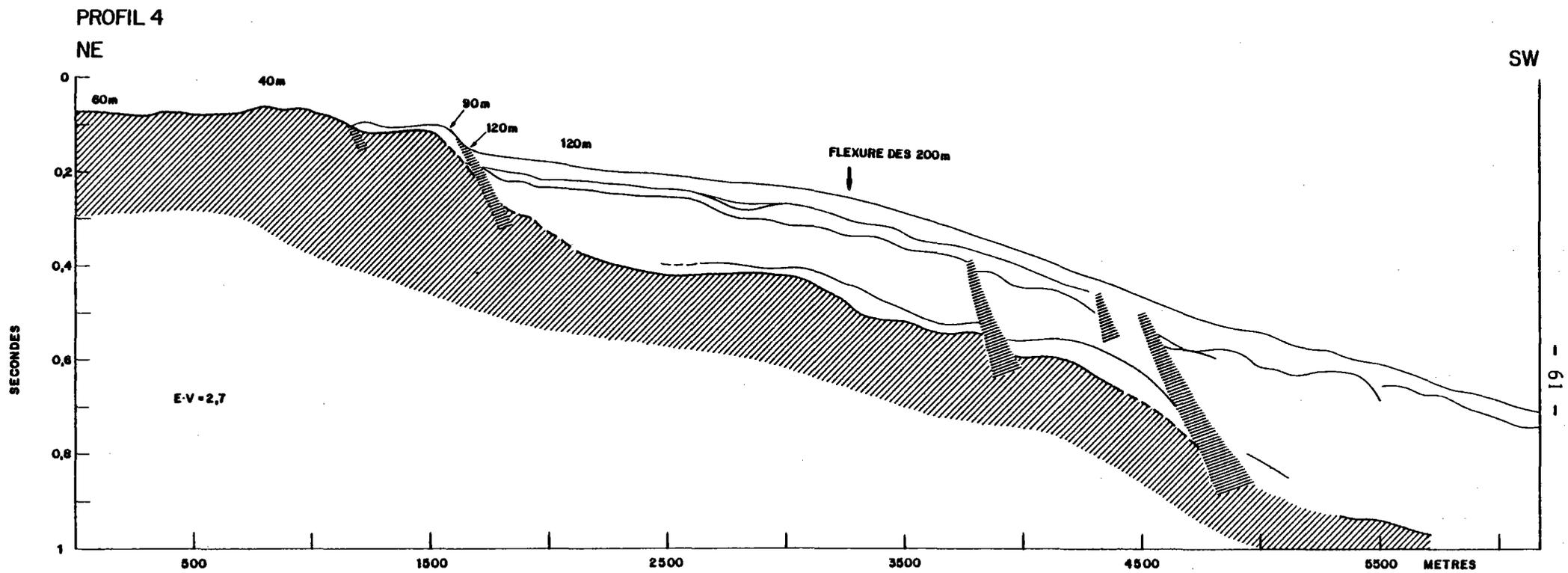


FIG II Profil sismique réflexion Sparker (localisation figure 19) à l'Ouest du Mont Gettysburg

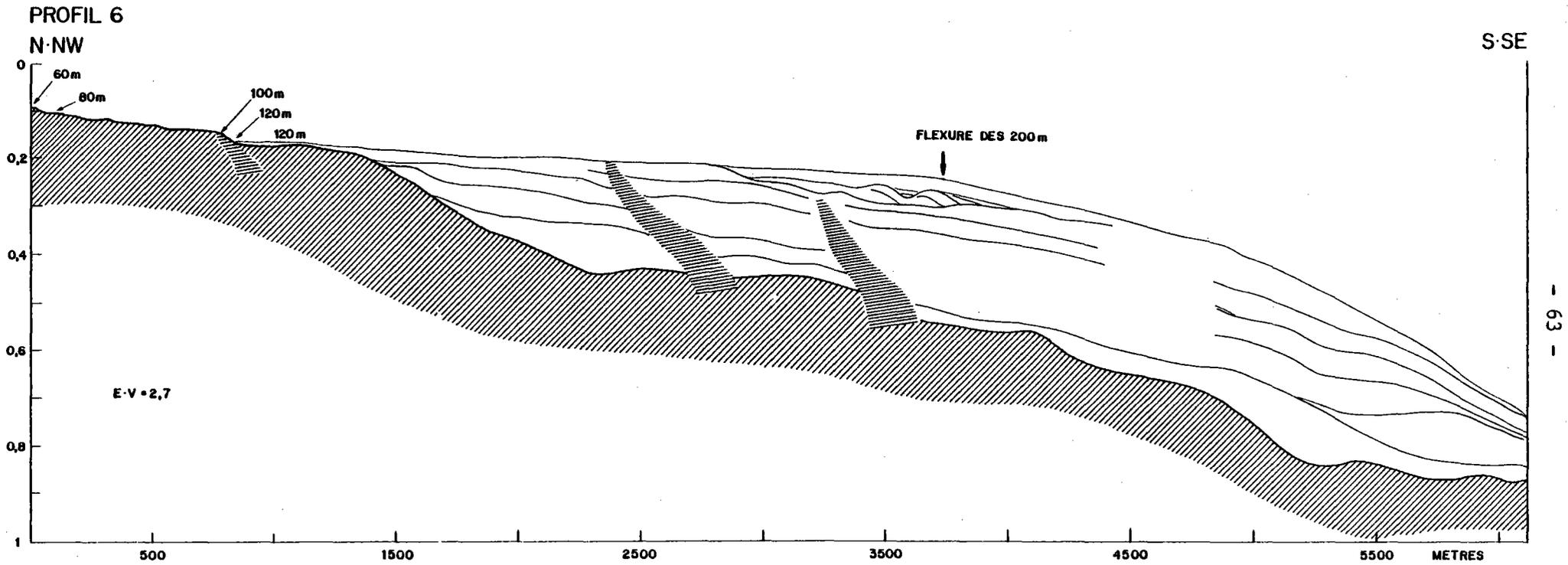


FIG 12

Profil sismique réflexion Sparker (localisation figure 19) au Sud du Mont Gettysburg

Répartition des Terrasses en fonction de l'âge

FIG 13

N. PORTUGAL MUSELLEC 1974	CAP SINES GIERLOFF EMDEN 1970	S. PORTUGAL BALDY 1976	GORRINGE		PROPOSED AGE YEARS BP	
			GETTYSBURG	ORMONDE		
	7				4500	HOLOCENE
	16 - 17				6500	
	20				8000	
40		45	35 - 40	INSUFFICIENT DATAS	40 000	LATE - PLEISTOCENE
65	67	65 - 67	60 - 70		50000	
80	82		80 - 90		75000	
90 - 100	97 - 101	90 - 97			18000	
140	111 - 118 126 - 128 140	111 - 125	120 - 140	130 - 160		

Les grandes directions morphologiques se retrouvent dans toute la région :

- N50 : direction de la fracturation tardi-hercynienne
- NS : direction de la marge ibérique au Nord du Cap Saint-Vincent
- NW-SE : direction de la ride Hirondelle-Joséphine
- EW : direction de la marge ibérique à l'Est du Cap Saint-Vincent

C - PRESENTATION GEOLOGIQUE

1. LA ZONE AÇORES - GIBRALTAR

Trois ensembles géologiques se dégagent de la zone Açores-Gibraltar qui se révèle être la limite de plaque Europe Afrique (voir chapitre sismicité).

a) L'Archipel des Açores

Il est constitué pour l'essentiel de séries volcaniques alcalines parfois très différenciées (Mc Birney, 1971 ; Schmincke, 1973). Elles ont été datées par Abdel Monem et al. (1973) notamment et donnent des âges moyens de 5 Ma. On y trouve aussi des volcanites à 1 Ma (Feraud et al., 1978).

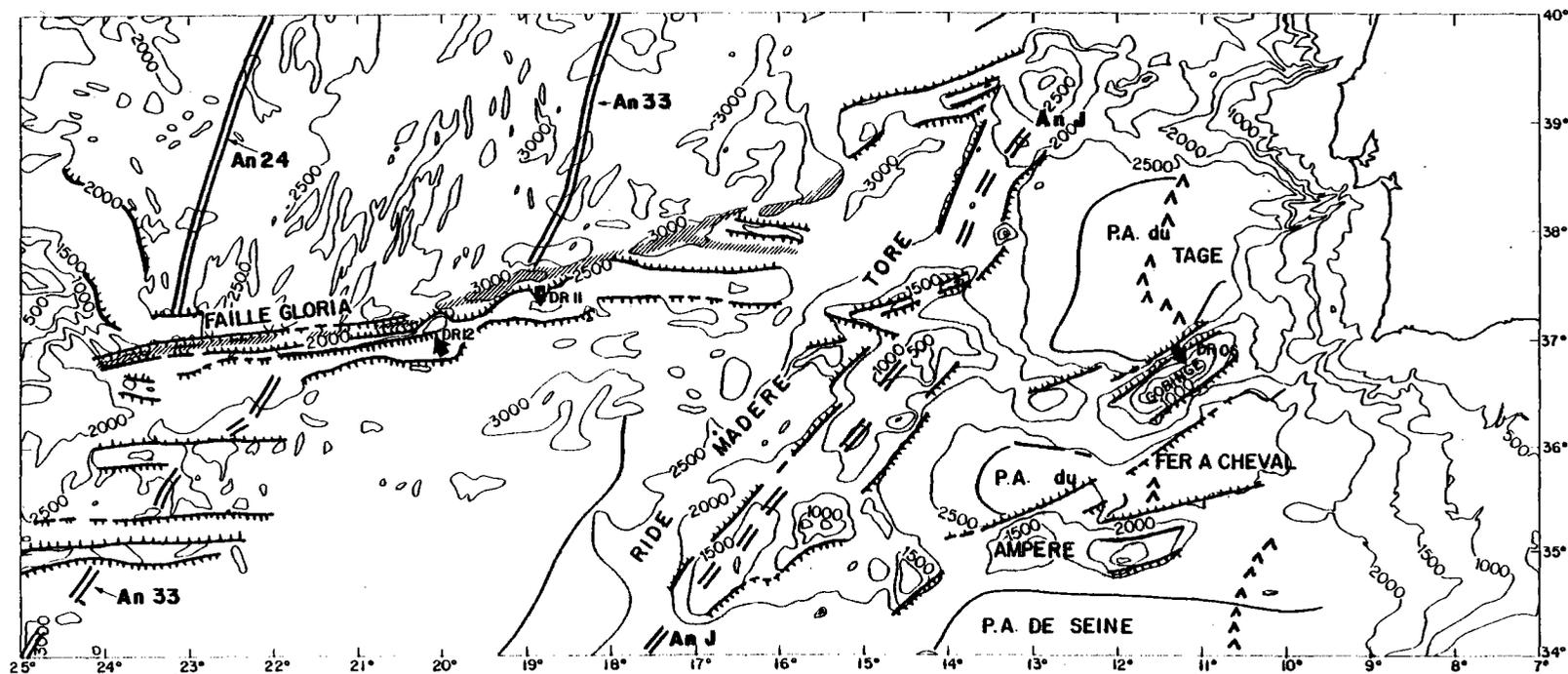
Le Plateau des Açores résulte de tensions dans la lithosphères. De récentes reconstitutions cinématiques (Olivet, 1978 ; Bonnin, 1978) , montrent que l'axe de Terceira représente un segment de zone d'accrétion océanique, lié au fonctionnement assez ancien d'une jonction triple Ride-Ride-Ride. Bonnin (1978), après une revue critique de différents modèles, conclue que le dessin des anomalies magnétiques (Laughton et al., 1974) suggère une extension principale rapide antérieure à l'anomalie 5 (Tortonien 9-10 Ma). Elle aurait provoqué l'apparition d'un volcanisme important qui aurait donné naissance (à ce moment-là et/ou plus tard) aux îles. L'épisode principal a été précédé (depuis l'anomalie 24, Eocène inférieur) d'une longue période durant laquelle l'extension a dû être faible. Durant la période post-anomalie 5, l'extension est faible et ne perturbe que très légèrement les anomalies magnétiques. Ceci ne concerne bien entendu que l'Archipel oriental qui seul est soumis à une extension résiduelle.

b) La zone de fracture Gloria

Peu d'échantillons ont été prélevés dans cette zone ; lors de la campagne "Gibraco" (COB 1972), deux dragages à proximité du méridien 19°W, l'un sur la face nord, l'autre sur la face sud du haut topographique, ont produit des basaltes alcalins et un petit échantillon d'amphibolite. L'un des basaltes a été daté (Feraud et al., 1977) de $51,4 \pm 2,5$ Ma (Méthode K/A : roche totale). (figure 14)

A 37°N 20°W sur le flanc sud de la ride, un autre prélèvement a rapporté, outre des basaltes alcalins, d'importants échantillons d'une brèche de serpentinite ainsi qu'une dolérite. Les éléments fortement anguleux de la brèche témoignent sans aucun doute d'une origine tectonique. Deux basaltes alcalins de ce site ont été datés (Feraud et al., 1977) et ont fourni un âge de 30 ± 3 Ma (Méthode K/A roche totale). (figure 14)

L'analyse du champ gravifique et du magnétisme (Laughton et al., 1974 ; Bonnin, 1978) suggère que la zone de fracture est bien une structure majeure. Si la sismicité n'apparaît pas fréquente (Beuzart, 1975) les quelques séismes qui jalonnent la zone sont de magnitude élevée et caractérisent une zone présentement active. Les solutions focales montrent entre 16°W et 24°W un cisaillement dextre (cf. chapitre sismicité). De même que la carte bathymétrique montre bien la discontinuité des structures de part et d'autre de la zone de fracture (au Nord elles sont allongées selon la direction N30° et sont brutalement interrompues à 37°N), les linéations magnétiques (fig. 14) au Sud sont décalées vers l'Ouest. Il faut bien comprendre que la linéarité quasi-parfaite de la limite des plaques Afrique Europe entre 16°W et 24°W nécessite un cisaillement pur (donc pas ou très peu d'extension ou de compression). On peut donc parler de faille transformante à mouvement actuel dextre. On verra d'ailleurs que ce caractère cisailant a contraint pendant longtemps les mouvements relatifs Afrique-Ibérie. Selon Bonnin (1978) et Olivet (1978) ce caractère prépondérant de la zone de fracture Gloria, de même que celui de la fracture Pico à l'Ouest, est essentiel depuis au moins l'anomalie 34 (83 Ma).



Situation géographique et contexte structural des sites de prélèvement des échantillons étudiés. Cette figure est extraite d'une publication à paraître ⁽¹⁾; elle a été tracé d'après ^(1b). Les zones pointillées sont d'anciens reliefs rajeunis au cours des phases compressives tertiaires. Les hachures obliques indiquent les fossés associés à la faille Gloria. Les symbole \blacktriangle marquent la limite occidentale des dépôts salifères triassicoliassiques. Les symboles An 24, etc., repèrent les anomalies magnétiques reconnues [(1), (2)].

FIG 14 Schéma structural de la zone Açores Gibraltar (d'après Féraud et al 1977)

c) La ride Tore-Madère et les monts du Fer à Cheval

Les données géologiques dans cette zone sont relativement peu nombreuses. Si la carte bathymétrique établie par Laughton et al. (1975) est précise, les prélèvements par dragages sont trop peu nombreux pour pouvoir établir une "carte des échantillons". Toutes les rides sont systématiquement associées à un volcanisme alcalin :

- Sur le Mont Joséphine : basaltes alcalins (Vema 4 LDGO ; Noratlante COB)
- Sur le Mont Hironnelle : basaltes alcalins serpentinites (Shakleton ; East Anglia University)
- Sur la ride Ampère Coral Patch : basaltes alcalins (Shakleton ; East Anglia University - Gibraco COB) et ankaramites (Vema 4 LDGO - Hekinian et al. 1973)

La ride Tore-Madère est interprétée comme un axe d'expansion anormal. Il aurait été lors de l'anomalie J (110 Ma) anormalement élevé et aurait subi plusieurs rajeunissements lors d'épisodes compressifs ultérieurs. On retrouve enfoui sous les sédiments de la plaine abyssale de Sohm, et en partie accolée à la marge du Grand Banc de Terre-Neuve, son symétrique américain.

2. GEOLOGIE DES MARGES CONTINENTALES

a) Marge continentale marocaine

Sur le plateau et la pente continentale, on observe en sismique réflexion plusieurs sortes de déformations : fractures, plis, diapirs, glissements. Lugendyck et al. (1973), Summerhayes et al. (1973) ont observé sur des profils de sismique réflexion effectués sur la marge marocaine, une phase de déformations qu'ils ont datée Oligocène. En fait, il semble que cette phase soit plutôt Eocène ; ce serait une des phases majeures de l'érogénèse alpine qui a marqué la marge africaine. L'étude des anomalies magnétiques, ainsi que

les résultats des forages DSDP (forages 135 et 136) permettent d'approcher le problème de l'âge de la croûte. L'anomalie M22 datée 148 Ma peut être déterminée jusqu'à 33°N ; Ewing et Hollister (1972) accordent un âge de 180 Ma pour le début de l'ouverture et de 200 Ma pour le début du rifting. Ainsi les dykes doléritiques du Maroc, qui pourraient représenter les premiers signes de l'extension, sont datés de 190 Ma à 230 Ma (Hailwood et al. 1971 ; Leblanc, 1973). Etant donné la position de l'anomalie E, après rotation sur la côte occidentale africaine (Olivet, 1978), on peut donc attribuer le début de l'extension au Trias inférieur à moyen.

b) Principaux aspects de la géologie du Portugal

L'histoire géologique du Portugal est jalonnée d'événements qui intéressent très directement le Banc de Gorringe et les plaines abyssales avoisinantes. Nous allons les rappeler ici :

- Après une érosion au Permien et au Trias inférieur du socle de la méseta ibérique, on trouve parmi les séries discordantes triasiques et infraliasiques des formations évaporitiques (Zbyszewski et al., 1971 ; Palain, 1975).

- Durant l'Infralias et le Jurassique se mettent en place les dykes doléritiques le long de l'accident tardi-hercynien d'Odémira-Avila (aussi appelé accident du Cap Saint-Vincent) (Schermerhorn et al., 1978).

- Au Crétacé supérieur, alors que le bassin du Tage est franchement subsident, et que au Sud dans celui de l'Algarve la sédimentation est peu importante, les complexes volcaniques de Sintra et Sines au Nord (Mendes, 1967) et celui de Monchique au Sud se mettent en place.(volcanisme alcalin).

- D'après Thaden (1958), le complexe volcanique de Lisbonne-Mafra (basalte alcalin effusif) est daté du Paléogène.

- Le Miocène inférieur est marqué par une phase tectonique responsable de la déformation d'Arrabida et du rejeu de la faille du Cap Saint-Vincent. A partir du Tortonien, dans les zones externes des cordillères bétiques, des nappes de glissement se mettent en place.

c) La fracturation tardi-hercynienne

Le domaine ibérique hercynien a subi une fracturation importante due à un épisode de compression à la fin de l'orogénèse hercynienne. Cette phase tectonique se caractérise par un réseau de décrochements post 300 ± 10 Ma et anté-triasique (Priem, 1970).

Trois familles de directions se dégagent : (fig. 3)

- = NE-SW à NNE-SSW : C'est la famille la plus importante. Ces accidents ont joué en décrochement sénestre entre -300 Ma et -280 Ma ; ils ont rejoué au Mésozoïque en faille normale et au Cénozoïque lors de la déformation alpine, en faille inverse. Ils atteignent plusieurs centaines de km de longueur (Odemira Avila 600 km) mais le rejet horizontal apparaît faible (Odemira-Avila 20 à 30 km). Arthaud et Matte (1975) supposent que la flexure du Guadalquivir se superpose à un tel accident. De plus les canyons sous-marins sont contrôlés par de telles fractures (Boillot et al., 1974).
- = NW-SE à NNW-SSE : Cette famille est moins importante tant par la dimension des accidents (10 à 20 km) que par leurs rejets horizontaux (4 à 5 km). Ce sont des décrochements dextres qui peuvent être anté plissement hercynien. Ces accidents, contrôlant les canyons sous-marins nord-ibériques, ont rejoué au Mésozoïque et au Cénozoïque.
- = EW à ENE-WSW : C'est une famille peu importante représentée au NW de la péninsule par des décrochements dextres et au SW par des décrochements sénestres dont Arthaud et Matte (1975) attribuent l'existence à une compression NS.

Ces directions se retrouvent sur la marge, mais aussi sur la ride Tore-Madère et les monts du Fer à Cheval.

II. ETUDE GEOPHYSIQUE

L'étude géophysique d'une région océanique est indispensable à la compréhension de sa structure.

La zone Açores-Gibraltar est la frontière entre les plaques Europe et Afrique, et l'étude de la sismicité de cette zone nous permet de préciser cette limite.

L'interprétation des profils de sismique réflexion permet de mettre en évidence les séries sismiques et les principales phases tectoniques ayant affecté la région des monts du Fer à Cheval.

L'étude de la gravimétrie et du magnétisme est rendue difficile par la présence de reliefs importants.

A - SEISMICITE DE LA ZONE AÇORES-GIBRALTAR

Depuis longtemps, la zone Açores-Gibraltar est considérée comme la frontière entre les plaques Europe et Afrique (Rothe, 1951, 1954 ; Isack et al., 1968 ; Le Pichon, 1968 ; Beuzart, 1975, par exemple). Une compilation des épicentres a déjà été réalisée par Beuzart (1975) et Hatzfeld (1978). J'ai repris ces données en y rajoutant les épicentres fournis par les catalogues régionaux des séismes (Regional Catalogue Earthquakes ISC) jusqu'en juin 1976. Ces épicentres sont reportés sur une carte structurale. J'ai repris et analysé les différents mécanismes aux foyers étudiés jusqu'à maintenant, et les ai reportés sur une carte structurale afin de mettre en relation mouvements et structures.

1. CARTES DES EPICENTRES

Quand le mouvement relatif entre deux plaques a une vitesse faible, l'énergie sismique libérée est faible et sporadique. Dans le cas de séismes de faible magnitude ($M < 4,5$), il faut noter que :

- la localisation n'est pas précise,
- les énergies libérées sont faibles,
- leur mise en évidence dépend du nombre de stations, de leur proximité et de leur capacité d'amplification.

Dans cette zone, le mouvement relatif Afrique-Europe est de l'ordre de 0,3 à 0,5 cm par an, et les séismes sont de faible magnitude. De plus, il existe une relation logarithmique entre le nombre de séismes et la magnitude. C'est pourquoi je présente deux cartes.

Sur la première, tous les épicentres ont été reportés. On remarque une forte densité d'épicentres à l'Est de 13°W (fig. 15). Ceci s'explique par la proximité des stations d'observation installées sur la péninsule ibérique

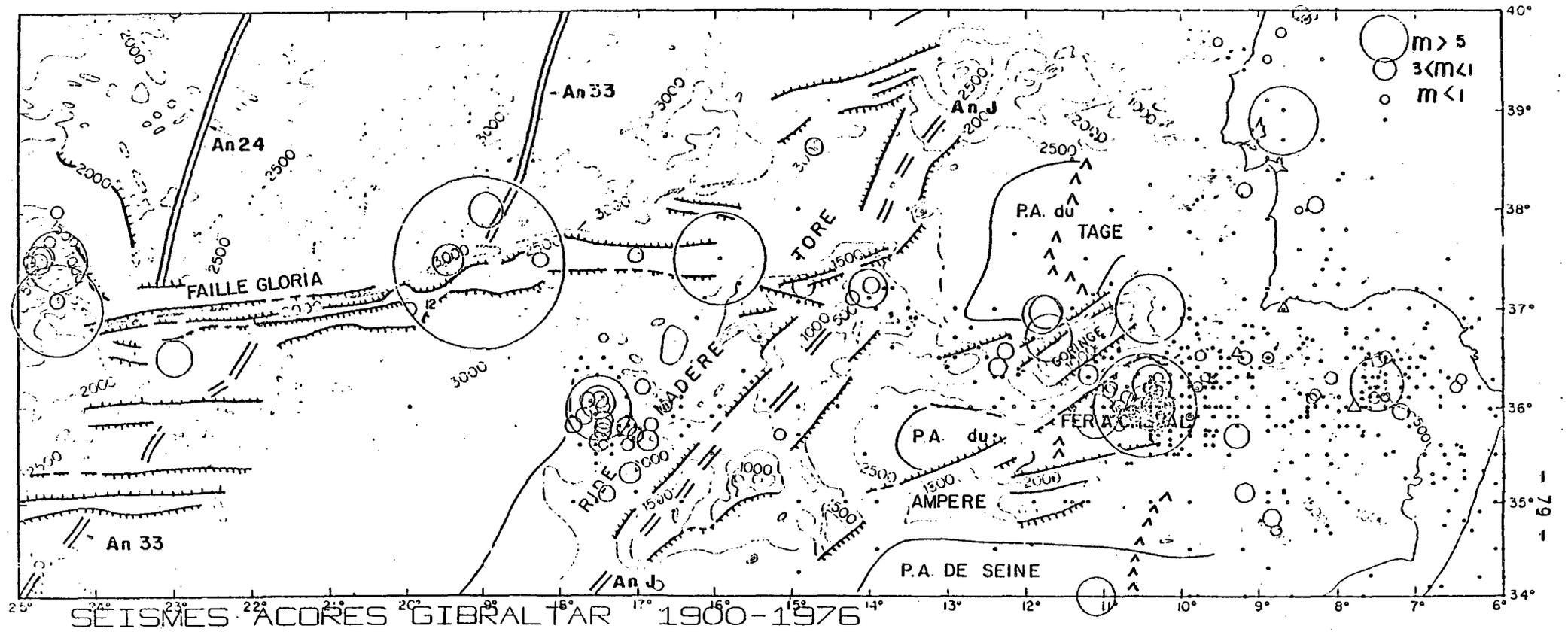
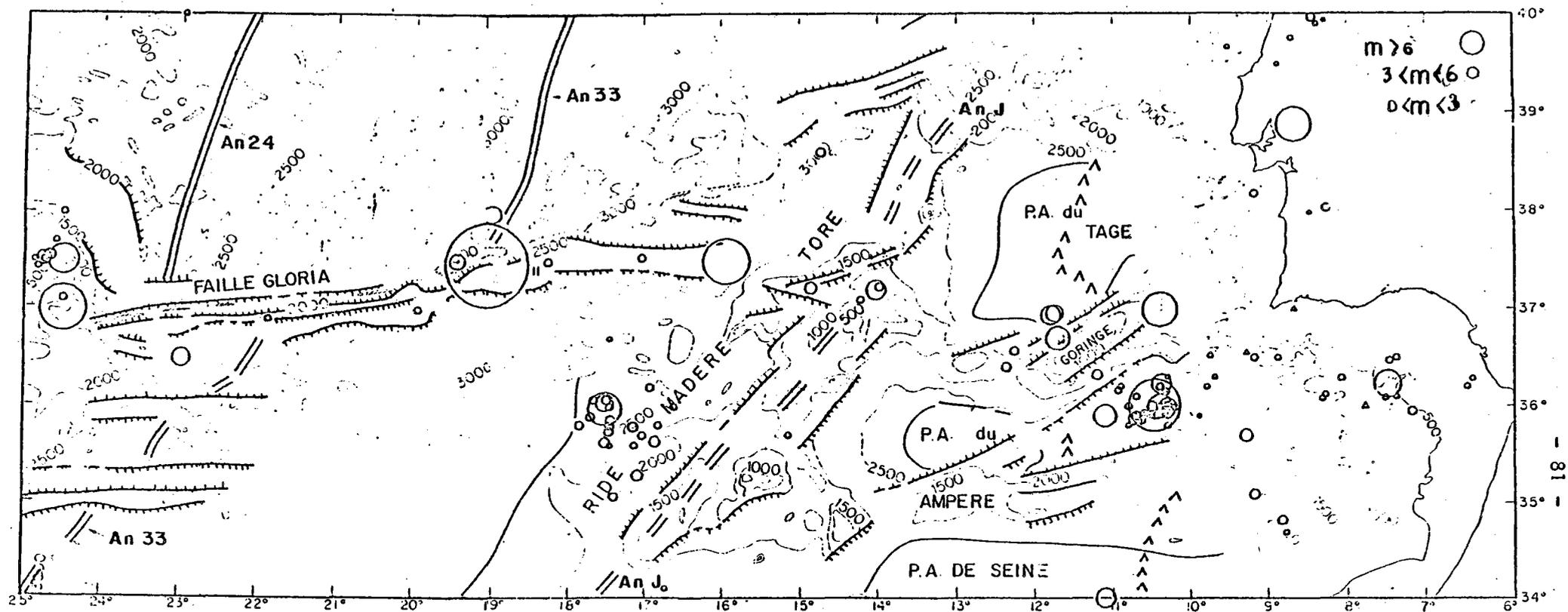


FIG 15

Localisation des épocentres des séismes



SEISMES ACORES GIBRALTAR 1900-1976

FIG 16 Localisation des épicentres des séismes (magnitude > 0)

et au Maroc. De plus, la dispersion plus grande à l'Est de 9°30'W s'explique par le fait qu'il s'agit là d'une collision continentale. A l'Ouest de 16°W, il n'existe pas de séismes à faible magnitude. Or, d'après l'équation de Gutenberg et Richter,

$$\text{Log } N = a + bM$$

(N nombre de séismes, M magnitude), ils devraient exister car quelques séismes à forte magnitude existent (M = 8,3 ; M = 7,1 comme dans la plaine du Fer à Cheval). Ceci s'explique sans aucun doute par l'éloignement des stations.

Sur la deuxième carte (fig. 16), je n'ai reporté que les épicentres des séismes dont la magnitude est déterminée et supérieure à 0. Ce genre de carte est plus utilisable, car la position des petits séismes n'est pas précise. On supprime donc une source d'erreurs. On remarque :

- un alignement d'épicentres le long de la faille Gloria,
- un alignement d'épicentres le long de la ride Tore-Madère,
- une sismicité bien marquée dans la plaine du Fer à Cheval,
- une dispersion de la sismicité qui marque la collision entre les deux continents.

Deux alignements d'épicentres sont nets :

- un premier remontant vers le Cap Saint-Vincent à partir de la plaine abyssale du Fer à Cheval,
- un deuxième s'éloignant vers le Maroc.

En résumé, la frontière Afrique-Europe est divisée en quatre zones :

- 25°W - 16°W : la frontière est bien confondue avec la faille Gloria,
- le passage à travers la ride Tore-Madère est complexe (alignement d'épicentres le long de la ride),
- une frontière bien définie dans la plaine du Fer à Cheval,
- une collision continentale à l'Est de 9°30W.

2. LES MECANISMES AU FOYER

J'ai rassemblé les différentes solutions des mécanismes au foyer proposées par Mc Kenzie (1972), Udias et al. (1972, 1976), Fukao (1973), et Hadley et Karamoni (1975) (Tab. II et fig. 17).

Cette analyse des mécanismes au foyer permet de définir la direction et le sens du mouvement relatif entre les plaques Afrique et Europe (fig. 17).

- Aux Açores et jusqu'à 23°W :

Un régime d'expansion oblique (Axe de Terceira) se poursuit jusqu'à 23°W où les séismes 9 et 10 font apparaître une forte composante cisailante dextre avec une légère extension orientée N80.

- La faille Gloria :

Ce régime d'expansion oblique se poursuit en cisaillement le long de la faille Gloria, et jusqu'à 15°30W. Ce régime cisailant se marque par un décrochement dextre (en accord avec les mouvements instantanés. Minster et Jordan, 1978 ; Olivet, 1978).

- La ride Tore-Madère :

A ce niveau, le régime devient compressif, légèrement cisailant (Axe de pression maximale orientée NW-SE). Dans cette zone les épicentres sont très dispersés. Au Sud à 36°N 17,6°W, la solution focale proposée par Hadley et Karamoni (1975) définit un cisaillement dextre avec une part de compression. Il faut noter que cet épicentre serait aussi celui déterminé pour le séisme de Lisbonne (1/11/1755 - magnitude 8,7).

Au Nord, les mécanismes au foyer donnent les mêmes solutions focales : cisaillement dextre avec composante compressive orientée NW-SE.

Au Nord de Gorringe, le séisme 5 est le plus profond observé (67 km). Udias et al. (1972, 1976) et Purdy (1975) expliquent ce séisme par un décrochement dextre orienté EW, avec un axe de pression maximale orienté N128. Pour

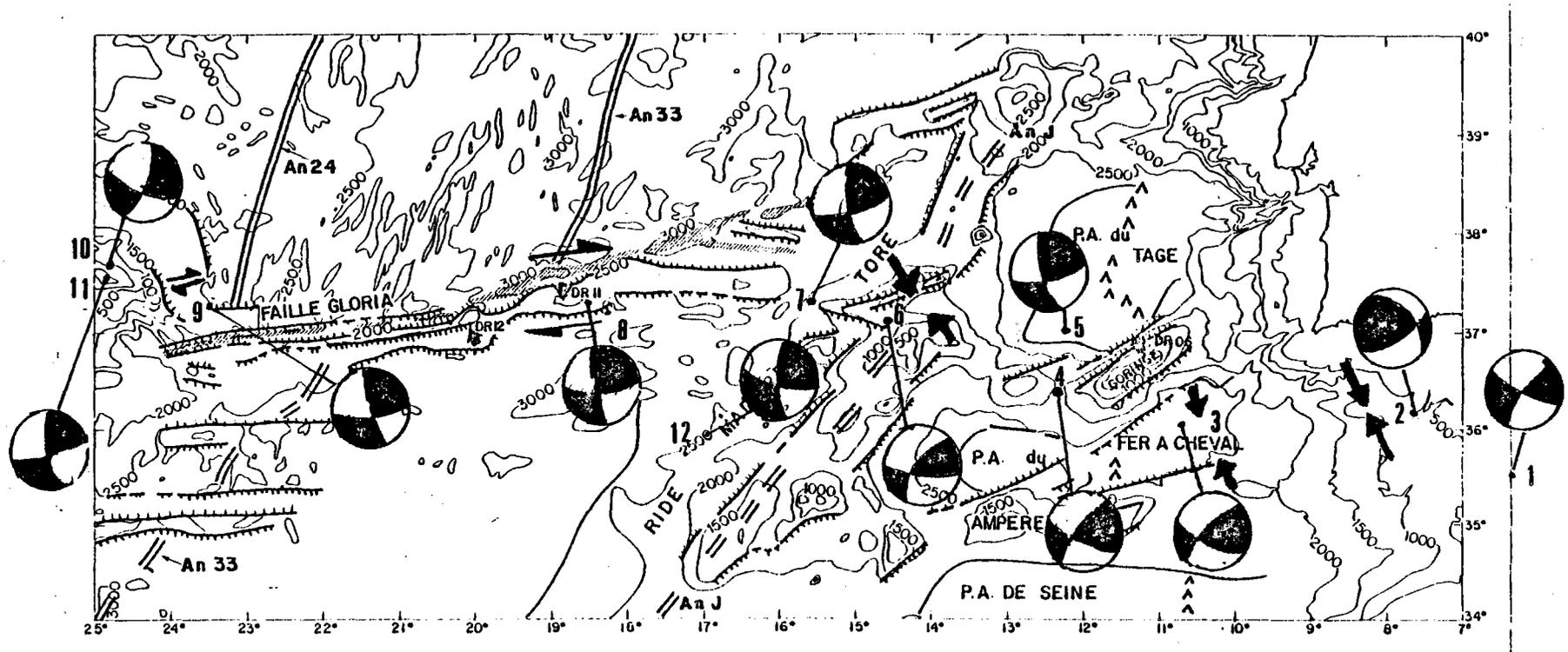


FIG 17 Solution des Mécanismes au foyer

- MECANISMES AUX FOYERS -

n°	Date	Position	Magnitude	Profondeur	Plan I	Plan II	OBSERVATIONS
1	05/12/1960	35° 6' N 6,5' W	6,2	27 km	N 38° 70' NW [*] (1)	N 126° 83' SW	Compression NNW-SSE avec légère composante cisailante senestre
2	15/03/1964	36° N 7,6' W	6,2	27 km	N 68° 16' NW [*] (2)	N 80° 40' S	Compression NNW-SSE avec très légère composante cisailante senestre
3	28/02/1969	36,0' N 10,6' W	6,5	22 km	N 55° 52' NW [*] (3)	N 81° 41' S	Compression
4	29/06/1965	36,6' N 12,3' W	4,8	33 km	N 110° 40' S [*] (1)	N 66° 60' NW	Cisaillement dextre avec légère compression NW-SE
5	6/03/1969	36,9' N 11,8' W	5,5	67 km	N 106° 82' N [*] (2)	N 174° 79' W [*] (1)	Cisaillement dextre NS ou bien cisaillement senestre NW-SE.
6	30/12/1969	37,2' N 14,9' W	5,0	37 km	N 110° 44' N [*] (1)	N 40° 72' SE	Cisaillement dextre
7	20/05/1931	37,4' N 15,8' W	7,1	inconnue	N 88° 80' S [*] (1)	N 0° 80' E	Cisaillement dextre
8	25/11/1941	37,5' N 19,1' W	8,3	inconnue	N 86° 30' S [*] (2)	N 176° 30'	Cisaillement dextre
9	8/05/1939	37,4' N 23,9' W	7,1	inconnue	N 79° 82' S [*] (1)	N 160° 84' W	Cisaillement dextre et légère extension.
10	4/07/1970	37,5' N 24,7' W	5,4	20 km	N 103° 70' S [*] (2)	N 172° 46' E	Cisaillement dextre avec extension
11	5/07/1970	37,6' N 24,7' W	5,1	18 km	N 84° 80' S [*] (1)	N 179° 60' W	Cisaillement dextre avec extension.
12	26/05/1975	35° 7' N 17,3' W	8	inconnue	N 122° 70' NE [*] (4)	N 17° 75' NW	Mécanisme de rupture dextre se propageant du SE au NW le long d'une faille de 150 km de long.

* Plan retenu

(1) Udias et al. (1976) ; (2) Tc Kenzie (1972) ; (3) Fukao (1973) ; (4) Hadley et Kazzamoni (1975).

TABLEAU II

Mc Kenzie (1972), le plan de faille de ce décrochement dextre serait orienté N106° subvertical. Etant donnée la structure régionale, il apparaît que la seconde solution d'Udias (décrochement sénestre, plan subvertical plongeant vers l'Ouest, orienté N174°) est fort plausible, car sur le Banc de Gorringe, les structures NS et N110° abondent ; c'est pourquoi je retiens deux solutions possibles : décrochement dextre NW-SE, ou décrochement sénestre NS.

A l'Est, dans la plaine du Fer à Cheval, la sismicité est moins diffuse. De l'étude de Fukao (1973) sur le séisme du 28/02/1969 (séisme 3), il ressort que ce séisme est la conséquence du chevauchement de l'Afrique par l'Europe selon un plan orienté N55° plongeant de 52° vers le NW. De toutes les autres études (Mc Kenzie, 1972 ; Udias et al., 1972), il en ressort le même mécanisme avec quelques variantes. On note que la direction du plan de faille se trouve dans le prolongement de la faille tardi-hercynienne du Cap Saint-Vincent (Odemira Avila) marqué par le canyon sous-marin du Cap Saint-Vincent, ce qui tend à prouver que la fracturation des fonds océaniques est souvent contrôlée par l'existence d'accidents anciens (anciennes failles transformantes, axés de rides, Mc Kenzie, 1972). On ne peut pas parler de véritable zone de subduction; car il n'existe ni fossé, ni zone de subduction (cependant le bombement de la croûte existe bien). Ceci est sans doute la conséquence de la faible vitesse du mouvement de rapprochement des deux plaques.

Vers le détroit de Gibraltar, la compression est orientée NNW-SSE ; pour le séisme 1, on remarque que le plan de faille est encore parallèle aux fractures tardi-hercyniennes et dans le prolongement de l'accident Nord-Bétique ou de Crevillente.

En résumé, les quatre zones définissent quatre régimes tectoniques :

- aux Açores : expansion oblique
- Faille Gloria jusqu'à 15°30W : décrochement dextre
- Ride Tore-Madère : compression et cisaillement
- Plaine du Fer à Cheval : compression

On estime (Olivet, 1978 ; Bonnin, 1978) à une centaine de kilomètres le raccourcissement total depuis 53 Ma (mais 100 km de raccourcissement ne signifient pas 100 km subductés). Depuis 15°W jusqu'à Gibraltar, les axes de pression maximale sont tous orientés NW-SE à NNW-SSE.

3. CONCLUSION

Plusieurs points sont à retenir :

- Le prolongement de la plaque Afrique sous la plaque Europe, selon une direction NW-SE avec un angle de 52° vers le NW.

- L'absence de séismes profonds et intermédiaires et la faible magnitude des séismes enregistrés.

- La frontière apparaît linéaire de 25°W à 15°W. Sur la ride Tore-Madère, la zone de déformation est très étendue et il n'est pas possible de définir une frontière bien précise entre la partie occidentale de la plaine abyssale du Fer à Cheval et l'extrémité orientale de la faille Gloria. Par contre, à l'Est de 11°W, les épïcêtres sont à nouveau répartis dans une zone étroite définissant une frontière linéaire entre les deux plaques.

- Lors de la campagne Noratlante (COB 1969), une série de photographies sous-marines ont montré un escarpement de -4 800 m. Cet escarpement de 1,20 m de hauteur, est interprété comme la conséquence d'une faille normale. Cette faille serait due au séisme du 28 février 1969 (Le Pichon et al., 1970). Il existe donc une contradiction entre la tectonique profonde compressive et la tectonique superficielle engendrant des failles normales. Ceci pourrait s'expliquer par les différences de propriétés mécaniques entre la croûte et la couverture sédimentaire superficielle. De plus, le taux de sédimentation important dans cette plaine pourrait masquer rapidement les manifestations tectoniques superficielles.

- Il est intéressant aussi de noter que de 15°W à 6°W, les directions des plans de faille sont identiques à celles des fractures tardihercyniennes ibériques (WNW-ESE et NE-SW). Ceci tend à prouver que toute la structure de cette région est guidée par un système de fractures anciennes qui ont rejoué en mer et à terre au Mésozoïque et au Cénozoïque (et encore à l'actuel) ; elles servent encore de guide aux contraintes à la frontière des deux plaques.

B - LES SERIES DEFINIES PAR LA SISMIQUE REFLEXION

Lors des campagnes du COB (Nestlante I 1970, Gibraco 1972, Albatlante 1974), 3 000 km de profils de sismique réflexion ont été effectués dans la région étudiée, auxquels s'ajoutent 400 km de profils de sismique réflexion "Sparker" effectués en 1977 par le Service Hydrographique Portugais sur le Mont Gettysburg (fig. 18 et 19). Ces données ont permis de définir des ensembles sédimentaires et des horizons, repères ayant valeur sur toute la région. On distingue 6 ensembles principaux :

1. ETUDE DES SERIES

- Le socle :

Il est d'allure typiquement océanique lorsqu'il est visible sous les plaines abyssales, et se présente comme une suite de petites hyperboles de diffraction en général bien marquées et comme une surface souvent très irrégulière (collines abyssales typiques). En général, il est bien visible dans les parties occidentales des plaines abyssales : par exemple dans la plaine abyssale du Fer à Cheval (fig. 20) ; dans la plaine abyssale du Tage le toit du socle s'approfondit en allant vers l'Est (fig. 21). En allant vers les marges, le socle détecté peut ne plus correspondre au socle vrai, et d'ailleurs rapidement il n'est plus défini en raison de la grande épaisseur de sédiment (fig. 22).

- Les séries anciennes :

Dans les plaines abyssales, là où le socle est profond, on observe une série dont le toit est souvent perturbé par des manifestations salifères (structures diapiriques). Elles sont localisées par exemple dans la plaine

remarquera aussi que cette série se termine en biseau sur les reliefs de la zone (fig. 24 et 25). On peut attribuer un âge éocène au toit de cette série. En effet, une discordance éocène affecte cette région ; elle devient évidente dans la plaine de Seine (fig. 23) et affecte le prolongement du Banc de l'Ampère. Au Nord, elle est peu visible car la pénétration est peu importante et une phase tectonique ultérieure oblitère cette phase éocène.

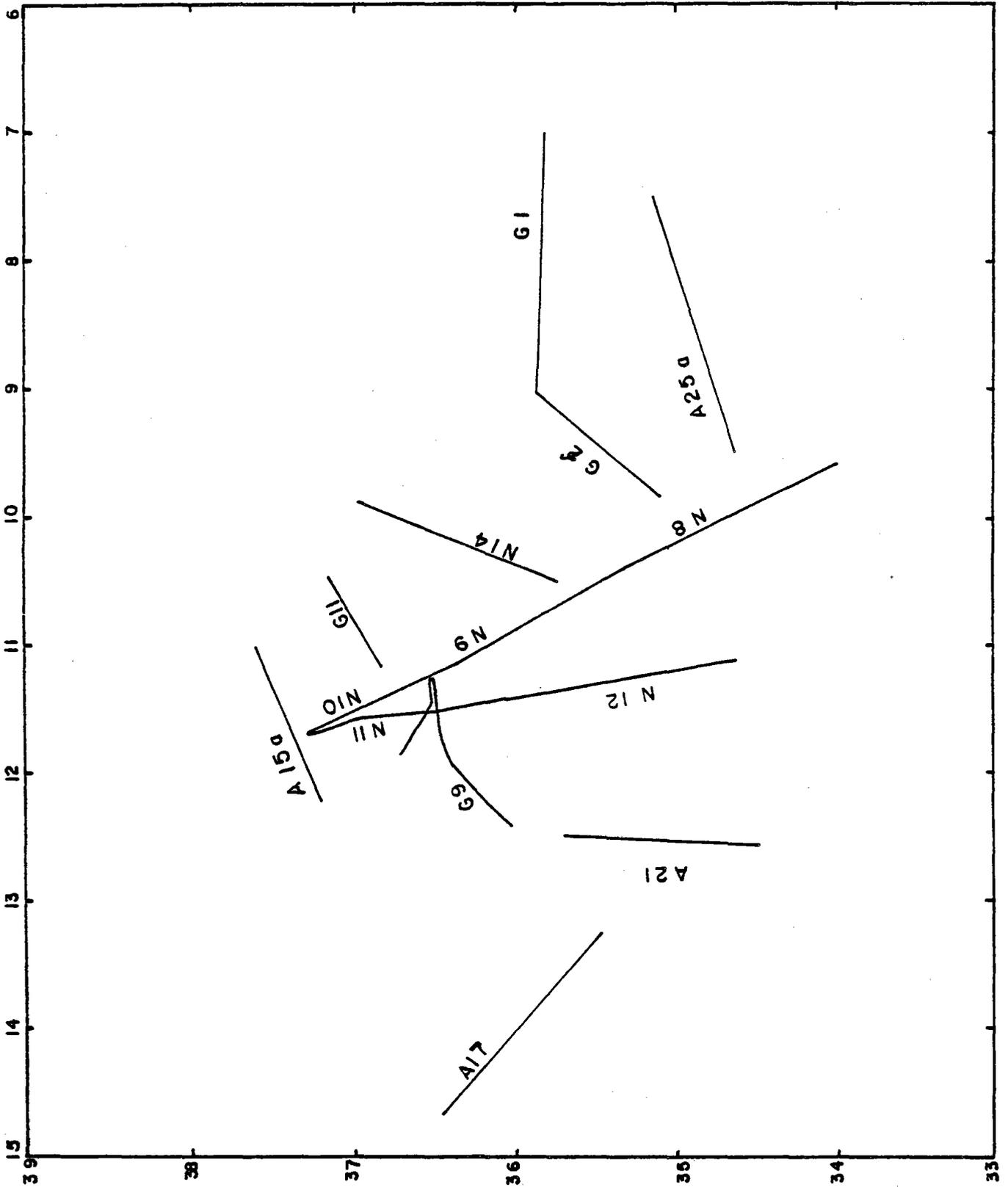
D'après les résultats du forage 135 JOIDES (leg XIV du Glomar Challenger, Hayes et al., 1972) on peut fixer un âge lutétien à cet épisode.

Dans le Nord de la plaine abyssale de Seine, cette discordance s'exprime par une flexure des horizons entraînant un décalage des séries sédimentaires (fig. 23). Cette flexure est jalonnée de failles injectées de sel formant des dômes. Cette discordance serait la conséquence d'une déformation compressive mise en évidence au Sud de Gorringe (Olivet et al., 1976). C'est à cette époque qu'une importante phase tectonique affecte les continents adjacents, et alors qu'elle est peu marquée à l'Ouest de Gibraltar, elle est remarquablement nette dans le Golfe de Gascogne (d'ailleurs proche des Pyrénées où cette phase est bien définie ; Choukroune, 1974).

- La série Miocène :

Au-dessus de cette série Crétacé-Eocène, on définit une série Miocène dont l'épaisseur est en général inférieure à 1 sec. temps double (soit environ 1 700 m). Le toit de cette série est bien défini dans les plaines abyssales, mais en dehors des zones où un ensemble acoustiquement opaque rend difficile l'interprétation des réflecteurs (fig. 21 et 27). On remarque encore que le toit de cette série bute sur les reliefs (fig. 24 et 25).

Une importante phase tectonique intra-miocène a été mise en évidence dans toute la région (Ryan et al., 1972 ; Bonnin et al., 1973, 1975 ; Olivet et al., 1976). Sur le Banc de Gorringe il existe une variation entre les sédiments langhiens déposés sous une forte épaisseur d'eau, et les sédiments serravaliens néritiques. On peut donc admettre que le Banc de Gorringe s'est fortement surélevé au point d'atteindre la surface de la mer au Serravalien moyen ; ceci est mis en évidence par la présence d'une terrasse d'abrasion



Localisation des profils sismiques

FIG 18

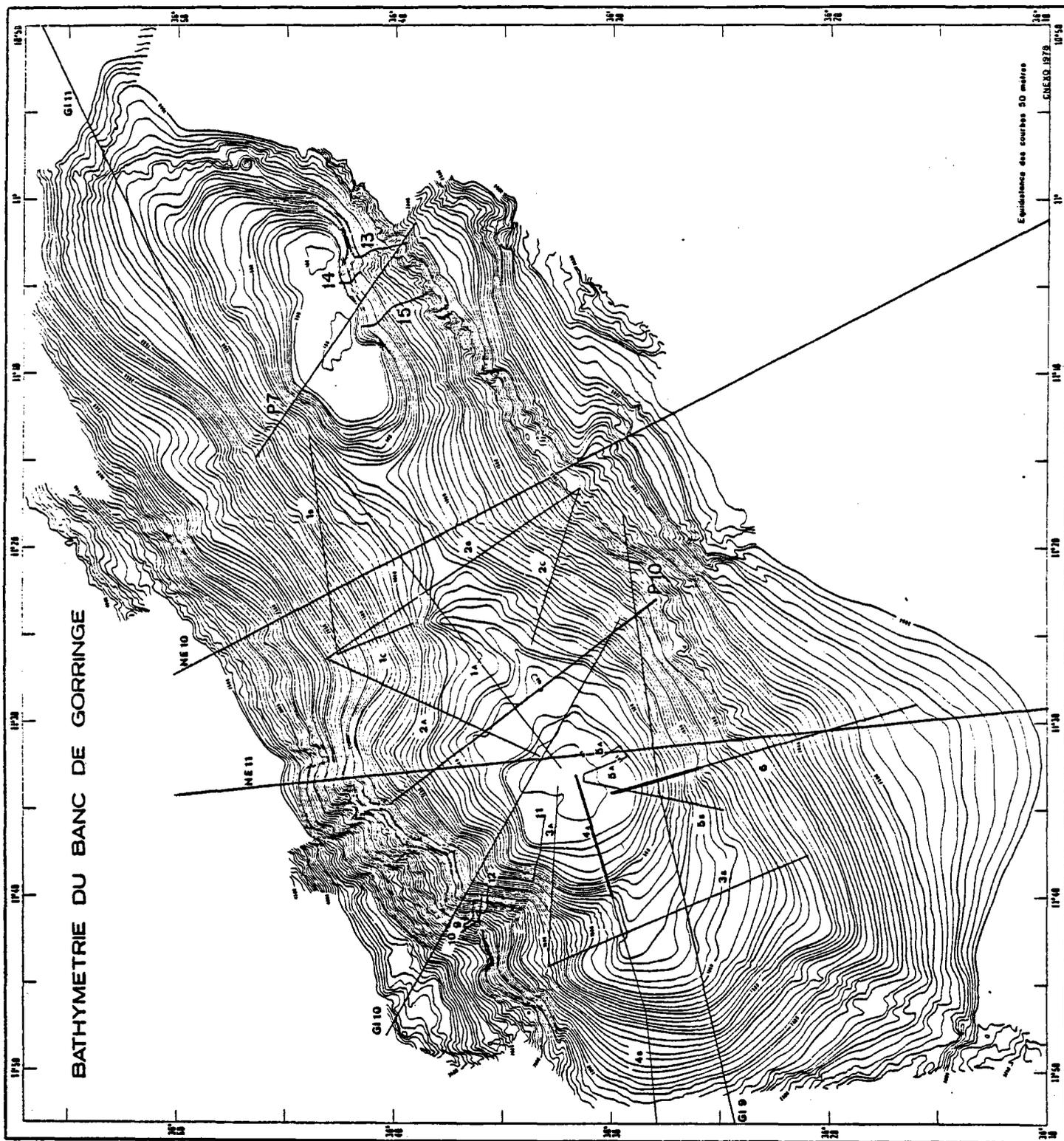


FIG 19

Localisation des profils sismiques sur le Banc de Gorringe

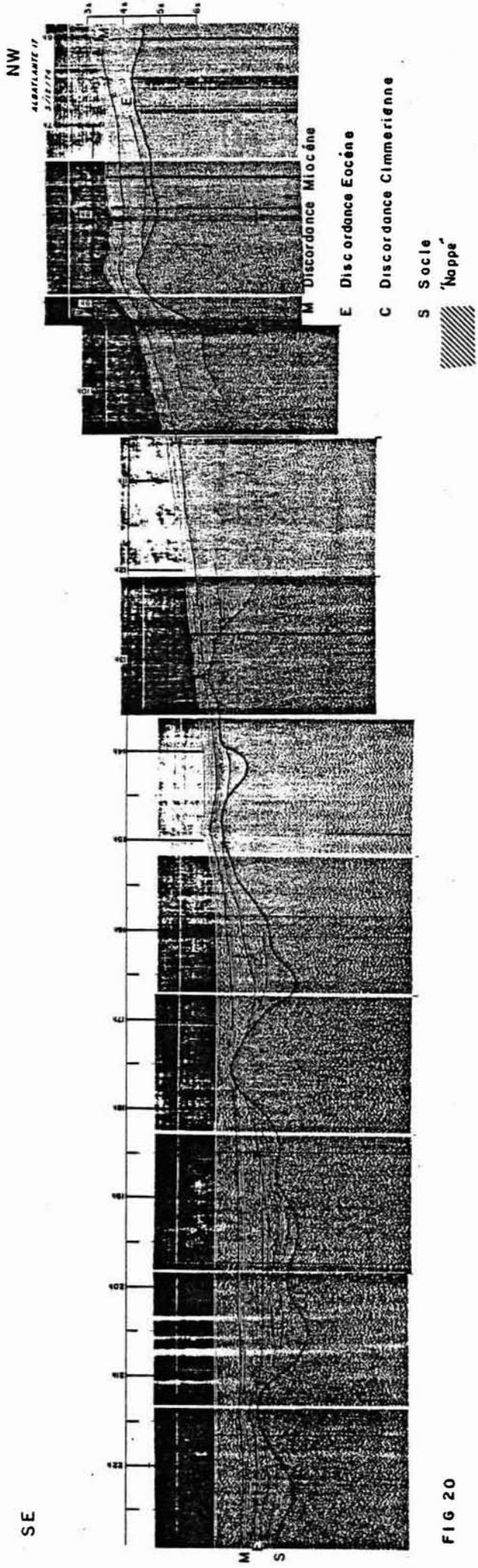


FIG 20

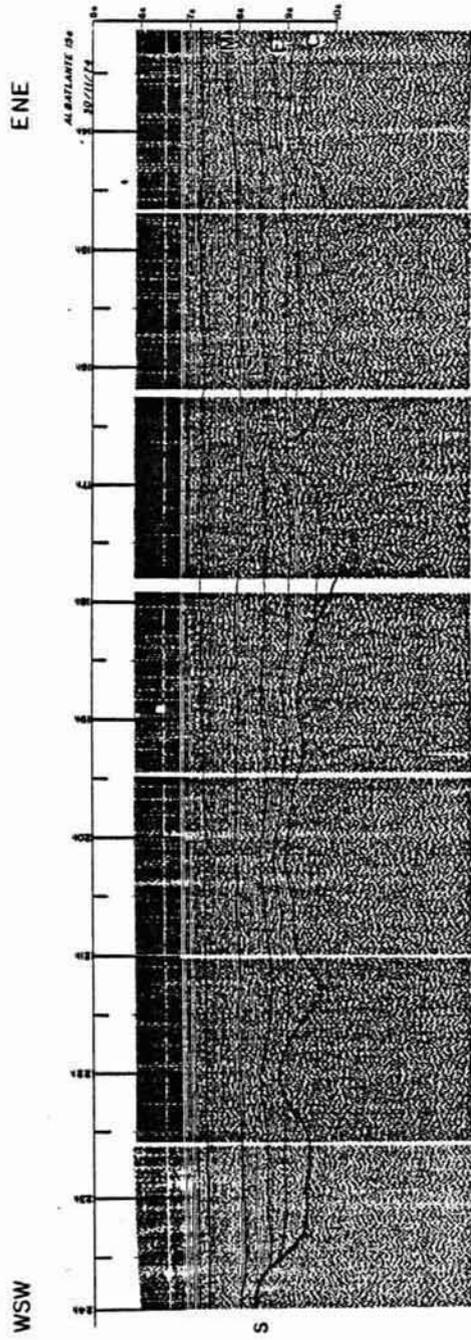


FIG 21

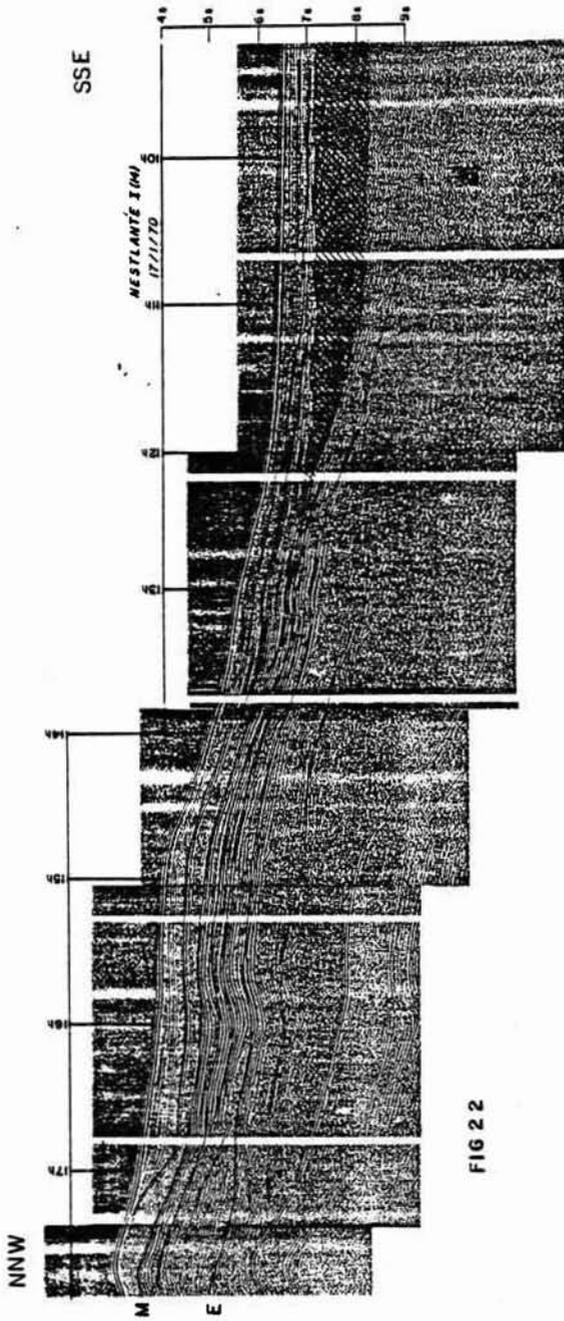


FIG 22

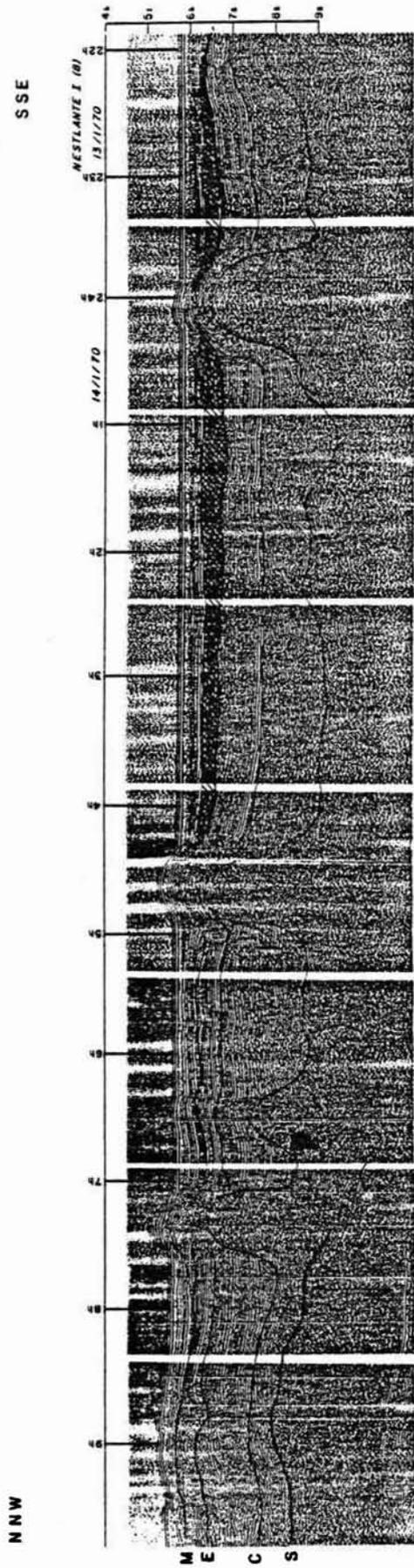
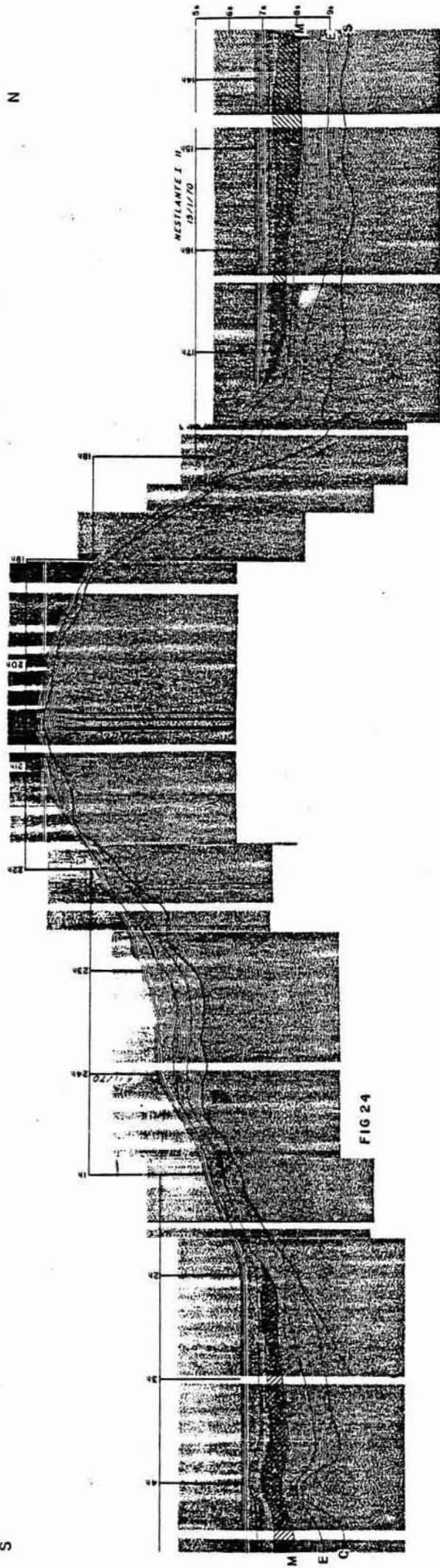
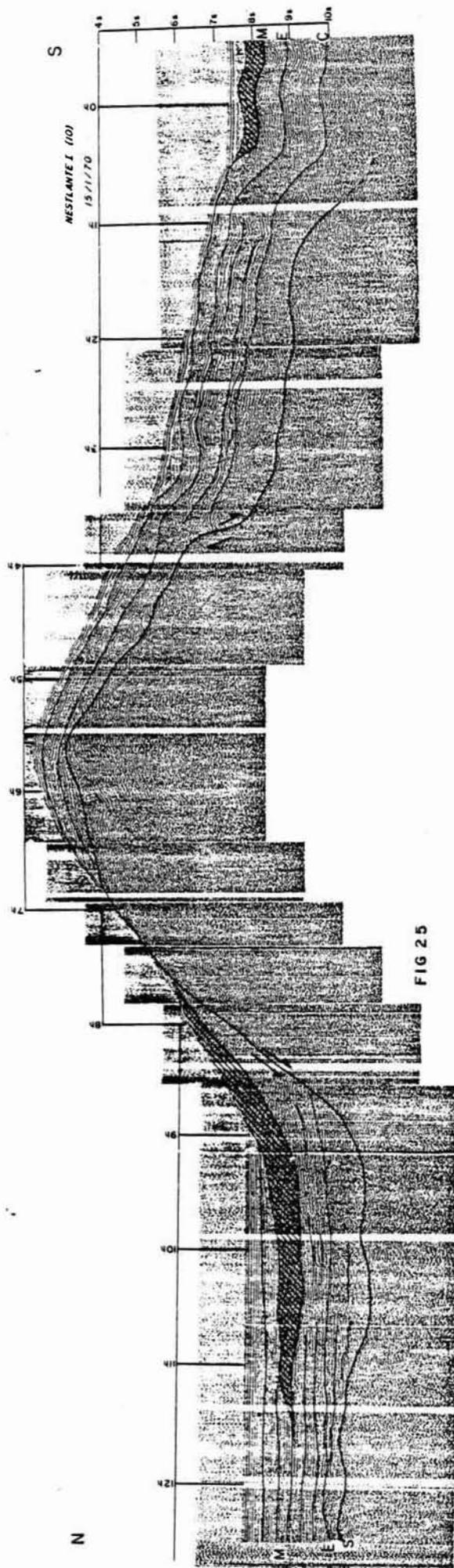


FIG 23





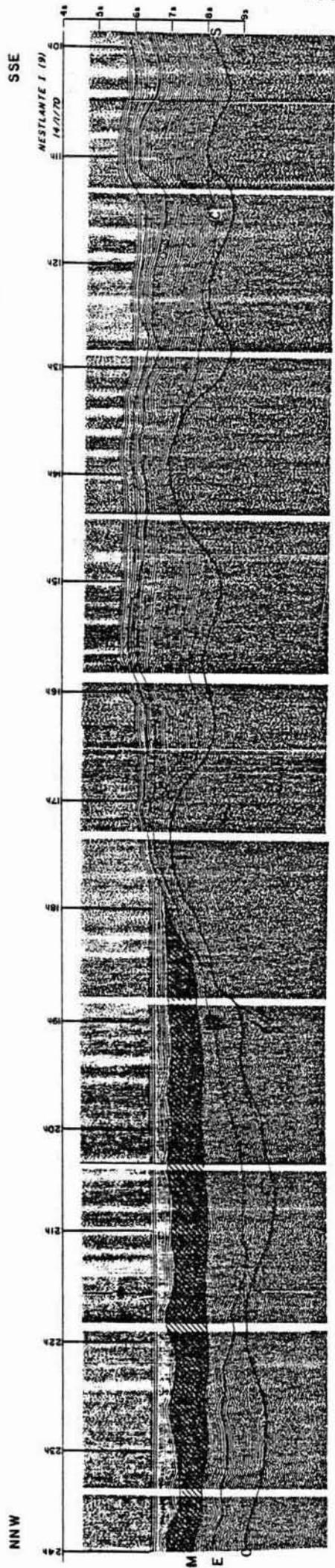


FIG 2 6

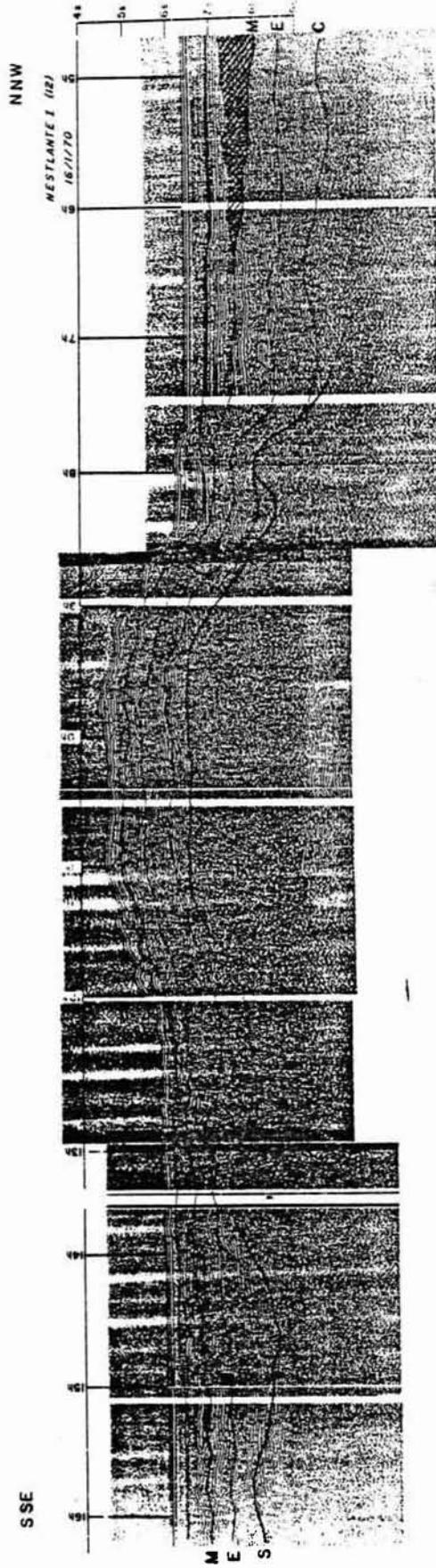


FIG 27

abyssale de Seine (fig. 23), dans la plaine abyssale du Fer à Cheval (fig. 24). Dans la plaine du Tage (fig. 21), le toit de cette série apparaît comme une surface ondulée soulignée par des hyperboles de grande ampleur avec ici et là des traces de réflecteurs plus profonds (on note l'absence de structures diapiriques). Ces séries butent sur les reliefs (fig. 26 et 27).

Sur le pourtour du Banc de Galice et dans le Bassin armoricain, le toit de la série correspondante montre une remarquable discordance interprétée, par analogie avec les données recueillies sur le Grand Banc de Terre-Neuve, comme le résultat de la phase tectonique cimmérienne récente (limite Jurassique-Crétacé ; Bonnin, 1978). Cette même discordance est bien visible sur les marges où elle correspond vraisemblablement à une érosion importante. Dans le domaine profond, l'épisode prend la forme d'une discontinuité ondulée. D'après Bonnin (1978) cette déformation serait la conséquence d'une certaine accélération du processus d'ouverture de l'Atlantique NE, après une période d'inactivité au Jurassique. Alors que le sommet de cette série pourrait donc être attribué à la limite Jurassique-Crétacé, on ne connaît pas l'âge des sédiments les plus anciens. La reconstitution à la fin du Lias (Olivet, 1978 ; fig. 72) montre l'existence de bassins correspondant aux zones à séries anciennes. D'autre part, il existe des séries salifères d'âge permotriasique, voire même peut-être carbonifère, dans les bassins continentaux voisins. Il n'est donc pas déraisonnable d'envisager que des évaporites liasiques ou anté liasiques soient présentes dans ces bassins.

- Les séries Crétacé et la discordance Eocène :

Dans tout l'Atlantique, des séries réduites d'âge Crétacé inférieur-moyen sont localisées dans des bassins confinés. A la date de l'anomalie J (110 Ma), il y a probablement une dorsale émergée du côté euro-africain (ride Tore-Madère). Aussi est-il probable que des bassins de taille limitée aient pu se trouver confinés à cette époque. Le toit de cette série correspond à un réflecteur légèrement ondulé (amplitude faible) et dans cette série plusieurs réflecteurs peuvent être localement définis (fig. 24, 25 et 26). On

marine datée Miocène sur le Mont Gettysburg à -500 m (voir chapitre Structure du Banc de Gorringe). C'est à ce moment que le flanc nord du Banc de Gorringe se serait dénudé par glissement (fig. 25).

Le toit de cette série serait donc d'âge Miocène moyen (Tortonien). Il est à noter qu'une flexure marque la zone de passage entre les plaines abyssales et les reliefs (fig. 24 et 27). Elle est présente sur tout le pourtour des plaines abyssales du Tage et du Fer à Cheval (fig. 20). Il est des cas toutefois où ce réflecteur est entraîné dans le soulèvement des reliefs (fig. 28).

Bonnin (1978) a évalué à 1-3 Ma la durée de cette phase tectonique compressive intra-miocène. Cet épisode tectonique se termine par la mise en place d'olistostromes et/ou de nappes de glissement qui viennent s'étaler dans le creux laissé par la phase miocène.

A l'Ouest de Gibraltar, les profils de sismique réflexion montrent un ensemble acoustiquement opaque (fig. 29 et 30), recouvert en général par une série sédimentaire meuble d'épaisseur variable, liée aux irrégularités de la surface de l'ensemble opaque (fig. 29 et 31).

Vers l'Ouest, dans les plaines abyssales du Fer à Cheval et de Seine, l'ensemble opaque s'intercale dans la série sédimentaire en masquant les réflecteurs qu'il recouvre, donnant ainsi sur son pourtour de remarquables figures de discordance sur le toit de la série miocène (fig. 24 et 26). La nappe dans les plaines ayant contourné les reliefs, se termine en biseau à plus de 500 km de Gibraltar (fig. 33).

Dans les plaines du Rharb et du Guadalquivir, les nappes de charriage ont été décrites depuis longtemps (Burger *et al.*, 1960 ; Perconig, 1960). Le rapprochement entre la nappe du Bassin du Rharb et ce qui est observé en mer s'impose. Il est probable que l'ensemble opaque reconnu en mer est non seulement l'équivalent des nappes rifaines et des olistostromes du Guadalquivir (Malod, 1974) mais aussi des nappes de glissement plus internes. A terre, les glissements de part et d'autre de l'Arc de Gibraltar sont datés Miocène moyen à supérieur (Tortonien). C'est l'âge qu'adoptent Bonnin *et al.* (1975) pour le réflecteur sur lequel s'étale la nappe (toit de la série miocène). Dans les plaines abyssales, la nappe a contourné les reliefs, et sur

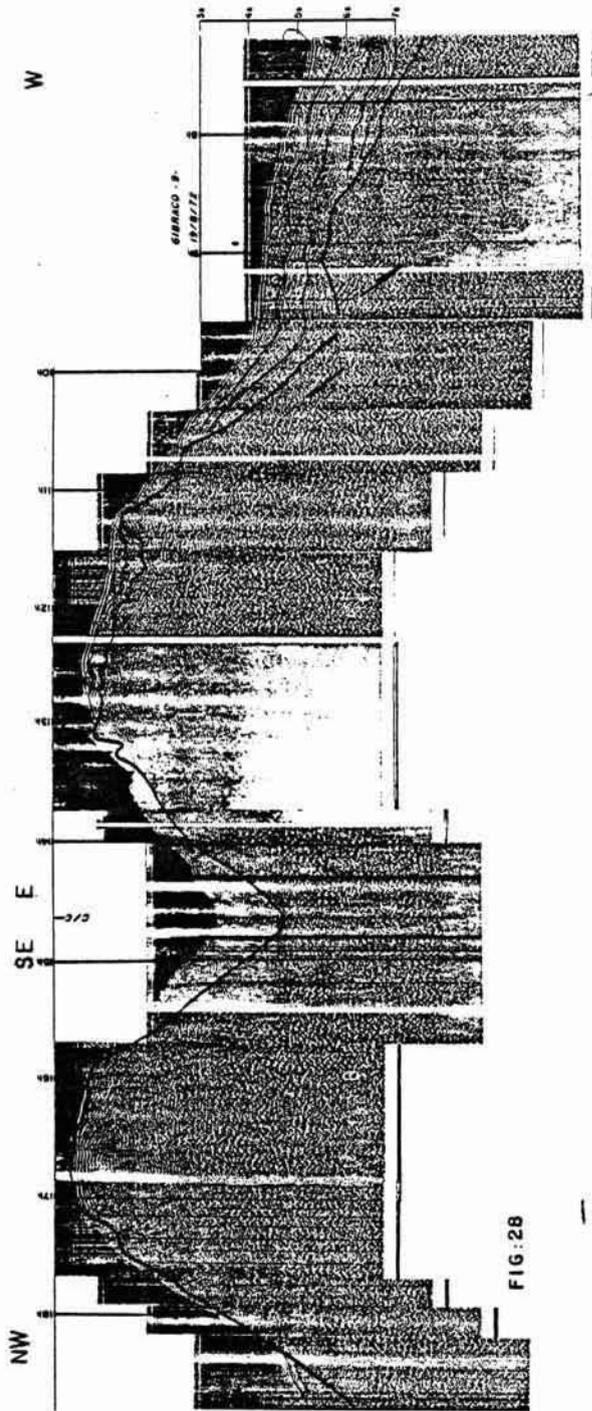


FIG. 28

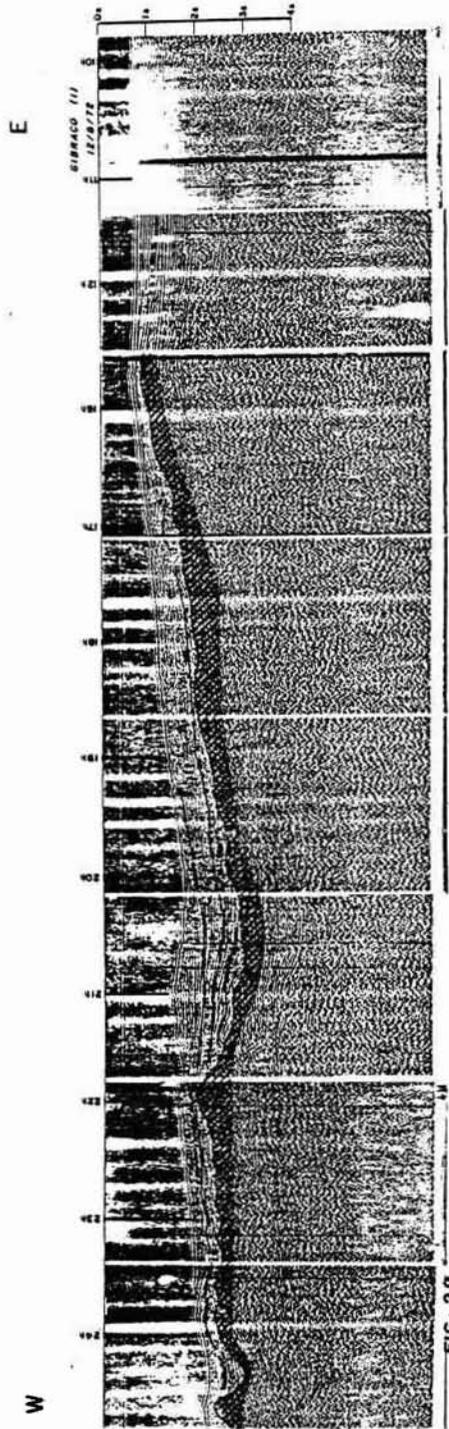
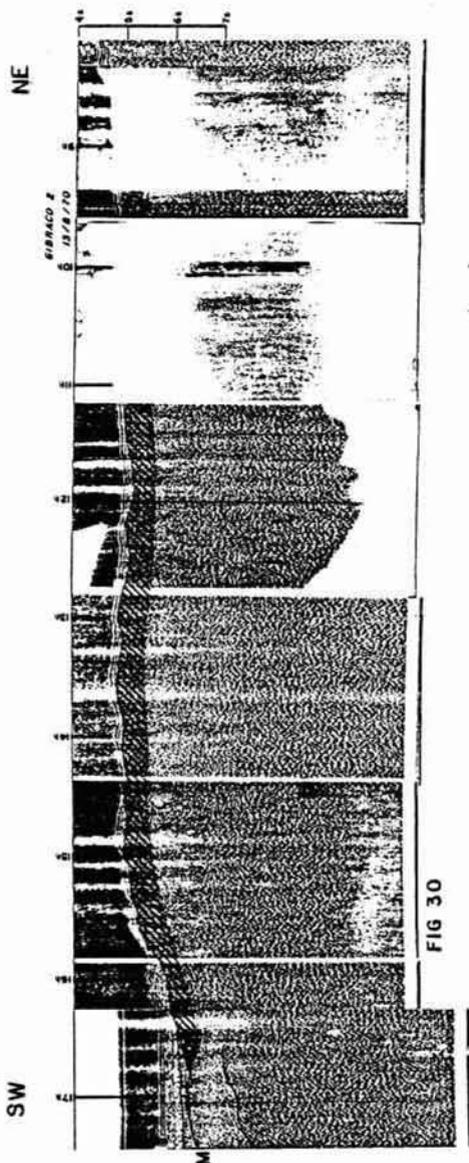


FIG. 29



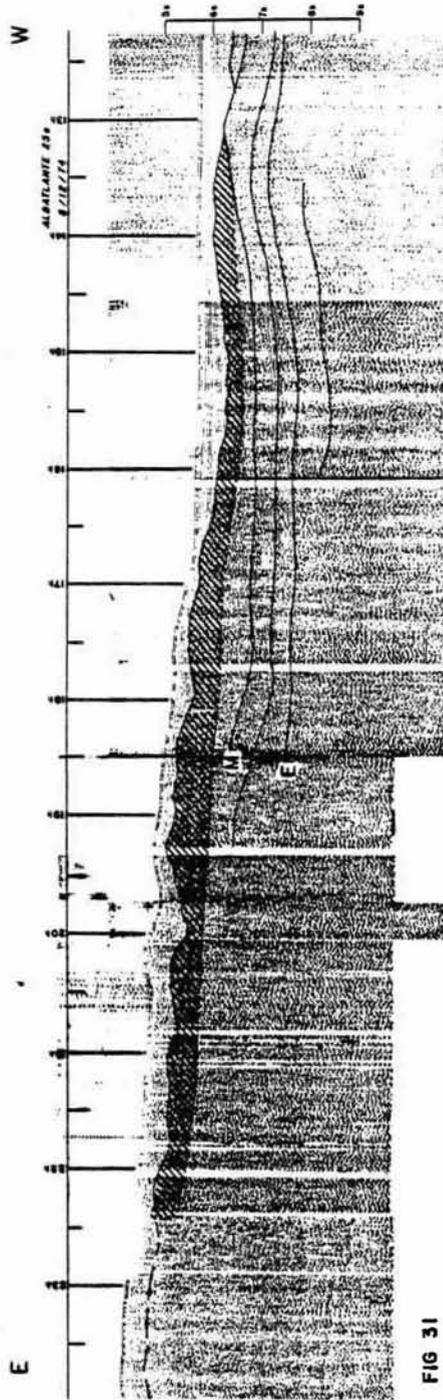


FIG 31

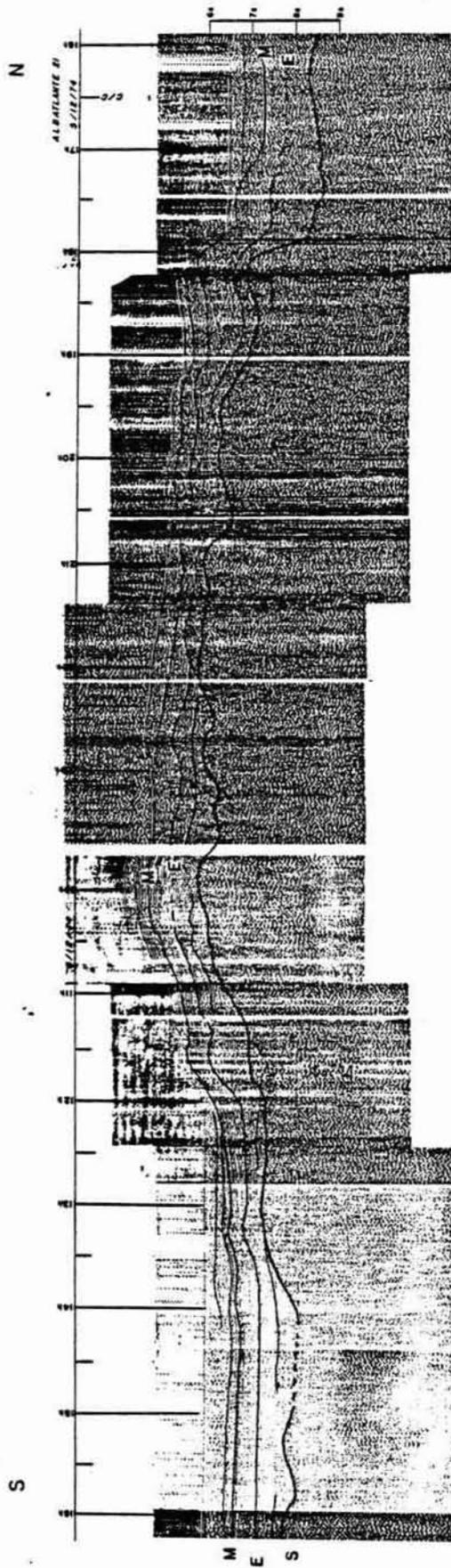


FIG 32

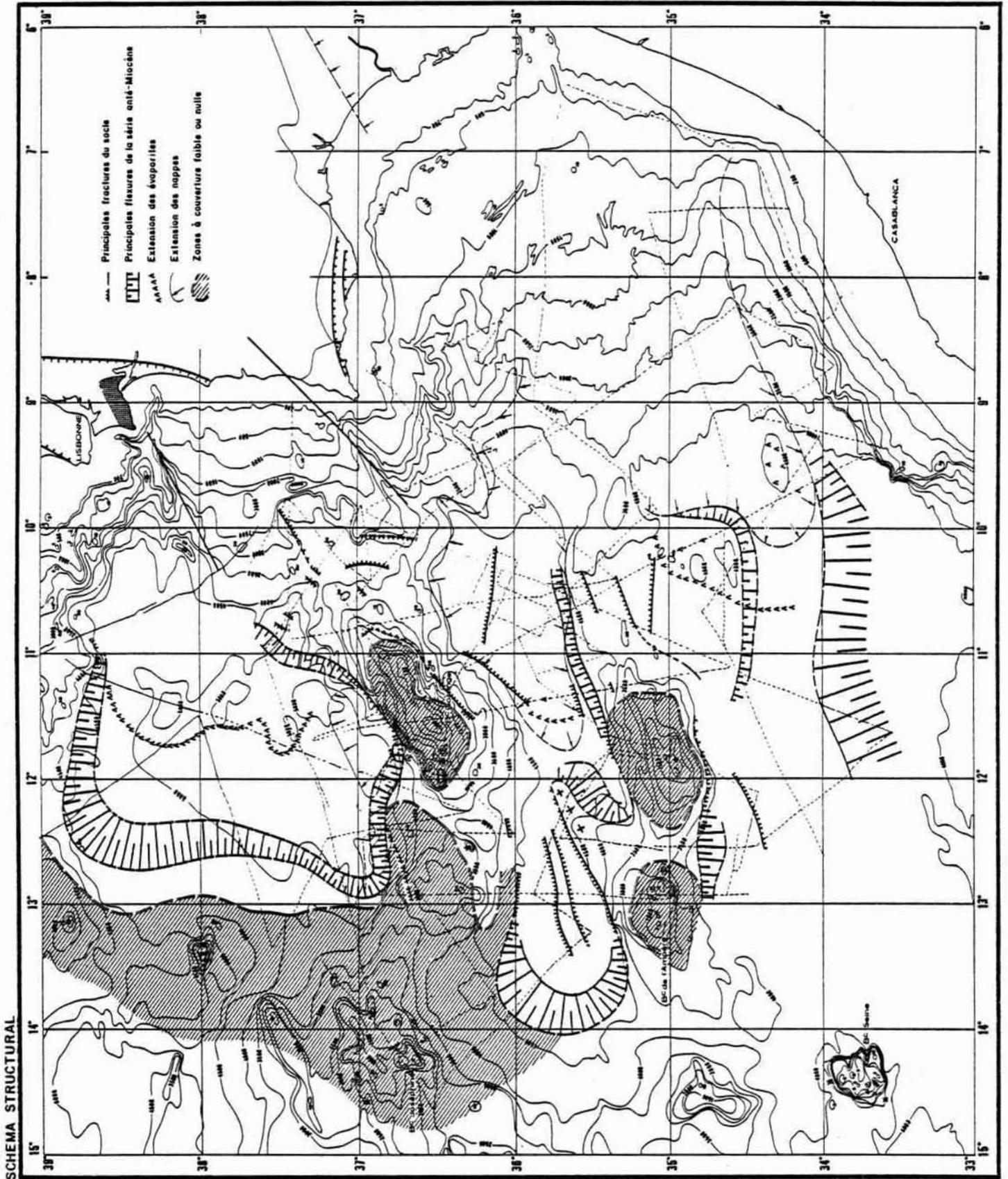


FIG 33

Schéma structural de la région des Monts du Fer à cheval

les bords de la masse allochtone ce sont les parties les plus fluides qui sont venues s'étaler, ce qui permet d'observer les relations avec le substratum (fig. 23). La cuvette de la plaine abyssale du Fer à Cheval orientale semble avoir été subitement comblée par la nappe, confirmant le caractère fluide des parties distales de l'allochtone.

L'importance des mouvements verticaux nécessités par la mise en place de la nappe doit être soulignée. Certes, le glissement dans son ampleur maximale s'est produit d'une faible profondeur jusqu'à -4 500 m, mais la surface couverte est très importante ($100\ 000\text{ km}^2$) et le volume énorme ($100\ 000$ à $200\ 000\text{ km}^3$) (Bonnin et al., 1975). Donc, si cette masse placée sur la pente glisse sous son propre poids, il faut aussi la mettre en position de glissement depuis le haut de la pente. L'intervention de la gravité dans la mise en place ne fait pas de doute, mais il est probable que la cause première de la mobilisation de cette masse soit des phénomènes tectoniques compressifs liés à l'affrontement des plaques européennes et africaines (Bonnin, 1978).

- La série post-nappe :

Il s'agit de formations plioquaternaires, d'épaisseur variable : 500 m à 700 m dans la partie orientale de la plaine abyssale de Seine, et seulement 100 m dans la partie occidentale. On retrouve ce même dispositif dans la plaine abyssale du Fer à Cheval (à l'Ouest, fig. 32 ; à l'Est, fig. 26). Par contre, dans la plaine du Tage, cette série récente est très épaisse (plus de 1 000 m, fig. 21). La tectonique est toujours active, car on observe des déformations (fig. 26).

En résumé, 6 ensembles ont pu être définis à l'aide de la sismique réflexion :

- Le socle d'allure océanique, pouvant affleurer sur les reliefs et qui est détecté à plus de 10 sec. (temps double) dans les plaines abyssales.

- Les séries anciennes (Trias-Jurassique) présentant dans les plaines abyssales du Fer à Cheval et de Seine des structures salifères.

- Les séries Crétacé-Eocène ; le toit de cette série correspond à une discordance angulaire.

- Les séries miocènes.

- La "Nappe" à l'Ouest de Gibraltar.

- Les séries récentes.

L'interprétation des profils de sismique réflexion a abouti à la réalisation d'une carte structurale (fig. 33). On remarque notamment l'extension des séries anciennes, ainsi que la flexure des séries anté-Miocène moyen.

2. LE SOCLE ACOUSTIQUE

Le problème des vitesses dans la croûte océanique ne sera pas abordé ici (voir par exemple Purdy, 1974, 1975 ; Bonnin, 1978). Quelques remarques se dégagent de l'étude de la sismique réfraction et réflexion.

Dans la plaine du Tage, une discontinuité est mise en évidence dans la structure de la croûte plus épaisse à l'Est qu'à l'Ouest (Bonnin, 1978), bien que restant toujours de nature océanique. Le socle acoustique suit d'ailleurs les mêmes dispositions (plus profond de 0,5 sec. à 1 sec. temps double à l'Est).

Dans la plaine abyssale du Fer à Cheval, le socle acoustique, difficilement visible sous la "nappe", pourrait être à 10,5 sec. temps double. Cette zone est caractérisée par une forte épaisseur sédimentaire et une anomalie gravimétrique négative (fig. 35). Dans le secteur occidental, ainsi qu'au Sud-Est du Mont Coral Patch dans la plaine abyssale de Seine, le socle existe à 8,5 - 9 sec. temps double.

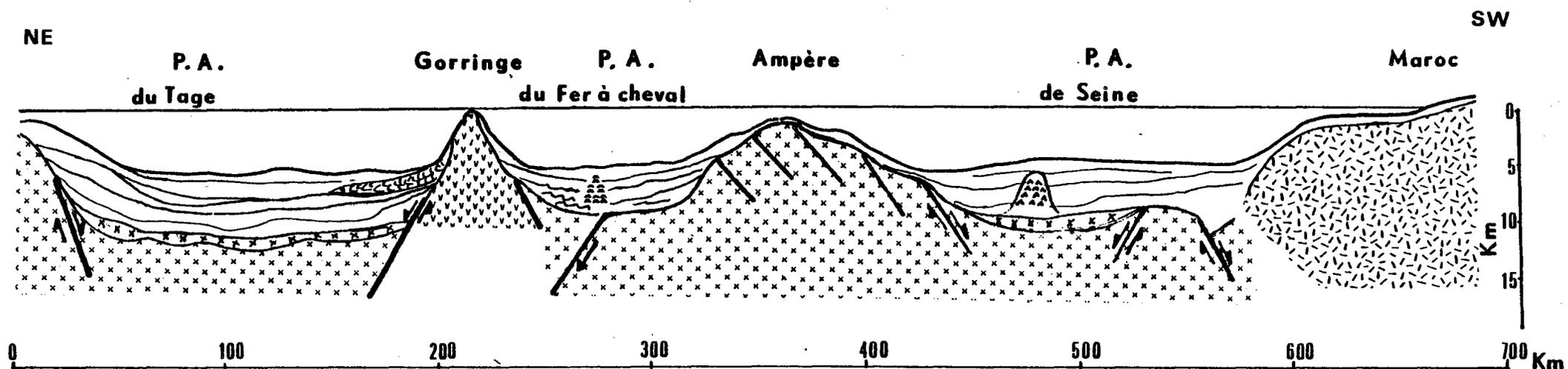


Fig. 34 - Coupe de la région des monts du Fer à Cheval.

Une coupe schématique du Maroc vers la ride Tore-Madère passant par le prolongement oriental de la ride Ampère Coral Patch et le Banc de Gorringe, montre les remontées du socle correspondant aux reliefs (fig. 34).

3. CONCLUSION

La région des monts du Fer à Cheval a été affectée par trois grandes phases tectoniques :

- La phase cimmérienne récente (limite Jurassique-Crétacé) ;
- La phase tectonique compressive Eocène ;
- La phase tectonique compressive intramiocène.

Il est aussi intéressant de noter que les séries anciennes butent sur les hauts fonds et notamment sur Gorringe, ce qui montre que ces structures étaient déjà en place au début de l'histoire de cette région.

C - ETUDE GRAVIMETRIQUE

La carte gravimétrique établie par Bonnin (1978) montre une grande variabilité au champ de gravité avec la présence de très forts gradients (fig. 35).

D'une manière générale, l'orientation des anomalies coïncide avec les directions structurales mises en évidence dans la morphologie. Sur les marges, ces anomalies ne sont pas liées directement aux traits topographiques, mais elles sont contrôlées par les directions qui structurent le batis continental (Roberts, 1970). Par exemple, la flexure de Guadalquivir est parallèle à l'anomalie positive du Golfe de Gascogne.

Dans la plaine abyssale du Fer à Cheval occidentale, la limite du socle profond coïncide avec l'anomalie la plus négative.

Sur le Banc de Gorringe, le champ gravifique passe de -92 mgals (plaine abyssale du Tage) à -80 mgals (plaine abyssale du Fer à Cheval) avec un intermédiaire à +368 mgals (Mont Gettysburg) (fig. 36), en moins de 150 km. L'amplitude de cette anomalie est du même ordre de grandeur que les plus grandes connues (Hayes et Ewing, 1971). De tels gradients se rencontrent dans les fossés océaniques, mais avec des valeurs négatives en général supérieures aux valeurs positives.

Deux conclusions générales se dégagent d'une manière claire des modèles théoriques proposés (Le Pichon et al., 1970 ; Purdy, 1974, 1975, 1978) :

- Le Mont Ampère et le Banc de Gorringe sont formés pour l'essentiel de roches à densité élevée (origine crustale et mantellique) ;

- La structure du Mont Gettysburg est asymétrique et le centre de la masse est déplacé vers le Sud par rapport au pic topographique. Le champ gravifique anormal est fortement lié à la morphologie ; les sources sont superficielles et la forte ampleur des anomalies suggère qu'il n'y a pas (ou peu) de masses

compensatrices profondes (qui devraient être énormes et de faible superficie).

Bonnin (1978) conclut que :

- les reliefs sont jeunes ou plutôt rajeunis ;
- la région est hors équilibre isostatique ;
- la région est soumise à un champ de contraintes anormales par rapport aux régions océaniques typiques.

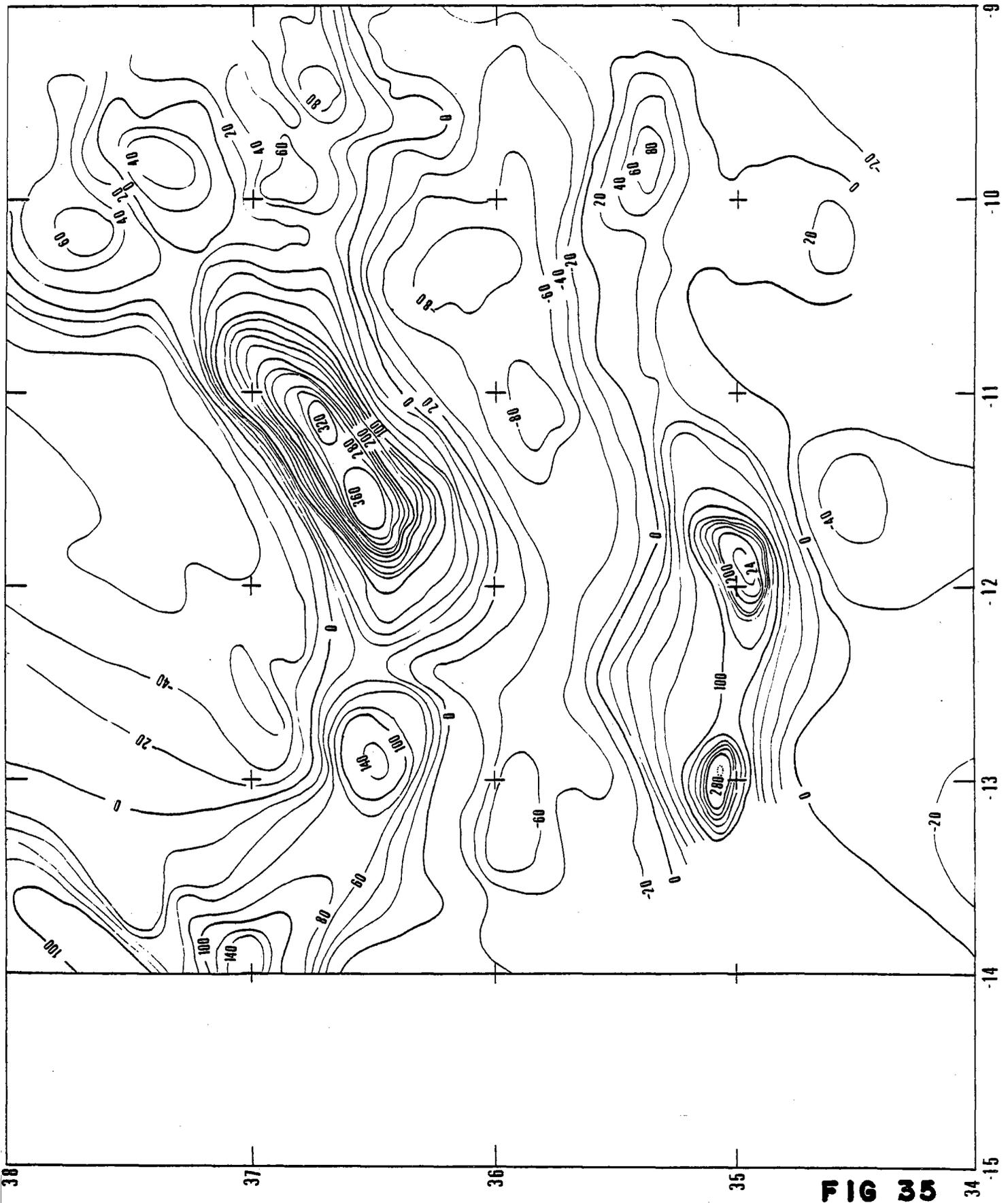


FIG 35

Anomalies gravimétriques à l'air libre (équidistance des courbes 20 mgals-
D'après Bonnin 1978)

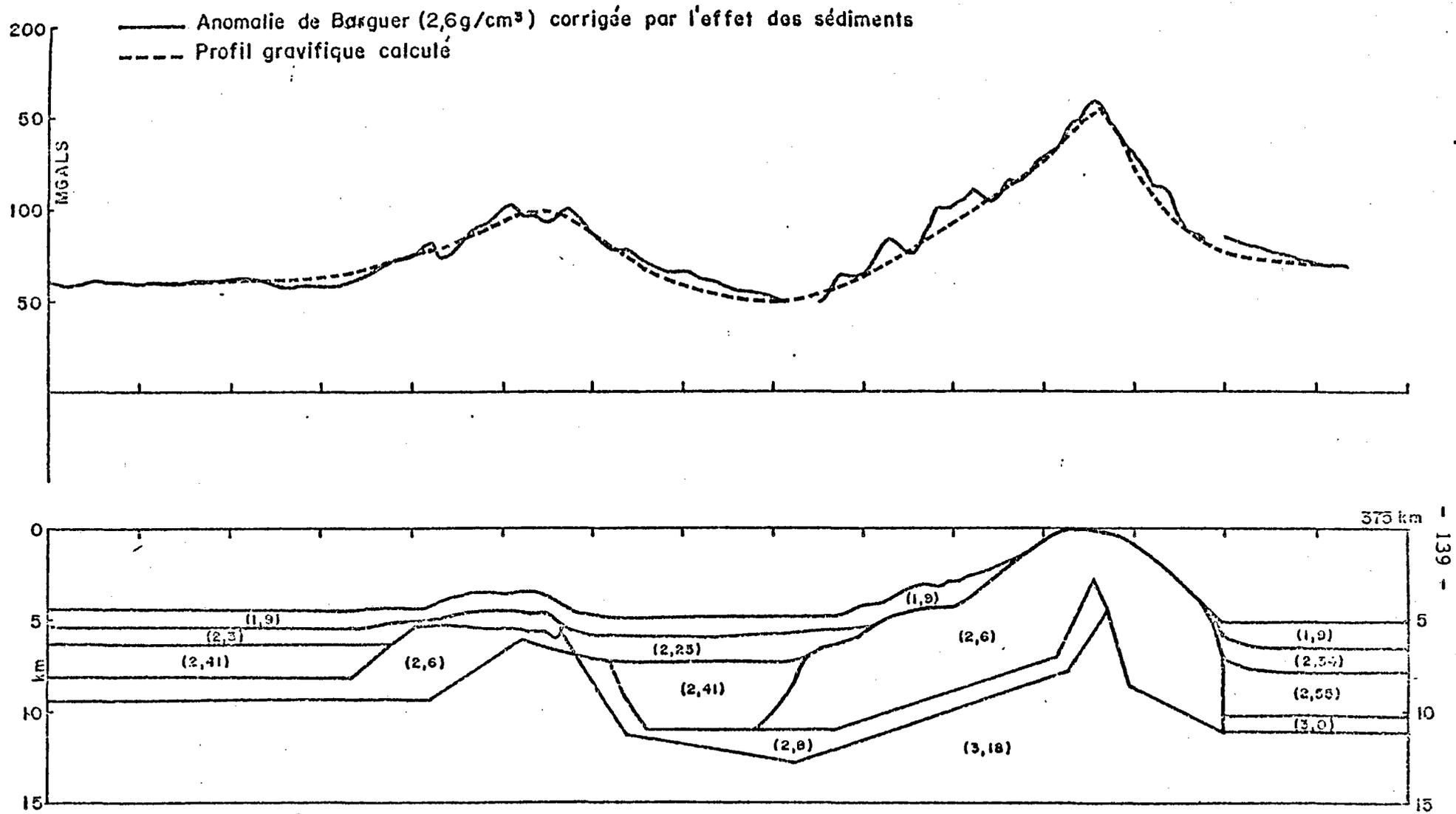


FIG. 3-41

FIG 36 Modèle gravimétrique d'après Purdy et al. (1978)

D - ETUDE DU CHAMP MAGNETIQUE

Deux zones peuvent être définies :

- A l'Ouest de la ride Tore-Madère :

Il s'agit d'une zone océanique avec des anomalies magnétiques définies de part et d'autre de la faille Gloria (fig. 14). Pitman et Talwani (1972) ont repéré une linéation magnétique se superposant à la ride Tore-Madère et continue de Madère à Tore, avec quelques légers décalages de direction N90 (existants d'ailleurs dans la topographie). Cette linéation correspond à l'anomalie J, c'est-à-dire aux premières inversions magnétiques de la séquence M_0 M_3 de Larson et Pitman (1972) et de Larson et Hide (1975) datées 110-115 Ma.

- A l'Est de la ride Tore-Madère :

La topographie complexe empêche toute détermination de linéations magnétiques ayant valeur d'isochrone. Néanmoins, une compilation des données existantes (NGSDE - COB) et le relevé magnétique effectué sur le Banc de Gorringe lors de la campagne Transeagor (COB 1978) ont permis d'établir une carte des anomalies du champ magnétique (fig. 37). Ces données ont été réduites en utilisant l'IGRF (International Geomagnetic Reference Field, 1965) pour les données antérieures à 1975 et l'IGRF (1975) pour celles postérieures à 1975.

Sur cette carte on remarque que les plaines abyssales ont un champ magnétique calme avec de faibles variations (40 γ à 80 γ de crête à crête, à l'exception du passage plaine abyssale du Fer à Cheval occidentale et orientale avec une anomalie de 300 γ (crête à crête). Les reliefs ont des signatures magnétiques variables.

- Le Mont Ampère au Sud (hors carte) montre une anomalie de 1 500 γ (de crête à crête ; longueur d'onde 10 km), tandis que le Mont Coral Patch présente une anomalie plus faible : 400 γ (crête à crête ; longueur d'onde 20 km à 30 km). Le premier serait plus riche en volcanites magnétiques que le second, ce qui expliquerait cette différence (Bonnin, 1978).

- Le Mont Joséphine à l'Est présente une anomalie de 800 γ (crête à crête ; longueur d'onde 37 km à 45 km (fig. 38)).

- Le col entre le Mont Hironnelle et le Banc de Gorringe présente une anomalie de 350 γ (crête à crête ; longueur d'onde 60 km à 70 km) (fig. 37).

Le relevé magnétique effectué lors de la campagne Transeagor, montre que les deux monts présentent des caractères magnétiques différents (fig. 37 et 38).

Le Mont Gettysburg (P4, P5, fig. 38) est caractérisé par une anomalie de 300 à 400 γ (crête à crête ; longueur d'onde 5 à 9 km), tandis que le Mont Ormonde (P1, fig. 38) est caractérisé par une forte anomalie de 1 000 γ (crête à crête ; longueur d'onde 15 à 20 km).

Le flanc sud du Banc présente une anomalie de 400 γ à 450 γ (crête à crête ; longueur d'onde 45 km à 55 km ; P7, fig. 38), tandis que le flanc nord ne présente pas de signature magnétique particulière (P8, fig. 38).

Le col est caractérisé (P3, P4, fig. 38) par une anomalie de 130 γ - 150 γ (crête à crête ; longueur d'onde 18 km à 25 km).

La forte anomalie présente sur le Mont Ormonde s'explique par l'existence d'un important volcanisme alcalin. On remarque aussi que le champ magnétique est négatif (-80) sur le flanc nord du Banc (P8, fig. 38), tandis qu'il est positif sur le flanc sud du Mont Ormonde (P7, fig. 38 ; +190 γ à +313 γ).

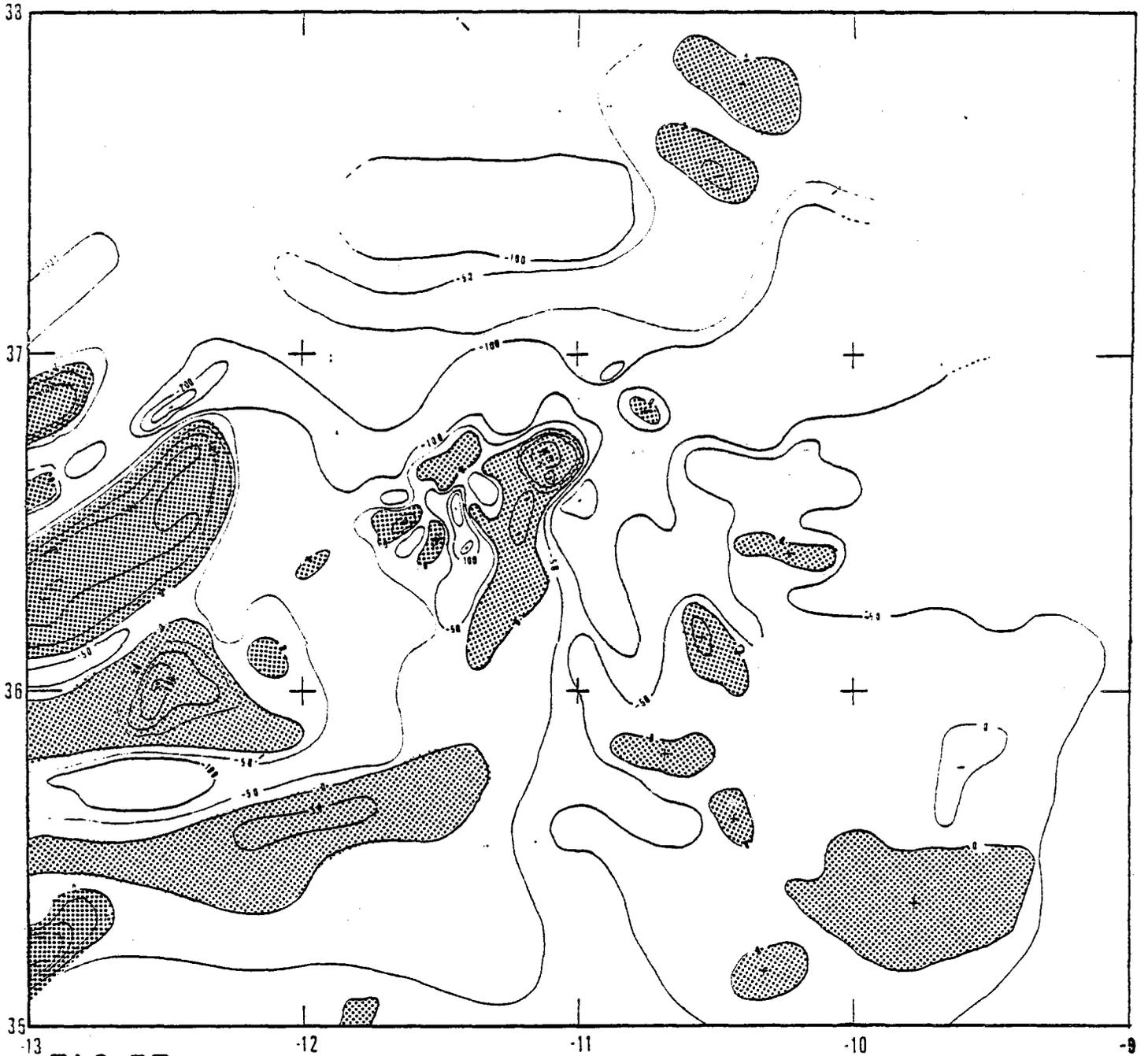


FIG 37

Carte magnétique de la région du Fer à cheval

 anomalie magnétique positive.

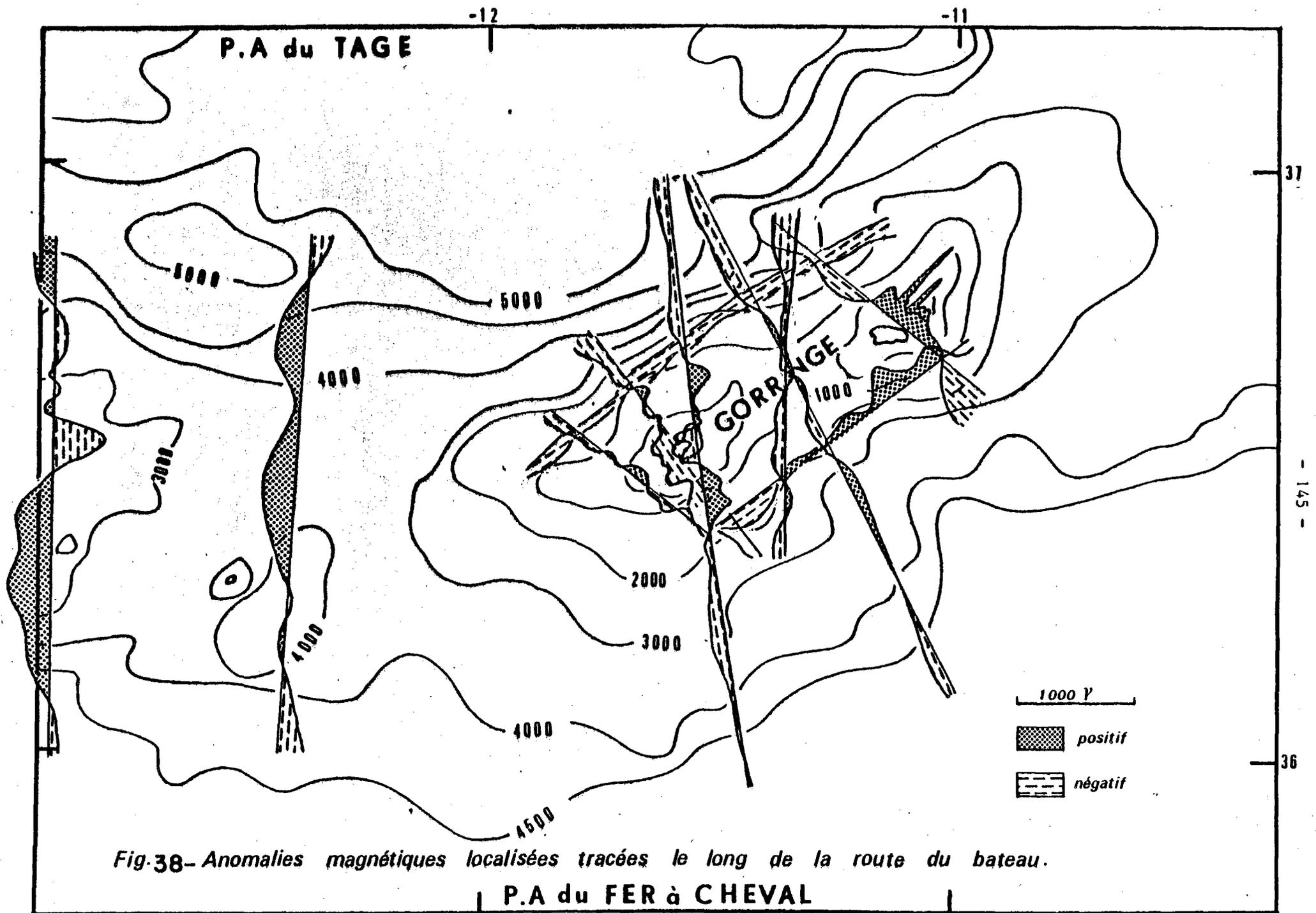


Fig.38- Anomalies magnétiques localisées tracées le long de la route du bateau.

A- ETUDE DU BANC PAR LE SUBMERSIBLE CYANA

La campagne CYAGOR s'inscrit dans le programme d'études géologiques à caractère scientifique réalisés à l'aide du submersible CYANA. Compte tenu de l'importance qu'occupe le massif, les huit plongées réalisées ne constituent qu'une première approche du problème.

Au cours de ces huit plongées, 31 km ont été parcourus en 39 heures passées sur le fond et 35 échantillons ont été prélevés entre 2600 m et 100 m de profondeur. Cinq plongées ont été effectuées sur le versant Nord-Ouest du mont Gettysburg (de -2700 m à -100 m) et trois sur le versant sud du mont Ormonde (entre -1800 m et -200 m) -fig 39-.

D'autre part, trois plongées par scaphandre autonome sur le mont Gettysburg (-40 m) ont permis de prélever 9 échantillons dont deux orientés.

Les déplacements de la soucoupe par rapport au navire sont suivis lors des plongées 9 - 10 - 12 par un système de navigation acoustique.

Ce déplacement permet de localiser dans un repère XYZ défini à l'avance, le navire de surface et l'engin sous-marin. Quatre balises à répondeur immergées à faible distance du fond et préalablement localisées, émettent un top sur une fréquence déterminée lorsqu'elles sont interrogées depuis la surface sur une fréquence différente. La soucoupe CYANA est équipée de balises analogues. L'origine du système de référence OX OY OZ (système d'axes orthonormés) est définie par sa latitude, sa longitude et la surface de la mer.

Les mesures de distance se font en deux temps :

a) les balises sur le fond et la balise soucoupe répondent à une interrogation du navire. Connaissant la vitesse du son dans l'eau, on obtient :

4 distances Navire / Balises

1 distance Navire / Soucoupe

b) le navire reçoit 4 distances qui correspondent à une interrogation soucoupe / Balise.

Connaissant toutes ces distances, il est possible de positionner dans

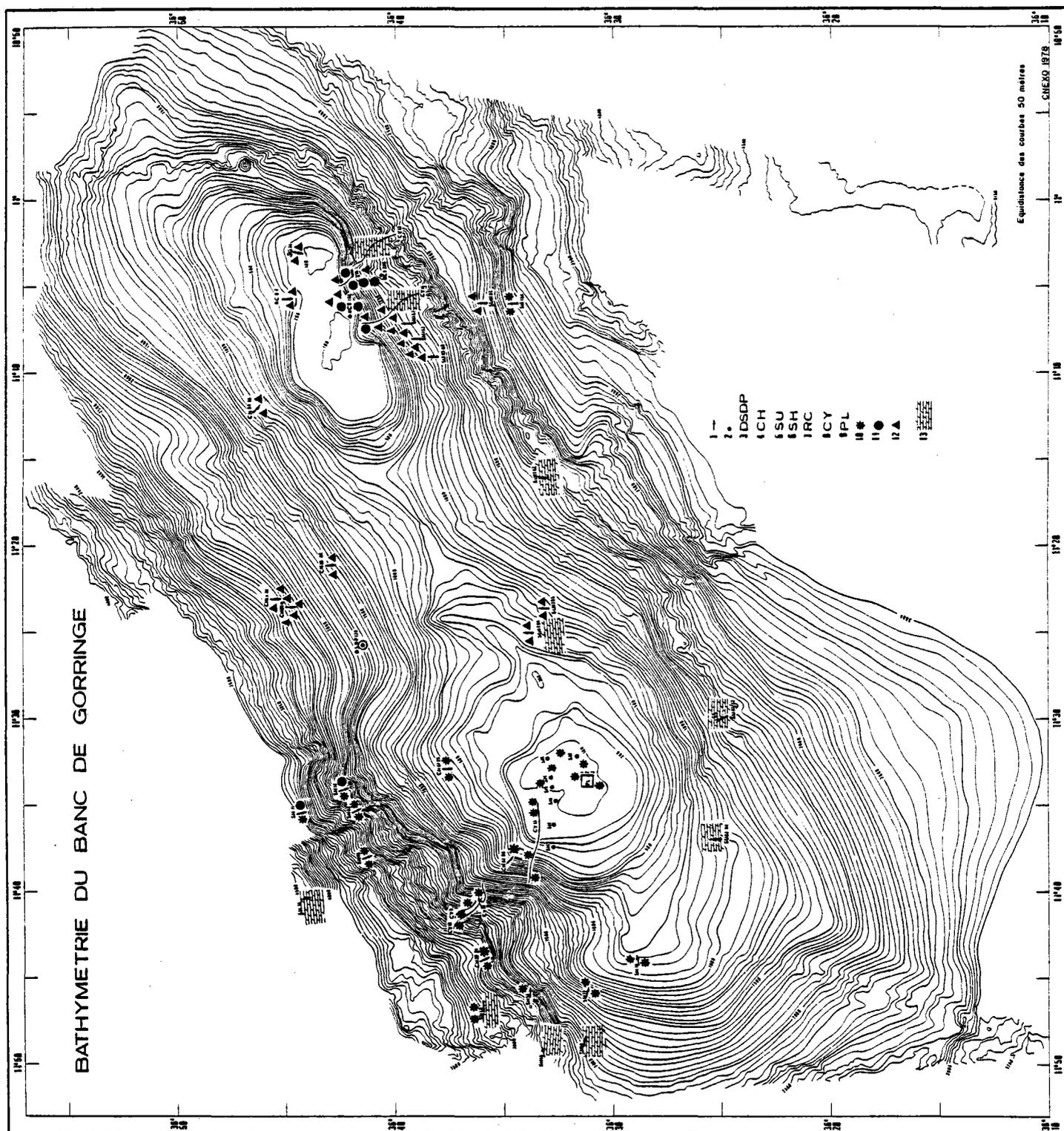


FIG 39

Localisation des prélèvements et des plongées de CYANA
1. Dragage, 2. Carottage, 3. Forage, 4. Campagne Charcot, 5. Campagne Suroit,
6. Campagne Shackelton, 7. Campagne R.Courad, 8. Plongée CYANA, 9. Plongée
autonome, 10. Serpentinite, 11. Gabbro, 12. Volcanisme alcalin, 13. Roche
sédimentaire

MONT GETTYSEURG

ESQUISSE ET COUPE GEOLOGIQUES

PLONGEES 9-10-11-12

LEGENDE

	Pente de vase
	Vase et sable à cailloutis - Mn (Manganèse)
	Eboulis s de blocs de serpentinite br de blocs de brèche serpentineuse
	Encroûtement biogénique
	Calcaire
	Calcaire microconglomératique
	Conglomérat
	Plaquette gréseuse
	Marnes et shales
	Brèche serpentineuse
	Serpentinite rubanée
	Serpentinite massive
	Dolérite
	Roche volcanique microlitique
	Terriers
	Piste animale
	Ripple-Marks
	Direction de la ligne de pente
	Falaise
	Faille
	Faille supposée
	Direction de la fracturation et indication du pendage
	Sens et direction du décrochement
	Stries sur plan de faille
	Schistosité subverticale
	Pendage
	Prélèvement
	Pente de vase
	Vase à cailloutis et sable coquiller
	Cailloux et blocs s de serpentinite br de brèche serpentineuse Ca de calcaire de couverture

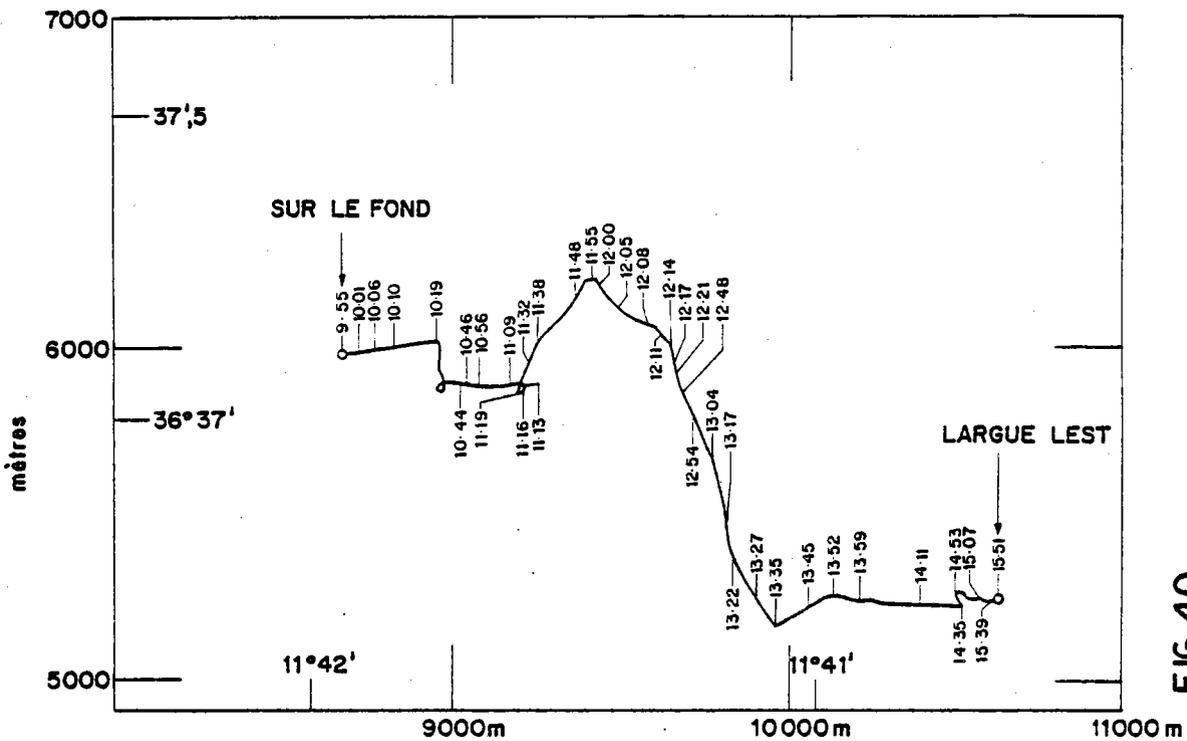
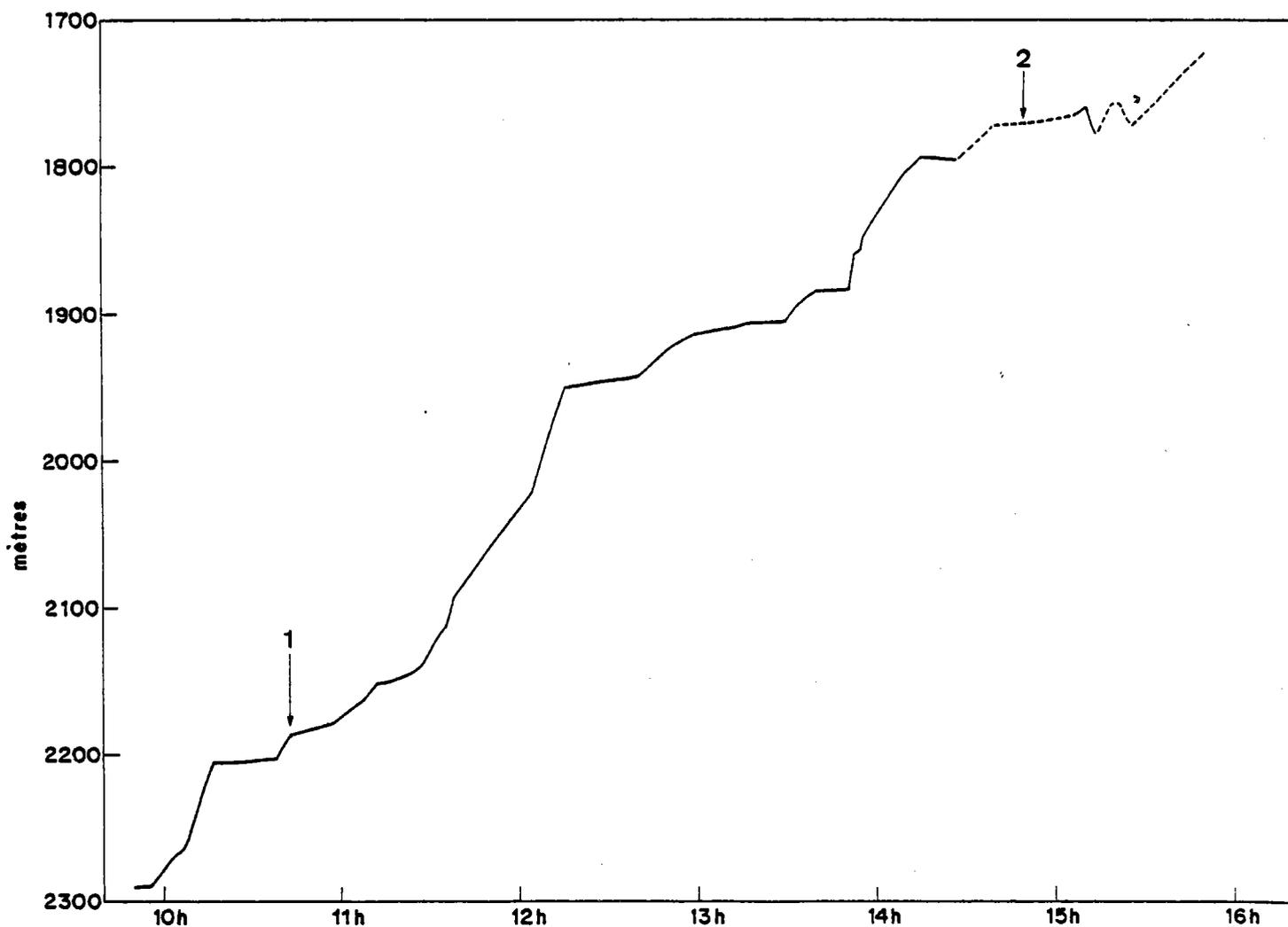
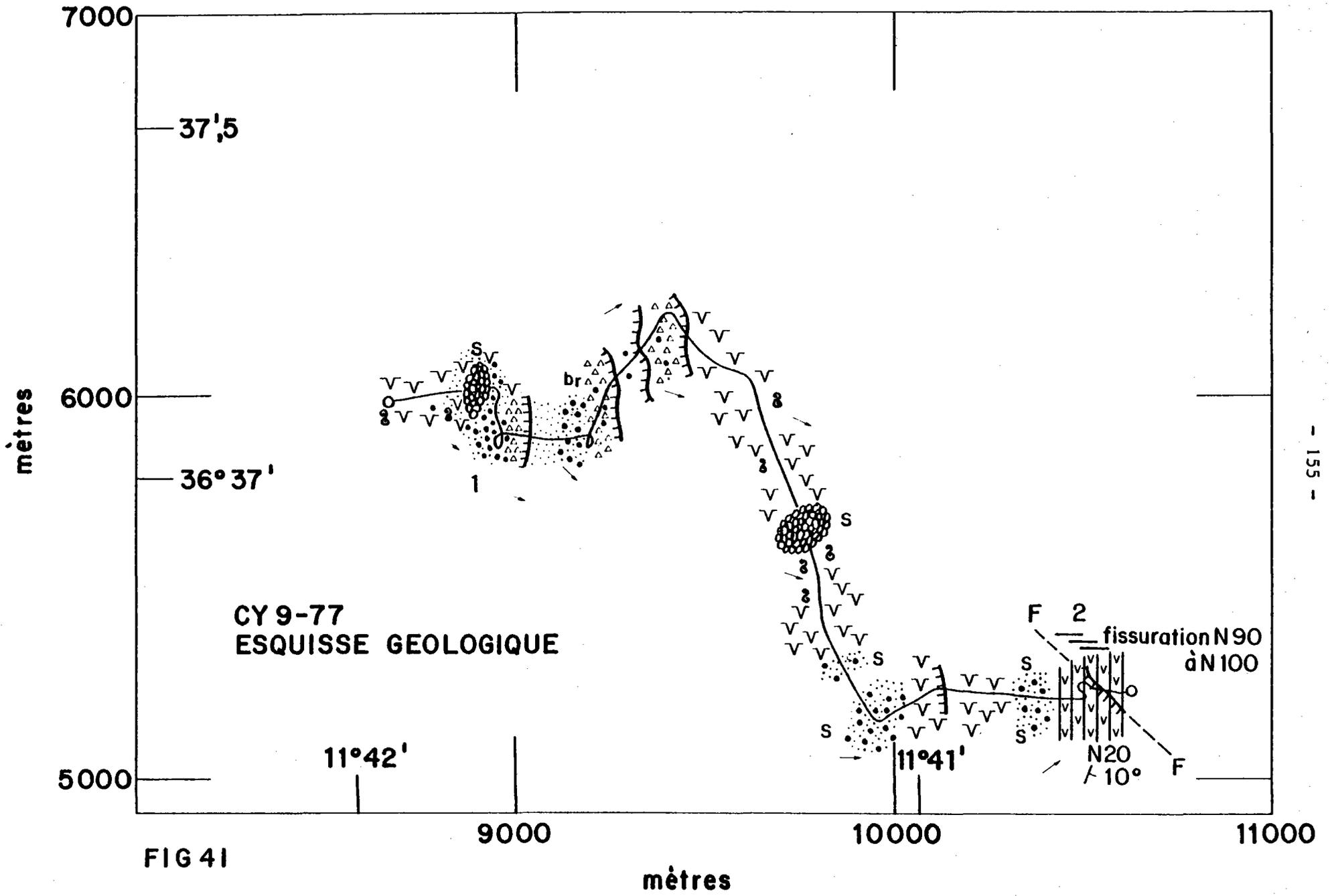


FIG 40

CYAGOR plongée CY 9-77





CYAGOR
plongée CY 9-77
coupe géologique du Mt GETTYSBURG

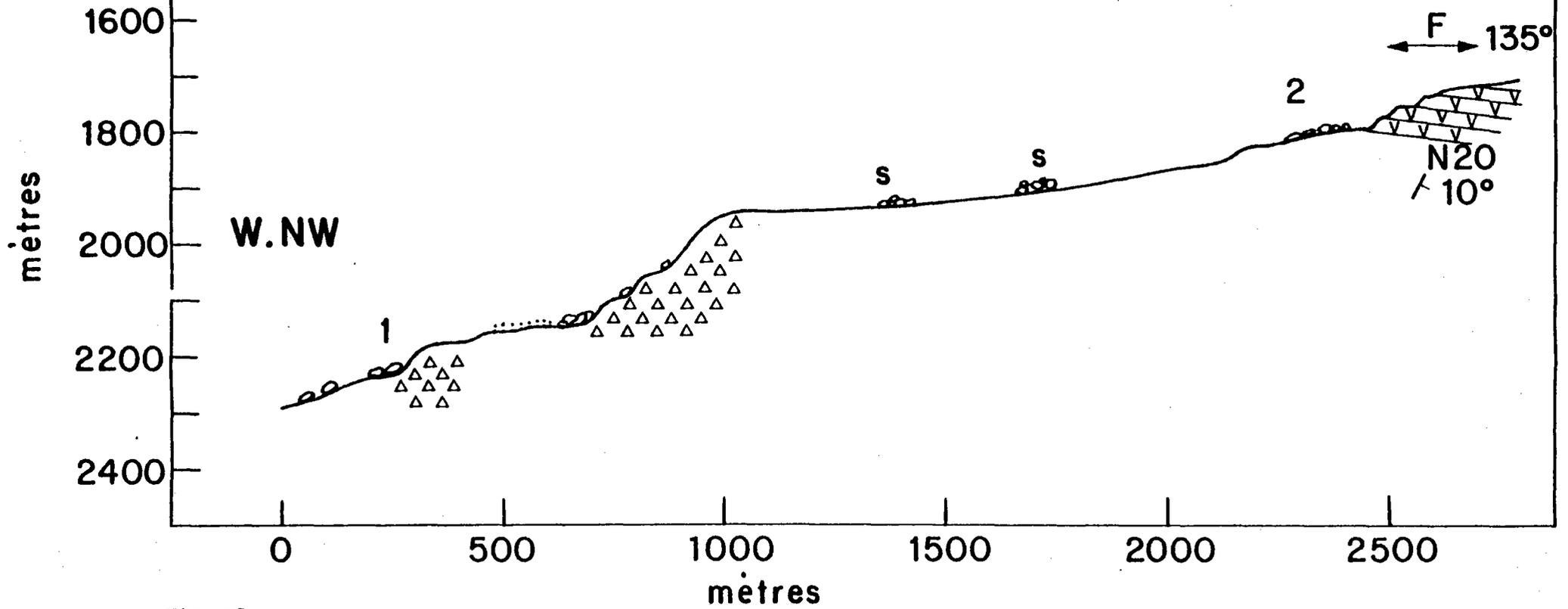


FIG 42

le système de référence, la soucoupe et le navire. La précision de ce type de navigation est de 10 m dans le meilleur cas.

Lors des plongées 11 - 13 - 14 - 15, le système de navigation acoustique n'était pas en place. On a alors employé un autre système.

Il est considéré que la vitesse de la soucoupe par rapport au navire est peu différente de 0. On mesure la distance acoustique entre le Navire et la soucoupe, le Suroît effectuant des cercles. Par recoupement de cercles, on obtient ainsi la position approximative de la soucoupe en un lieu donné (avec une précision de 150 à 200 mètres).

Lors du dépouillement des plongées, il faut alors tenir compte de la bathymétrie, de la morphologie et du cap-soucoupe, ce qui permet d'améliorer la navigation entre deux points calculés à bord du navire.

1) PLONGEES SUR LE MONT GETTYSBURG

Cinq plongées sur le versant NW du mont Gettysburg ont permis d'établir une coupe géologique de direction NW SE.

a) Plongée CY 9-77 (figures 40 - 41 - 42)

Elle débute à -2300 m et se termine à -1750 m.

La coupe géologique (fig. 42) explique l'essentiel de la structure. On distingue 4 zones :

. un glaciais de vase s'étend entre 2300 m et 2220 m. Sur cette pente de vase légère, on aperçoit de nombreuses pistes et terriers (photo 1) ; de rares blocs de brèches serpentineuses parsèment le fond. Ils sont entourés d'une souille et d'un bourrelet. L'orientation de la souille permet dans certains cas de définir la direction et le sens du courant. Mais contrairement aux observations effectuées dans les canyons sous-marins, (F Rovre et al 1978 par exemple), ici, l'orientation de la souille est mal définie, ce qui laisse penser que la direction du courant est variable. Vers 2220 m les blocs de plus en plus nombreux, forment un véritable cône d'éboulis, tandis que la vase est recouverte de cailloutis de serpentinite.

. à partir de 2220 m s'élève une succession d'escarpements jusqu'à 1950 m, entrecoupée de pente de vase.

Une première falaise de 20 m est suivie jusqu'à 2130 m d'un glaciais. C'est une falaise de brèche à éléments de serpentinite, orientée NS; aucune structure particulière n'est visible. La falaise suivante est formée d'une succession d'escarpements subverticaux espacées de petites pentes de vase très fortes (50 à 60°). Les affleurements rocheux sont annoncés par des blocs et des ondulations d'amplitude métrique dans la vase. Au pied des escarpements, des blocs de plusieurs mètres cube sont plus ou moins envasés. Cette falaise est encore constituée par une brèche de serpentinites et les escarpements non structurés sont orientés NS, légèrement obliques par rapport aux isobathes.

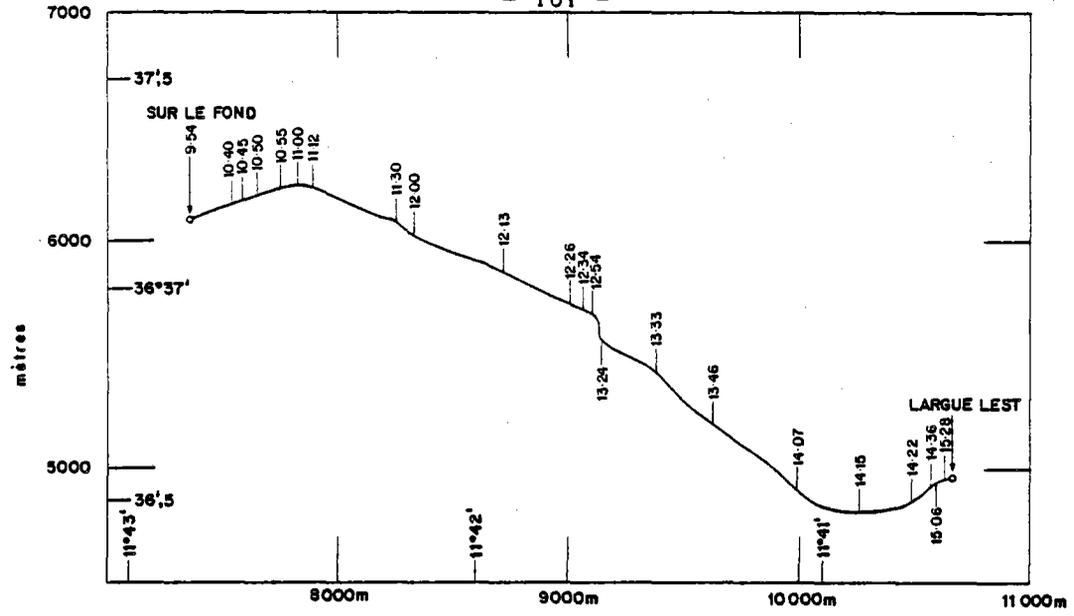
. A cette falaise fait suite à partir de 1950 m un long glaciais de vase. Les traces de vie animale y sont nombreuses et vers 1900 m on trouve une zone d'éboulis de serpentinite provenant d'une falaise supérieure. A 1830 m, une falaise de vase masque probablement un affleurement. Des blocs de roches massives, de plus en plus nombreux annoncent la falaise sommitale.

. Cette falaise (1800 m - 1750 m) est formée d'une roche lisse à fissures régulières, principalement orientées EW. Une surface listrique est observée avec des stries fortement plongeantes. Mais le trait structural important dans ces serpentinites est un plan de débit N20 à N160 (NNE à NNW) plongeant faiblement vers l'est ($< 20^\circ$) : c'est le rubanement dans les serpentinites. Dans cette falaise a été prélevé un nodule de manganèse très altéré.

Cette plongée CY 9-77 se termine au sommet de cette falaise.

b) Plongée CY 10-77 (figures 43- 44 - 45)

Cette plongée débute à 2600 m et se termine à 1620 m. Elle peut être subdivisée en cinq zones :



CYAGOR plongée CY 10-77

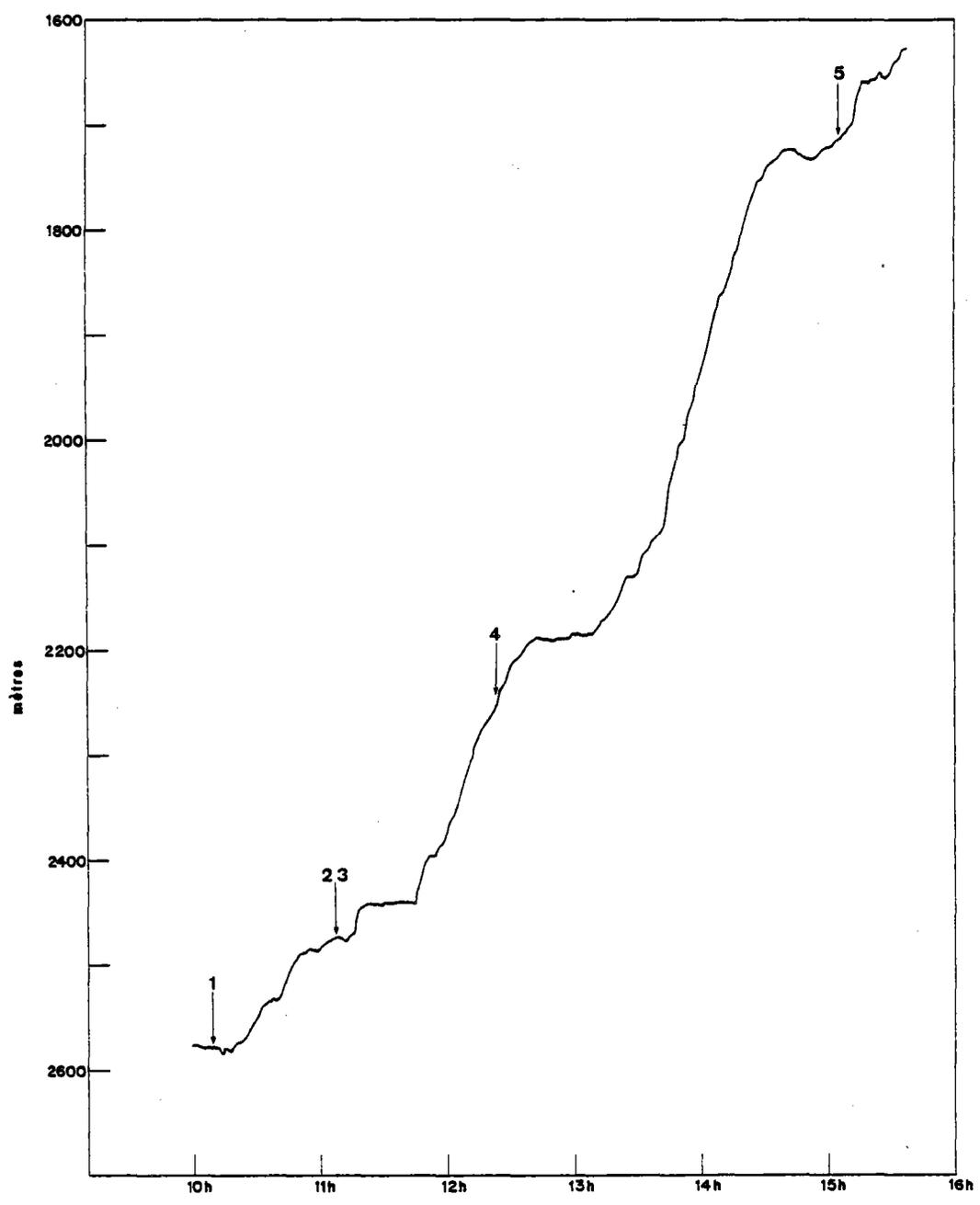


FIG 43

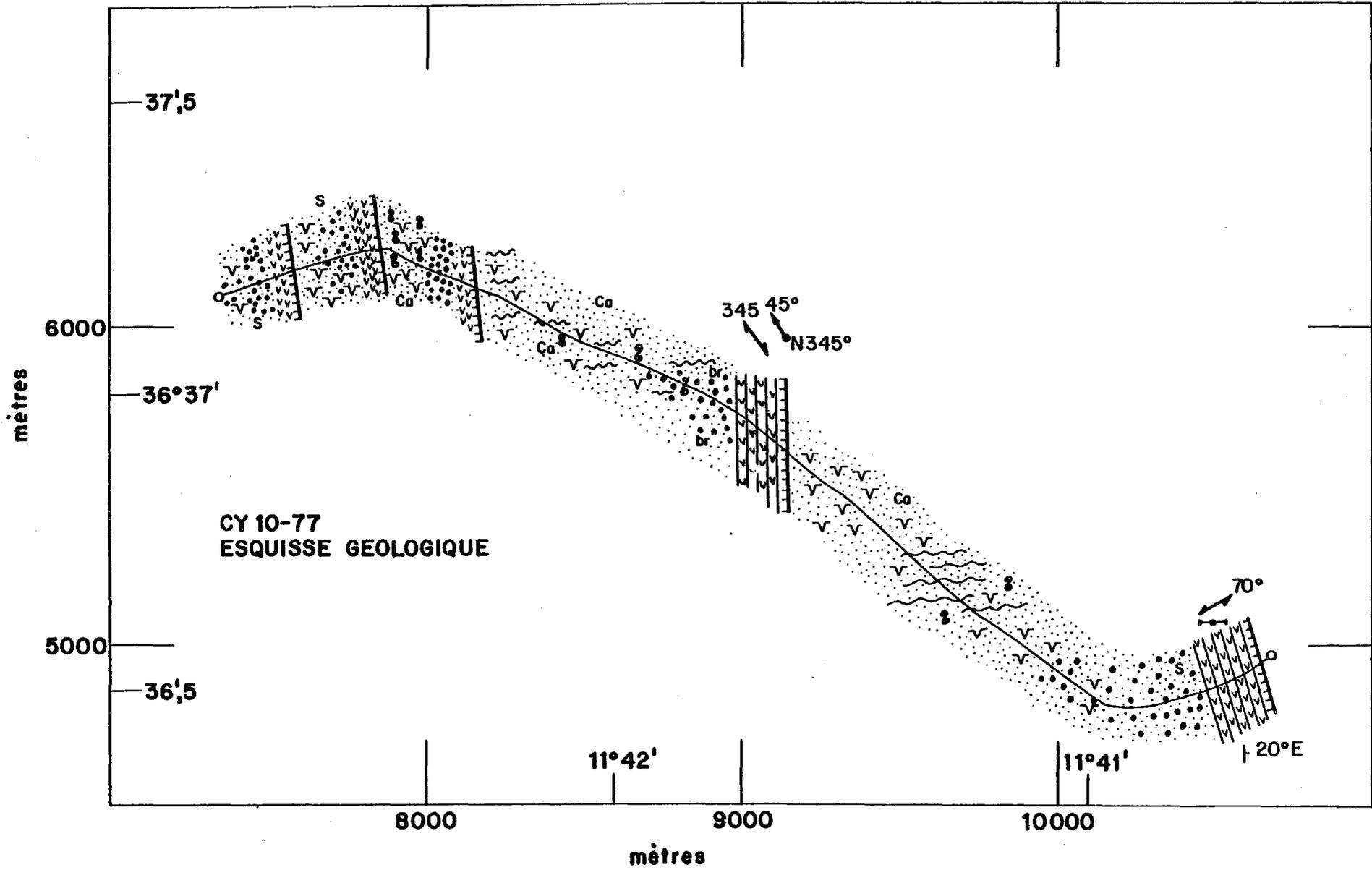


FIG 44

CYAGOR
 plongée CY 10-77
 coupe géologique du Mt GETTYSBURG

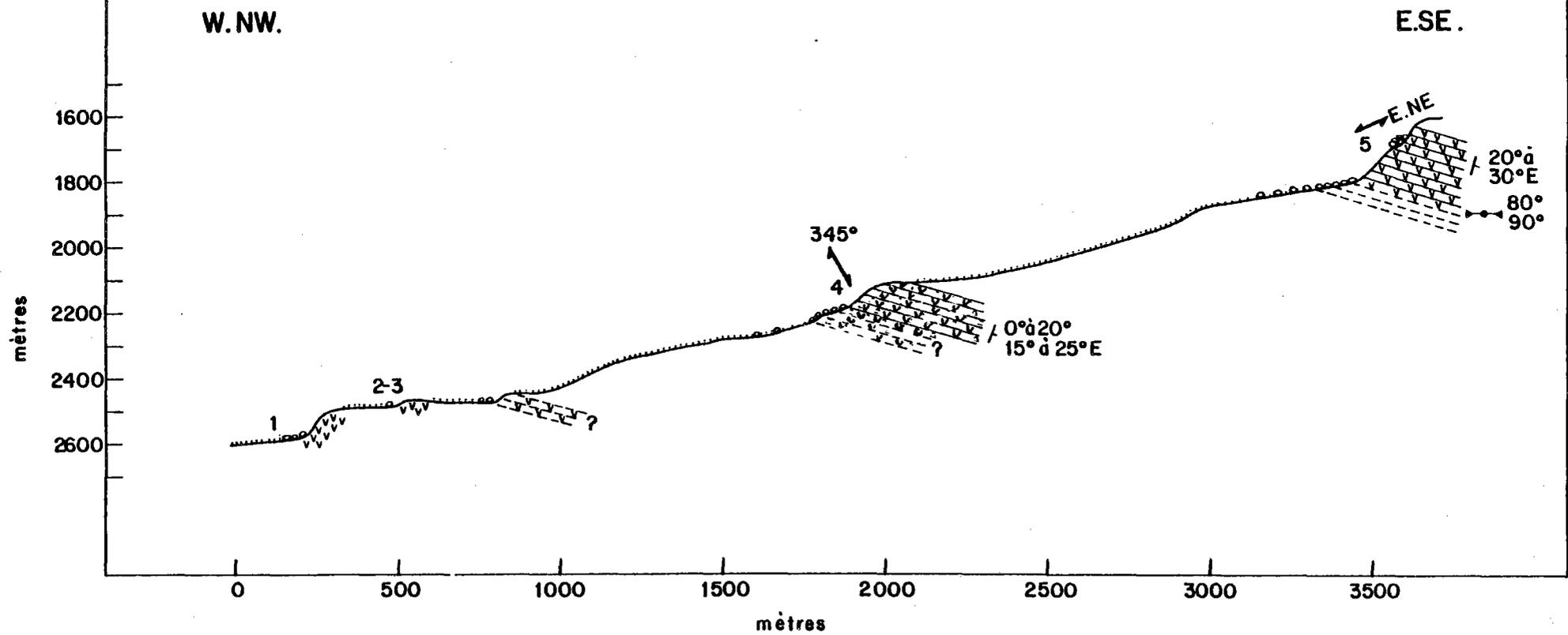


FIG 45

. la première zone de 2600 m à 2420 m est constituée par un ensemble de falaises et de pentes de vase.

Un glacis de vase, en pente douce, recouvert de cailloutis de serpentinite ; la première falaise de serpentinite, haute de 60 m est annoncée par des blocs de dimensions variables et de plus en plus nombreux. La roche est souvent masquée par une encroûtement biologique et/ou de manganèse ; elle est massive, sans rubanement visible. Les blocs sur la vase sont caractérisés parfois par une souille et un bourrelet sans qu'il soit possible de déduire la direction du courant.

Cette première falaise est orientée N 340, légèrement oblique par rapport aux isobathes. A 2500 m une pente de vase toujours parsemée de cailloutis et de blocs fait suite à cette première falaise, jusqu'à 2480 m où une falaise de serpentinite massive sans structure nette et très encroûtée l'interrompt. Elle est parallèle à la première et par endroit très envasée. Une légère pente de vase identique à la précédente succède à cette falaise à 2460 m. Un nouvel affleurement est annoncé par des blocs de serpentinite de plus en plus nombreux. On devine dans cette falaise d'une trentaine de mètres de hauteur, un rubanement possible plongeant vers le Nord Est, dans les serpentinites (mais l'altération de la roche et l'encroûtement rendent les observations très délicates). Le sommet de cet abrupt se trouve à -2420 m.

A cet ensemble de glacis et de falaises succède une pente de vase irrégulière, sur laquelle on trouve des blocs de serpentinites de toutes tailles (centimétrique à métrique) et des galets de calcaire. L'activité animale est importante (pistes de crabes, terriers). A partir de 2280 m, les blocs rocheux sont plus nombreux, annonçant l'affleurement suivant.

. La falaise orientée de direction N350 débute par un éboulis de bas de pente dans lequel se trouve de nombreux blocs de brèche de serpentinites. En fait, cette falaise est formée de serpentinite rubannée. Les brèches existent au pied de la falaise et parfois sur les légers replats. Le rubanement est constant de la base au sommet de cette falaise (-2240 m à 2100 m) (N20° ± 20° 20° ± S.E).

Les joints sont nombreux et les mesures effectuées ont permis de mettre en évidence la direction et le sens de la fracturation :

- joint N 165 subvertical
- stries plongeant de 45° dans le 345°
- fracture à composante décrochante dextre

. De 2100 m à 1840 m s'étend une vaste pente de vase parsemée de cailloutis. La régularité de cette pente est interrompue à 1900 m par une accentuation de la déclivité. A cet endroit, on note la présence de rides disymétriques parallèles à la pente. Elle se termine à 1840 m par un éboulis de serpentinite. L'activité animale sur cette pente se caractérise toujours par la présence bioturbations.

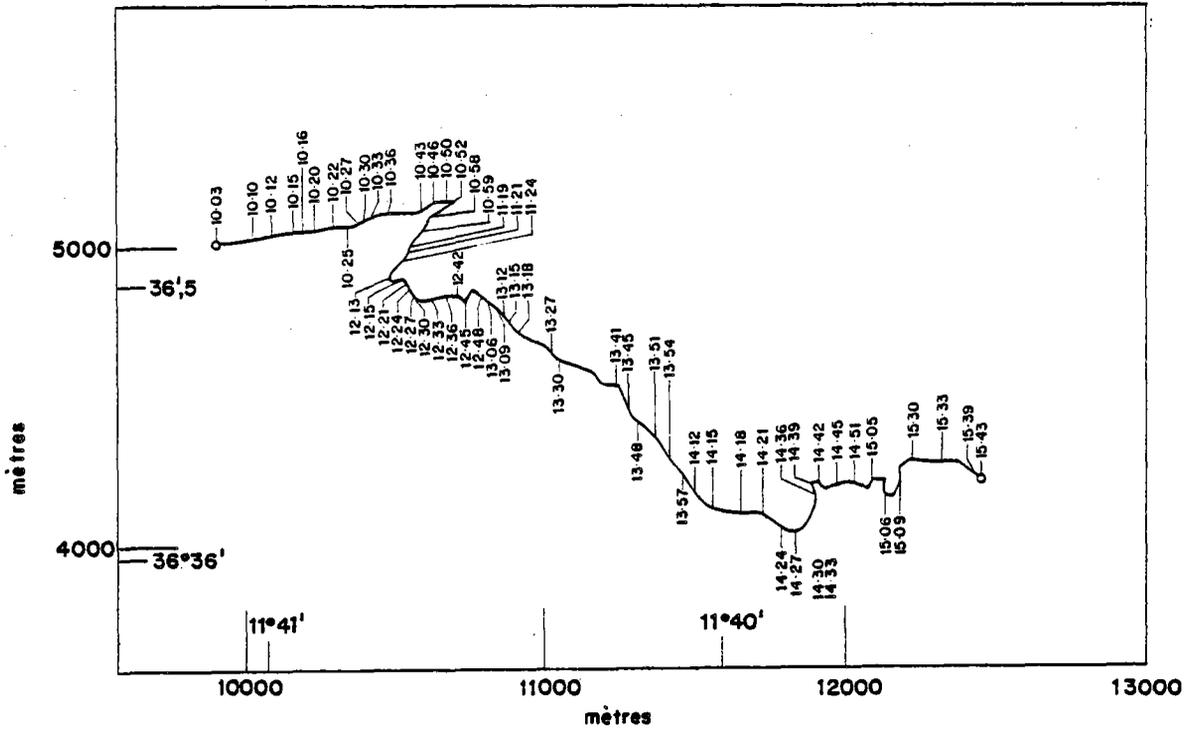
.Après cet éboulis, la roche affleure sur 160 m de dénivelé à partir de 1800 m. Cette falaise complètement dépourvue de vase comporte deux parties séparées par un replat recouvert de blocs éboulés.

Elle est orientée NW-SE, oblique par rapport aux isobathes. Le rubanement dans ces serpentinites est constant ; ($NO \pm 20^\circ$ $20^\circ \pm 5E$) ; les joints sont nombreux et indépendants du rubanement. A 1665 m, on note une fracturation intense, marquée par une schistosité EW subverticale. Légèrement plus haut (1660m) il est défini un décrochement ENE-WSW probablement senestre . L'altération importante est soulignée par la présence de talc.

Cette plongée se termine à 1640 m par une pente de vase (5° de pente environ.

C) Plongée CY 12-77 (figures 46 - 47 - 48)

Cette plongée débute à 1900 m et se termine à 1280 m. On peut la décomposer en trois zones :



CYAGOR plongée CY 12-77

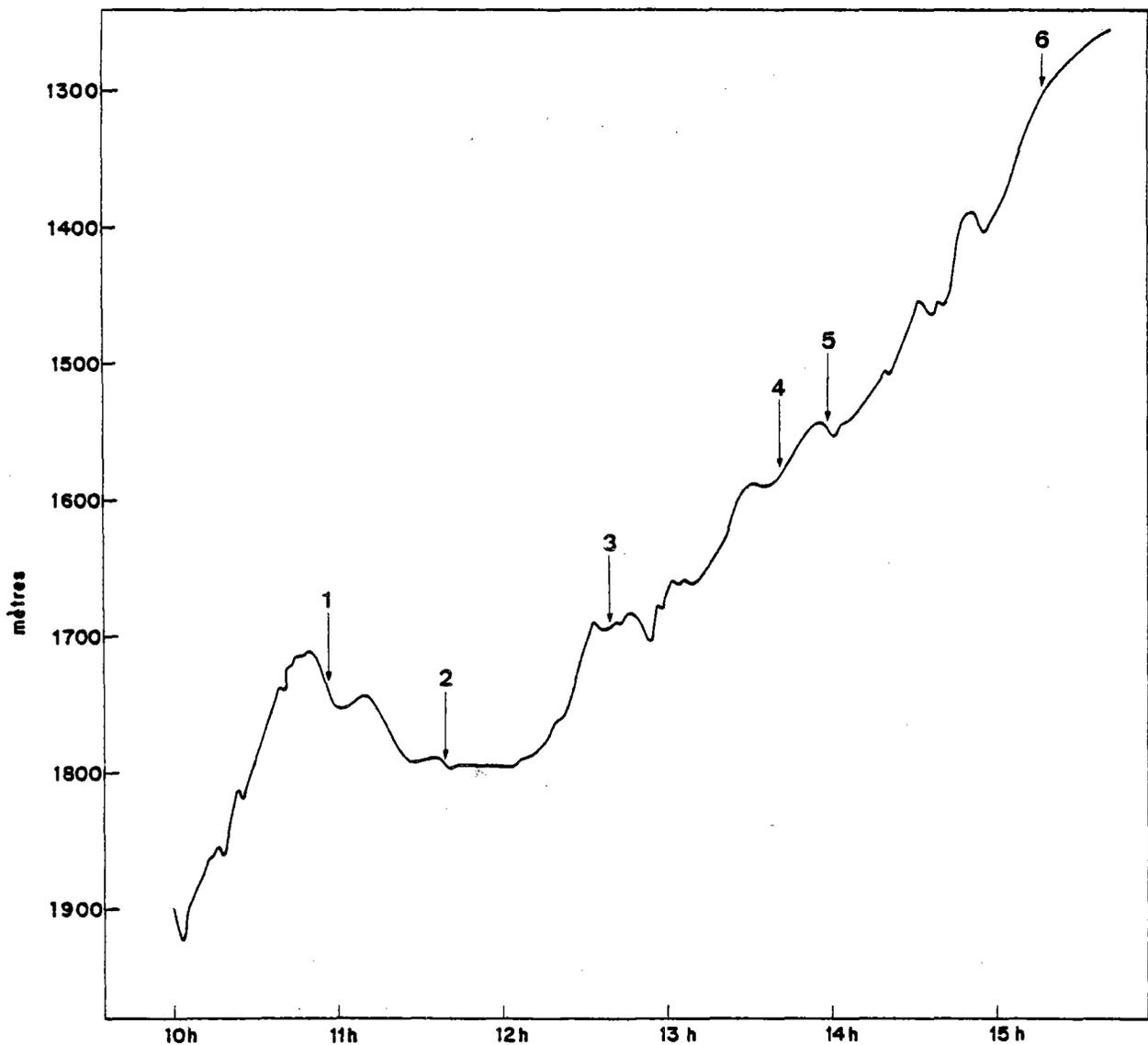


FIG 46

CY 12-77
ESQUISSE GEOLOGIQUE

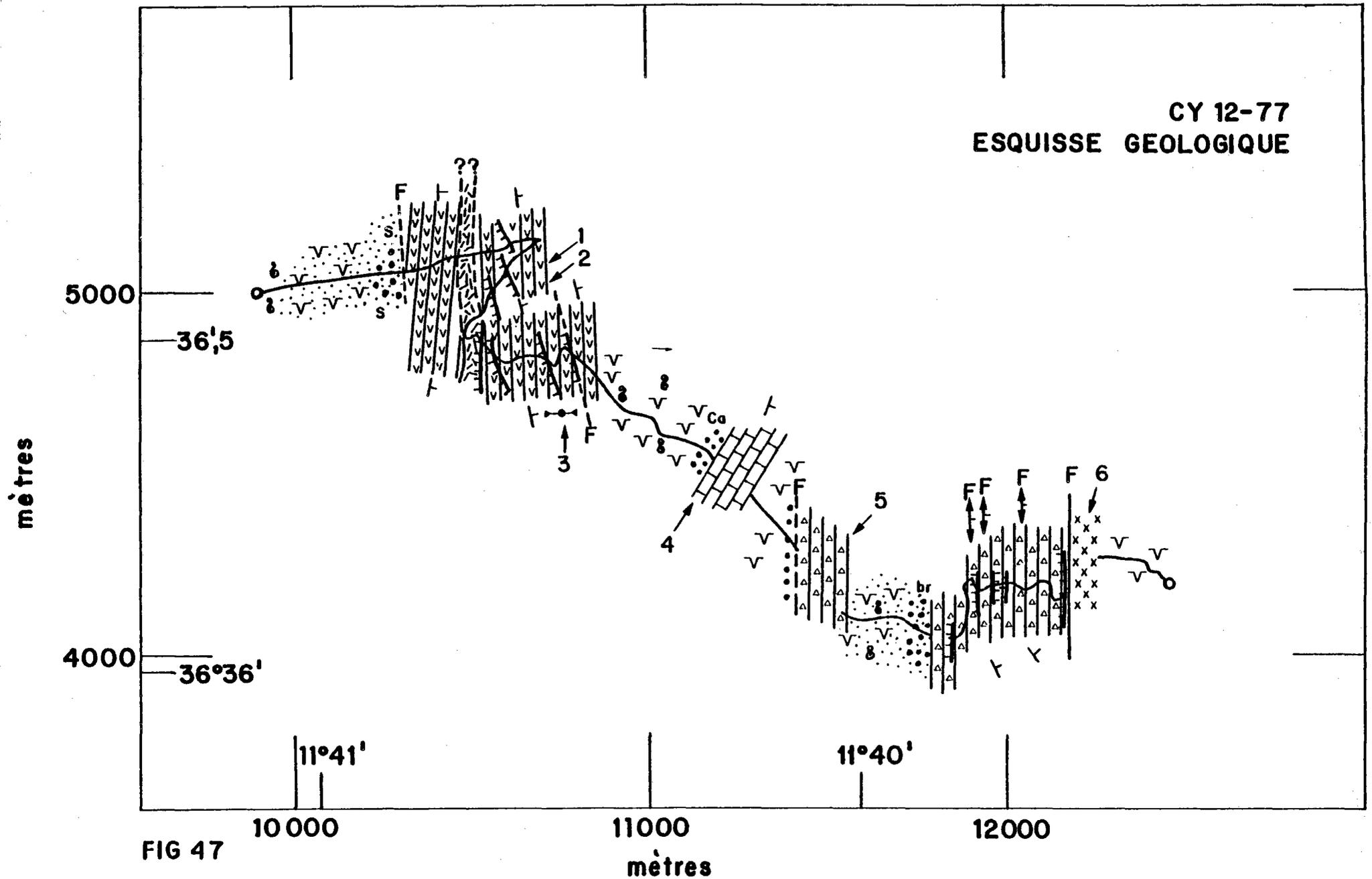


FIG 47

CYAGOR
plongée CY 12-77
coupe géologique du M^t GETTYSBURG

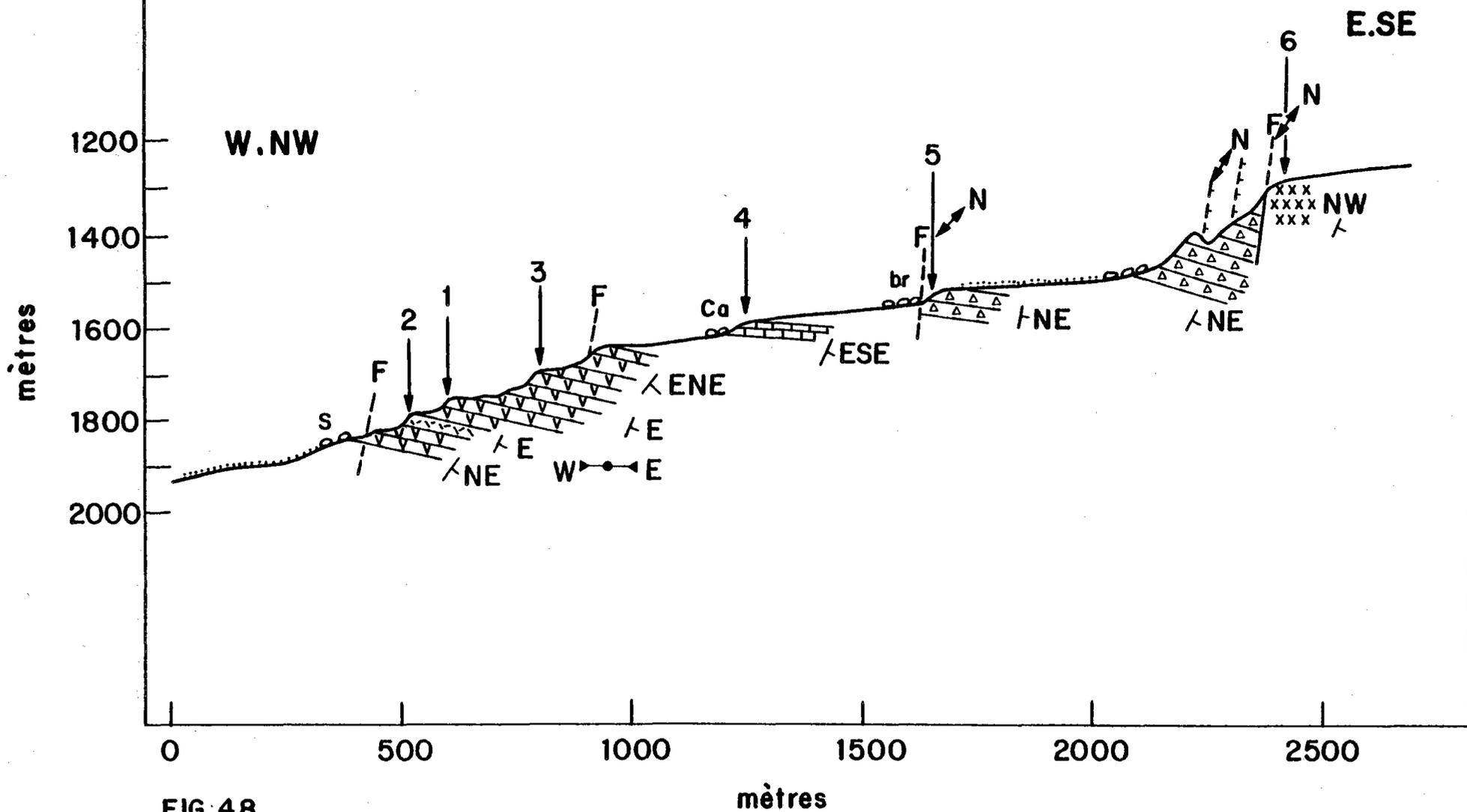


FIG 48

. Elle commence par un glacis de vase qui se poursuit jusqu'à 1840 m. La pente est régulière parsemée de blocs de serpentinite, qui deviennent de plus en plus nombreux à l'approche de la falaise à 1840 m.

Les bioturbations sont nombreuses, et la vase très fine. De 1840 m à 1640 m, une succession d'escarpements d'une vingtaine de mètres de hauteur chacun, permet à une serpentinite rubannée d'affleurer. Le rubanement est régulier :

- NO ± 20 10° \pm 5E
- N20 ± 10 20° \pm 10E
- N160 ± 20 30° \pm 10NE

Deux réseaux de fractures sont mis en évidence :

- un premier de direction NS
- un deuxième de direction NNW-SSE

A 1680 m on note la présence d'une schistosité EW subverticale. Une falaise de dolérite spilitique affleure de 1790 m à 1770 m. Les observations n'ont pas permis de préciser s'il s'agit d'un sill au sein des serpentinites où d'une coulée les recouvrant.

Toutes ces falaises sont orientées NW-SE.

. De 1640 m à 1500 m s'étend une pente de vase interrompue de 1610 m à 1590 m et de 1540 m à 1520 m par deux falaises. Des blocs de calcaire annoncent la première constituée par un calcaire crayeux blanc-stratifié (N35° \pm 10 20° \pm 5E).

La pente de vase reprend jusqu'à 1550 m où les cailloux et les blocs deviennent de plus en plus nombreux. Une falaise de brèche de serpentinite est partiellement envasé (-1540 m -1520 m). On y observe une fracturation NS et malgré la forte altération de cette brèche, on distingue quand même leur plongement net vers le NE. La pente de vase tapissée de cailloutis de serpentinite reprend jusqu'à 1500 m. A partir de 1510 m, on aperçoit sur la vase des blocs de brèches de serpentinite.

- La falaise sommitale orientée NS coupée par une vallée orientée NS d'une profondeur de 25 m, est encadrée par un réseau de fractures NS plongeant fortement vers l'Est.

De 1500 m à 1400 m, la falaise est formée d'une brèche grossièrement stratifiée à pendage NE. Ces brèches constituent les versants de la vallée rencontrée à 1400 m. Sur le versant est, on note la présence d'une fracturation intense NS. A 1295 m, on note une variation de faciès : la roche devient homogène à grains fins et de teinte beige (dolérite). La présence d'un banc permet de déduire un plongement faible vers le Nord Ouest. Cette roche est fortement diaclasée (direction des diaclases $N170^{\circ} \pm 10$).

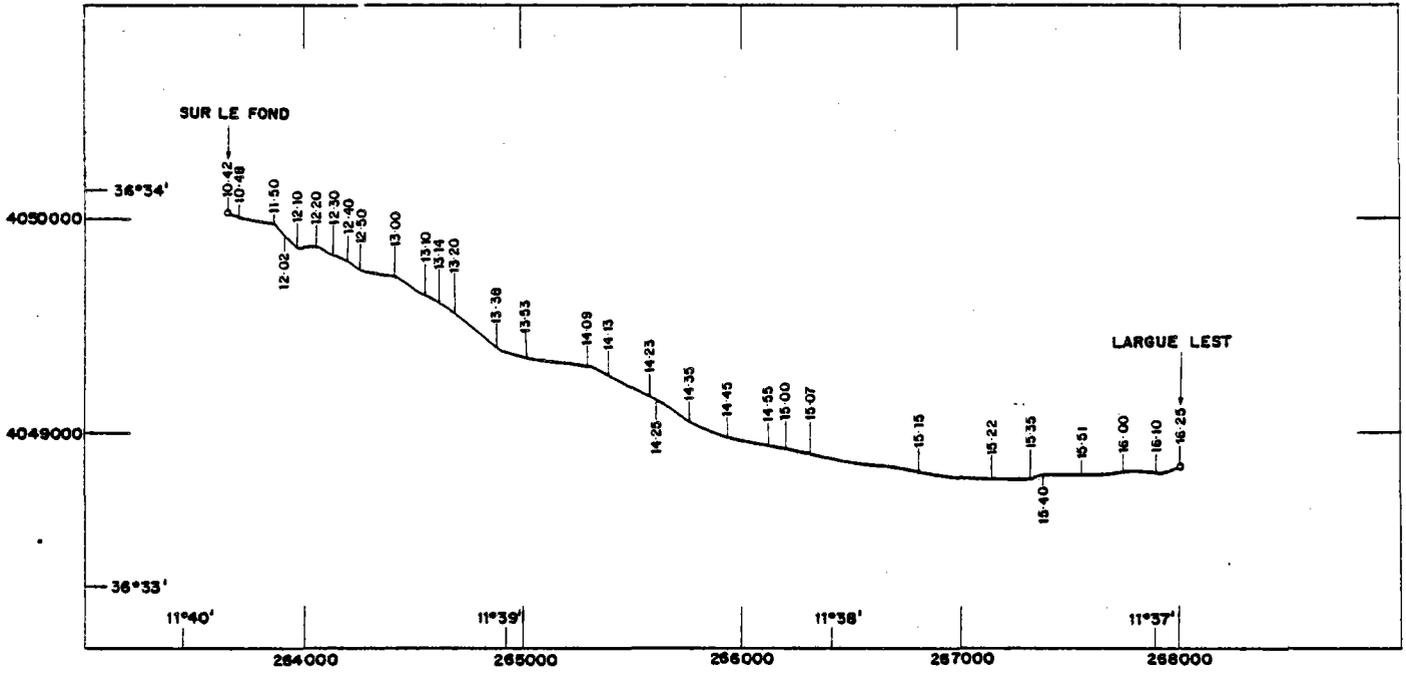
La plongée CY 12-77 se termine à 1280 m par une pente de vase.

d) CY 11-77 (figures 49 - 50 - 51)

Cette plongée a permis d'étudier le sommet du mont Gettysburg. Il n'existe pas d'observations entre 1260 m et 900 m. Elle débute à 900 m et se termine à 100 m. Trois grands ensembles sont discernés.

- De 900 m à 620 m, après une légère pente de vase, des serpentinites rubannées affleurent, à la faveur d'un escarpement de 8 m de hauteur. Le rubanement est net, ($N 150^{\circ} \pm 10$ $15^{\circ} \pm 5$ NE). Cette serpentinite est hachée par un réseau de fractures NS. Sur ces serpentinites rubannées se développe une série sédimentaire qui débute par un calcaire gréseux en plaquettes, de couleur ocre (photo 2) à figures de base de banc. Elle est caractérisée par une alternance de lits noirs et ocres. Cette série se poursuit à 867 m par des marnes à laminations rouges puis grises et vertes. Le contact calcaire gréseux-marnes n'est pas visible car il est masqué par la sédimentation récente. Il ne semble pas exister de discordance entre les serpentinites rubannées et la série sédimentaire. Les serpentinites affleurent de nouveau, à la faveur d'un escarpement de faille orientée NNE SSW. Le rubanement dans les serpentinites est régulier ($N 20^{\circ} \pm 10$ $15^{\circ} \pm$ SE).

La fracturation orientée NNE-SSW à NE-SW est importante mais le sens de déplacement n'a pas pu être mis en évidence. Entre les escarpements, il existe de nombreux blocs éboulés sur une pente de vase où parfois apparaissent des rides linguoïdes ourlées. A 680 m, un nouvel escarpement de faille, orientée NS permet de constater que le rubanement dans les serpentinites est toujours



CYAGOR plongée CY 11-77

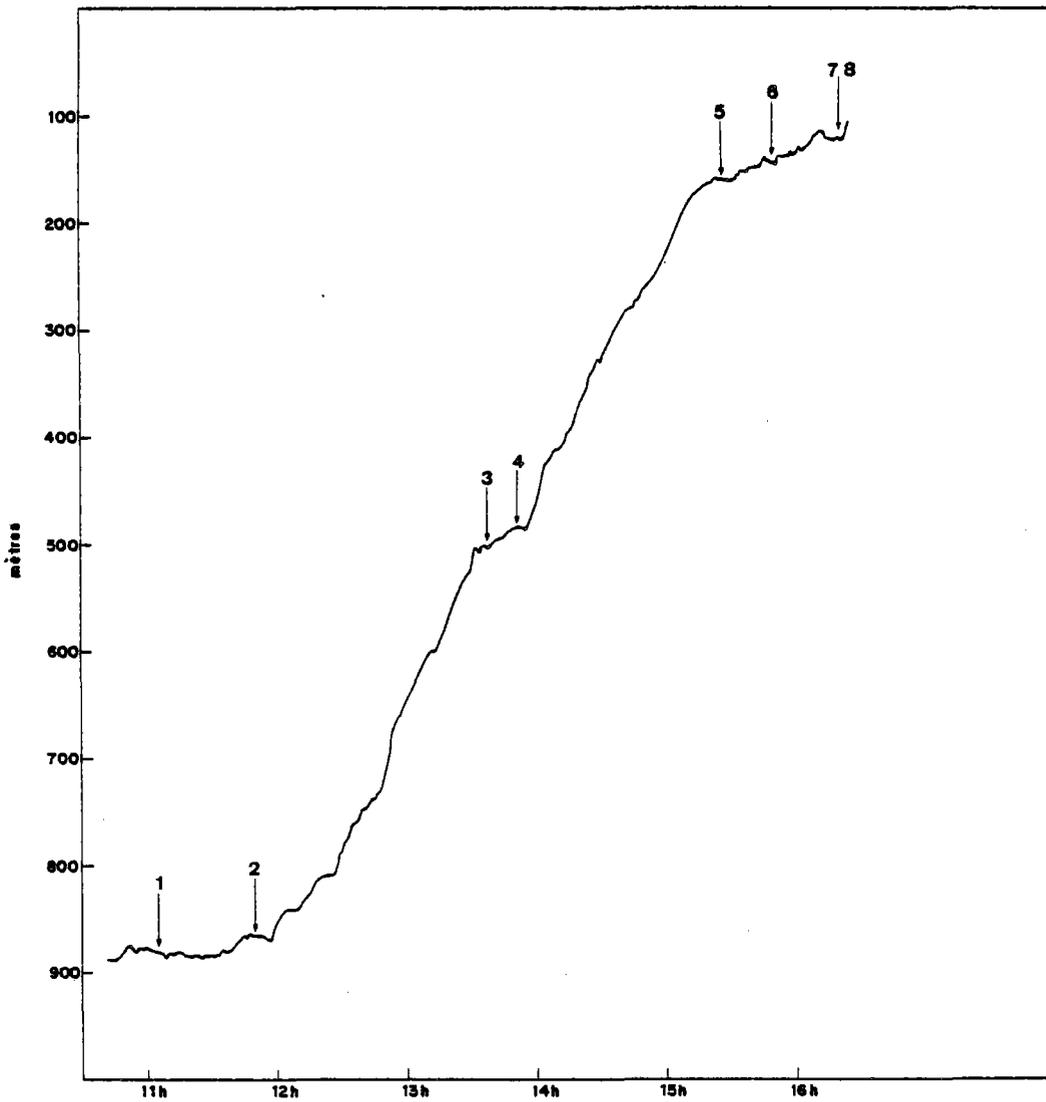


FIG 49

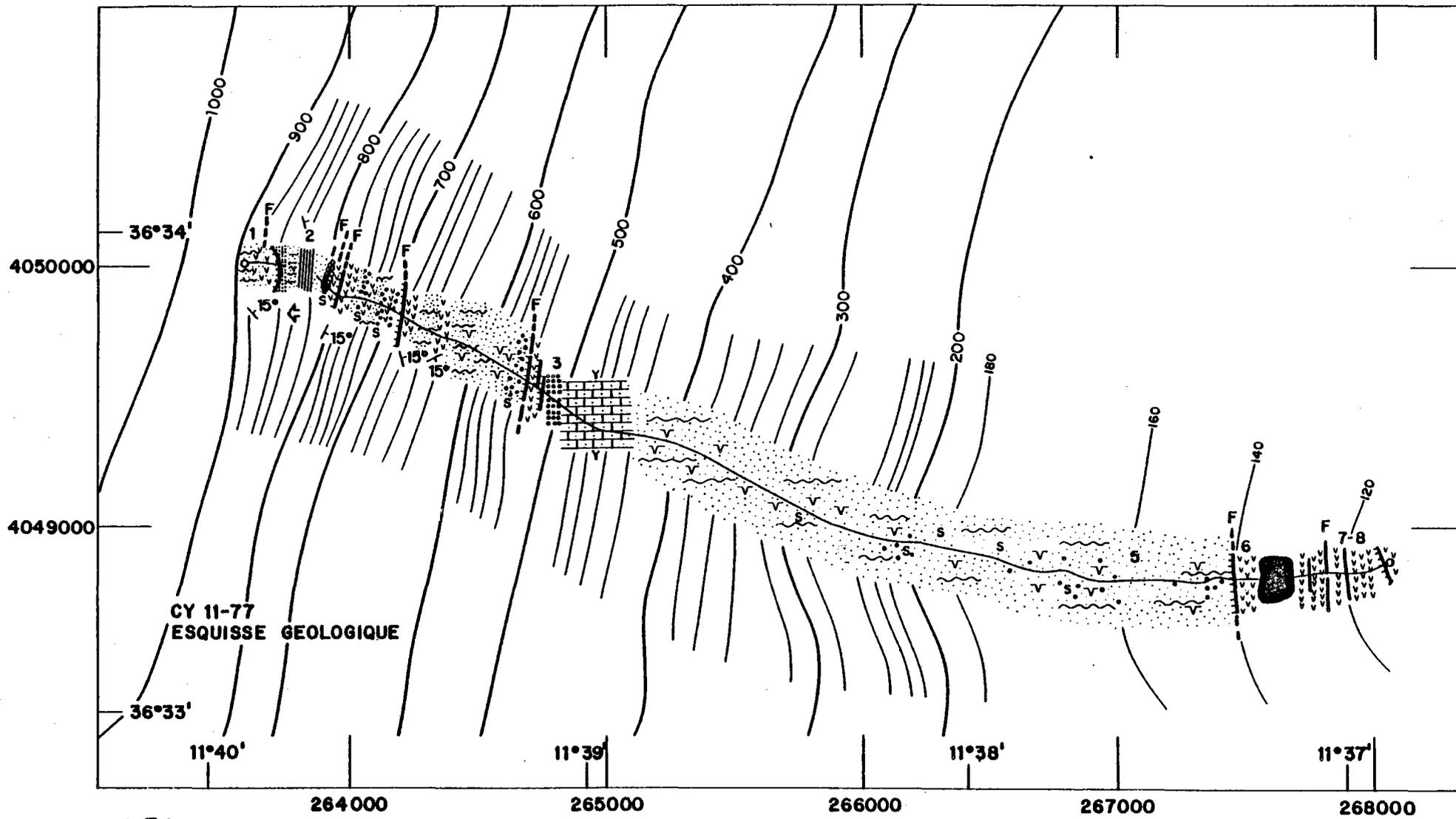


FIG 50

CYAGOR
plongée CY 11=77
coupe géologique du M^t GETTYSBURG

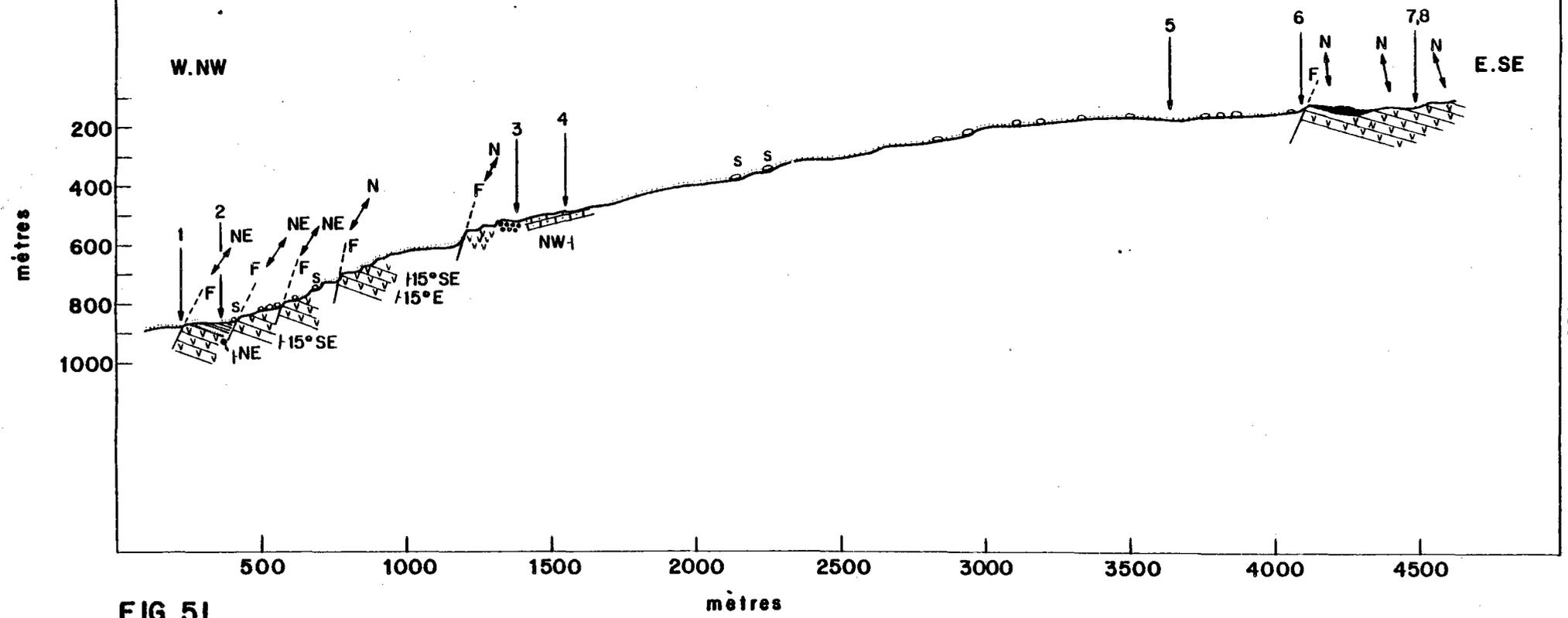


FIG 51

constant (N170° ±20 15° ±5E). La fracturation NNE SSW est toujours importante. Un dernier escarpement, entre 640 m et 620 m, de serpentinites rubannées (N 40±20° 15° SE ±5) termine ce premier ensemble.

. A partir de 620 m s'étend un glacis de vase, jusqu'à 530 m.

Sur le sable coquiller de nombreux signes d'activité animales (pistes, terriers) existent. On note la présence de rides dissymétriques dues au courant de quelques centimètres d'amplitude ; le flanc abrupt en aval est peu incliné en amont. A 530 m, des escarpements de serpentinites sont tapissés par des Pinnidés, ce qui rend impossible toute observation de la structure. Cette falaise se termine par un affleurement de conglomérats à éléments de roches volcaniques et de brèches serpentineuses. Légèrement au-dessus affleure un calcaire microconglomératique en dalles (stratification N 40° ±10 10° ±5NW).

. De 530 m à 130 m s'étend un vaste glacis de sable coquiller. Après une légère flexure à 200 m, la pente est semblable à une plage fossile. Tout au long de cette surface d'abrasion marine, il existe des rides parallèles à la pente, et vers 150 m, on note la présence de mégarides.

Sur le sable coquiller, on trouve des petits cailloux de serpentinite, mais de temps à autre, il existe des blocs de grande dimension (>1 m) érodés et plus ou moins envasés.

A partir de 130 m, l'encroutement biogénique important rend l'observation délicate. Un escarpement de quelques mètres de hauteur permet d'observer à nouveau les serpentinites. Le rubanement est régulier (N 150 ±20 25° ±10 NE).

Le réseau de fractures est toujours orienté NS. L'aspect morphologique, mais aussi l'aspect des échantillons prélevés à -110 m ou au sommet (-40 m), suggère fortement une érosion subaérienne. Le courant trop fort au-delà de 100 m a empêché les observations. Néanmoins, l'interprétation des profils sismiques, ainsi que les prélèvements effectués sur le sommet permettent de penser que le sommet du mont Gettysburg est essentiellement formé de serpentinite.

2) PLONGEES SUR LE MONT ORMONDE

Trois plongées, entre -1800 m et -200 m ont permis d'établir une coupe géologique du flanc sud du mont Ormonde.

a) Plongée CY 13-77 (figures 52 - 53 - 54)

On peut distinguer trois zones :

. De 1800 m à 1455 m s'étend une pente de vase légèrement bosselée par endroit. Elle est vallonnée, ce qui se traduit par des bombements d'amplitude métrique fréquents jusqu'à 1650 m. L'activité animale n'est pas très importante. A 1700 m on note la présence de blocs, mais l'envasement et l'encroutement n'ont pas permis l'identification. Jusqu'à 1450 m, la pente est faible ($< 15^\circ$). Cette première partie se termine par un replat où on distingue sur la vase des galets de manganèse et de calcaire, annonçant les affleurements supérieurs.

Aucun accident morphologique ne marque ce premier affleurement à 1444 m. C'est un calcaire crayeux gris clair en petits bancs de 10 cm et bien stratifié (N 10 ± 5 5° SE). Jusqu'à 1400 m, ces affleurements de calcaire se succèdent entrecoupés de petites pentes de vase. La stratification varie légèrement (N $140^\circ 10'$ E à 1430 M) et le pendage reste toujours faible. Les petites falaises orientées NW -SE sont fortement obliques par rapport aux isobathes. Cependant aucun indice de tectonique cassante n'a été observé. Ces affleurements calcaires forment jusqu'à 1400 m une dalle structurale. A ce niveau, le faciès varie brusquement : un conglomérat de roches volcaniques (photo 3) affleurent formant un éperon ; sur les galets de roches volcaniques, on observe un plaquage de manganèse, antérieur à la cimentation. Les calcaires en bancs réapparaissent après une petite pente de vase tapissée de galets de basalte. On note un changement de stratification (N 320 ± 10 5° SW). Un deuxième éperon de conglomérat à galets de roches volcaniques, orienté NNW-SSE recoupe les calcaires, vers 1350 m. Ils sont stratifiés (N 330 ± 10 $10^\circ \pm 5$ SW). Cet affleurement est interrompu par une pente de vase sur laquelle on observe des blocs de brèches volcaniques.

MONT ORMONDE
ESQUISSE ET COUPE GEOLOGIQUES
PLONGEES 13-14-15
LEGENDE

	Vase
	Vase à cailloutis et sable coquiller (Mn : Manganèse)
	Eboulis
	Eboulis de gabbro avec des blocs de basalte
	Pillow-lava de basalte
	Encroûtement biogénique
	Calcaire
	Calcaire microconglomératique
	Conglomérat à éléments de roches volcaniques
	Brèche volcanique
	Roche volcanique indifférenciée (Phonolite - trachyte)
	Basalte
	Gabbro
	Filon de diabase
	Falaise
	Faille
	Faille présumée
	Pendage
	Foliation dans les gabbros
	Sens de la pente
	Sens du courant
	Pente de vase ondulée
	Ripple-marks
	Terriers
	Piste animale
	Direction de la fracturation
	Prélèvement d'échantillons
	Cailloux et blocs

o	de gabbro
β	de Basalte
o	de phonolite
RV	de roche volcanique indifférenciée
br	de brèche volcanique

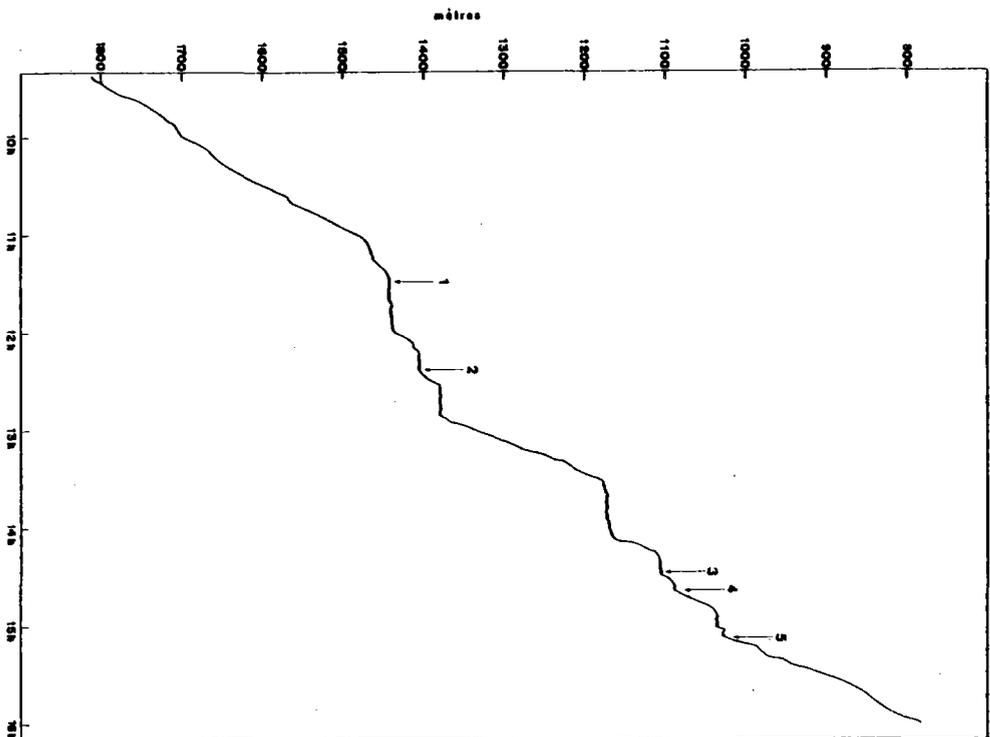
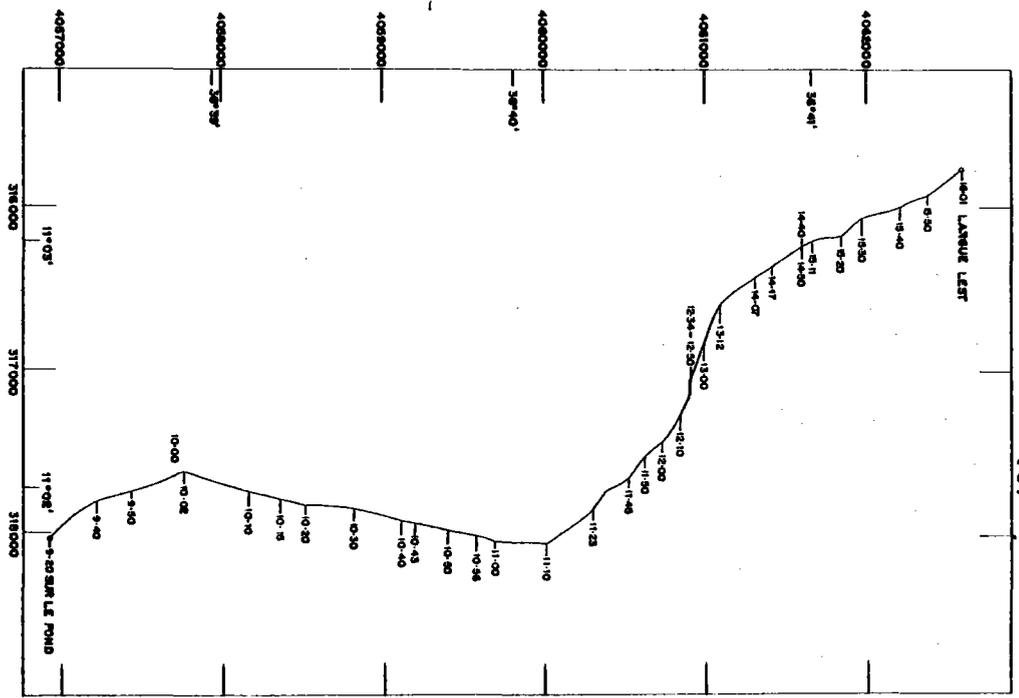


FIG 52



CYAGOR plongée CY 13-77

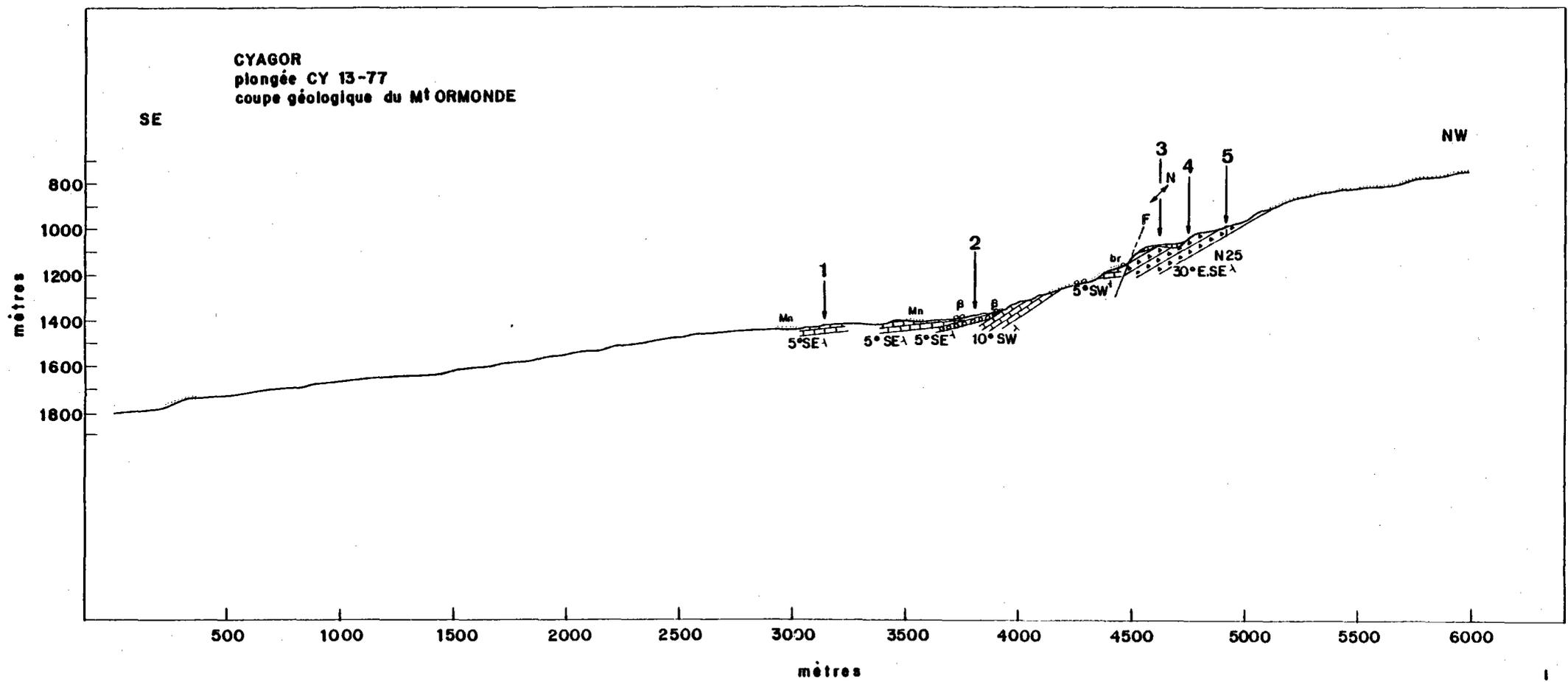


FIG 54

Après une dernière falaise NW-SE, un escarpement de faille WNW-ESE met en contact les calcaires en banc ($N 340 \pm 5^\circ$ $10^\circ \pm 5$ SW) et des brèches volcaniques à 1150 m. Cette brèche monogénique affleure jusqu'à 960 m, à la faveur de petits escarpements (2 m de hauteur) espacés par des replats de calcaire crayeux plongeant légèrement vers le Sud Ouest. Cette série bréchique apparaît monogénique et sans structure nette jusqu'à 1000 m. A partir de ce niveau, elle devient hétérogène (basalte et trachyte) et une stratification grossière apparaît ($N 25^\circ \pm 10$ $25^\circ \pm 10$ SE). Elle disparaissent vers 960 m sous une couverture sédimentaire meuble.

Une discordance apparaît entre les calcaires et les brèches ; les escarpements EW permettent de mettre en évidence des joints subverticaux orientés NS.

. De 960 m à 840 m s'étend une pente de vase sur laquelle on observe des cailloux et des blocs de basalte. Les bioturbations sont peu fréquentes.

b) Plongée CY 14-77 (figures 55 - 56 - 57)

Cette plongée fait suite à la précédente. On distingue deux parties :

. Après une courte pente de vase (867 m à 830 m) à blocs et à cailloutis, la première falaise est annoncée par des éboulis de basalte et de gabbro. Au pied de cette falaise, les blocs sont si nombreux qu'ils masquent probablement l'affleurement. Cette falaise orientée EW, est constituée de gabbro vert pâle à structure grossière. Sur les légers replats, on note parmi les blocs éboulés de gabbro, des blocs de basalte.

Jusqu'à 750 m, le gabbro est massif, (Photo 4) sans orientation magmatique planaire ; la déformation est insignifiante (cassures plus ou moins shistosées dans des directions variables). Cependant une direction de débit s'impose :

- N 140° 20° NE
- N 0° 5° E
- N 120° subhorizontal

A partir de 800 m apparaissent les premiers filons de diabase brune à grains fins, sans déformation, intrusive dans les gabbros. Ils forment des éperons subverticaux orientés NS, perpendiculaires aux falaises de gabbro.

Leurs largeurs varient de 1 m à 5 m et la couleur brune de ces filons contraste avec la couleur vert clair des gabbros. Jusqu'à -580 m, la morphologie est conditionnée par la présence de ces filons subverticaux, faisant saillie dans les gabbros.

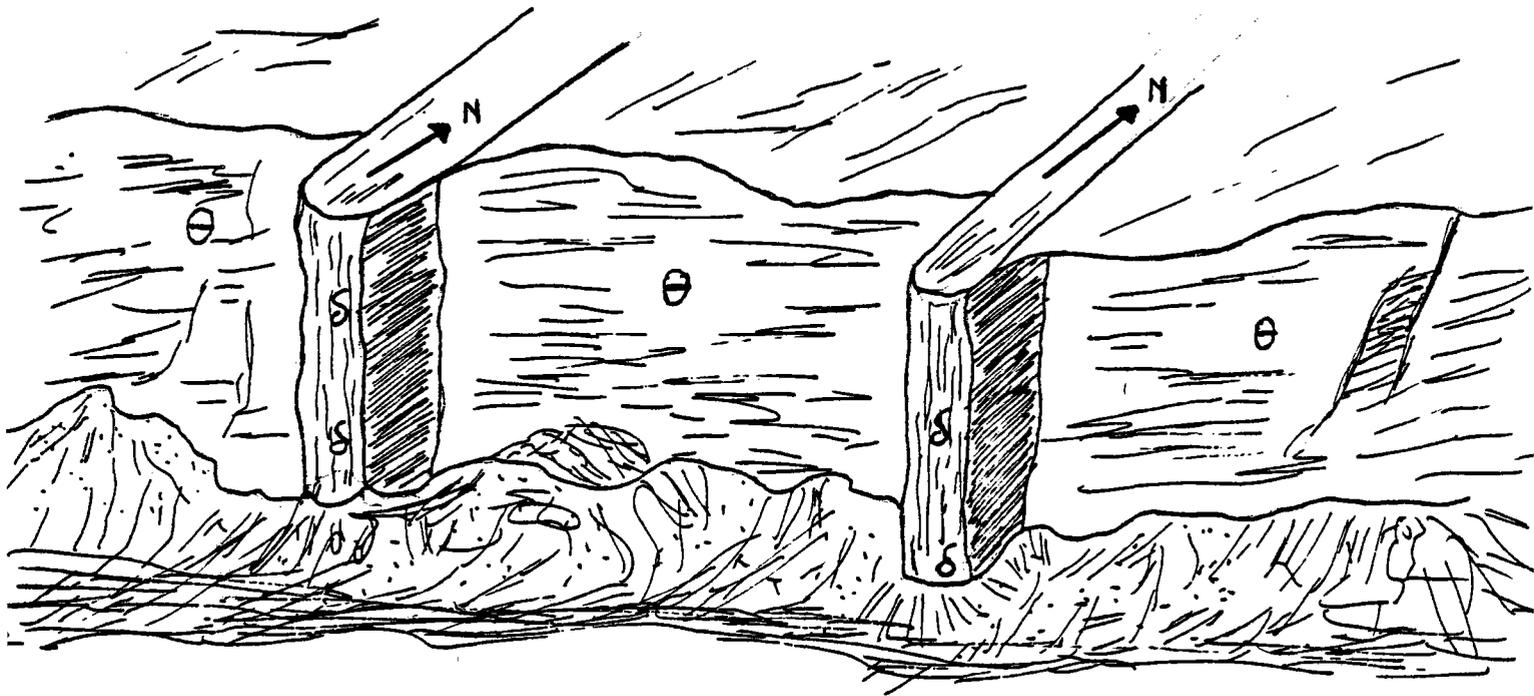
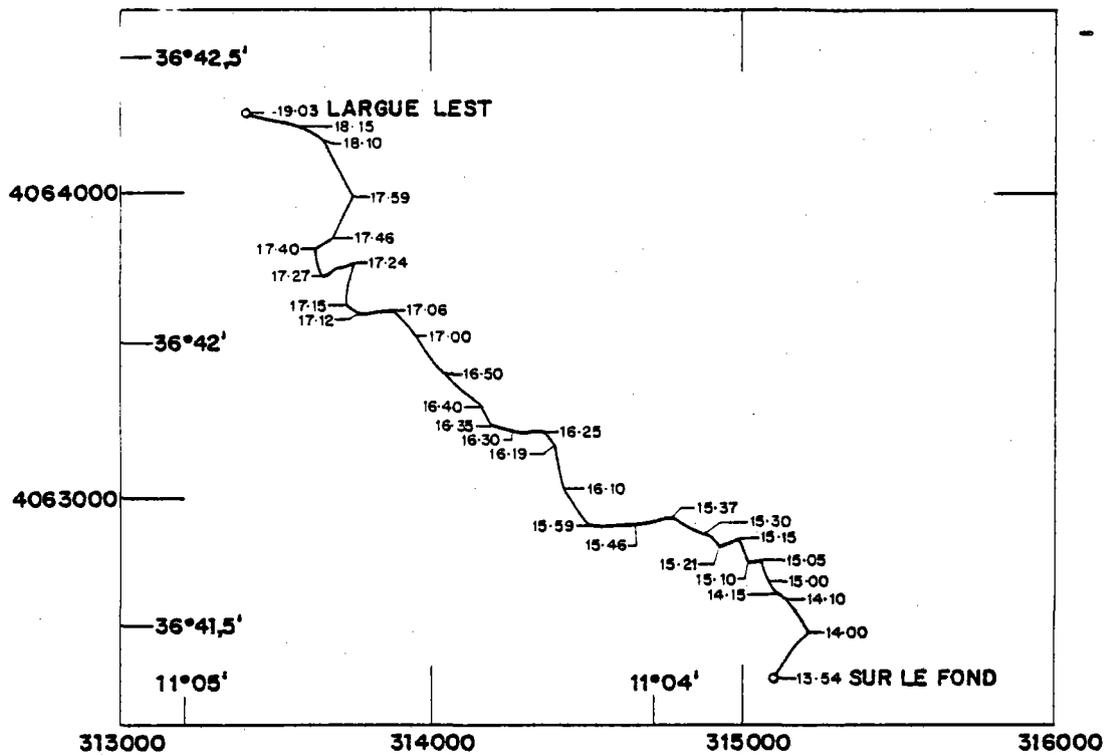


Schéma des filons doléritiques recoupant les gabbros

Entre -680 met -580 m, ils sont si nombreux qu'ils évoquent un complexe filonien. Tout au long de la coupe, ils présentent une grande homogénéité :



CYAGOR plongée CY 14-77

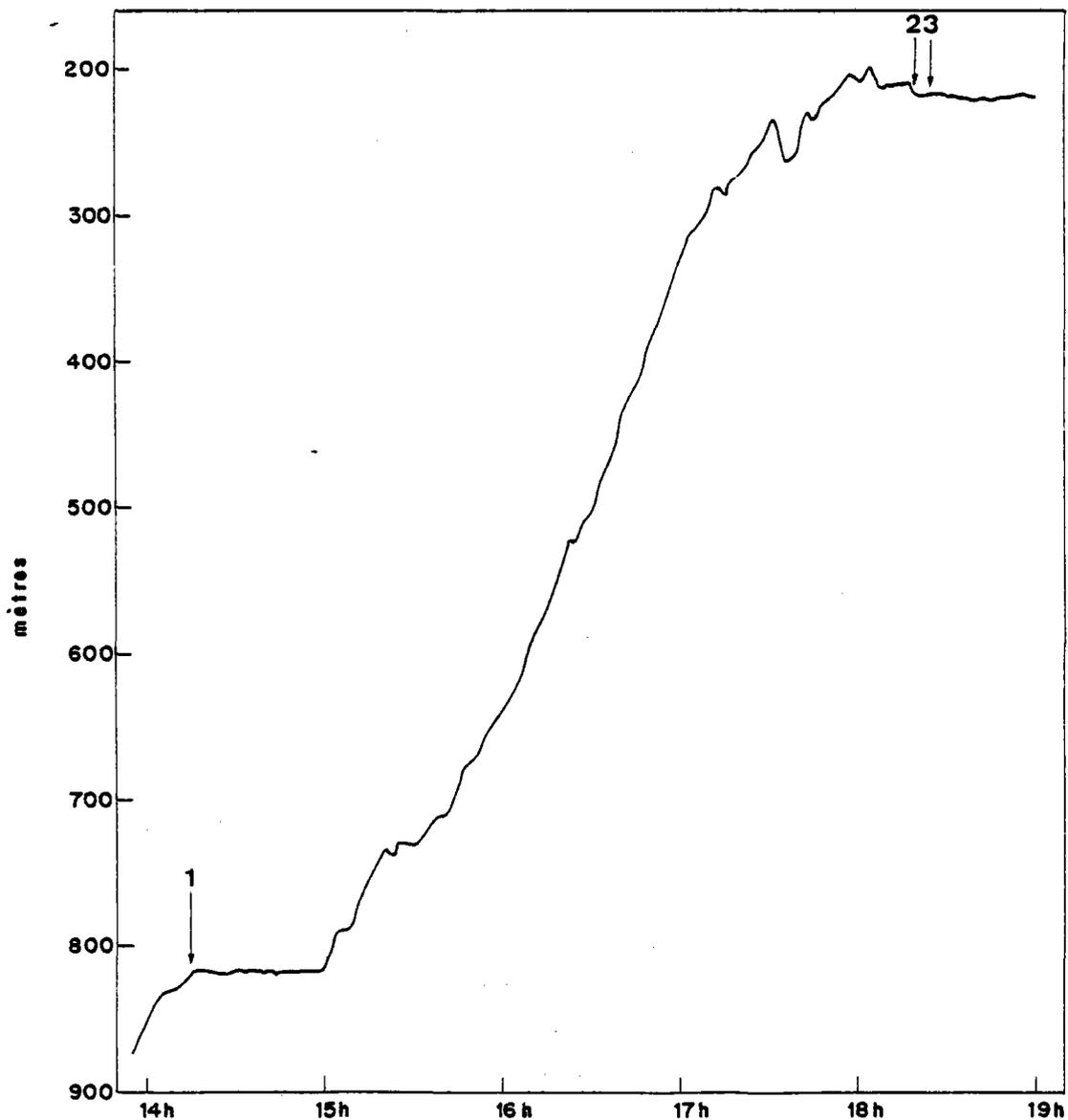


FIG 55

CY 14-77
ESQUISSE GEOLOGIQUE

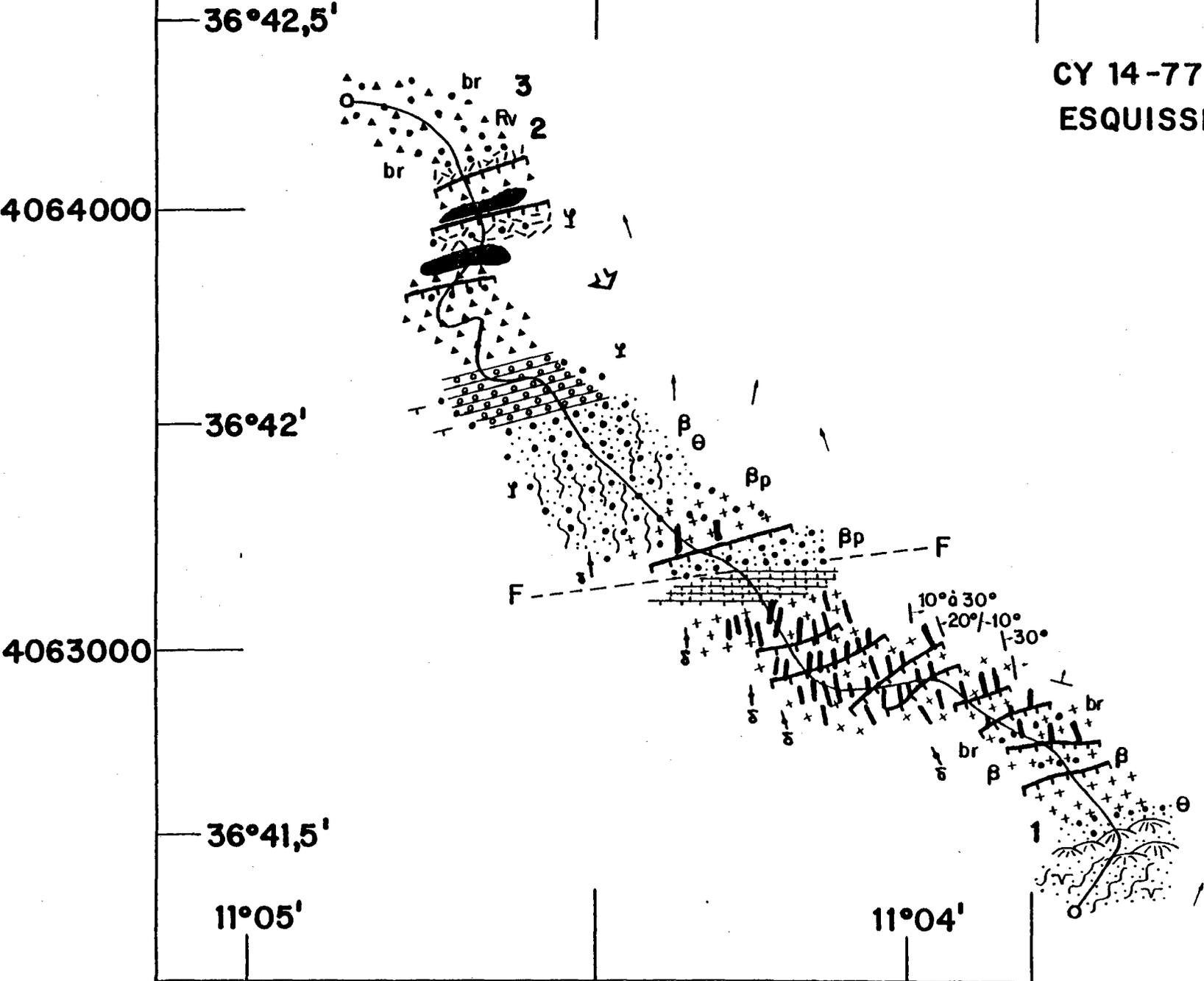


FIG 56

314000

315000

800 m	N 170°	E 70°
790 m	N 0°	E 80°
739 m	N 120°	E 80°
731 m	N 0°	E 80°
708 m	N 0°	E subvertical
695 m	N 160°	E vertical
675 m	N 170°	E vertical
662 m	N 20°	E vertical
655 m	N 0°	E vertical
600 m	N 0°	E vertical
500 m	N 0°	E vertical

Dans les gabbros apparaissent à 740 m les premières bandes de gabbro folié (flaser - gabbro). Jusqu'à 675 m, six bandes dont les épaisseurs varient de 1 à 10 m sont ainsi observées (photo 4).

Plan de foliation

738 m	N 90 plongement N faible
720 m	N 165 plongement E faible
	N 0 plongement 30° E
715 m	N 10 plongement 20° E (photo 5)
705 m	N 170 plongement 20° E
690 m	N 0 plongement 15° E
675 m	bande plate

À partir de 650 m, les gabbros sont plus hétérogènes, avec des passées pegmatoïdes. A 580 m, la roche devient plus massive, brune, et ressemble beaucoup à un basalte spilitique. A partir de 570 m, la pente est très enva-sée. En éboulis, par deux reprises, il existe des basaltes à patine brune en pillow lavas, (Photo 6) provenant d'un niveau supérieur. A 500 m, après une pente de vase parsemée de blocs de basalte, gabbro et de brèches volcaniques, une falaise de gabbro apparaît à la faveur d'une faille. Des filons de dolérites existent dans ces gabbros et présentent toujours la même orientation (NS sub-verticaux) Une pente sablonneuse, à blocs de basalte, gabbro et roches vol-caniques r couvre cet affleurement à 450 m.

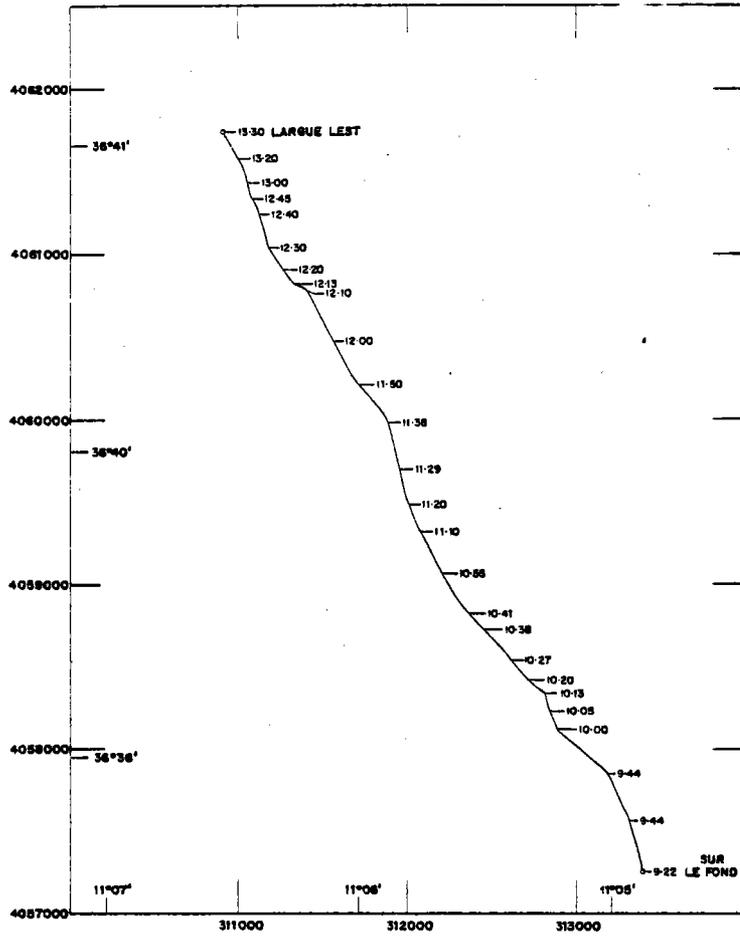
. Sur cette pente, on observe des rides parallèles à la ligne de pente (N170) ainsi que des souilles autour des blocs. A 310 m, un conglomérat à galets de roches volcaniques peut être interprété comme un plaquage de galets cimentés, présentant une stratification grossière à pendage sud faible. La pente est recouverte par des blocs de roches volcaniques de dimensions variables et de nature phonolitique et trachytique.

A 260 m, un encroûtement biogénique masque un affleurement de brèches d'explosion. Jusqu'à 200 m, affleurent des roches volcanique alcalines (brèche ignée) formant notamment l'escarpement terminal. Le modelé de la morphologie nous suggère une érosion subaérienne. Le courant très fort, empêchant l'exploration de la partie supérieure, s'engouffre dans des vallécules orientées NS entaillant les escarpements. La plongée se termine à 200 m sur un replat encroûté.

c) Plongée CY 15-77 (figures 58 - 59 - 60). Cette plongée située plus à l'ouest débute à 1440 m et se termine à 350 m. Deux grandes parties sont distinguées :

. Une pente de vase identique à celle rencontrée lors de la plongée 13 se poursuit jusqu'à 1250 m. On y rencontre des bombements d'amplitude métrique, ainsi que des rides. Cette pente est interrompue par un affleurement de calcaire micro conglomératique en dalles, marqué par un petit escarpement, parallèle aux isobathes. La stratification est nette N 340° à pendage SW faible (< 10°).

Entre 800 m et 700 m, une pente douce de vase est recouverte localement par des galets et des petits blocs de brèches volcaniques. Elle est interrompue par un affleurement de calcaire crayeux à pendage sud faible. Une falaise de brèche volcanique surmonte ces calcaires. On y observe une stratification grossière à pendage NW. A Partir de 620 m, après une courte pente de vase à petits blocs et cailloutis, affleure un calcaire conglomératique à galets de roches volcaniques ; ce calcaire stratifié à pendage sud est recouvert par la vase à 560 m. Des galets et petits blocs de roches volcaniques tapissent la vase jusqu'à 350 m ; à partir de ce niveau se développe une série phonolitique. On note sur ces laves de gros blocs éboulés de même nature lithologique. Un important encroûtement biogénique recouvre localement cette série. Une structure "trottoir à Lithotamniés" se développe sur les phonolites et forme un replat. Cette série phonolitique recouvre probablement une série gabbroïque (présence de métagabbro à biotite prélevé en place à ce niveau). La plongée se termine à 345 m sur un plateau étroit.



CYAGOR plongée CY 15-77

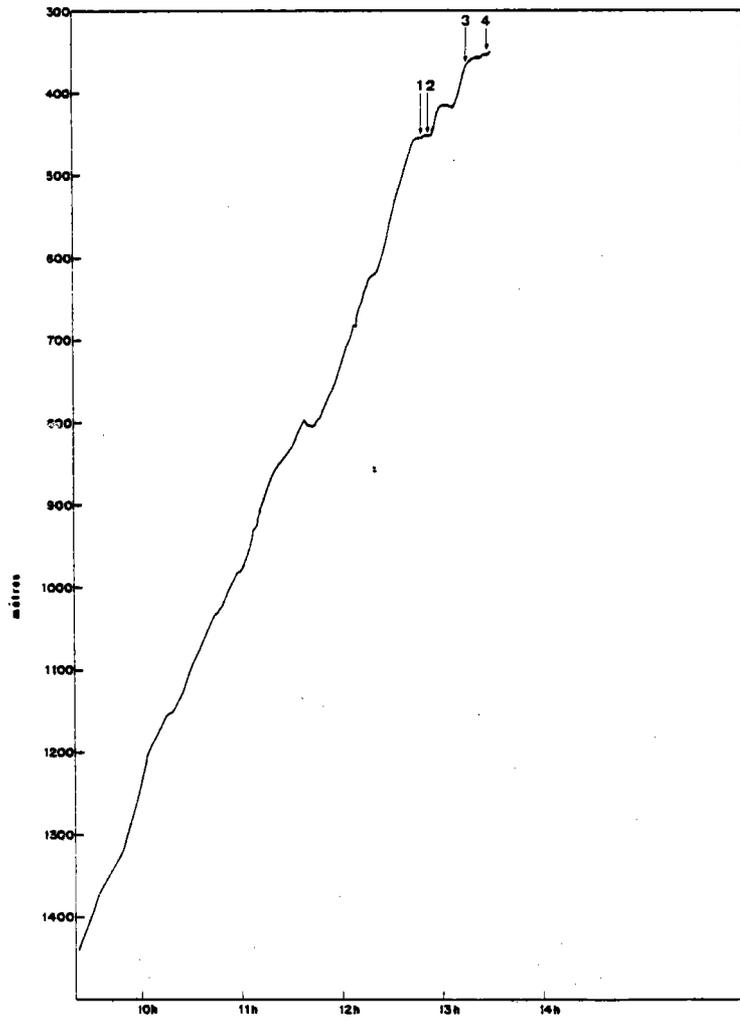


FIG 58

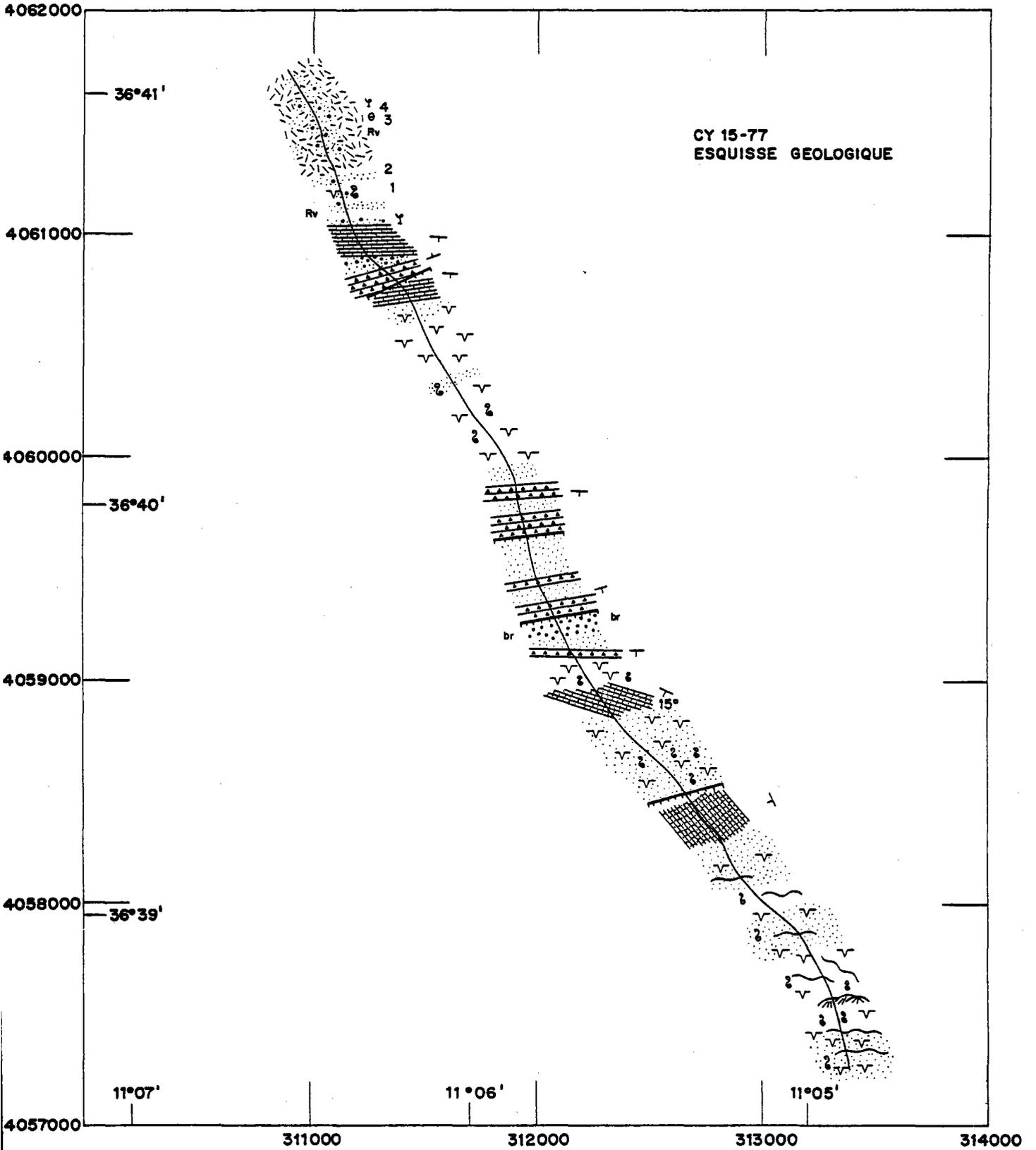


FIG 59

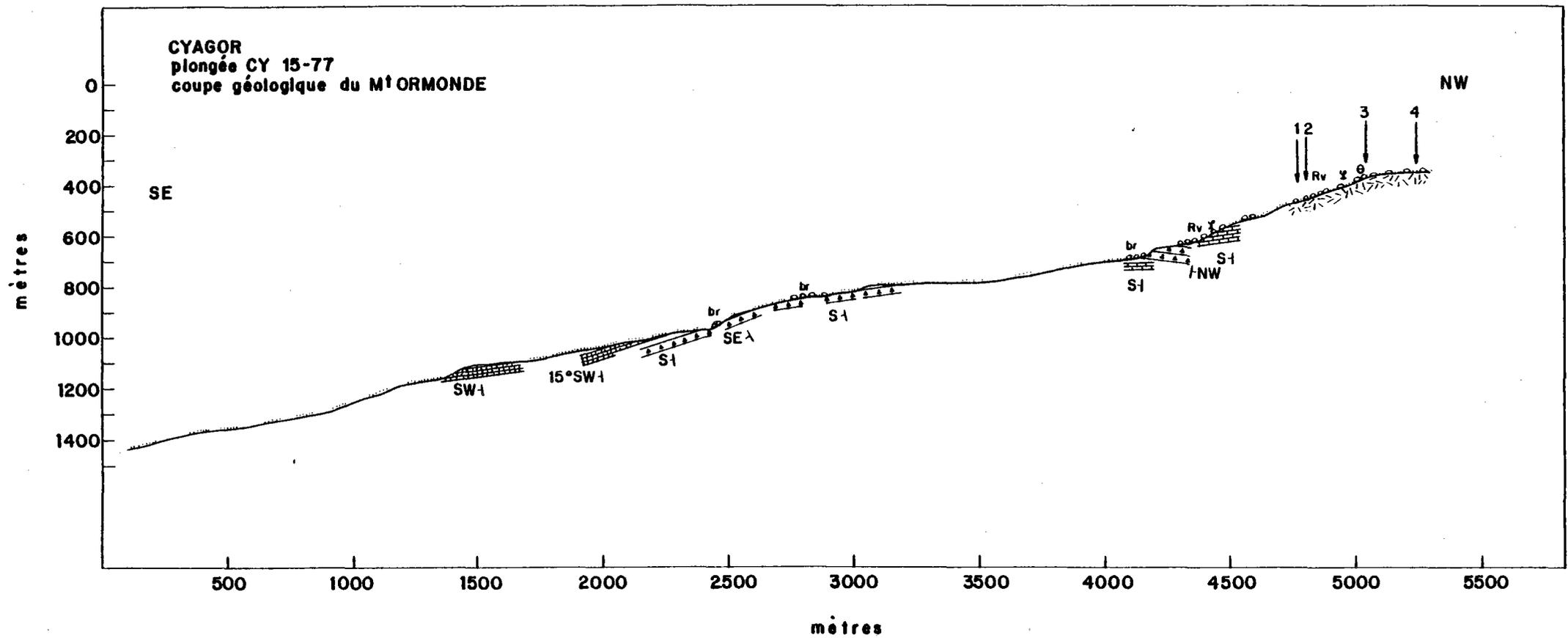


FIG 60



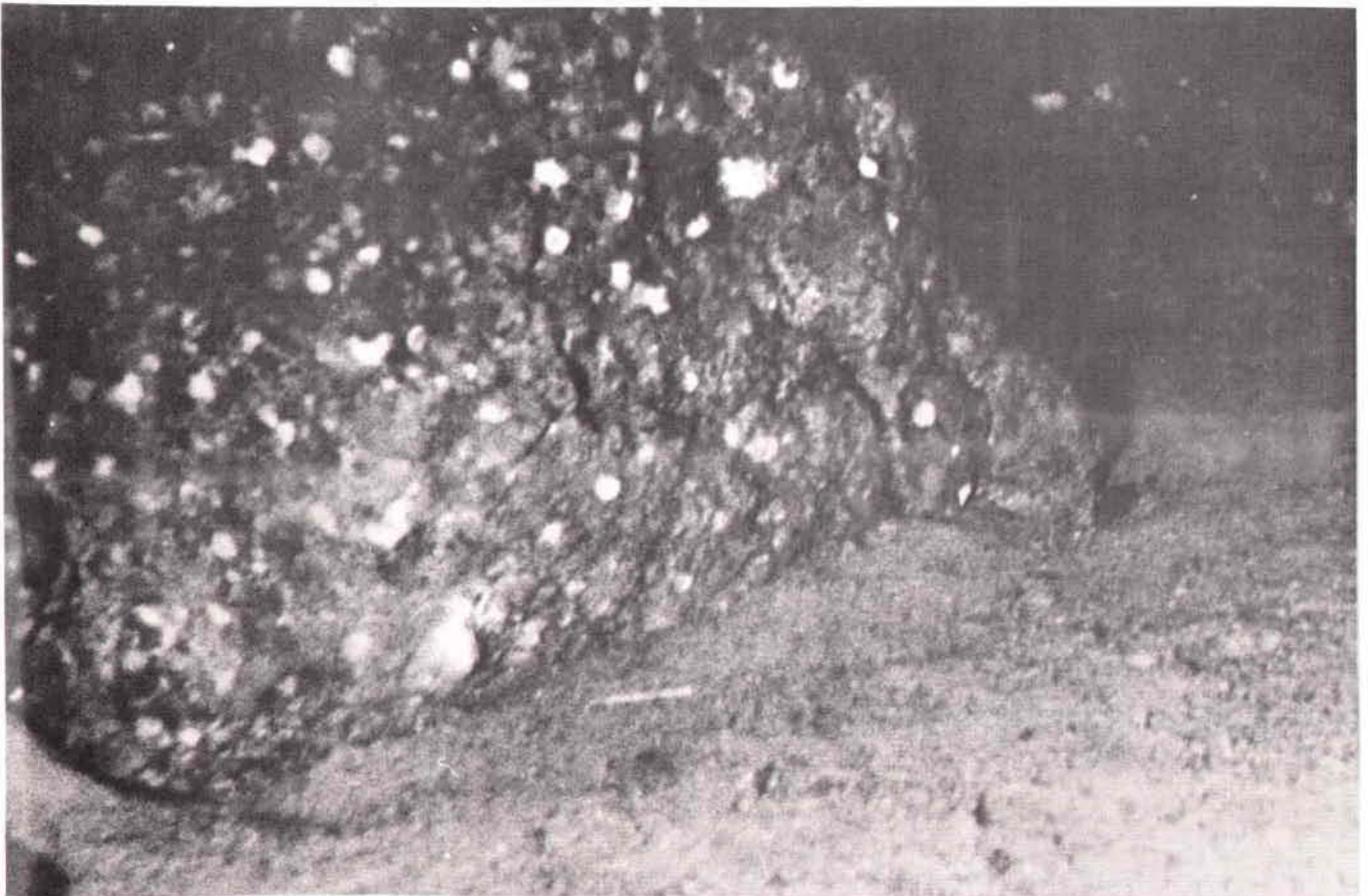
■ Plongée CY-9-77 - 2240 m - Pente sédimentée avec bioturbations (Mont Gettysburg).



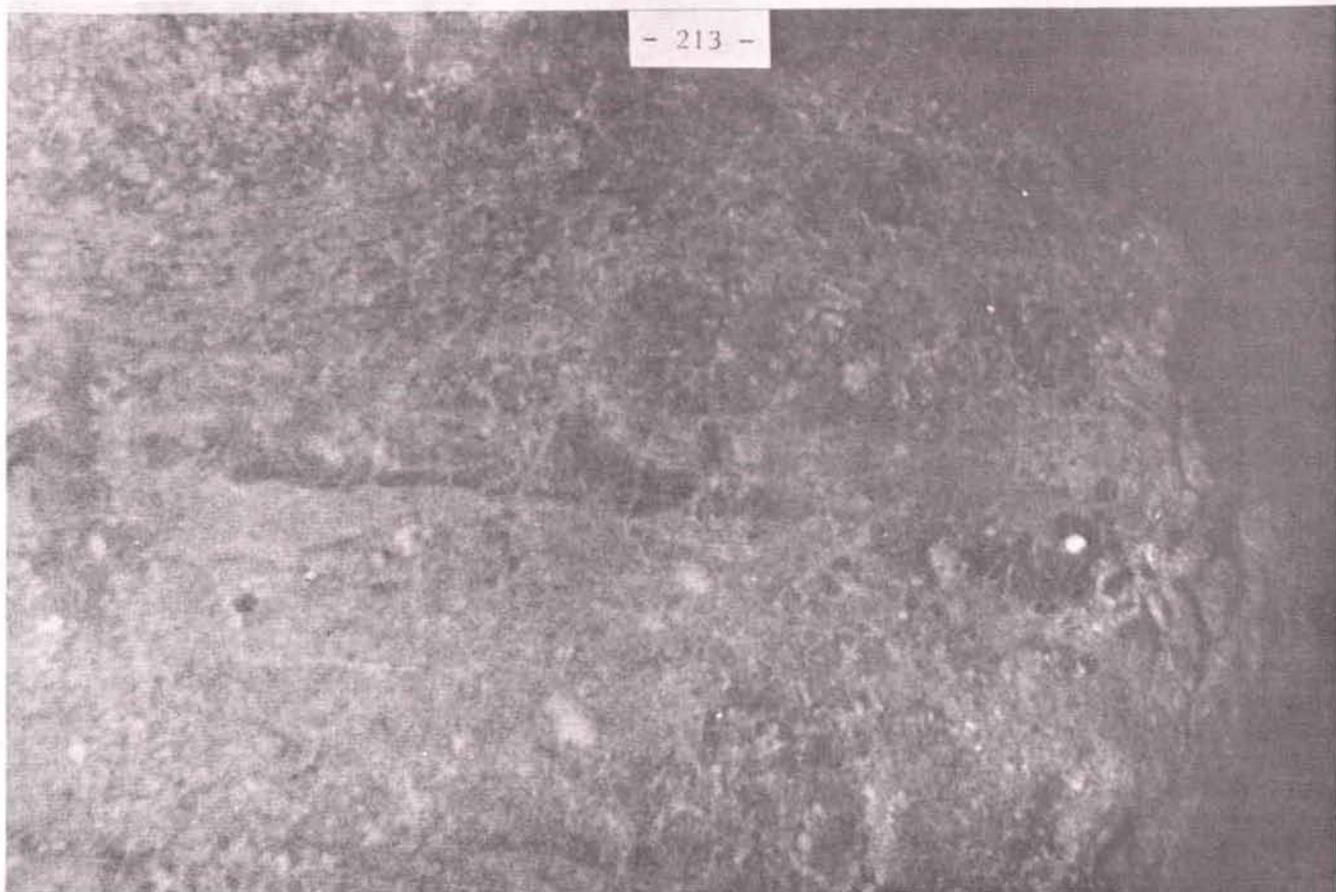
2 Plongée CY-11-77 - 860 m - Affleurement de serpentinite et plaquettes gréseuses (Crétacé inférieur) (Mont Gettysburg).



3 Plongée CY 13-77 - 1 406 m. Conglomérat à éléments de roches volcaniques (Basalte et phonolite) (Mont Ormonde)



4 Plongée CY 14-77 - 810 m.
Bloc de gabbro (Mont Ormonde).



5 Plongée CY 14-77 - 715 m.
Gabbro écrasé et fortement folié (flaser gabbro) (Mont Ormonde)



6 Plongée CY 14-77 - 550 m.
Pillow lavas de basalte (Mont Ormonde).

B- ETUDE DES ECHANTILLONS PRELEVES SUR LE BANC DE GORRINGE

Antérieurement à la campagne CYAGOR, de nombreux prélèvements ont été effectués sur le Banc de Gorringe (dragages, carottages, forage 120) (figure 39)

Durant la campagne CYAGOR, 35 échantillons ont été prélevés par submersible (23 sur le Mont Gettysburg, 12 sur le Mont Ormonde).

D'autre part, trois plongées par scaphandre autonome sur le Mont Gettysburg ont permis de ramener 9 échantillons dont deux orientés. L'ensemble a été complété par 7 dragages sur le flanc sud du Banc.

Pour la localisation des échantillons de la campagne CYAGOR, on consultera les cartes et coupes géologiques des plongées.

En consultant la carte (figure 39), on remarque l'abondance des prélèvements effectués sur le Mont Gettysburg par rapport au Mont Ormonde. (On ne possède, par exemple, pas d'échantillons provenant du versant N.E. du Mont Ormonde).

Je ne traiterai ici que brièvement de l'analyse des échantillons. Les échantillons sédimentaires ont été étudiés par Madame G. GLACON et Messieurs J. CHARVET, R. COCQUEL, J. C. FOUCHER, et L. PASTOURET. Les serpentinites ont été étudiées par Mlle F. BOUDIER et Mr A. NICOLAS. Les roches volcaniques sont étudiées actuellement par J. Cornen.

1) Les prélèvements antérieurs à la Campagne CYAGOR

a) Le forage 120 : étude des sédiments

Le forage 120 JOIDES (leg XIII Glomar Challenger)

Le forage a eu lieu en août 1970 sur le flanc Nord du banc de Gorringe par 1711 m d'eau. Le substratum est atteint au bout de 253,4m.

Les principaux résultats peuvent être ainsi résumés (Ryan et al., 1973) :

Au-dessous d'une série plioquaternaire non carottée, on trouve une série sédimentaire comprenant du Miocène inférieur et moyen et du Crétacé inférieur (Albien-Aptien-Barrémien : marnes en partie silicifiées à nannofossiles) reposant sur le substratum formé de basalte spilitique, métagabro et serpentinites.

La série stratigraphique comporte deux discontinuités (Ryan et al., 1973) :

- un hiatus dans la sédimentation pélagique entre le Crétacé inférieur et le Miocène inférieur moyen,

- une variation du faciès sédimentaire entre les séries anté-Miocène moyen déposées sous une forte épaisseur d'eau et les séries post-Miocène moyen déposées sous une faible épaisseur d'eau.

On peut tout de suite faire quelques remarques :

- le carottage n'est pas continu ; aussi entre la carotte 1 (Langhien inférieur à Serravalien moyen) et la carotte 2 (Albien-Aptien moyen), il existe 75 m de sédiments non carottés. De ce fait, l'existence d'un hiatus Crétacé moyen-Miocène inférieur n'est donc pas prouvée.

Le forage 120 est situé à -1711 m sur le versant nord du Banc ; il est donc probable que la coupe stratigraphique que l'on peut faire en cet endroit ne sera pas complète car il existe sur ce flanc des nappes de glissement (fig. 25). Celles-ci pourraient s'expliquer par la surrection du Banc au Miocène moyen comme on le verra plus loin. Les séries auraient glissé, dénudant le flanc ; elles sont comprises actuellement entre le réflecteur "Miocène" et les séries postérieures (fig. 25). Il n'est donc pas possible d'établir une coupe complète à partir des données du forage 120.

- Il existe 14 m non-carottés entre les marnes barrémiennes prélevées à -232 m et le substratum à -246 m. Les marnes barrémiennes pourraient ne pas représenter les premiers dépôts sur le socle. Ces sédiments se sont déposés sur une pente (Ryan et al., 1973) et ne présentent aucune trace de métamorphisme.

b) Les échantillons non sédimentaires

On retiendra principalement les données provenant :

- du forage 120 du Glomar Challenger (Honorez et Fox in Ryan et al. 1973)
- du Conrad (Lamont 1965) étudié par Gavasci et al. (1973)
- du Shakelton (Cambridge 1972-1973 étudié par H. Pritchard en préparation)
- du Charcot - Centre Océanologique de Bretagne
(campagne Noratlante CH 07)
(campagne Nestlante CH 09)
(campagne Gibraco CH 29)

étudié par Montigny - thèse 1975,
Hékinian et al. 1973,
Féraud et al. 1977,
Bougault non publié

1) Leg XIII forage 120

Lors du Leg XIII (1970) du Glomar Challenger, le forage 120 a été réalisé dans le col entre Ormonde et Gettysburg (fig.39), par une profondeur d'eau de 1711 m. Les données ont été publiées par Honorez et Fox (1973) et Montigny (1975). Le socle atteint sous 250 m de sédiments est représenté par un métagabbro recristallisé sous des conditions métamorphiques de type amphibolite-schistes verts, ainsi qu'un metabasalte (même type de métamorphisme) et des serpentinites. Honorez et Fox (1973) rapprochent ces échantillons de ceux trouvés sur les escarpements tectoniques de la ride médio-océanique et dans les zones de fracture.

2) Dragages et Carottages du Conrad

Les carottages et dragages du N. O. Conrad (Lamont, 1965) ont été étudiés par Gavasci et al. (1973). Deux séries ont été prélevées :

- la première appartenant à la "suite océanique" constituée de métagabbro (semblables à ceux du forage 120) et de roches ultramafiques semblables à celles décrites par Bonatti et al. (1971) (base des escarpements de failles transformantes).

- la deuxième appartenant à la "suite alcaline" constituée de phonolites et de metabasaltes alcalins.

Gavasci et al. (1973), Honorez et Fox (1973) interprètent la présence d'éléments de la suite océanique par l'existence d'une portion de la croûte océanique exposée dans Gorringe à la faveur d'une faille transformante. Les éléments de la suite alcaline proviendraient d'une autre phase de subduction accompagnant la surrection de Gorringe au Miocène. L'extrusion des phonolites serait tardive et postérieure à cette surrection, c'est-à-dire post-pliocène inférieur. De nouvelles datations sur ces phonolites (Féraud et al. 1977) infirment cette hypothèse. En effet, les échantillons datés ont un âge variant entre 50 et 60 M. a. Leur mise en place est, pour ces auteurs, liée aux épisodes compressifs Crétacé supérieur-Eocène qui affectent la zone.

3) Dragages et Carottages du Shakelton

Les carottages et dragages du N. O. Shakelton (Cambridge, 1972-1973) ont été étudiés par Pritchard sous la direction de Cann (thèse en cours).

Parmi les 17 dragages et les 12 carottages réalisés entre moins de 100 m et plus de 4000 m de profondeur, la plus grande partie des échantillons rocheux sont des serpentinites. Il existe aussi un gabbro et quelques basaltes mylotinisés et métamorphisés, ils seraient voisins (Pritchard, Cann communication personnelle) de ceux qu'on retrouve dans les failles transformantes.

4) Dragages du J. Charcot

Les dragages du N. O. Jean Charcot (1969, 1972) ont été étudiés partiellement par Hékinian et al. (1973), Montigny (1975), Féraud et al. (1977) et Bougault (résultats non publiés). Ce sont des serpentinites dérivant d'anciennes harzburgites, des Ankaramites, des basaltes alcalins et des phonolites. Ces derniers, datés par Féraud et al. (1977) donnent un âge Paléocène supérieur Eocène inférieur (50 Ma à 60 Ma).

De nombreux prélèvements ont été effectués par les N. O. Jean Charcot, Shakelton, Vema sur les autres monts du pourtour de la Plaine du Fer à cheval (Hirondelle, Ampère, Coral Patch, Josephine). La très grande majorité des échantillons prélevés sont des basaltes alcalins.

2) Etude des échantillons de la campagne CYAGOR

a) Les échantillons sédimentaires

Les échantillons prélevés lors de la campagne CYAGOR, soit par submersible, soit par dragages permettent d'affiner la coupe stratigraphique établie lors du forage 120.

- Le quaternaire et le pléistocène sont caractérisés par une vase à foraminifères benthiques

-Le Pliocène est caractérisé par un calcaire crayeux

-Le Miocène : lors de la campagne, seul le faciès déposé sous une faible tranche d'eau a été prélevé. Il s'agit d'un calcaire crayeux blanc à globigérines, orbulines et bryozoaires

-Le Crétacé inférieur: Lors de la plongée CY 11-77, des marnes gris foncé à vert clair à laminations, plus ou moins indurées ont été prélevées. Cette série sédimentaire repose sur les serpentinites sans discordance apparente. Elle débute par des plaquettes de calcaire gréseux ocre à figure de base de banc. Le passage plaquettes de calcaire gréseux-marnes à laminations est masqué par des sédiments récents. Datées par microflore (R. Cocquel- J.C. Foucher) elles sont d'âge barrémo-aptien. Malheureusement l'absence de mannofossiles n'a pas permis de préciser cet âge. Contaminant ces marnes, il existe une faune Crétacé supérieur Paléocène inconnue à l'affleurement ou dans le forage 120.

Ceci pourrait laisser penser qu'il existe dans les 75 m non-carottés du forage 120 des dépôts Crétacé supérieur Paléocène.

Dans ces marnes, les foraminifères benthiques sont rares et les feraminifères planctoniques très rares. La très faible teneur en carbonate indique un dépôt au-dessous de la limite de compensation des carbonates, comme pour les marnes du forage 120.

b) Les échantillons non sédimentaires

On peut distinguer 4 grandes catégories :

- 1°) Les serpentinites du Mont Gettysburg auxquelles on associe les brèches serpentineuses
- 2°) Les dolérites
- 3°) Les gabbros du Mont Ormonde
- 4°) Les laves alcalines du Mont Ormonde et les brèches volcaniques associées.

Une description sommaire de tous ces échantillons figure dans "Résultats de campagne à la mer : CYAGOR" (Le Lann et al. 1979)

- 1°) Les brèches serpentineuses et les serpentinites
 - Les brèches serpentineuses

Ces brèches ont été prélevées au pied des falaises CY 9-1 : le ciment de cette brèche est soit une microbrèche associée à des carbonates soit exclusivement carbonaté. Aucune surface listrique n'est observée.

CY 10-4 : le ciment de cette brèche a éléments de serpentinite anguleux et taille centimétrique est un carbonate blanc. Il englobe les éléments de serpentinite et soude le tout par coalescence.

CY 12.5 : brèche de serpentinite encroutée et en décomposition. La serpentinite est déformée et recouverte de talc. L'altération est forte.

CY 11-3 : les éléments de cette serpentinite sont de petite taille (< 2 cm) ; le ciment est détritique.

En l'absence de surface listrique sur les échantillons, ces brèches de serpentinites sont interprétées comme sédimentaires. Elles résulteraient de la cimentation des blocs éboulés au pied des falaises et/ou dans les cuvettes. La ressemblance de ces brèches de pente avec les brèches sédimentaires rencontrées dans les massifs ophiolitiques de Turquie est grande. (A. Nicolas communication personnelle).

Echantillon	Profondeur m.	Description et Interpretation des Serpentinites. (d'après A. Nicolas communication personnelle)
PL 1-1	35 - 40	Spinelles en "Feuilles de Houx" dans les Orthopyroxènes. Déformation non négligeable Linéation dans les Spinelles à N 160°. Ancienne Harzburgite. Origine mantallique
PL 1-2	35 - 40	Spinelles en "Feuilles de Houx" dans les Orthopyroxènes. Orthopyroxènes bien alignés. Foliation bien marquée. Foliation bien marquée. Déformation assez forte. Ancienne Harzburgite. Origine mantallique.
PI 1-3 PI 1-4 PI 1-5	35 - 40	Orthopyroxènes bien alignés. Spinelles vermiculés, qui semblent sortir des Orthopyroxènes Début de fusion des Orthopyroxènes; Les températures doivent être élevées. (1300°C - 1400°C). Ceci annonce les dunités en Nouvelle-Calédonie.
PL 2-1	40	Echantillon orienté. S_1 : N 50° pendage incertain mais faible L_{sp} à N 50° horizontal. Spinelles en "Feuilles de Houx" ou arrondis dans des Orthopyroxènes. Ancienne Harzburgite
PL 3-2	40	Echantillon orienté. Mesures sur Spinelles. S_1 = N 0 40 W - L_{sp} = N 30 25 W. Spinelles en grains arrondis. Alignement des Orthopyroxènes médiocre sauf dans le plan XY.
CY 9-1 CY 10-2	2200 m 2580 m	Facies des Spinelles très différent: ronds, corrodés non associés à l'Orthopyroxènes. quelques vermicules très fines. Prisme de fusion avec recristallisation des Spinelles. Orthopyroxènes peu déformés avec des contours lobés: fusion importante
CY 10-4 CY 10-5	2250 1700	Déformation plastique assez forte dans les Orthopyroxènes allongés. Vermicules fines de Spinelles, dans les Orthopyroxènes peu orientés
CY 11-6	130 m.	Déformation plastique assez forte. glissement dans les Orthopyroxènes. Contrainte assez forte. Spinelles brun clair (et non plus rouge et noir) irréguliers en granules dans les Orthopyroxènes.
CY 11-7 CY 11-8 CY 12-3	110 m 110 m 1700 m	Forte déformation; contrainte élevée dans les Orthopyroxènes ($P > 500$ bars) Très fort pliage avec recristallisation.
CY 12-1	1740 m	Belle Websterite à 2 exobutrons: Plagioclases et Orthopyroxènes. $P < 8$ Kb
CY 12-5a	1550 m	Spinelles irréguliers plus ou moins en "Feuilles de Houx" rouge associés à l'Orthopyroxène. Pas de déformation plastique nette.

TABLEAU III

- Les serpentinites

Description :

La description des échantillons figure dans le tableau III
(description et interprétation)

Malgré la serpentinitisation très forte qui empêche une étude structurale intéressante, on peut tout de même dégager quelques remarques :

. toutes ces serpentinites dérivent d'Harzburgite à part l'échantillon CY 12-1 qui dérive d'une Websterite (il est fréquent de trouver des lentilles de Websterite dans les Harzburgites des massifs ophiolitiques).

. les Harzburgites serpentinisées présentent des signes de fusion importante et la déformation est plus marquée au sommet, ce qui indique un écoulement plastique plus important

. L'origine mantellique de ces serpentinites est démontrée (Nicolas communication personnelle)

. La surimposition d'une déformation à contrainte plus élevée suggère trois origines possibles :

- zone de subduction
- charriage
- zone de fracture

Toutefois, la déformation est modérée dans l'ensemble ainsi que les contraintes.

2°) Les dolérites

Les deux dolérites prélevées lors de la plongée CY 12-77 sur le mont Gettysburg ont une origine intrusive (Cornen communication personnelle). Cette origine est probable pour les autres dolérites draguées sur le Banc. (SU 03 DR06; CH30 DR 06)

Ces deux dolérites sont typiquement océaniques et sont l'équivalent des filons recoupant les péridolites des complexes ophiolitiques.

3°) Les Gabbros du mont Ormonde

3°) Les gabbros du mont Ormonde

Deux gabbros ont été prélevés sur le mont Ormonde.

- le premier CY 14-1 est un gabbro à diallage et à structure magmatique poecilitique non orientée. Le plagioclase et le diallage sont frais sauf en bordure où ils sont altérés au contact avec l'eau de mer ; la roche est à gros grains et on note la présence d'olivine automorphe.

- le deuxième CY 15-1 est un métagabbro à biotite, à plagioclases et clinopyroxènes.

Pritchard (communication personnelle) a étudié deux gabbros prélevés sur le flanc nord du mont Gettysburg (fig. SH 70 - SH 71).

Un de ces gabbros est mylonitisé et présente les mêmes caractéristiques que ceux dragués dans les zones de fractures et que ceux appartenant aux complexes ophiolitiques.

Une datation sur Hornblendebrune (méthode K-A) a été effectuée et donne un âge de 135Ma-140Ma (Prichard communication personnelle) et ils auraient de plus subi un événement thermique à -110 Ma (anomalie J).

4°) Le volcanisme alcalin

Ce volcanisme est représenté par des laves à cumulats. On le trouve sur le mont Ormonde et dans le col qui sépare les Monts Gettysburg et Ormonde (fig.39). Très différencié, il se présente sous la forme de :

- Basanites (CY 12-2 - GG14)
- Basaltes alcalins (CH 30 DR06;SU03 DR07)
- Néphélinites (CH 30 DR06)
- Téphrites (CH 30 DR06)
- Phonolites (SU 03 DR08 - CY 13-2 - CY 15-1 CY 15-2 - CY 15-4-)
- Trachytes (CH 30 DR06-16) et Trachyandésites (CH30 DR06-32).

Une phonolite a été daté 56 Ma-60 ma par Féraud et al (1977). Le volcanisme est à mettre en relation avec la phase tectonique compressive Crétacé supérieur Eocène qui affecte le sud du Banc de Gorringe. Une étude en cours (datation par la méthode K/A) donnerait un âge plus ancien 60 à 70 Ma. (Féraud communication personnelle). A ce volcanisme alcalin, on associe les conglomérats à éléments volcaniques et les brèche volcaniques.

L'échantillon CY 13-3 est une brèche homogénique à éléments de basalte vacuolaire et à ciment carbonaté. Dans l'échantillon CY 13-4, le ciment de teinte rousse contient de la calcite.

L'échantillon CY 13-5 est une brèche scoriacée à petits éléments (< 1 cm) bien classés en taille ; ces éléments sont soit du basalte brun non ou peu vacuolaire, soit de la trachyte.

L'échantillon CY 13-2 est un conglomérat de roches volcaniques porphyriques de teinte vert clair (Phonolite).

3) Discussion

Une nouvelle coupe stratigraphique peut être établie grâce aux nouvelles données recueillies lors de la campagne CYAGOR (tableau IV).

Après le dépôt des séries anciennes dans les plaines abyssales et du Crétacé inférieur-moyen sur le banc, la sédimentation se poursuit fort probablement au crétacé supérieur et au Paléocène. On note l'absence de sédimentation Eocène et Oligocène. Dans la région, de tels hiatus existent :

- site 135 leg XIV hiatus Eocène supérieur - Oligocène inférieur (Hayes et al. 1972)

- site 136 leg XIV hiatus santonien - Miocène inférieur (Hayes et al. 1972)
Les sédiments se déposent au Miocène inférieur sous une forte épaisseur d'eau (mais au-dessus du niveau de la profondeur de compensation des carbonates) tandis qu'au Miocène supérieur les sédiments sont néritiques (dépôt sous une faible tranche d'eau). Il y a donc surrection du Banc qu miocène moyen. C'est à cette époque que se dénude le versant Nord du Banc (figure 25). Depuis le Miocène supérieur, la sédimentation est continue jusqu'à l'actuel.

Trois grands ensembles de roches sont distingués :

- un ensemble de serpentinites et les brèches associées
- un ensemble Gabbro-dolérite-basalte
- un ensemble de laves alcalines et les brèches et conglomérat associés.

C) CONCLUSION

Avant d'étudier la structure du Banc de Gorringe, on peut déjà dégager les principaux renseignements obtenus lors de la campagne CYAGOR.

1) Le Mont Gettysburg

Une synthèse est présentée sous la forme d'une carte et d'une coupe géologique (figures 61 et 62)

Le versant Nord Ouest est interprété de la façon suivante :

- Le Mont Gettysburg est formé par un ensemble de serpentinites dérivant d'harzburgite (à l'exception d'un échantillon CY 12-1 dérivant d'une Websterite) et rubannées ; le rubanement est constant de -3000 m au sommet, plongeant faiblement ($\ll 20^\circ$) vers l'Est. Un système de fractures NNW-SSE à NNE-SSW, bien marqué dans la morphologie sous la forme de falaises hâchent ces serpentinites. Les brèches de serpentinites forment des abrupts et sont considérées comme sédimentaires. Sur les serpentinites reposent sans discordance des marnes barrémo-apitiennes. Les éboulements sont nombreux et paraissent récents (éboulis non recouverts de vase), mais en l'absence d'observations de néotectonique, il n'est pas possible d'affirmer leur origine (éboulements causés par des phénomènes tectoniques actuels, ou par des phénomènes gravitaires facilités par la forte altération et la fissuration des serpentinites).

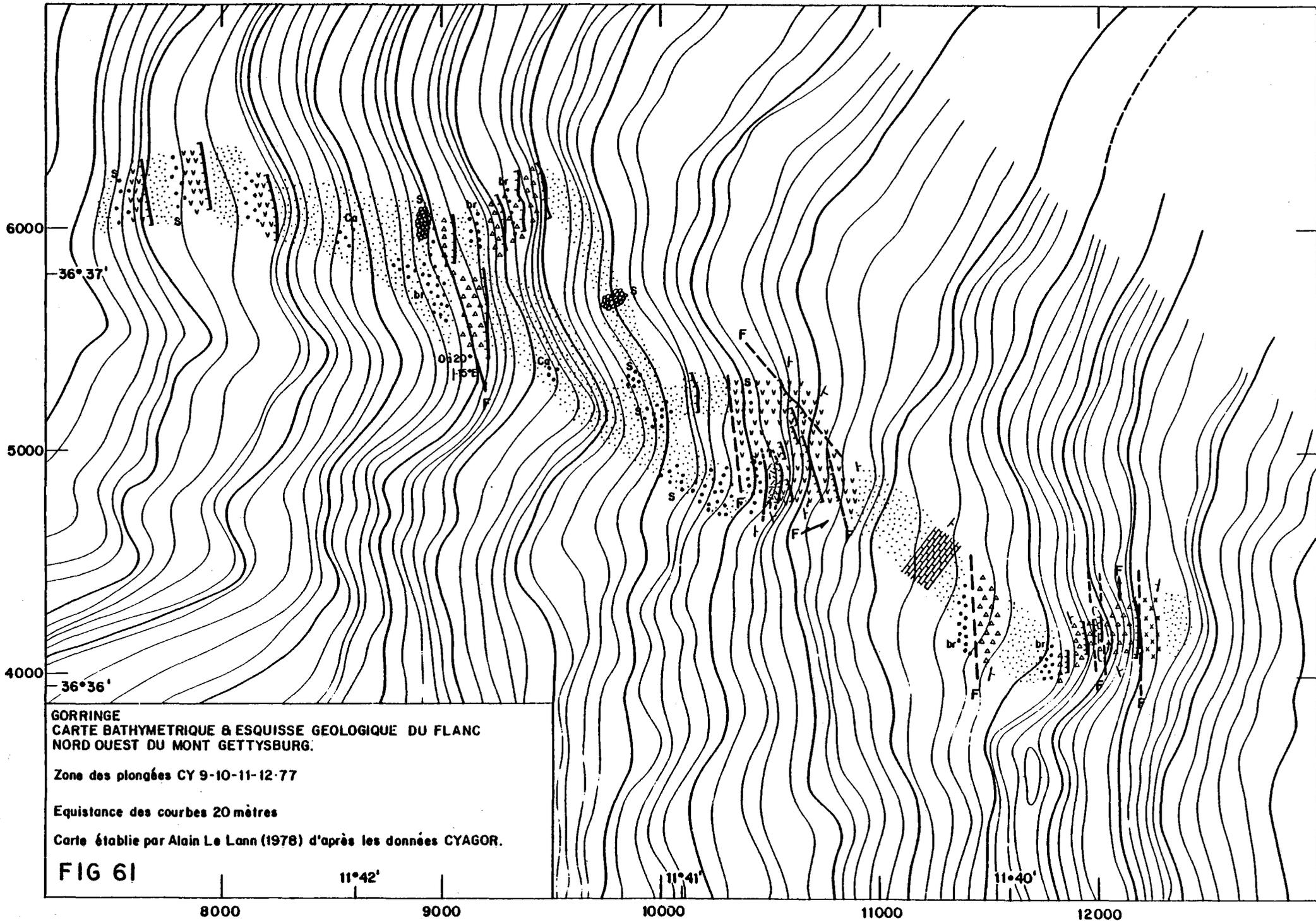
La sédimentation Cénozoïque est bien représentée par les calcaires du Miocène supérieur. Deux sortes de couverture récentes sont distinctes :

RECAPITULATION

Séries	Age M.g	Affileurement - Coupe Stratigraphique	Réflecteur Sismique	OBSERVATIONS
Holocène		·		Surcraiection du Banc de Goringe et des reliefs voisins Passage Sédimentation sous une forte tranche d'eau / Sédimentation néritique. Mise en place des "Nappes" lors de la phase de compression
Pleistocène	1.8			
Pliocène	3.5			
Miocène Sup	5.0			
Miocène inf	12.0		~ Discordance Miocène	
Oligocène	22.0			
Eocène	35.0		~ Discordance Eocène (Lutétien)	
Paléocène	55.0	· Contamination		Mise en place du volcanisme alcalin sur le mont Ormonde. Phase de compression. 76 Ma - Volcanisme alcalin de Tronchique Portugal 70 Ma - 80 Ma Phase de formation des gabbros (1) 100-110 Ma Événement thermique dans les gabbros (1) Dorsale anormale: J
Cretacé Sup	65.0			
Aptien	110.0	·		
Bazemien	120.0			
Cretacé inf.	140.0		~ Discordance Cimmerienne récente	135 Ma - 140 Ma Age le plus ancien des gabbros (1) Formation ou mise en place tectonique?
Jurassique	195.0			Séries anciennes à évaporites probablement ante liaisiques dans les plaines abyssales.
Trias			↓? ↓? ↓?	
Permien	230.0		↓? ↓? ↓?	
Carbonifère	280		↓? ↓? ↓?	
			Soile	······ Echantillons prélevés (1) Pritchard communication personnelle.

1 227

TABLEAU IV



**GORRINGE
 CARTE BATHYMETRIQUE & ESQUISSE GEOLOGIQUE DU FLANC
 NORD OUEST DU MONT GETTYSBURG.**

Zone des plongées CY 9-10-11-12-77

Equistance des courbes 20 mètres

Carte établie par Alain Le Lann (1978) d'après les données CYAGOR.

FIG 61

CYAGOR
plongées CY 9-10-11-12-77
coupe géologique synthétique du M^t GETTYSBURG

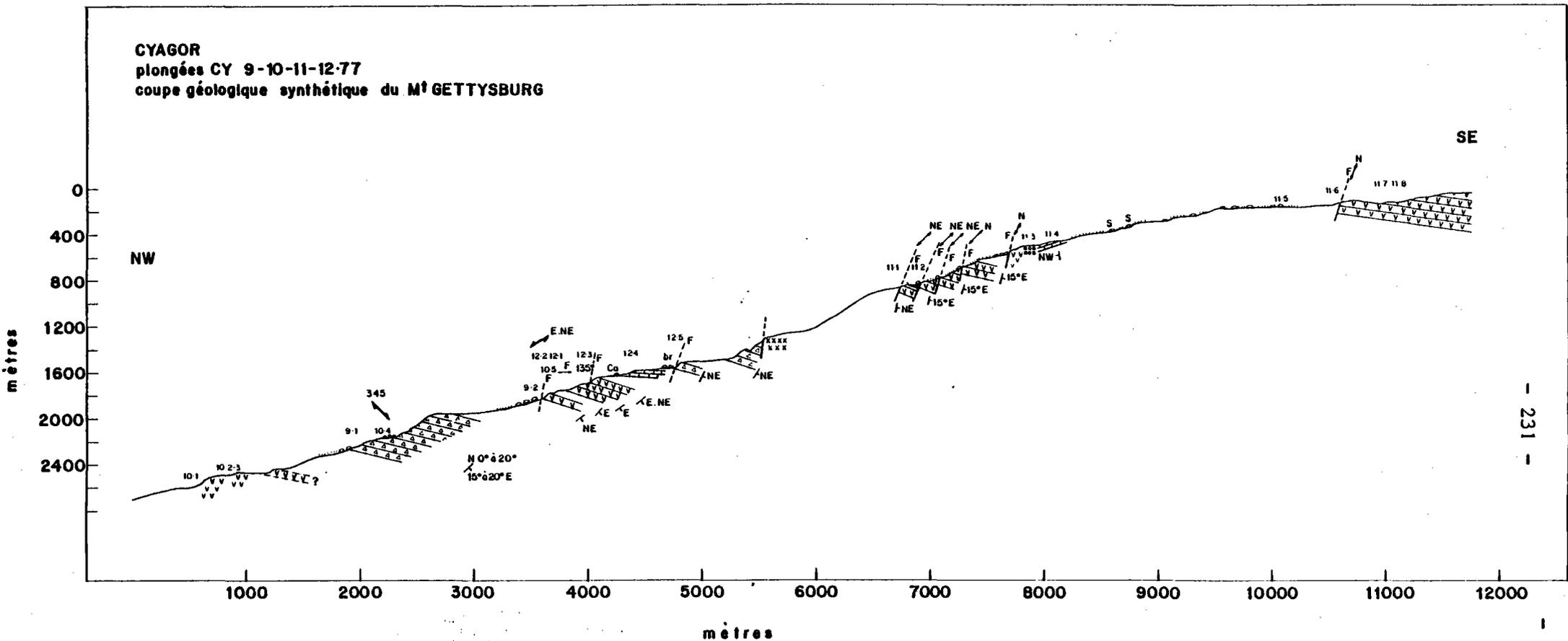


FIG 62

. une vase pélagique à foraminifères (-3000 m à -1000 m) ; les bioturbations y sont nombreuses (pistes de mollusques, chenaux créés par les crabes, terriers).

. un sable coquillier de plus en plus riche en débris remplace la vase pélagique à partir de -1000 m. Il devient de plus en plus riche en débris d'organismes et en graviers de serpentinites vers le sommet.

L'étude des serpentinites (A. Nicolas 1979) nous montre leur origine mantellique : c'est le point principal.

Le Mont Gettysburg pourrait représenter une partie du manteau supérieur.

2) Le Mont Ormonde

Une synthèse est présentée sous la forme d'une carte et d'une coupe géologique (figures 63 et 64)

Schématiquement, le Mont Ormonde est interprété de la façon suivante :

- jusqu'à -1200 m s'étend un glacis envasé interrompu par quelques escarpements de calcaire néogène et pléistocène et de conglomérats à éléments volcaniques. Une puissante assise de brèches volcaniques ressort à -1000 m.
- De -800 m à -450 m s'élèvent de puissantes falaises de Gabbro à diaclage et à structure irrégulière. Leur débit régulier semble tectonique avec un pendage ENE 20°. Des filons de dolérites s'insérant dans ces gabbros deviennent de plus en plus nombreux avec une orientation constante (NS pendage E 70°)

Vers -450 m leur abondance est telle que l'on parle de complexe filonien. C'est vers ce niveau qu'apparaît une roche à grains fins et de teinte verdâtre qui pourrait être un basalte altéré. On trouve à ce niveau des pillows lavas apparemment basaltiques. Les laves alcalines et les brèches forment le sommet du mont.

Le point essentiel que l'on peut retenir est l'appartenance de la série gabbro-dolérite-basalte à la série océanique de Gavasci

et al. (1975).

La succession gabbro-dolérite-basalte représenterait une portion de coupe de la croûte océanique.

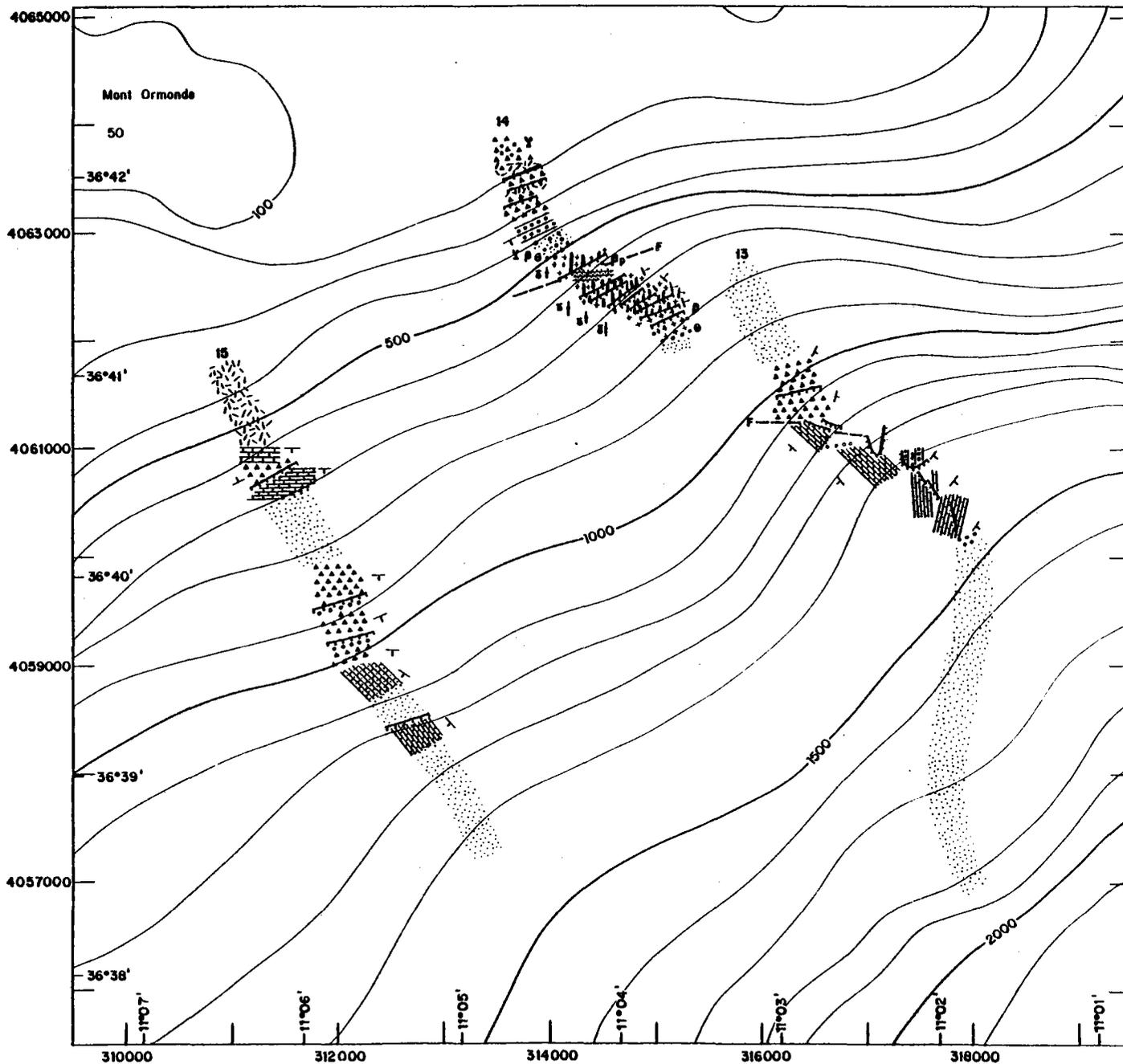


FIG 63

CARTE BATHYMETRIQUE & ESQUISSE GEOLOGIQUE DU FLANC SUD DU MONT ORMONDE.

Equidistance des courbes 100mètres
 Carte établie par Alain Le Lann (1978) d'après les données CYAGOR.

CYAGOR
 plongées CY 13-14-15-77
 coupe géologique synthétique du M^tORMONDE

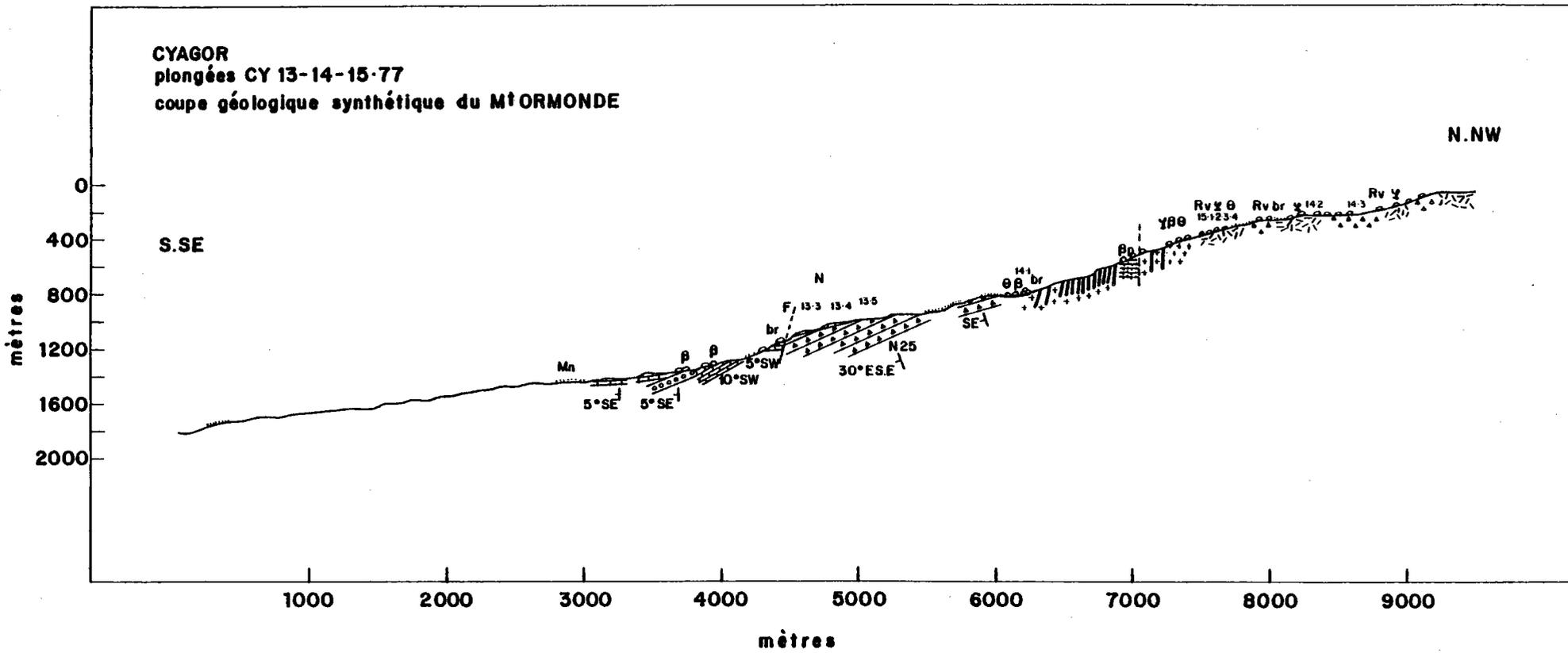


FIG 64

IV - INTERPRETATION STRUCTURALE DU BANC DE GORRINGE

A) STRUCTURE DU BANC DE GORRINGE

- La répartition des faciès lithologiques confirme la subdivision du Banc de Gorringe en deux zones (figure 39) :

- . Le mont Gettysburg sur lequel seules les serpentinites ont été prélevées
- . Le mont Ormonde sur lequel deux séries ont été prélevées :
 - une série gabbroïque
 - une série de laves alcalines

Il est important de noter qu'au nord de Gettysburg à -3500 m et 2500 m deux dragages (SH 70 et SH 71) ont ramené des gabbros mylonitisés et des serpentinites. Au sud du Mont Ormonde, un dragage (SH154) à -2750 m a ramené un échantillon de serpentinite (figure 39).

- L'étude des profils de sismique réflexion a permis de définir les grandes directions structurales et d'établir des coupes schématiques du Banc. Il est regrettable que seul le mont Gettysburg soit bien étudié. Sur le mont Ormonde, il n'existe qu'un seul profil utilisable (G11).

L'asymétrie du mont Gettysburg est confirmée (figure 24- 25) : le socle affleure sur la pente abrupte du flanc nord. Sur le mont Ormonde, le flanc sud devrait présenter une épaisseur de sédiments moindre. Uchupi et al. (1976) ont publié un profil sismique interprété passant légèrement à l'ouest du mont Ormonde, montrant une série sédimentaire relativement épaisse sur le flanc sud. Quatre grands réseaux de fractures existent sur le banc (figure 65) :

- NE SW - C'est un réseau de grandes fractures (direction tardihercynienne) encadrant le banc au sud et au nord (fig. 24 - 25). On note (carte structurale fig. 33) que c'est un système de fractures de ce type qui passe probablement dans le goulet de la plaine abyssale du Fer à cheval et délimite la face Nord du Mont Ampère.

- NNW-SSE à NNE-SSW - L'Ouest du mont Gettysburg est marqué par un réseau de fractures NNW-SSE. Par exemple, on remarque que l'avancée des isobathes -2000 m -1000 m et - 500 m est limitée par un réseau de failles de cette direction (figure 48 et 28). Ces fractures ont été observées dans les zones de plongées sur le mont Gettysburg avec une tendance NS.

A l'Est du mont Ormonde on retrouve cette direction de fractures qui limitent le Banc (figure 66 G11).

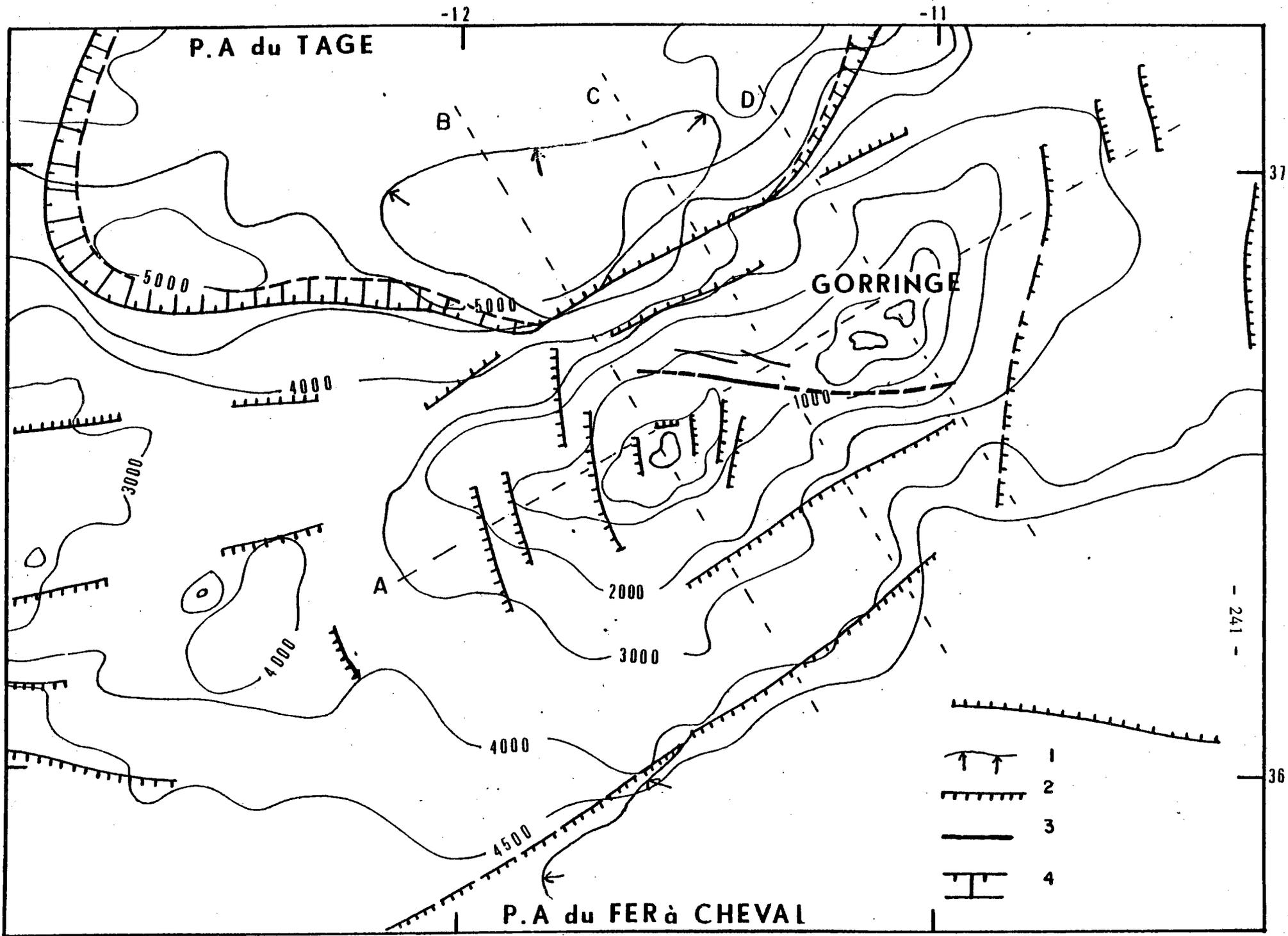
Limitant les affleurements de serpentinites à l'est du mont Gettysburg, ces failles sont orientées selon une direction NNE SSW (figure 65).

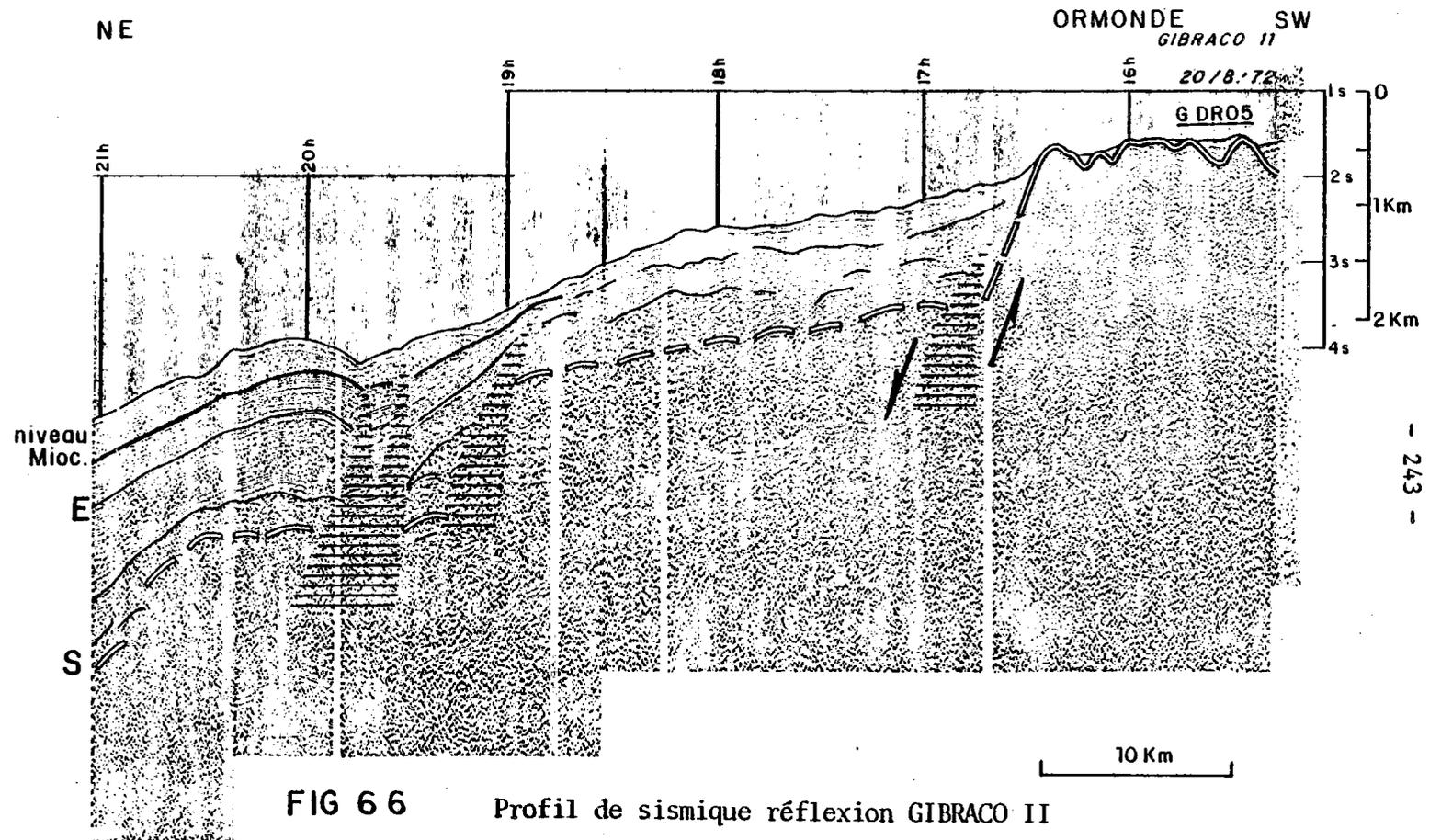
- WNW-ESE - Peu nette sur le profil N10 (figure 25). Cette fracturation a été mise en évidence sur les profils de sismique Sparker. Une série de petites failles sont visibles dans le col entre les deux monts. Cette direction est sans doute de même type que le linéament EW apparaissant dans la morphologie sur le versant sud du mont Ormonde (fig 4). Cette série de petites fractures, associée au linéament EW et le fait de trouver des serpentinites au Sud du mont Ormonde et des gabbros associés aux serpentinites sur le flanc nord du mont Gettysburg, nous conduit à placer une importante fracture de direction ESE WNW dans le col (fig. 65).

En résumé, le banc de Gorringer est constitué de deux monts : le mont Gettysburg formé de serpentinites et le mont Ormonde formé de gabbros, dolérites et basaltes recouverts par des laves alcalines.

Il est encadré par un réseau de fractures de direction N55° et les versant occidentaux et orientaux sont délimités par des fractures de direction NNE-SSW à NNW-SSE. Une importante fracturation de direction N 90° à N110° a été mise en évidence dans le col entre les deux monts.

Fig. 65- Carte structurale du Banc de Gorringe.





B) INTERPRETATION DU BANC DE GORRINGE

Sur le mont Gettysburg, les serpentinites présentent un rubanement régulier depuis -2500 m jusqu'au sommet : NO 20° E. La foliation est plus ou moins marquée, mais nette ; au sommet, imprimée par un écoulement plastique à haute température, elle présente un plan orienté N45° à pendage SE. La linéation des spinelles paraît orientée N40 ±10°. Un réseau de fractures NNW-SSE à NNE-SSW hâchent ces serpentinites. A l'est, les gabbros du mont Ormonde possèdent un débit qui semble tectonique et régulier à pendage E à NE 20°. Les filons de dolérites subverticaux sont orientés NS. La tectonique cassante ne paraît pas très importante.

Dans le col, il a été mis en évidence une fracturation importante ESE-WNW séparant le Banc de Gorringe en deux blocs.

On peut donc admettre que le mont Gettysburg représente une portion de manteau supérieur (Harzburgite serpentinisée) et que le mont Ormonde présente une coupe de la croûte océanique (gabbro-dolérite - basalte). Le rubanement dans les serpentinites, et le débit tectonique des gabbros plongent vers l'ENE de 20° environ. Le Banc de Gorringe représenterait donc un panneau de la lithosphère océanique, Gettysburg représentant la partie supérieure du manteau et Ormonde la croûte océanique, soulevée et basculée vers le NE de 20° environ.

Plusieurs coupes schématiques permettent de visualiser cette interprétation (figure 65 pour la localisation). Une coupe A orientée W-NE passant par les deux monts montre (figure 67) :

- le mont Gettysburg formé de serpentinites rubannées, plongeant vers le NE
- le passage serpentinites-gabbro dans le col
- le mont Ormonde formé de gabbro et de basalte, plongeant aussi vers le NE et recouvert par le volcanisme alcalin.

Trois coupes perpendiculaires à l'allongement ont été établies :

. la coupe B passant par le mont Gettysburg (figure 68) montre les serpentinites et les failles encadrant le Banc.

. une deuxième coupe C passant dans le col (figure 69) montre le passage serpentinites gabbros

. une troisième coupe D passant sur le mont Ormonde (figure 70) montre la relation entre la croûte océanique et le volcanisme alcalin.

La zone de passage croûte océanique des plaines abyssales - Banc de Gorringe n'est pas indiquée sur ces coupes, car il n'est pas possible actuellement de savoir comment il s'effectue. Les seules structures mises en évidence sont les failles orientées NESW bordant les flancs du Banc.

Une difficulté que représente un tel modèle est liée au fait que le basculement se serait fait suivant l'axe du plus grand allongement du massif. Une tentative d'explication a été faite en liant le basculement à la mise en place d'une dorsale très développée à l'anomalie J (110 - 115 Ma) (CYAGOR 1978 - 1979). Le problème de la mise en place d'une telle structure et de son origine se posent donc.

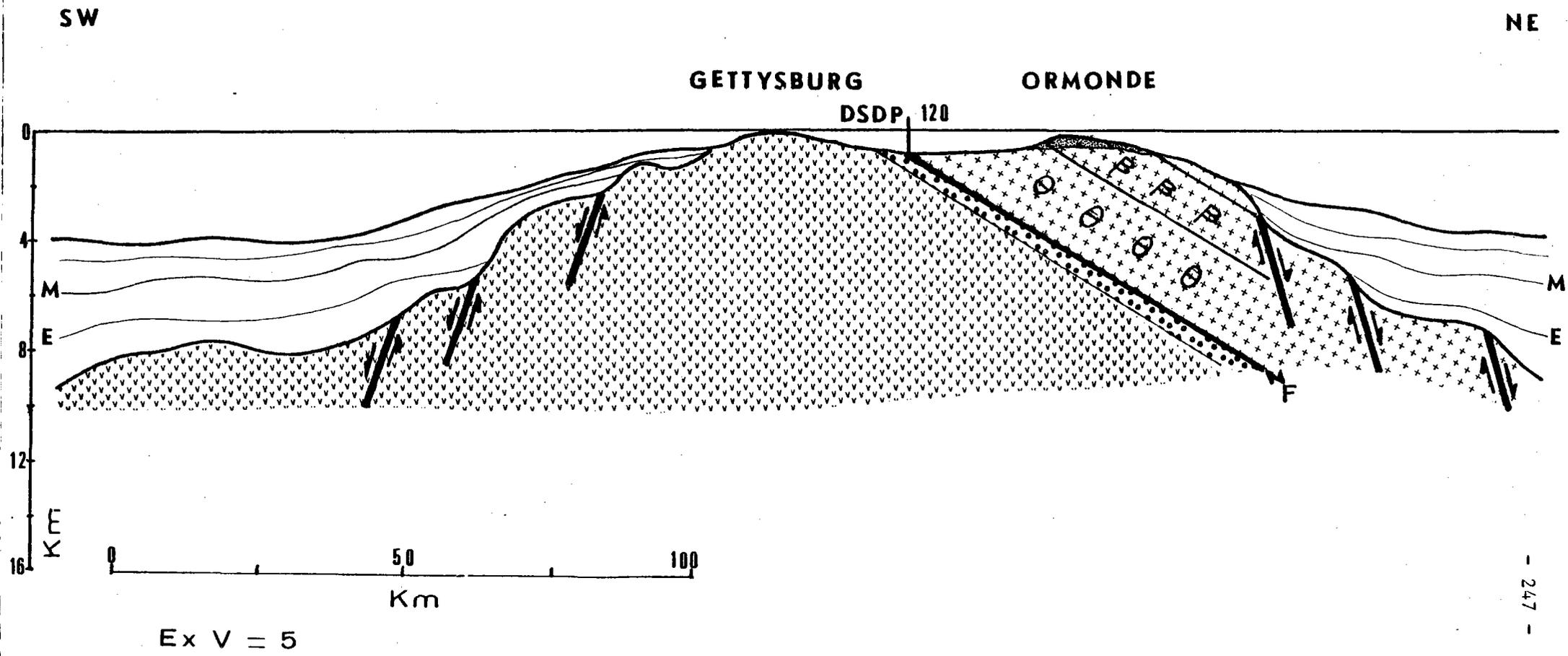


Fig.67 - Coupe longitudinale interprétative du Banc de Goringe. A

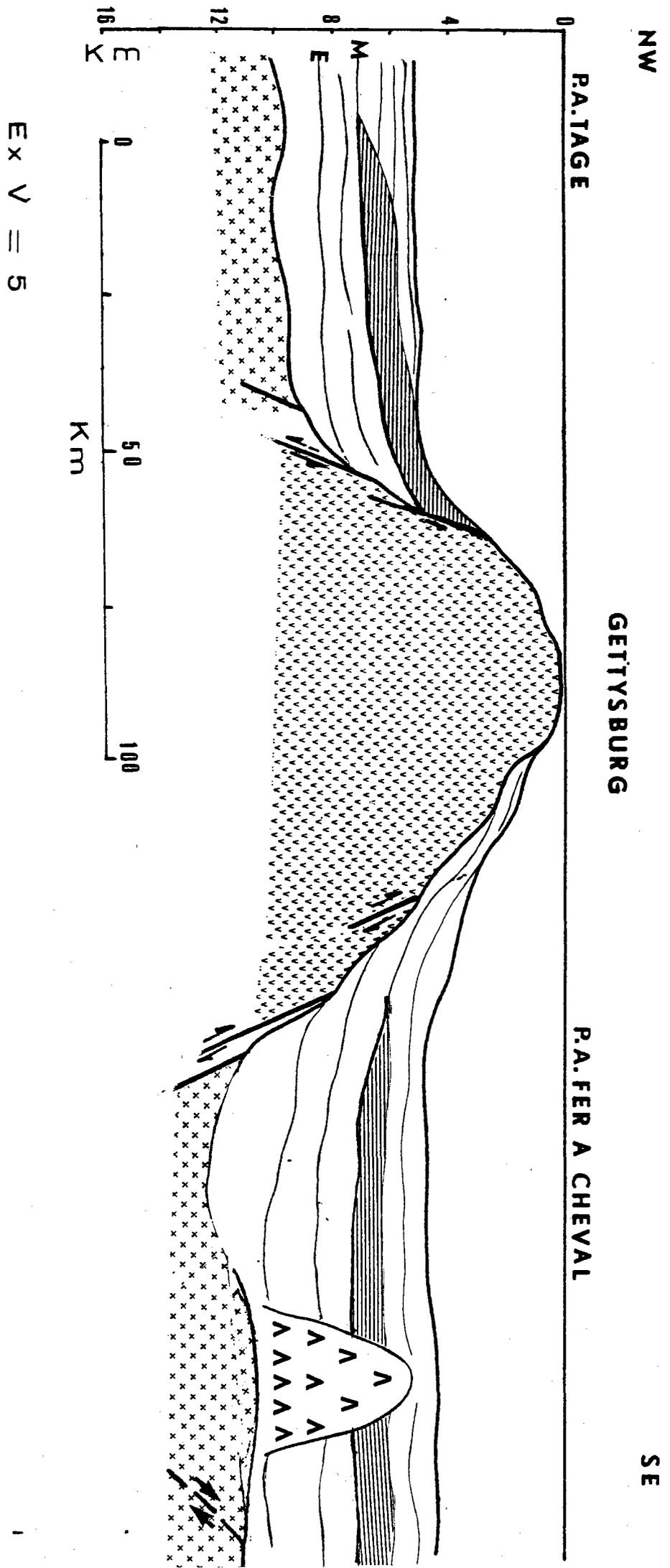
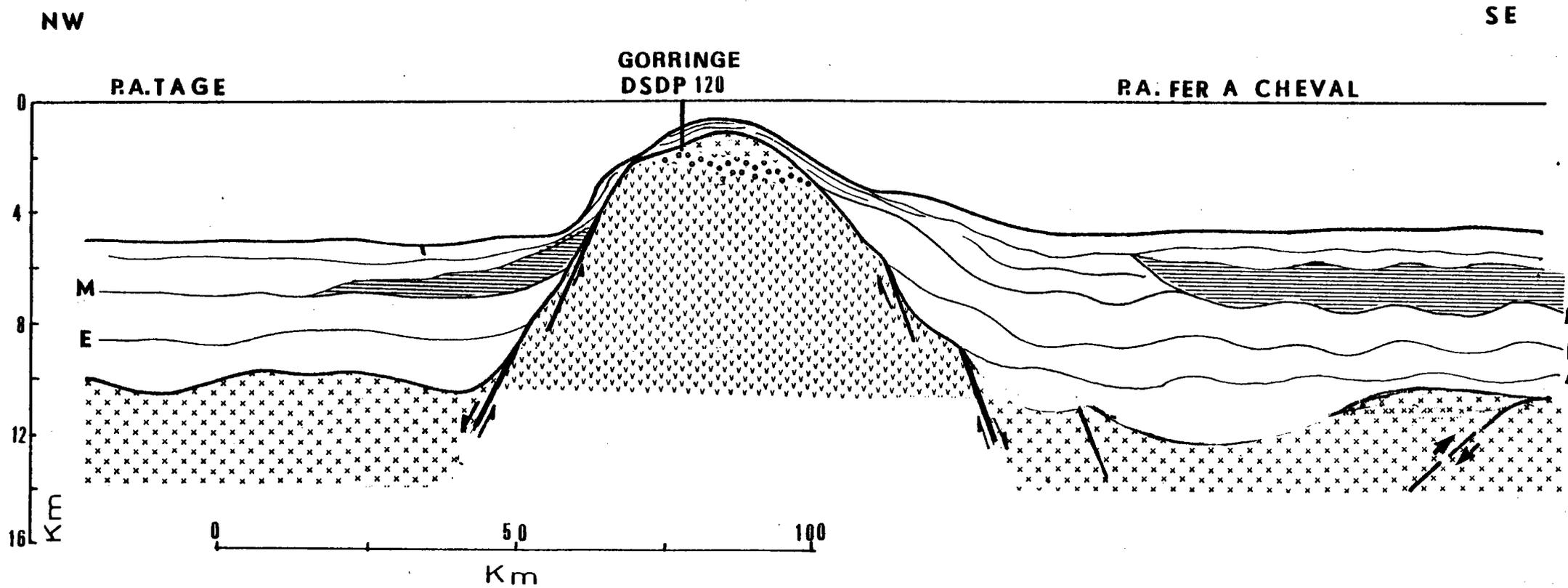
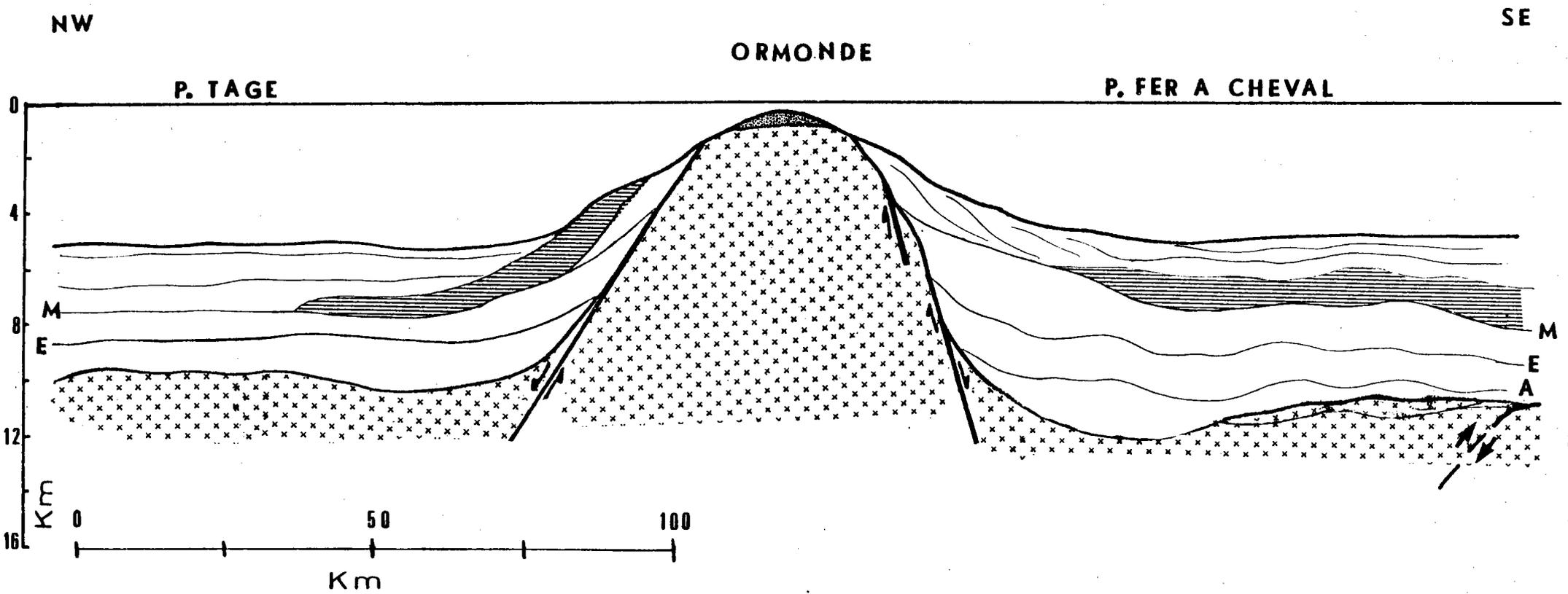


Fig. 68 - Coupe transversale du Mont Gettysburg. B.



Ex V = 5

Fig.69 - Coupe transversale du Banc de Gorrings passant par le col. C.



Ex V = 5

Fig.70 - Coupe transversale du Mont Ormonde. D.

V - DISCUSSION : GORRINGE - ZONE DE FRACTURE - COMPLEXE OPHIOLITIQUE

A) GORRINGE ET ZONE DE FRACTURES

1) Rappel des hypothèses

Plusieurs interprétations de mise en place du Banc de Gorringe ont déjà été proposées.

Pour Le Pichon et al. (1970) un premier épisode de compression probablement Miocène affecte le Banc, provoquant un chevauchement de la plaque Europe par la plaque Afrique. Un changement ultérieur de la polarité de la subduction fait que la tendance est au chevauchement de la plaque Afrique par la plaque Europe -Ryan et al. (1973) ont repris l'essentiel de cette interprétation. Purdy (1975) propose que les deux chevauchements soient concomitants et que l'Afrique chevauche et sous charrie en même temps l'Europe (fig. 71), ce qui entraînerait donc un découplage dans la croûte océanique.

Mais outre les difficultés mécaniques inhérentes au modèle de Purdy (1975) et les difficultés (sur la base des données gravimétriques) d'introduire dans les modélisations du banc une asymétrie fondamentale qui puisse rendre compte d'un chevauchement de deux croûtes ou de deux portions de croûte, ces interprétations ne tiennent pas compte de l'évolution géodynamique de la zone.

2) Evolution cinématique de la région

Sur la reconstitution proposée (Olivet 1978 fig. 72), on note la présence dans la région étudiée, de bassins qui correspondent aux bassins à séries anciennes. La reconstitution au Kimméridgien (fig. 73) suggère un changement d'orientation dans le mouvement Afrique-Amérique du Nord.

Dans la zone, il est marqué par la direction de l'alignement Joséphine-Hirondelle- Gorringe. Il pourrait correspondre à la reprise de l'activité du rift entre l'Ibérie et le système encore soudé Amérique du Nord-Europe.

On remarque (fig. 73) que la ride Ampère Cora Pach appartient à la plaque Afrique, tandis que Gorringe appartient à la plaque Europe.

Au crétacé moyen, se met en place une dorsale très développée qui coïncide avec l'anomalie magnétique J. A partir de ce moment là, l'ouverture océanique se propage entre l'Ibérie et Terre Neuve, c'est-à-dire que l'Ibérie s'éloigne de l'Amérique du Nord avec approximativement la même vitesse que l'Afrique. On remarque (fig. 74) que dès le Crétacé moyen, la ride Ampère Eoral Patch se trouve dans une position très proche de la position actuelle.

Après le grand mouvement de décrochement senestres de l'Ibérie par rapport à l'Europe et la création du Golfe de Gascogne, les mouvements Afrique-Ibérie sont essentiellement compressifs depuis l'anomalie 34 (85 Ma) (fig. 75).

Le système Gorringe, outre son rôle de décrochement initial (anté-Jurassique), a été repris par la suite, au cours de l'évolution de l'Atlantique Nord, soit en cisaillement, soit en compression. Les données des études cinématiques (Olivet 1978) nous apprennent que le mouvement de rapprochement Afrique-Ibérie est absorbé par un jeu cisailant au niveau de Gorringe lorsque le pôle du mouvement est situé au nord de la faille Gloria et par un jeu compressif lorsqu'il est situé au sud de la faille Gloria.

La structure actuelle de la région avec des accidents périodiquement rajeunis par une compression lente serait due à cette convergence (raccourcissement d'une centaine de km en 100 Ma).

3) Histoire géologique du Banc de Gorringe

Le Banc de Gorringe est une structure ancienne. En effet, les séries définies comme étant au moins liasiques, butent contre ces reliefs (fig. 24-25). Ces structures dès le début de l'histoire mésozoïque étaient donc des hauts fonds. Le Banc de Gorringe aurait alors limité au sud la partie la plus ancienne de la plaine du Tage, c'est-à-dire qu'il serait une structure homologue des monts Kelvin ou de la partie orientale des Canaries pour le système Amérique du Nord-Ibérie. Les distensions initiales selon les directions de fracturations tardi hercyniennes sont probablement antéliasiques et au jurassique le Banc de Gorringe, déjà haut topographique, est lié au jeu d'une faille transformante.

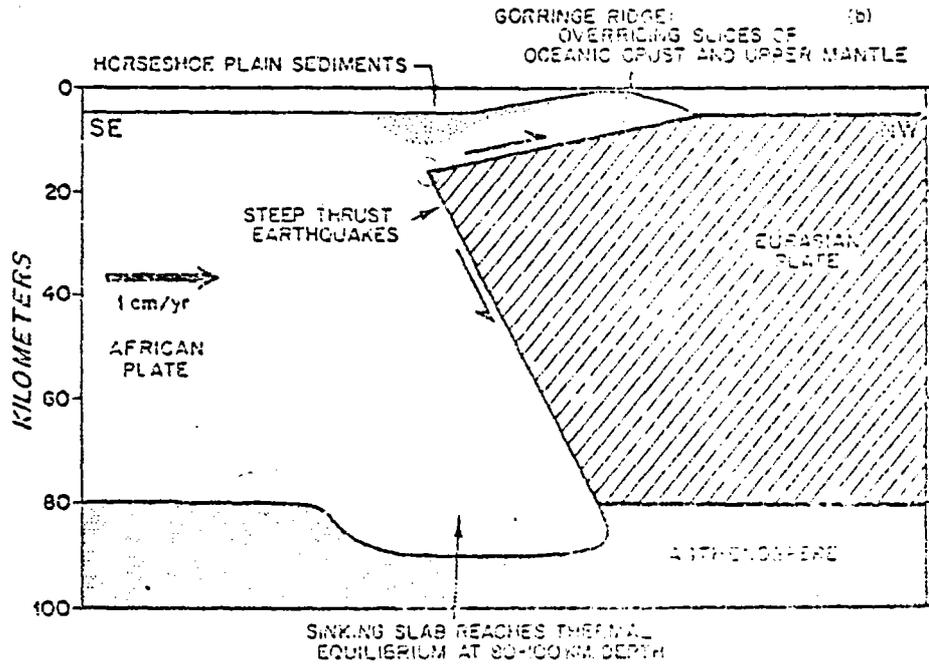


FIG 71 Modèle de formation du Banc de Gorringe (d'après Purdy 1975)

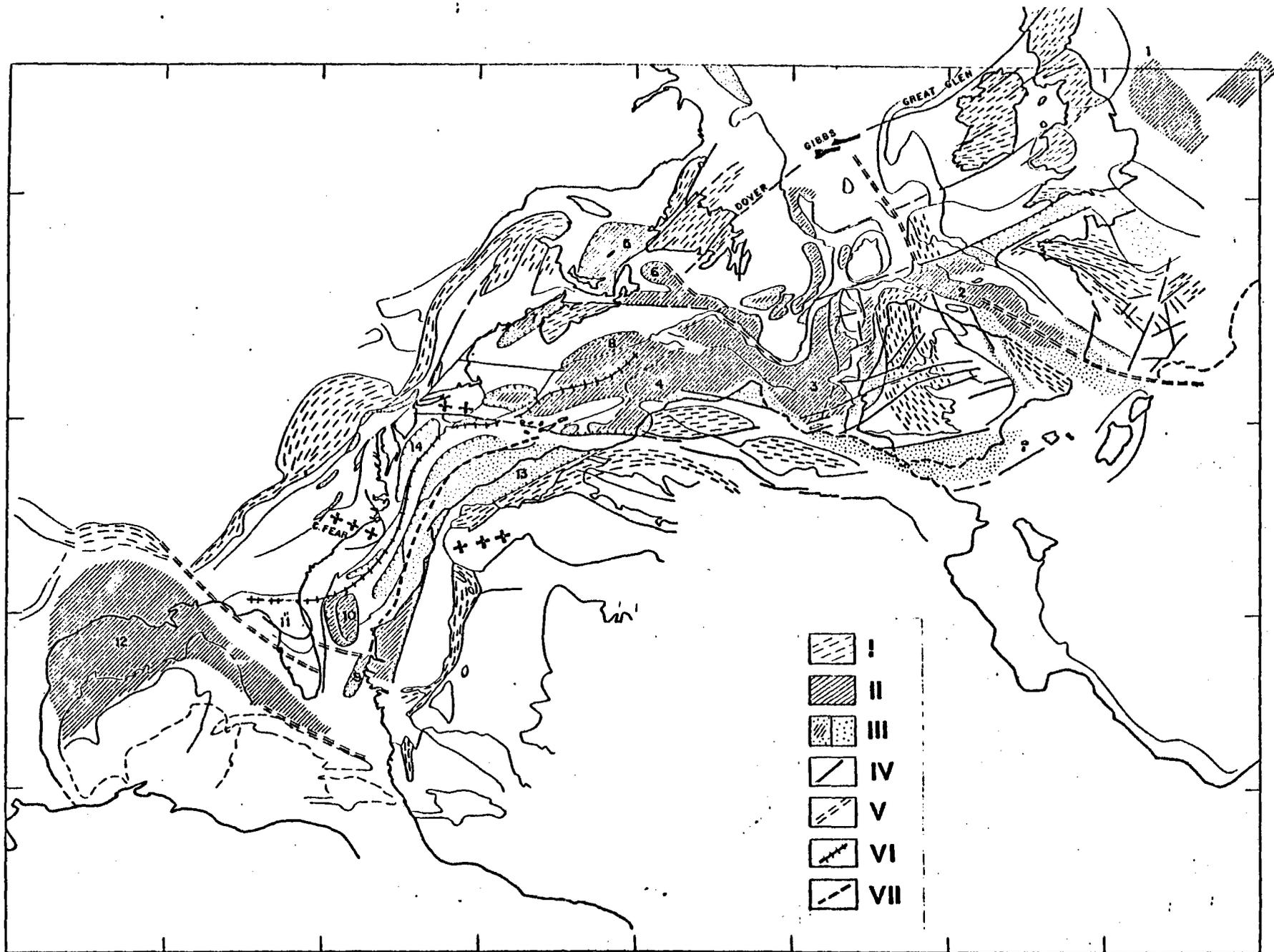


FIG 72 Fit initial de l'Atlantique Nord (d'après Olivet 1978)

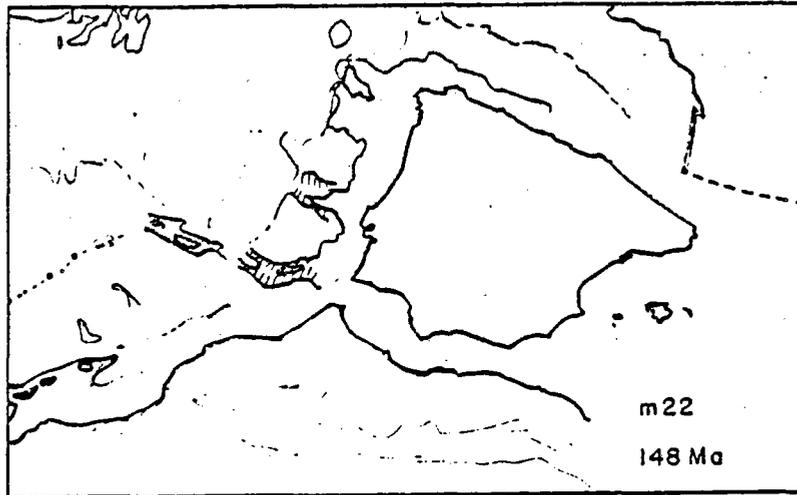


FIG 73

Reconstitution à l'anomalie M22 (d'après Olivet 1978)

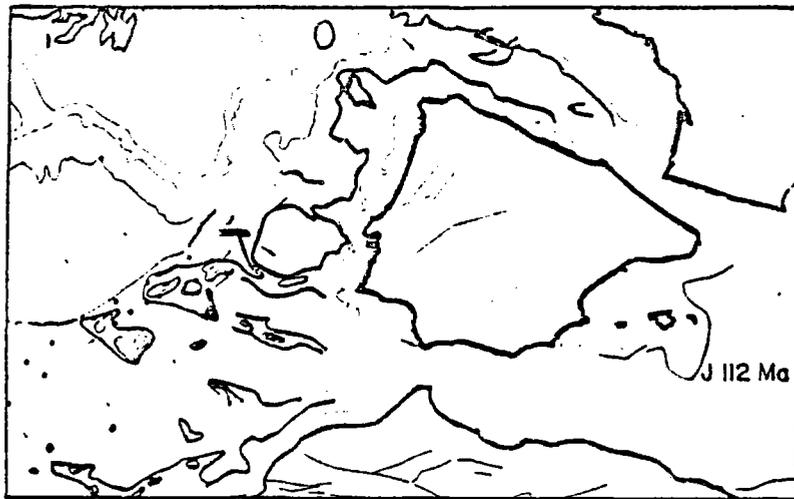


FIG 74

Reconstitution à l'anomalie J (d'après Olivet 1978)

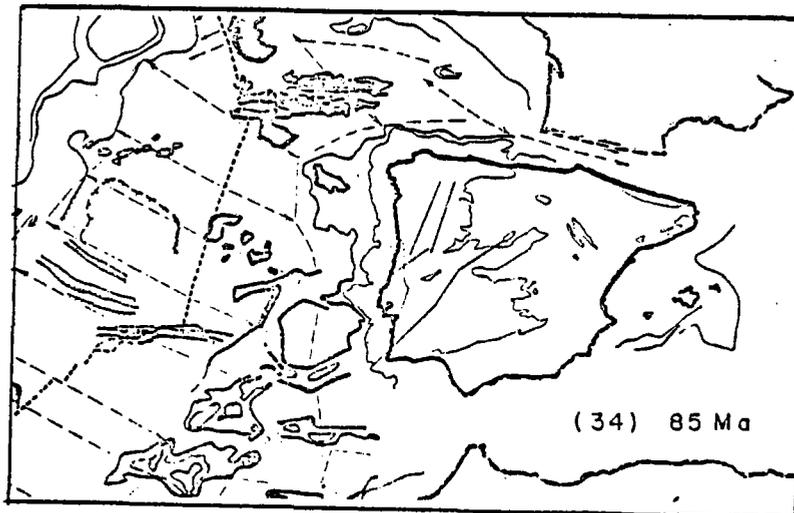


FIG 75

Reconstitution à l'anomalie An 33 (d'après Olivet 1978)

Grâce aux mesures de direction de la linéation dans les serpentinites effectuées sur le sommet du mont Gettysburg, on peut essayer de déterminer qu'elle était la direction de l'axe d'expansion. En effet, cette direction de linéation, c'est-à-dire, la direction d'écoulement dans le manteau, serait perpendiculaire à la direction de l'axe d'expansion (Juteau etal., 1976).

Dans les deux échantillons orientés, prélevés sur le sommet, la linéation est orientée $N 40^{\circ} \pm 10$. De plus, les filons doléritiques recoupant les gabbros sur le mont Ormonde sont orientés NS et seraient parallèles à l'axe d'expansion. Lors de la mise en place de la croûte océanique, cet axe aurait donc été orienté NW-SE à NS, ce qui est en bon accord avec les hypothèses émises quant aux directions d'extension initiale (par exemple Olivet 1978). Mais bien sûr, deux mesures de linéation ne suffisent pas pour définir une direction moyenne de l'axe d'expansion.

A partir du Kimméridgien et jusqu'au Crétacé moyen (anomalie J) un changement de direction de l'axe est marqué par l'alignement Joséphine-Hirondelle-Gorringe, équivalent de la ride transverse de certaines failles transformantes. La direction de l'axe serait alors NE-SW. Le Banc de Gorringe bascule vers le NE lors de la mise en place de la dorsale très développée (atteignant probablement le niveau de la mer comme l'ont montré les études sur son symétrique américain, par exemple forage 384 du DSDP). Dans cette interprétation, les datations obtenues sur les gabbros par Pritchard (135 Ma 140 Ma) ne correspondraient pas à leur mise en place, mais à un évènement thermique lié au basculement et oblitérant les évènements antérieurs.

L'existence des marnes barrémo-aptiennes reposant directement sur les serpentinites, sur les gabbros et les basaltes, prouve que dès cette époque, les serpentinites et la croûte océanique affleuraient. Le problème de la profondeur d'eau reste toujours posé, car ces marnes se sont déposées au-dessous de la lysocline, mais au même moment, la ride Tore Madère était probablement très élevée. On peut donc penser que le niveau de compensation des carbonates était à ce moment situé à une profondeur moindre qu'à l'actuel. La formation du col et du mont Ormonde doit aussi dater de cette époque ; on peut penser que la fracturation EW à WNW-ESE visible dans le col entre les deux monts est responsable de sa formation. Au Crétacé supérieur-Eocène, une première phase tectonique

compressive (Olivet etal 1976) provoque un rajeunissement de Gorringe et des autres hauts fonds de la région. Cette phase est difficilement discernable sur le Banc de Gorringe, car ses effets ont été oblitérés par une seconde phase intramiocène. C'est durant cette phase Crétacé supérieur-Eocène que se met en place une partie du volcanisme alcalin sur le mont Ormonde (Féraud etal.1977).

Au Miocène moyen (Serravalien moyen-Tortonien), une seconde phase de tectonique compressive est mise en évidence par Ryan etal. (1973) et Olivet etal. (1976). Cette phase s'accompagne d'une forte surrection du Banc : en effet, on note dans le forage 120 JOIDES, une variation de faciès entre les sédiments langhiens déposés sous une forte épaisseur d'eau et les sédiments serravaliens néritiques. De plus, sur des profils de sismiques réflexion une terrasse à -500 m (figures 11 et 12) tout autour du mont Gettysburg a été mise en évidence. Entaillée dans les serpentinites ou recouverte au sud par 250 m à 300 m de sédiments, elle est interprétée comme le résultat d'une abrasion marine au Miocène moyen (Auzende etal.1979 , Pastouret etal, en préparation). Le sommet du mont Gettysburg aurait été élevé jusqu'au niveau + 350 m à + 450 m. Cette phase tectonique s'accompagne d'une flexure généralisée des horizons sédimentaires autour des reliefs (carte structurale figure 33). C'est à cette époque que se met en place la "nappe" à l'ouest de Gibraltar et que le flanc nord du Banc de Gorringe se dénude (Bonnin etal.1975).

Depuis le Miocène supérieur, le Banc de Gorringe se trouve dans une zone soumise à une compression faible, ce qui pourrait expliquer la faible subsidence du Banc (350 m à 450 m en moins de 10 Ma). Les rides avoisinantes ont une évolution semblable au Banc de Gorringe :

- La ride Tore-Lisbonne : antérieurement à la limite Jurassique-Crétacé sa partie orientale marque la limite entre la future plaine abyssale du Tage au sud (domaine distendu où les séries anciennes s'étaient déposées et se déposaient) et la plaine abyssale ibérique au Nord (Zone plus complexe et moins bien comprise). A la limite Jurassique-Crétacé, au moment de la réactivation de la dorsale, la ride joue en faille transformante et décale la dorsale qui plus au Nord présente un comportement complexe (sautes probables du centre d'expansion - Bonnin 1978).

- La ride Ampère Coral Patch : elle appartient au système Afrique-

Amérique du Nord et elle est formée lors des phases initiales de l'ouverture de l'Atlantique central, entre le Lias (-180 Ma) et l'anomalie M22 (-150 Ma). Durant ce temps, la frontière septentrionale de l'Afrique du Nord passe sans doute au nord de ces structures, tandis que la frontière méridionale de l'Ibérie passe au sud de Gorringe. Après le Crétacé moyen, l'histoire de la ride Ampère Coral Patch est à peu près semblable à celle du Banc de Gorringe.

- La ride Tore-Madère subit les mêmes phases tectoniques compressives et c'est pourquoi, surtout après la phase Miocène, cette ride forme un haut topographique, alors que du côté Amérique du Nord, son homologue est enfoncé sous une épaisse couverture sédimentaire.

4) Comparaison Gorringe-zone de fracture

On connaît des reliefs analogues au Banc de Gorringe liés au fonctionnement de zones de fractures : c'est le cas de la fracture Gibbs dans l'Atlantique Nord (Olivet et al. 1974) dans laquelle la ride médiane s'étend sur 650 km de long et 35 km de large avec des reliefs dont l'amplitude est supérieure à 1000 Mètres. Il en est de même pour la zone de fracture de Terre Neuve (Auzende et al. 1970) qui montre une ride de plusieurs centaines de kilomètres de long, sur 40 à 50 km de marge et plusieurs kilomètres de hauteur. Dans l'Atlantique Equatorial les fractures Vema et Romanche présentent des rides transversales de morphologie tout à fait comprables (Heezen et al. 1964 a, Heezen et al. 1964 b, Van Andel et al. 1967, Van Andel et al. 1971).

Trois types de zone de fracture existent :(figure 76) Quelques fractures Pacifiques peuvent être assimilées à ce modèle A qui ne présente pas de ride transverse. Les modèles B et C sont plus communément observés (Bonatti 1978). La ride transverse, qui constitue une anomalie dans la relation âge-profondeur de la croûte est parallèle à la zone de fracture. Le sommet peut être élevé à une hauteur de un ou plusieurs kilomètres au-dessus de la croûte normale. Selon Bonatti (1978), elle est essentiellement constituée de blocs de croûte et de manteau supérieur soulevés et ne résulterait pas d'un excès de volcanisme bien que la contribution de celui-ci ne soit pas négligeable.

L'hétérogénéité lithologique de ces zones n'est plus à démontrer (Bonatti et Honorez 1976 ; Fox et al. 1976 ; Francheteau et al. 1976 ; Hekimian 1979 manuscript non publié). On y trouve des ultrabasiques (serpentinites), des gabbros, des basaltes et leurs équivalents tectonisés et métamorphisés. Pour le moment, les relations entre ces diverses unités lithologiques ne sont pas très bien connues. Pour certains, Bonatti 1976 par exemple, ces zones pourraient fournir une fenêtre sur la croûte océanique normale et le manteau supérieur (figure 77) alors que d'autres (Francheteau et al. 1976) pensent le contraire (figure 78).

Le mode de mise en place de ces rides transverses est aussi sujet à controverse. Pour certains auteurs (Bonatti et al. 1971, Thomson et Nelson 1972, Bonatti 1973, Bonatti et Honorez 1976, Bonatti et Hamlyn 1978, Bonatti 1978) il s'agit de corps diapiriques qui seraient montés à la faveur de zones de cassures dans la lithosphère océanique. Pour d'autres (Bonatti et Hamlyn 1978, Bonatti 1978) il s'agit de panneaux de croûte océanique basculés et mis à l'affleurement à la faveur de mouvements tectoniques tangentiels qui se produisent à l'intérieur même de la zone de fracture. En effet, des figures de tectonique compressive et distensive sont mises en évidence dans ces zones. Des figures de compression sont observées sur des profils de sismique réflexion dans les sédiments remplissant les vallées de la fracture Vema (Eittreim et Ewing 1975), de la Romanche (Gorrini 1977), d'Alula (Bonatti 1978). Cette compression est aussi suggérée par le haut degré de mylonitisation des roches des fractures Vema et Romanche. De même, des figures d'extension sont observées sur les profils de sismique réflexion dans la fracture Vema (Eittreim et Ewing 1975) et de la Romanche (Gorrini 1977). Cette extension est aussi suggérée par la morphologie en horst et grabben (Colette 1974) ainsi que par la présence de volcanisme alcalin.

Enfin, le mécanisme de l'anomalie thermique née au niveau de la dorsale et se propageant latéralement dans la zone de fracture, pourrait être le moteur de la surrection (Louden et Forsyth 1976).

Il semble probable que le Banc de Gorringe soit une vieille structure et qu'il ait été dès le Lias un haut topographique lié au jeu de faille transformante lors des phases initiales d'ouverture.

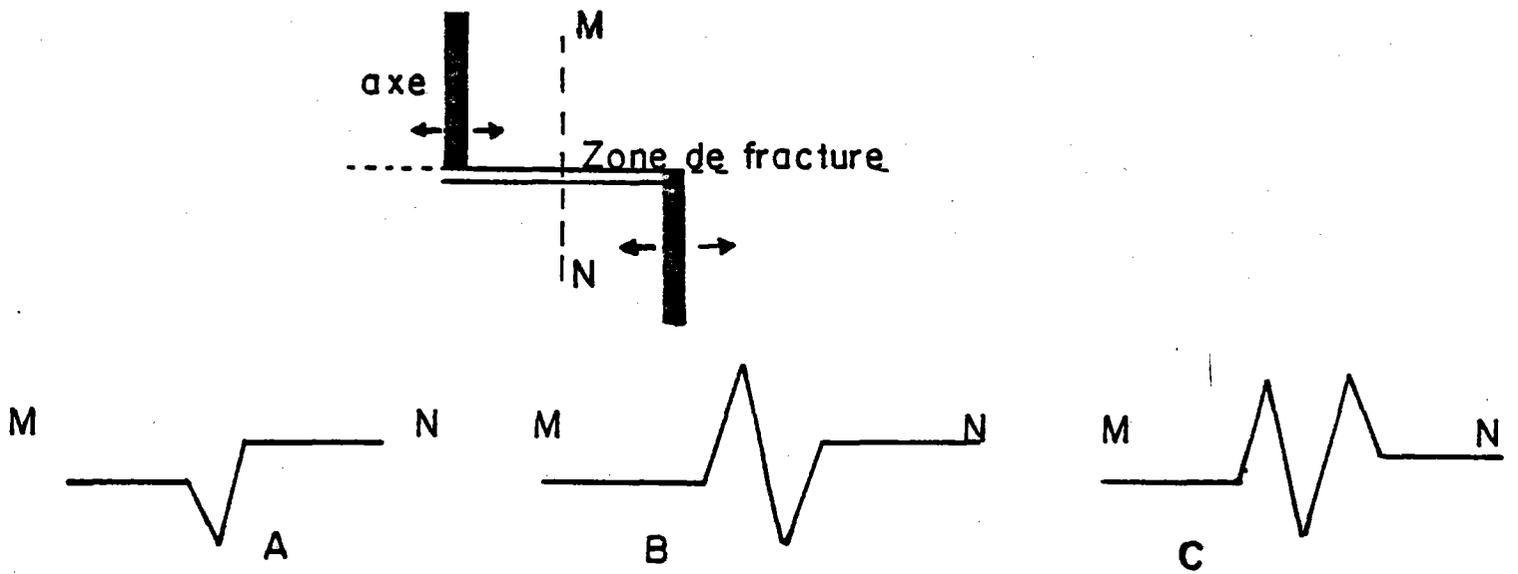


FIG 76

Différents types de zones de fractures (d'après Berratti 1978)

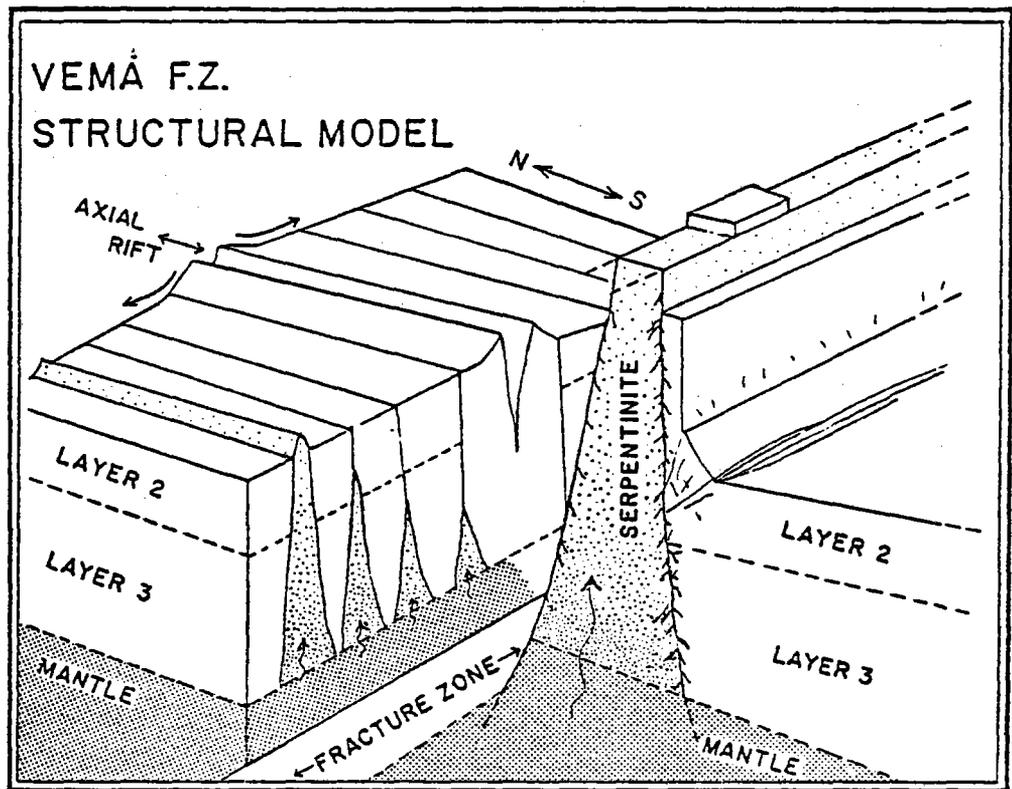


FIG 77 Modèle de zone de fracture (d'après Berratti 1978)

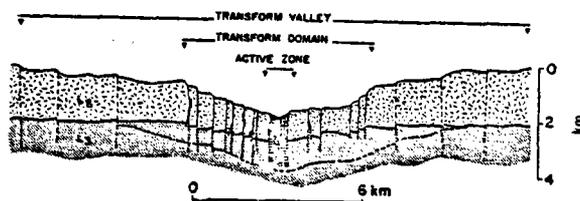


FIG 78

Modèle de zones de fractures (d'après Francheteau et al 1976)

Une difficulté réside tout de même dans le fait qu'il faut expliquer une surrection de l'ensemble du massif d'environ 12 km, celle-ci ne pouvant être attribuer en totalité au phénomène de basculement ; celui-ci s'accompagne bien entendu d'une surrection et Gorringe étant déjà un haut topographique, elle ne fera qu'accentuer cette position haute. Enfin, la position du massif à la frontière Ibérie-Afrique et le fait qu'il ait été soumis à une réactivation constante en cisaillement mais surtout en compression depuis le Crétacé moyen peut expliquer la morphologie actuelle. Les données du forage 120 du JOIDES (Ryan et al. 1973) ainsi que l'existence d'une terrasse d'abrasion marine à -500 m (Auzende etal 1979, Pastouret etal. en préparation apportent des preuves d'une importante surrection au Miocène moyen à supérieur. Par ailleurs, on connaît dans des zones de fracture des processus de surrection analogue. Bonatti et Hamlyn envisagent pour la zone de fracture OWEN (Océan Indien) une surrection d'environ 25 km à raison de 1cm/an due à des mouvements de tectonique tangentielle qui se produisent à l'intérieur de la fracture.

Cependant, il faut noter que le modèle proposé pour la mise en place de Gorringe repose en partie sur l'hypothèse que la portion de la série non reconnue par submersible dans le col représente bien les éléments intermédiaires entre les serpentinites et les gabbros.

Enfin, il faut remarquer aussi l'importance des venues volcaniques dans la structuration du massif. Ces venues sont probablement à mettre en liaison avec les divers événements tectoniques qui affectent ce massif. Les quelques datations faites (Féraud etal. 1977) mettent en évidence des venues Crétacé supérieur-Eocène probablement liés à une phase de compression de cet âge.

La part éventuelle du diapirisme dans la mise en place du Banc de Gorringe peut difficilement être appréciée. En effet, les premières observations faites suggèrent plutôt une bonne concordance des différents niveaux de la série plutôt qu'un rebroussement de la croûte océanique au contact d'un diapir du manteau. Cependant, il faut être conscient du fait que la superficie couverte lors de cette première série de plongées est très faible par rapport à l'étendue totale du massif et que une bonne partie de la série stratigraphique n'a pu être observée soit en raison de sa profondeur (supérieure à 3000 m) soit en raison de la couverture sédimentaire récente.

B) GORRINGE ET COMPLEXE OPHIOLITIQUE

1) Historique - définition - répartition

Le terme "ophiolite" fut utilisé en 1827 par BRONGIART, pour décrire les serpentinites. Par la suite ce terme fut très diversement employé par les géologues pour décrire des serpentinites, des dolérites, des brèches serpentinesuses ..., jusqu'en 1927 où STEINMANN utilise ce terme pour décrire l'association serpentinite Gabbro Diabase Spilite. BRUNN dès 1940 met en évidence cette association et interprète les ophiolites comme étant le résultat d'un épanchement magmatique sous marins. En 1959 il remarque la similitude entre les roches des dorsales océaniques et les basaltes des ophiolites et il considère que la localisation des montées ophiolitiques s'effectue à la limite d'un géosynclinal et d'un craton, tout en faisant une distinction entre les zones de montée et les zones d'épanchement du magma basique. Cette interprétation est reprise par la suite par GAUSSER (1960) et AUBOUIN (1965).

Les ophiolites sont donc définies par l'association roches ultra basiques (serpentinites) - gabbro - diabase - spilite. Cette définition a été confirmée par les travaux de BRUNN sur les ophiolites grecques (1940 - 1950 - 1956 - 1961), de GAUSSER (1959).

On peut prendre comme définition celle de la conférence de LA PENROSE (Anonyme 1972, Geological Society of America's Penrose conférence) : dans un complexe ophiolitique entièrement développé, on trouve de la base au sommet :

+ un complexe ultrabasique : HARZBURGITE, LHERZOLITE, DUNITE en proportion variable, métamorphisées (Tectonites) et plus ou moins serpentinisées. Des dépôts podiformes de Chromite sont fréquemment associés aux dunités.

+ un complexe gabbroïque à cumulats de péridotites et de pyroxénites.

+ un complexe volcanique basique avec des laves en coussinets.

+ on y inclut les roches associées :

- Couverture sédimentaire (radiolarites et lentilles calcaires).

- Roches intrusives et effusives alcalines.

Les complexes ophiolitiques sont situés le long de sutures majeures à la surface du globe qui marqueraient d'anciennes zones d'interaction entre une croûte océanique et une croûte continentale (figure 79).

La plus grande concentration d'ophiolites anciennes (antémésozoïques) se trouve dans la chaîne de l'Oural (Moldavenstev 1977). Ils forment une ceinture à travers la Mongolie et jusqu'à la mer d'Okhotsk (BURTMAN et al. 1973). Ces complexes ophiolitiques sont ainsi présents dans les chaînes Appalachiennes du Nord Est de l'Amérique du Nord (Table Mountain et Havre Bay, Williams et Smith 1975), dans les chaînes calédoniennes de Scandinavie et les Grampians Highlands (Coleman 1977). On les trouve aussi sur la côte pacifique américaine (Californie : Klamath Mountain, Mattison et Hopson 1972) et en Australie (Queens Land).

Les complexes ophiolitiques récents (Mésozoïque et Cénozoïque) sont plus abondants et mieux étudiés. La chaîne alpine méditerranéenne est un bel exemple de succession de complexes depuis les Alpes Occidentales jusqu'en Oman (figure 80).

Les côtes de l'Océan Pacifique sont caractérisées par une ceinture ophiolitique (figure 79). Enfin, on note la présence de tels complexes à travers les Caraïbes.

2) - Origine des complexes ophiolitiques

Depuis HESS (1955), DE ROEVER (1957) et BRUNN (1959), les complexes ophiolitiques sont interprétés comme étant des lambeaux de croûte océanique et de manteau supérieur. L'hypothèse suivant laquelle des corps ophiolitiques se seraient mis en place sous forme d'intrusions magmatiques (BRUNN 1961, AUBOIN 1965) est de moins en moins soutenue.

L'étude des ophiolites des chaînes alpino méditerranéennes (figure 80) ont permis de mettre en évidence que :

- Les complexes ophiolitiques ne sont que rarement représentés dans leur totalité et les différentes séries peuvent présenter une importance plus ou moins grande selon les massifs (figure 81).

- L'allochtonie de ces complexes est systématique (par exemple LEMOINE 1970), DERCOURT 1972, BLANCHET 1973, CHARVET 1973). Leur mise en place tectonique est postérieure à leur formation, et exception faite du Massif du Troodos (Chypre) où le substratum autochtone n'est pas visible, ils reposent sur une semelle sédimentaire métamorphisée.

B) GORRINGE ET COMPLEXE OPHIOLITIQUE

1) Historique - définition - répartition

Le terme "ophiolite" fut utilisé en 1827 par BRONGIART, pour décrire les serpentinites. Par la suite ce terme fut très diversement employé par les géologues pour décrire des serpentinites, des dolérites, des brèches serpentineuses ..., jusqu'en 1927 où STEINMANN utilise ce terme pour décrire l'association serpentinite Gabbro Diabase Spilite. BRUNN dès 1940 met en évidence cette association et interprète les ophiolites comme étant le résultat d'un épanchement magmatique sous marins. En 1959 il remarque la similitude entre les roches des dorsales océaniques et les basaltes des ophiolites et il considère que la localisation des montées ophiolitiques s'effectue à la limite d'un géosynclinal et d'un craton, tout en faisant une distinction entre les zones de montée et les zones d'épanchement du magma basique. Cette interprétation est reprise par la suite par GAUSSER (1960) et AUBOUIN (1965).

Les ophiolites sont donc définies par l'association roches ultra basiques (serpentinites) - gabbro - diabase - spilite. Cette définition a été confirmée par les travaux de BRUNN sur les ophiolites grecques (1940 - 1950 - 1956 - 1961), de GAUSSER (1959).

On peut prendre comme définition celle de la conférence de LA PENROSE (Anonyme 1972, Geological Society of America's Penrose conférence) : dans un complexe ophiolitique entièrement développé, on trouve de la base au sommet :

+ un complexe ultrabasique : HARZBURGITE, LHERZOLITE, DUNITE en proportion variable, métamorphosées (Tectonites) et plus ou moins serpentinisées. Des dépôts podiformes de Chromite sont fréquemment associés aux dunités.

+ un complexe gabbroïque à cumulats de péridotites et de pyroxénites.

+ un complexe volcanique basique avec des laves en coussinets.

+ on y inclut les roches associées :

- Couverture sédimentaire (radiolarites et lentilles calcaires).

- Roches intrusives et effusives alcalines.

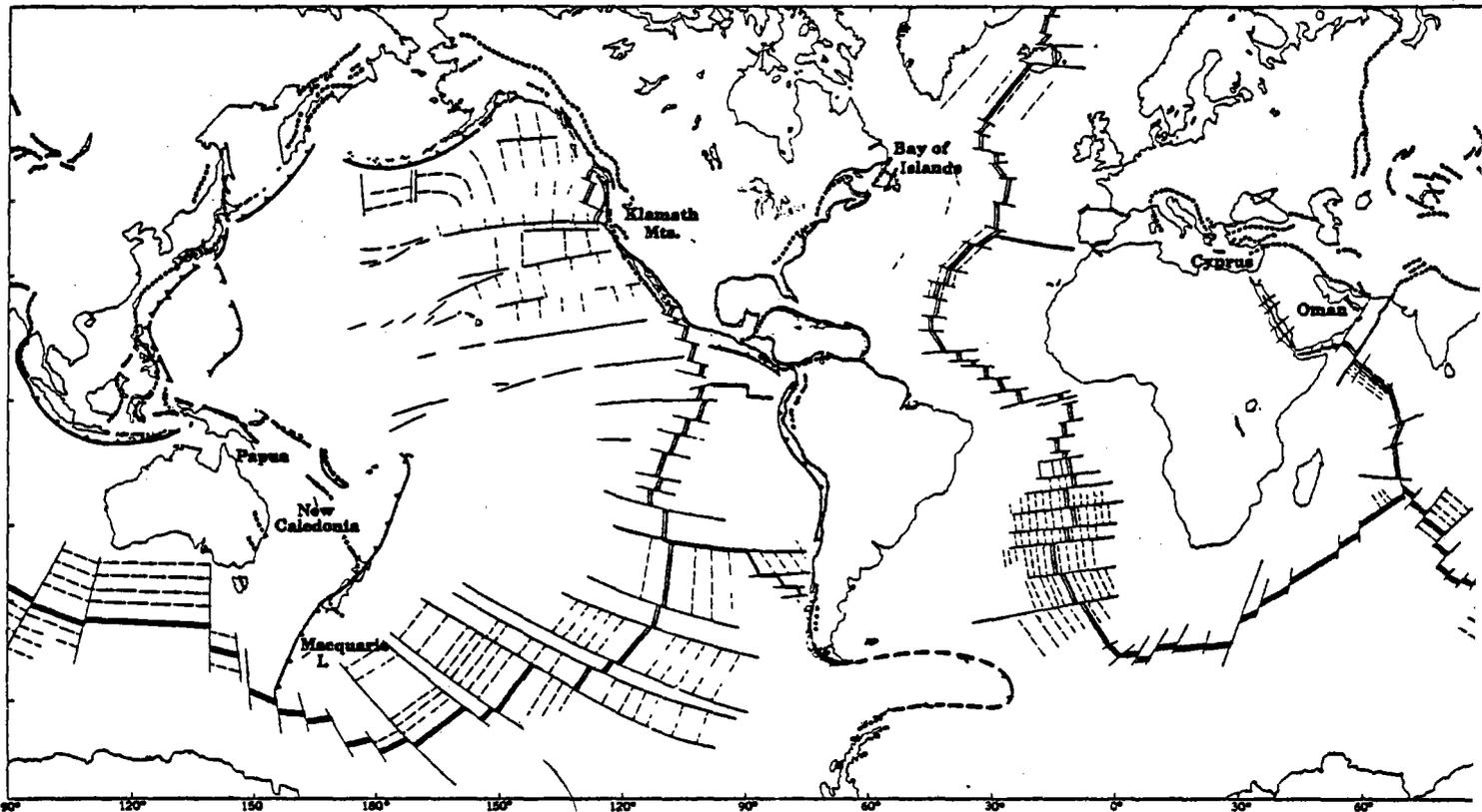


FIG 79

Répartition mondiale des ophiolites (d'après Coleman 1977)

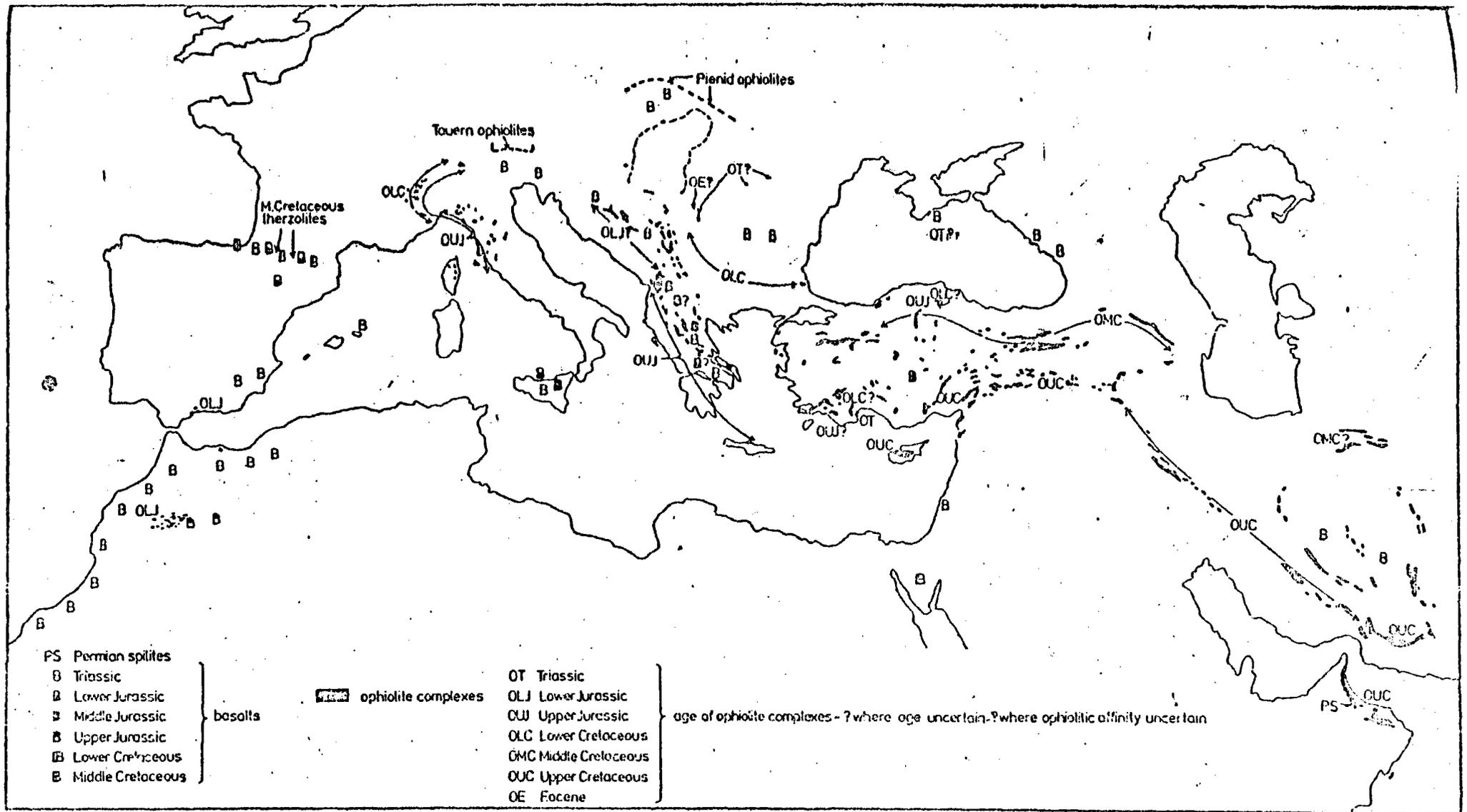


FIG 80 Les complexes ophiolitiques en Méditerranée (d'après Dewey et al 1970)

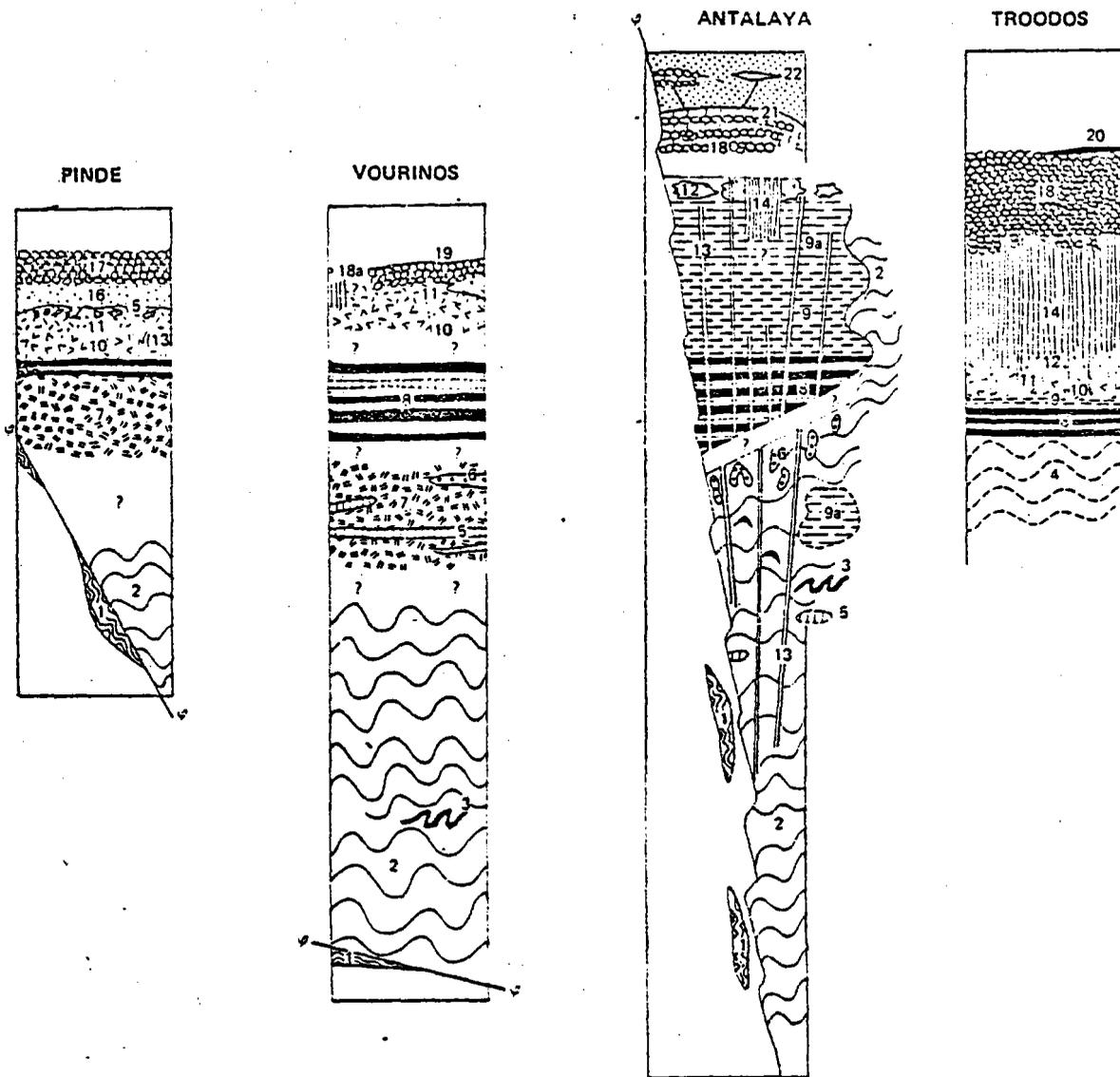


FIG 81

Coupes schématiques de divers complexes ophiolitiques (d'après Juteau et al 1973)

1 : roches métamorphiques ; 2 : ultrabasites tectoniques profondes ; 3 : amas de chromite (gangue dunitique) ; 4 : hypothétiques tectoniques profondes ; 5 : lits pyroxénolitiques ; 6 : pegmatoïdes gabbroïques ; 7 : péridotites de cumulat ; 8 : alternance péridotite (avec ou sans feldspaths) gabbros, pyroxénolites ; 9 : gabbros lités (généralement noritiques) ; 9a : gabbros lités à deux pyroxènes ; 10 : gabbros non lités ; 11 : dolérites faisant progressivement suite aux gabbros ; 12 : épidiorites, diorites quartziques, trondjhemites granophyres ; 13 : dykes diabasiques ou doléritiques ; 14 : complexe filonien (dyke complex) ; 15 : brèche à éléments albitophyriques et ciment doléritique ; 16 : albitophyres compacts ; 17 : albitophyres en pillow-lavas ; 18 : pillow-lavas basaltiques (volcanisme sous-marin) avec parfois quelques coulées prismées ; 18a : pillow-lavas doléritiques albitosées ; 19 : cherts ; 20 : terre d'ombre ; 21 : calcaires à Halobies ; 22 : grès à végétaux du Trias ; 23 : marbres ; 24 : skarns.

STRUCTURE COMPOSITION

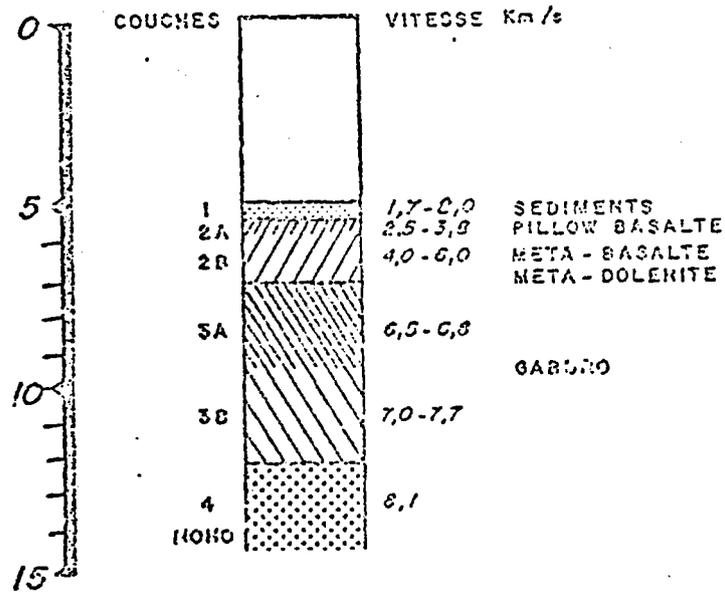


FIG 82

Modèle de croûte océanique (d'après Schreiber et Fox 1973)

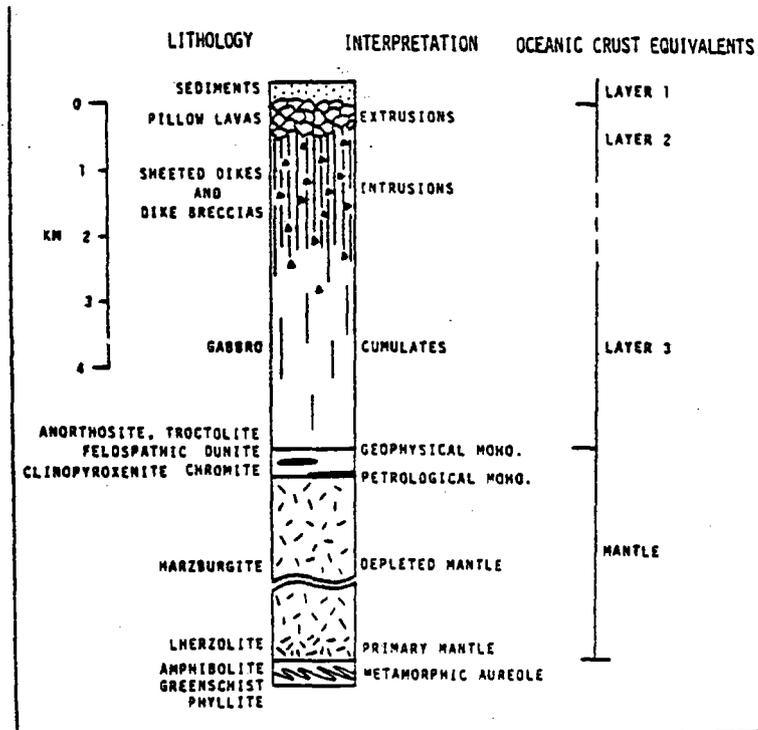


FIG 83

Comparaison Croûte Océanique/Complexe ophiolitique

(d'après Williams et Stevens 1974)

- Les séries supérieures des complexes sont formées d'unités volcaniques plus ou moins puissantes et de nature variée. Ce sont des laves tholéïtiques dans le Vardar (Rollet 1969) à affinité tholéïtique dans le Pinde (Juteau et al. 1973) le Vourinos et le Troodos (Juteau et al. 1973). Elles sont par contre franchement alcalines à Antalya (Juteau 1970) et à Baër Bassit (Lapierre et Parot 1972). Apparemment il y a donc opposition entre l'hétérogénéité des laves basaltiques des complexes ophiolitiques et la nature tholéïtique des basaltes océaniques.

- Selon les auteurs le complexe filonien fait partie de la couche IIb ou de la couche IIIa de la croûte océanique.

- Les cumulats ultrabasiques correspondent bien à la base de la couche III et sont assimilés à la zone de passage "Mohogéophysique"/"Mohopétrologique" (figure 83).

- On peut donc malgré quelques différences admettre que les complexes ophiolitiques représenteraient une coupe plus ou moins complète de la croûte océanique et du manteau supérieur, sur une dizaine de kilomètres au maximum. Allègre et al. (1973) Montigny (1975) ont démontré, à partir notamment d'une comparaison de distribution des Terres Rares et des valeurs du rapport isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que les complexes ophiolitiques et la série océanique avaient de telles affinités qu'il était raisonnable de leur attribuer une même origine.

b) Mise en place des complexes ophiolitiques : L'OBDUCTION

- Les complexes ophiolitiques représentent donc une portion de la croûte océanique et du manteau supérieur. Leur lieu de création est donc la dorsale océanique. Ils sont mis en place sur les marges continentales ultérieurement, après une plus ou moins longue évolution, au cours de processus tectoniques de convergence entraînant leur obduction. Ce terme "obduction" a été introduit en 1971 par Coleman. La présence de grandes écaillés d'ophiolites non métamorphosées chevauchant une marge continentale prouve la "non subduction" de la croûte océanique. L'obduction signifie donc le chevauchement d'une marge continentale par une croûte océanique. Plusieurs modèles schématiques ont été proposés pour expliquer le mécanisme du chevauchement. Plusieurs d'entre eux ont été discutés par Allègre (1979) et il faut bien préciser qu'ils ne sont que théoriques.

L'intervalle de temps entre la création et la mise en place est variable : par exemple :

- 100 Ma pour les ophiolites corses (création au Jurassique et mise en place à l'Eocène Ohnenstetter et Ohnenstetter 1975).
- 100 Ma pour les ophiolites d'Antalya (Juteau et al. 1973).
- 10 à 15 Ma pour le Massif du Troodos (Georges 1978).

a) Composition de la croûte océanique et du manteau supérieur. Comparaison avec les complexes ophiolitiques

- La croûte océanique a tout d'abord été définie par les procédés de sismique réflexion et réfraction BOTT;(1971) distingue 3 couches :

Couche I, sédimentaire d'épaisseur variable.

Couche II, basaltique d'épaisseur 1,5 km
vitesse des ondes P : $V_p = 4 \text{ km/s}$ à 6 km/s

Couche III, gabbroïque d'épaisseur 4 à 5 km
vitesse des ondes P : $V_p = 6,4 \text{ km/s}$ à 7 km/s

La discontinuité de Mohrorovicic sépare la couche III du manteau supérieur où la vitesse des ondes P est élevée ($7,4 \text{ km/s}$ à $8,6 \text{ km/s}$)

La nature pétrographique de la couche II est connue grâce aux prélèvements effectués par divers moyens (dragages, carottages, forages DSDP; plongées en submersible). Il s'agit d'une couche basaltique avec une couche IIa formée de laves en coussinets et une couche IIb formée de metabasaltes et de métadolérites (Schreiber et Fox 1973, figure 82). La composition de la couche III est plus incertaine, on pense l'avoir échantillonnée dans les zones de fractures et dans les dorsales. Elle serait formée de métagabbros (figure 82). Le manteau supérieur serait constitué par des péridotites plus ou moins serpentinisées.

L'analogie avec les complexes ophiolitiques est grande, et il n'est aisé de comparer des coupes de massifs ophiolitiques à une coupe de la croûte océanique (figure 83). Cette comparaison impose de suite quelques remarques :

- La puissance des complexes ophiolitiques est rarement supérieure à 10 km en général (exemple Vourinos 11 km, Jackson et al. 1975; Nouvelle Calédonie 8 km, Guillon et Routhier 1971; Papouasie 10 km, Davies 1970; Bay of Island 8,5 km, Girardeau 1979). Rappelons que la lithosphère (croûte océanique et manteau supérieur) serait épaisse de 75 km à 100 km (Sclater et Francheteau 1970).

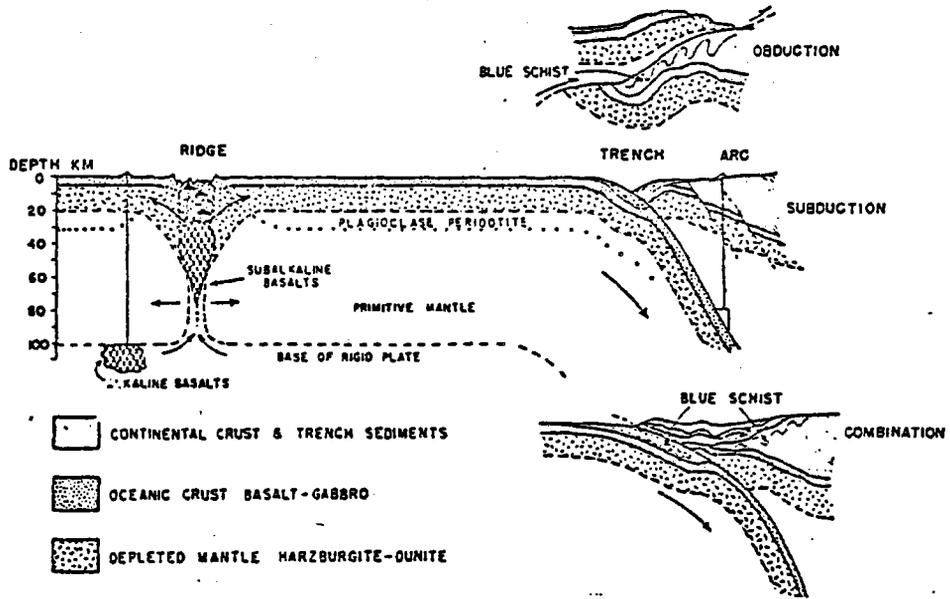


FIG 84 Modèle d'obduction (d'après Coleman 1971)

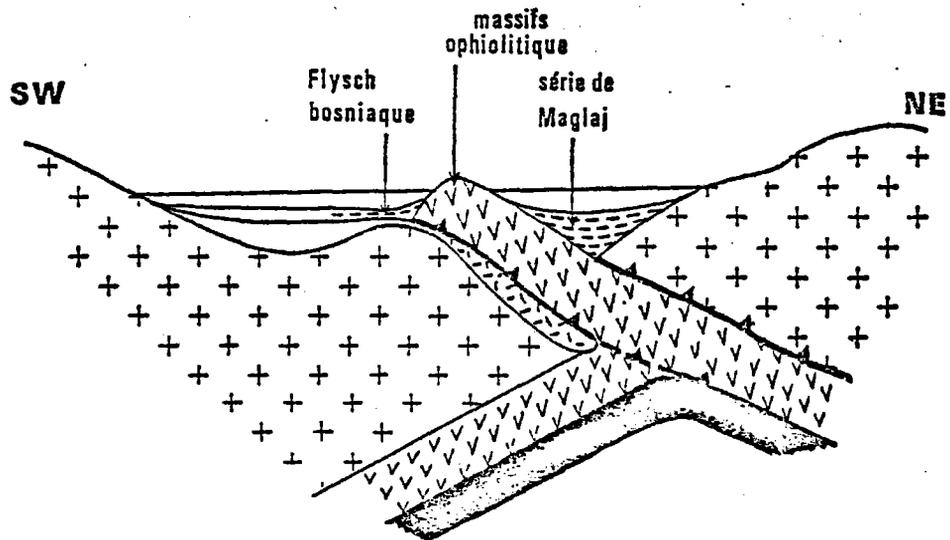


FIG 85. Modèle d'obduction (d'après Aubouin 1963)

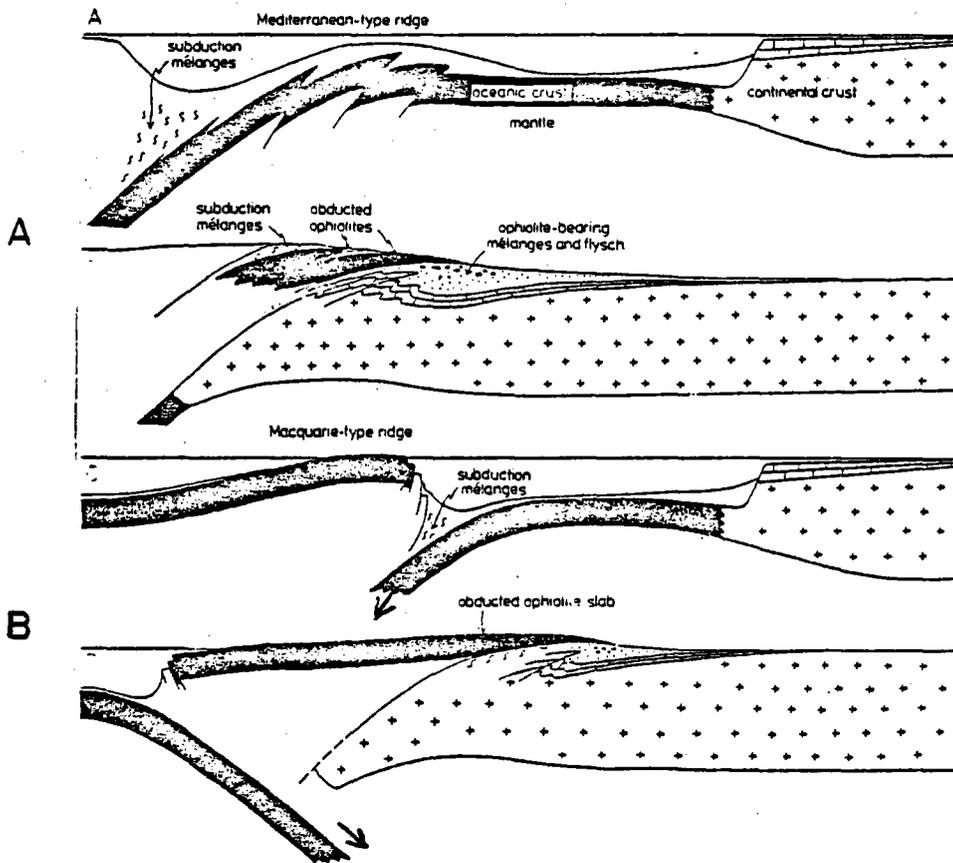


FIG 87 & 88.6

Modèles d'Obduction (d'après Dewey et Bird)

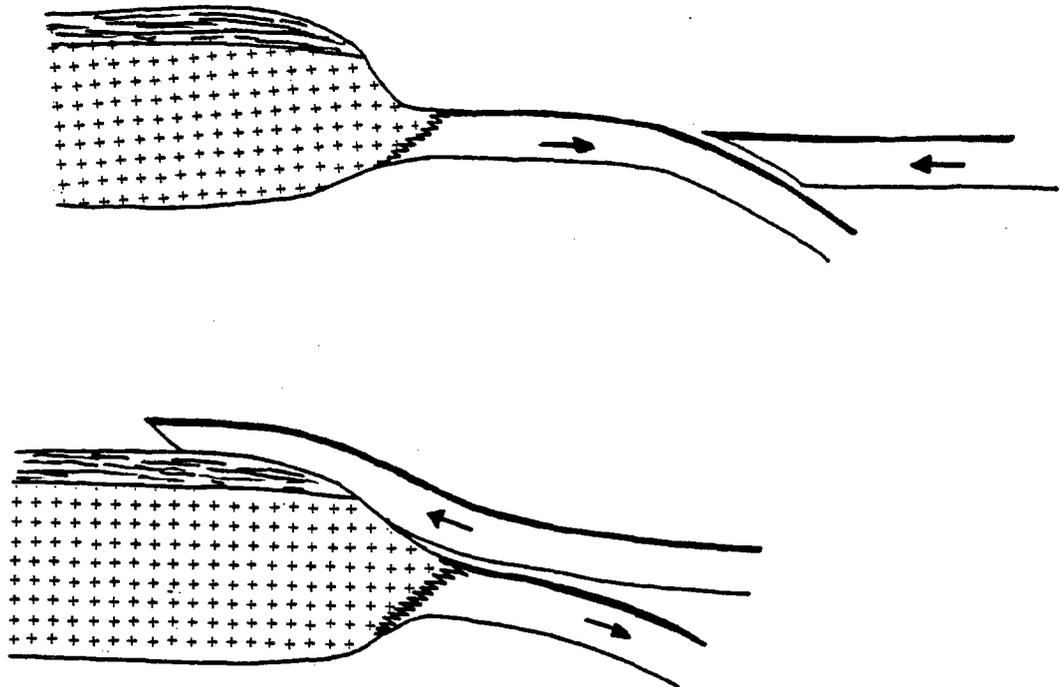


FIG 88

Modèle d'obduction (d'après Davies 1971)

Obduction — Subduction

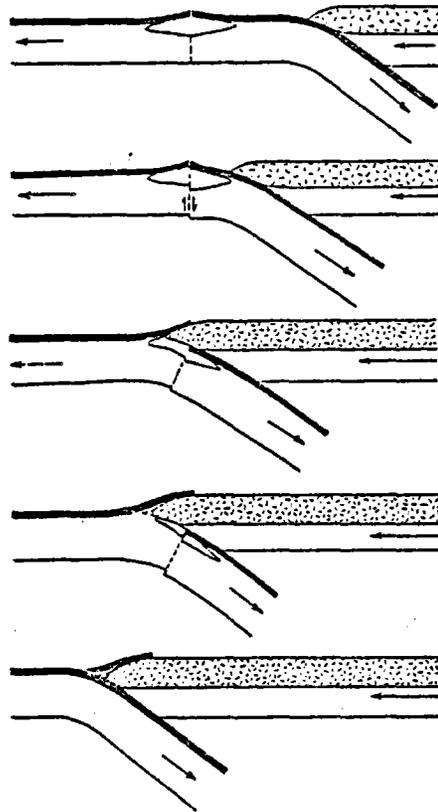


FIG 89 Modèle d'obduction (Christensen et Salisbury 1975)

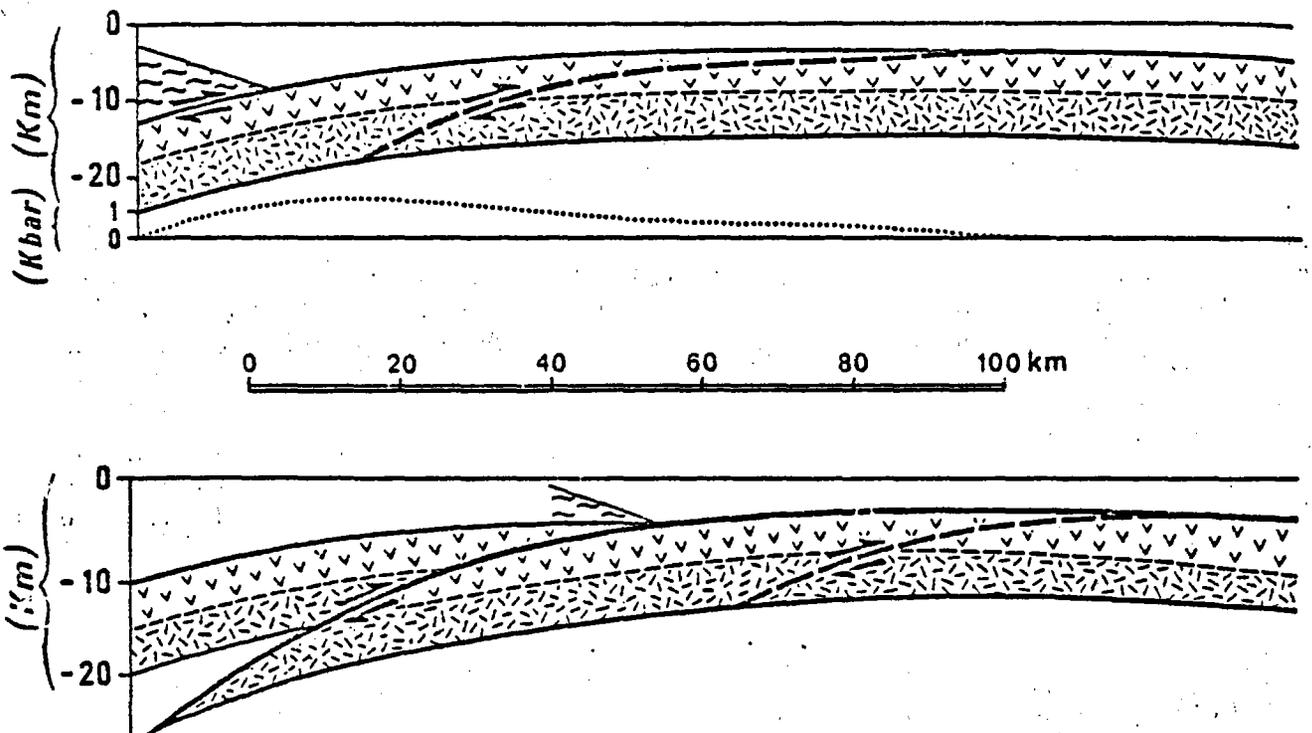


FIG 90 Modèle d'obduction (Nicolas et Le Pichon 1979)

Si ce modèle convient pour certains complexes ophiolitiques, le problème reste entier pour les autres. On peut penser qu'une position anormale de la croûte océanique favorise son obduction et qu'il faut chercher dans des zones océaniques bien caractérisées des renseignements pour résoudre ce problème. De plus, le pourcentage de croûte océanique incorporée aux orogènes des marges continentales par rapport à la croûte océanique formée est très faible (0,001%, Coleman 1977), la tectonique responsable de la mise en place des complexes ophiolitiques sur les marges continentales, relève de phénomènes majeurs mais probablement peu fréquents, dans les mouvements de plaques.

- Dans un premier cas (Coleman 1971, figure 84) le plancher océanique se débite en écailles qui seront obductées sur le continent. AUBOUIN (1965, figure 85) adopte le même type de modèle, mais avec cette fois-ci une convergence continent-continent. Ces deux modèles ne sont pas satisfaisants, car une grande difficulté réside dans la division de la croûte en deux parties, une partie étant obductée et une autre subductée.

- Dans un deuxième cas (Dewey et Bird 1971, figure 86 A) le plancher océanique compris entre deux continents convergents, (ou un système Continent Arc) donne une série d'écailles se chevauchant et constituant le matériel abducté lors du dernier stade de collision. Le système est modifié (Dewey et Bird 1971, figure 87 B) quand la contraction d'un bassin marginal suivi d'un essai de subduction de la marge est la cause de l'obduction. Une variante de ce modèle est proposée par Davies (1971, figure 88). La faible densité d'un continent entraîné dans un système convergent océan-océan, empêche sa disparition par subduction. Le système ainsi bloqué est relayé par un rapprochement provoquant le soulèvement et l'obduction sur le continent de la portion de plaque océanique lui faisant face. Ces deux modèles ne sont pas satisfaisants, car ils n'expliquent pas pourquoi, l'épaisseur maximale d'un complexe ophiolitique est d'une dizaine de km.

Christensen et Salisbury (1975 figure 89) envisagent la formation de "Jeunes ophiolites" (court intervalle de temps entre la formation et la mise en place). Ce modèle schématique montre que pendant la fermeture d'un bassin océanique, la ride est sur le pont d'être subductée. Etant en position anormale elle sera démembrée et une partie sera obductée.

Mais aucun modèle explique la puissance maximale de 10 km-12 km des complexes ophiolitiques par rapport aux 75 km-100 km de la lithosphère. Nicolas et Le Pichon (1979) conscients de la difficulté que soulève la mise en place par obduction d'une portion de plancher océanique en position normale c'est à dire ayant suivi les lois de la subsidence, proposent un schéma suivant lequel les écailles océaniques sont obductées dans les stades précoces (figure 90). Tenant compte que la profondeur de la semelle dans les péridotites des ophiolites est à 15 km au plus ce phénomène se produit donc dans une lithosphère jeune (≤ 20 Ma) où de fait les contraintes tangentielles peuvent être élevées.

5) Les ophiolites en milieu océanique : le cas du Banc de Gorringe

a) Introduction

En milieu océanique, les données concernant la croûte superficielle sont relativement nombreuses et proviennent soit de dragages, carottages, soit de forages (Leg 38, leg 47....) soit d'observations directes par submersible (Famous, Cyamex). Par contre, les données concernant la croûte inférieure et le manteau supérieur sont rares et ces échantillons ont été prélevés sur des structures anormales (Rides médio océaniques, zones de fractures, fosses). Des gabbros et des péridotites ont été prélevés (Nicolas et al. 1979) :

- sur la ride médioatlantique à 22° N (Leg 45 - forage 395 Boudier 1978)

- sur la zone de fracture 43° N (Leg 33 N.O Atlantis II - 1968 Woods Hole Oceanographic Institution)

- sur la ride de Carlsberg à 28° S 63° E (N.O. Vitjaz Oceanographic Institution Moscou).

Ces roches sont encore mieux connues dans :

- la zone de fracture Vema (Leg CH78 N.O. J. Charcot COB 1977)
- la zone de fracture de la Romanche (Hékinian et Aumento 1973)
- la zone de fracture Owen (Bonatti et Hamley 1978)
- la zone de fracture Océanographer (Fox et al. 1976)

Elles existent aussi dans les fossés de Tonga (Fisher et Engel 1969) ou des Mariannes (IGCP 1977).

Cependant, il n'a jamais été possible de déterminer si ces échantillons appartenaient à une coupe représentant le manteau supérieur et la croûte océanique comparable à celles connues dans les massifs ophiolitiques.

b) Gorringe et complexe ophiolitique

Le Banc de Gorringe interprété comme un panneau de croûte océanique et de manteau supérieur surélevé basculé vers le NE, est un bel exemple pour lequel la série croûte-manteau semble complète et continue.

De nombreuses données nous permettent de comparer le Banc de Gorringe et les complexes ophiolitiques.

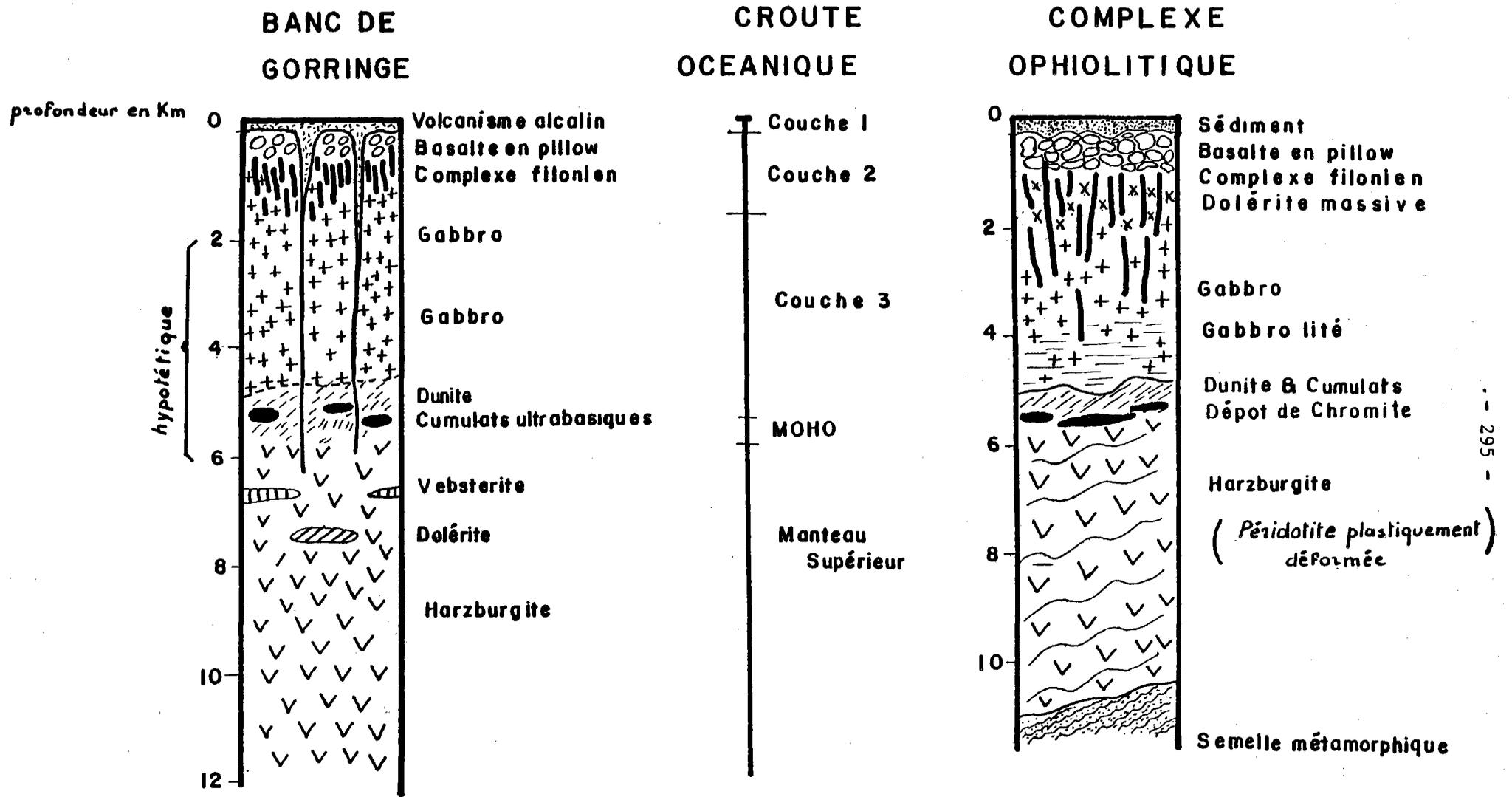


FIG 91

6) Discussion : un modèle d'obduction des complexes ophiolitiques

Sur la carte de l'Atlantique Nord (figure 92) les structures se trouvant en position topographique anormale ont été soulignées (zones de fractures, dorsales anormales, hauts sous-marins). Des éléments de la suite ophiolitique ont été prélevés sur un certain nombre de ces structures (Charlie Gibbs, King's Through, Palmer Ridge, Ride Ampère Coral Patch, Fracture Gloria, Mont Hirondelle, Banc de Gorringe). Il existerait donc en position anormale dans l'océan des sections de croûte océanique et de manteau supérieur. Lorsque de telles structures se trouvent dans un milieu convergent, elles vont être compte tenu de leur dénivellation par rapport au plancher océanique normal plus facilement obductées sur les marges lors des périodes de collision.

Ce modèle est schématisé sur la figure 93. Un haut topographique (Gorringe par exemple) se trouve dans un milieu convergent (figure 93-A) La croûte océanique subducte normalement sous la croûte continentale. A cause de sa position topographique anormale, mais aussi à cause de la densité de ses matériaux constituant la structure ne sera pas subductée (figure 93-B) mais sera obductée sur la marge continentale (fig. 93 C). Rappelons que la densité des serpentinites prélevées dans les zones de fractures est de l'ordre de 2,1 à 2,7 et celle des gabbros de l'ordre de 2,5 à 3,1. La densité de la croûte continentale étant de 2,8 à 2,9 l'obduction pourra être facilitée par cette différence de densité et par la position topographique de la structure. Contrairement aux différents modèles d'obduction faisant intervenir la croûte océanique en position initiale normale repris dans des mécanismes d'obduction assez peu explicites, dans le modèle proposé, l'obduction aboutissant à la mise en place des massifs ophiolitiques n'affecteraient que les structures se trouvant lors de la convergence en position topographique anormale. Ceci expliquerait que ces complexes ophiolitiques ne représentent qu'une portion de la colonne lithosphérique atteignant une dizaine de kilomètres d'épaisseur.

L'exemple du Banc de Gorringe montre que la partie du massif susceptible d'être le plus facilement obductée est celle se trouvant en position surélevée par rapport aux planchers océaniques des plaines abyssales adjacentes, c'est-à-dire une portion du manteau supérieur et de la croûte océanique atteignant une douzaine de kilomètres d'épaisseur.

Si maintenant, on place la région du Fer à cheval dans une zone en convergence, plusieurs structures seraient susceptibles de fournir des massifs ophiolitiques compris dans l'orogène suivant (figure 34). Le banc de Gorringe évoluerait en massif ophiolitique typique (Troodos-Baër Bassit) tandis que la ride Ampère Coral Patch fournirait un massif ophiolitique dans lequel le volcanisme alcalin serait important (comparable au complexe d'Antalya par exemple).

On peut prolonger cette coupe jusqu'à King's-Through. Les rides Ampère Coral Patch, Joséphine Hirondelle Gorringe, Tore Lisbonne, Acores Biscay, Palmer seraient susceptibles de constituer les éléments privilégiés de l'obduction sur la marge (fig. 94).

Mais existe-t-il dans les océans suffisamment de structures anormales pour expliquer l'abondance des massifs ophiolitiques dans les orogènes ?

Si on imagine une fermeture de l'Atlantique Nord (figure 92) à partir de sa position actuelle, un grand nombre de structures depuis la zone de fractures Charlies Gibbs, les rides Palmer et Acores Biscaye, l'Archipel des Açores et la faille Gloria, la ride Tore Madère et les monts du Fer à cheval etc. pourraient fournir des massifs ophiolitiques compris dans l'orogène suivant.

Mais toutes ces structures en position topographique anormale représentent-elles une coupe de la croûte océanique et du manteau supérieur, identique à celle que l'on retrouve dans les complexes ophiolitiques.

Les données que l'on possède sont encore trop fragmentaires pour répondre avec assurance par l'affirmative. Cependant, les observations faites sur le Banc de Gorringe extrapolées à la connaissance du matériel prélevé dans les zones de fracture en particulier permettent d'apporter quelques arguments dans ce sens.

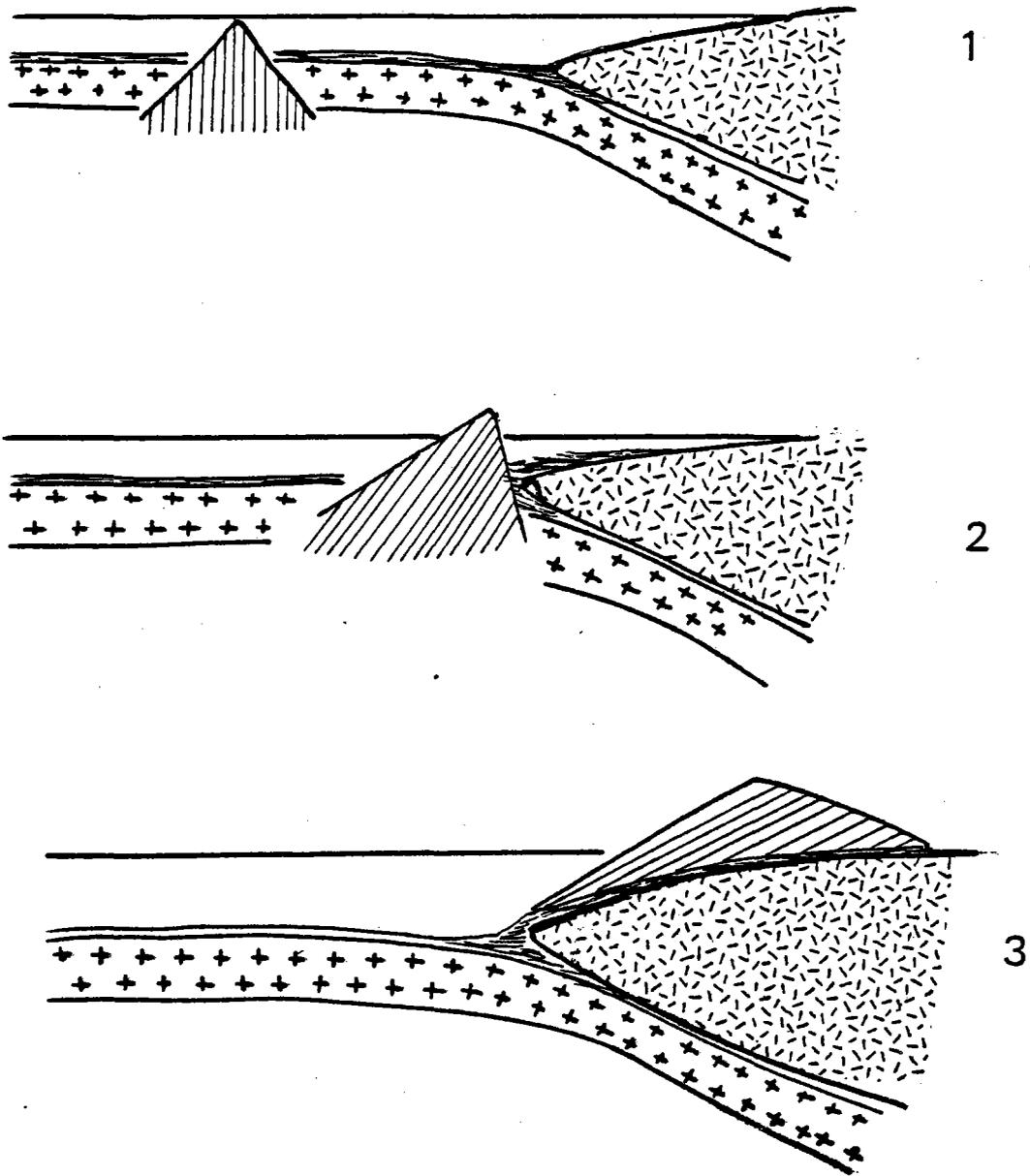
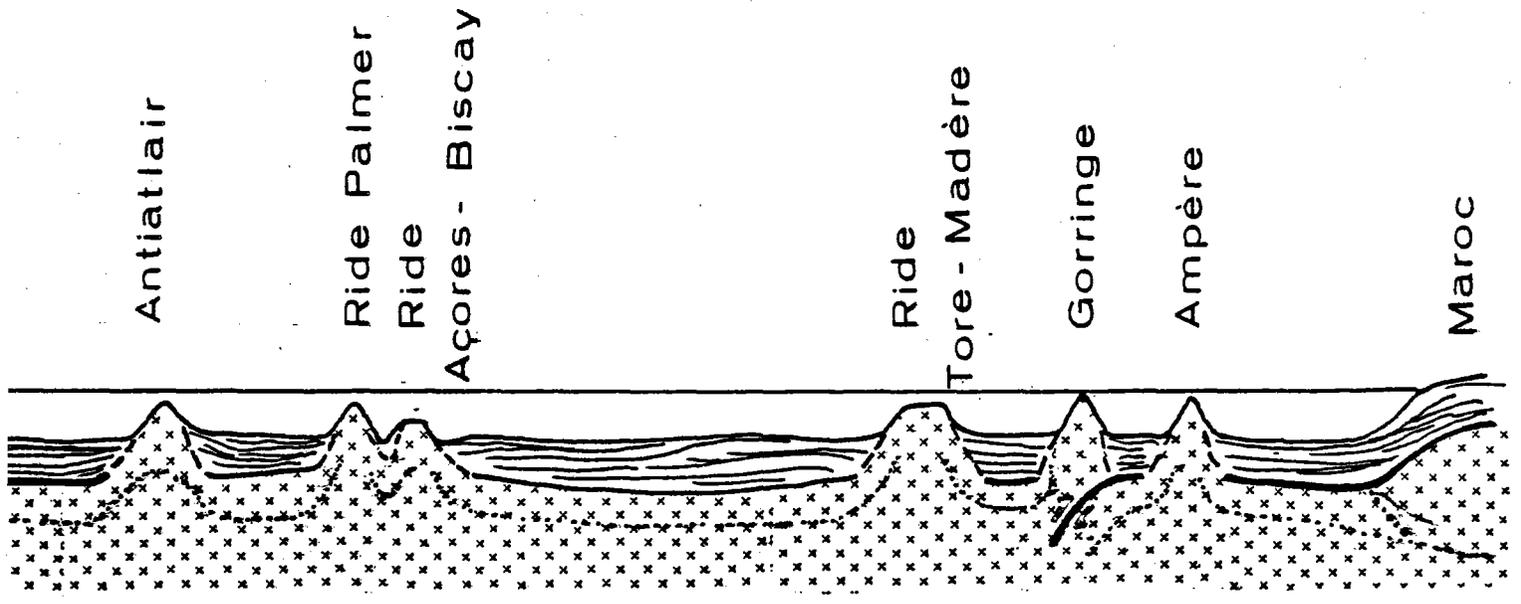


Fig.93- Modèle de mise en place d'un complexe ophiolitique.



100Km

FIG. 94

Coupe Maroc - King's Though

CONCLUSIONS GENERALES

Cette étude a permis d'établir la structure du Banc de Gorringe et de montrer les relations qui existent avec les reliefs avoisinants.

Gorringe est clairement situé en milieu océanique et il est interprété comme un panneau de croûte océanique et de manteau supérieur soulevé et basculé vers le Nord-Est, c'est-à-dire selon l'axe d'allongement du massif.

Plusieurs points sont essentiels dans la compréhension de la structure du Banc :

■ Les directions morphologiques reflètent les grands accidents affectant le socle ; toute la structuration est contrôlée par ceux-ci :

- Fractures NE-SW au Nord et au Sud du Banc ;

- Fractures NNW-SSE à NNE-SSW limitant le Banc à l'Est et à l'Ouest.

Ces directions de fractures se retrouvent aussi sur le mont Gettysburg, contrôlant l'extrémité occidentale du plateau -1 000 m et l'avancée de l'isobathe -500 m à l'Est du mont. Les serpentinites sont hâchées par de telles fractures dans la zone de plongée sur le versant nord-ouest du mont Gettysburg ;

- Fractures ESE-WNW mises en évidence dans le col entre les deux monts.

Ces grandes directions structurales se retrouvent sur la marge ibérique et sur le continent.

- La direction NE-SW est celle de la fracturation tardi-hercynienne. Cette fracturation qui a rejoué au mésozoïque et au cénozoïque, contrôle le canyon du cap Saint-Vincent.

- La direction NS \pm 20° est celle de la marge portugaise au Nord du cap Saint-Vincent.

- La direction EW \pm 20° est celle de la marge à l'Est du cap Saint-Vincent et de certains canyons de cette marge.

Lors des plongées de la campagne CYAGOR, on a pu observer que :

= Le mont Gettysburg est essentiellement formé de serpentinites avec deux intrusions doléritiques. Le rubanement plongeant vers l'Est Nord-Est de 20° environ est constant de la base au sommet. La foliation dans ces serpentinites plus ou moins marquée mais nette, présente au sommet, imprimée par un écoulement plastique à haute température, un plan orienté N45° à pendage SE. La linéation des spinelles est orientée N40° \pm 10°. Leur origine mantellique est indéniable. L'origine des dolérites est aussi océanique. La présence de marnes barrémo-aptiennes reposant sur ces serpentinites indique un âge anté-crétacé inférieur pour la mise en place de ces serpentinites.

= Le mont Ormonde est constitué de deux séries très différentes :

- Une série océanique (gabbro, métagabbro à biotite, dolérite et basalte). Malheureusement les dolérites et les basaltes en pillow n'ont pas été prélevés mais les relations structurales qui existent entre eux nous suggèrent très fortement une coupe de la croûte océanique. Les gabbros ont été datés 135 Ma - 140 Ma (Pritchard, communication personnelle) ; cet âge bérriasien daterait leur mise en place et non leur formation.

- Une série alcaline différenciée, mise en place durant la phase tectonique éocène. Les relations structurales série océanique / série alcaline n'ont pu être mises en évidence. Il apparaît que le mont Gettysburg est dépourvu des séries alcalines.

Selon l'interprétation proposée, on devrait trouver dans le col entre les deux monts, les séries intermédiaires c'est-à-dire la transition manteau supérieur - croûte océanique. Malheureusement, la sédimentation y est importante (250 m à 300 m) et une fracturation ENE-WSW affecte cette zone et pourrait masquer cette transition.

Cette étude a mis en évidence l'importante surrection au Miocène. Une terrasse d'abrasion marine est datée Miocène moyen, ce qui signifie que le sommet du mont Gettysburg était à cette époque à 400 m au moins au-dessus du niveau de la mer. Ceci impose une subsidence moyenne de l'ordre de 3 cm/1000 ans, ce qui est faible mais pourrait s'expliquer par le fait que Gorringe se trouve dans une région soumise à la compression depuis cette phase tectonique intra-miocène.

Aucun phénomène de tectonique récente n'a été observé ; ceci est une anomalie dans une région tectonique active ; le manque d'observations pourrait expliquer cette absence.

L'origine du Banc est ancienne ; lors des phases de distension initiale et au tout début de l'ouverture de l'Atlantique Nord, la zone du Banc de Gorringe aurait été l'équivalent d'une faille transformante, orientée selon une direction de fracturation tardi-hercynienne (NE-SW). Le Banc aurait été dès cette époque un haut topographique semblable à ceux des zones de fractures marginales (cap Farewell, Ride de Terre-Neuve). La mise en place d'une dorsale anormalement élevée à l'anomalie J (Crétacé moyen) aurait provoqué le basculement vers le Nord-Est et une surrection. Depuis le Crétacé moyen, les mouvements entre les plaques Afrique et Ibérie (puis Europe) sont ressentis au niveau de Gorringe, soit en décrochement, soit en compression. Olivet (1978) montre dans son schéma d'évolution de l'Atlantique Nord que, si le pôle de rotation est au Nord de la zone Açores-Gibraltar, le mouvement sera en extension au niveau des Açores, décrochant dextre dans la zone de fractures Gloria et au niveau de Gorringe. Si le pôle de rotation est au Sud, comme à l'actuel, le mouvement sera en extension au niveau des Açores, décrochant sénestre dans la zone de fractures Gloria et en compression au niveau de Gorringe. Ce dispositif se répercute plus à l'Est en Méditerranée.

Depuis l'anomalie 34 (85 Ma) la compression est dominante. Deux phases tectoniques compressives reconnues en mer mais aussi à terre ont rajeuni les reliefs de toute la région :

- Durant la phase éocène, le volcanisme alcalin se met en place sur le mont Ormonde ;

- La phase intra-miocène est responsable d'une importante surrection du Banc de Gorringe et des rides Ampère-Coral-Patch et Tore-Madère, ainsi que de la disposition topographique actuelle.

Actuellement, le Banc se trouve en dehors de l'équilibre isostatique dans un domaine soumis à une compression due à la convergence des plaques Europe-Afrique, l'Afrique subductant l'Europe.

La comparaison avec les zones de fractures actuelles permet de comprendre l'existence d'un relief dès le début de l'histoire géologique de la région. La présence d'une coupe "croûte océanique - manteau supérieur" sur Gorringe suggère que l'on peut trouver dans des zones de fractures une fenêtre de la croûte et le manteau.

La description du Banc de Gorringe évoque un complexe ophiolitique dont Gettysburg (serpentinites à structure de tectonites) serait la base et Ormonde le sommet. Les dunites à chromite et les cumulats gabbroïques de la partie intermédiaire non observés, prendraient place dans le col. La présence de matériel à affinité ophiolitique dans certaines structures océaniques (zones de fractures, rides, monts sous-marins) incite à penser qu'on les retrouve obductées sur les marges continentales. Ce modèle explique le faible pourcentage de croûte océanique obducté, et l'épaisseur maximale d'une dizaine de kilomètres des complexes ophiolitiques.

Ces hypothèses sont essentiellement basées sur l'exploration du Banc de Gorringe par submersible et l'interprétation qui en a été faite. Mais il n'a été parcouru que 31 km sur les 200 km de longueur du Banc. Une nouvelle campagne d'exploration par engin submersible permettra de développer cette hypothèse. Une étude approfondie de toute la région et en particulier de la ride Tore-Madère affinerait les modèles d'évolution cinématique de l'Atlantique Nord.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABDEL MONEN A.A., FERNANDEZ L.A., & BOONE G.M., (1975) - K.A Ages from the Eastern Açores Group (Santa Maria, Sao Miguel, and the Formigas Islands). *Lithos*, n° 8, pp. 247-254
- ALLEGRE C.J., MONTIGNY R., & BOTTINGA Y., (1973) - Cortège ophiolitique et croûte océanographique. Géochimie comparée et mode de genèse. *Bull. Soc. géol. France*, 7ème sér., t. 15, pp. 461-477
- ANONYME, (1972) - Penrose Field conference on ophiolites. *Geotimes*, n° 17, pp. 24-25
- ATTHAUD F., & MATTE P., (1975) - Les décrochements tardihercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des déformations. *Tectonophysics*, v. 25, pp. 139-171
- AUBOIN J., (1965) - Geosynclines. Elsevier Ed., Amsterdam
- AUZENDE J.M., LE LANN A., OLIVET J.L., & PASTOURET L., (1979) - Abrasion marine sur de Banc de Gorringe (SW Portugal). Eustatisme et tectonique. *7ème Réunion. Ann. Sc. Terre*, Lyon, p. 20
- AUZENDE J.M., OLIVET J.L., & BONNIN J., (1970) - La marge du Grand Banc et la fracture de Terre Neuve. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, sér. D, t. 271, pp. 1063-1066
- BALDY Ph., (1977) - Géologie du plateau continental portugais au Sud du Cap de Sines. *Thèse 3è cycle*, Paris
- BEUZART P., (1975) - Séismicité du bassin méditerranéen et des régions avoisinantes. *Geophys. Prospect.*, sér. D, n° 10, pp. 271-274
- BEUZART P., LE LANN A., MONTI S., AUZENDE J.M., & OLIVET J.L., (1979) - Nouvelle carte bathymétrique au 1/100 000 du Banc de Gorringe. *Bull. Soc. géol. France*, (sous presse)
- BLANCHET R., (1973) - Formations terrigènes ; phases tectoniques précoces ; mise en place des ophiolites dans les Dinarides de Bosnie septentrionale (Yougoslavie). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, sér. D, t. 276, pp. 153-156

- BAILLOT G., DUPEUBLE G.A., HENNEQUIN J., MARCHAND I., LAMBOY M., LEPRETRE I.P., & MUSELLE P., (1974) - Le rôle des décrochements tardihercyniens dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'Ouest et au Nord de la péninsule ibérique.
Rev. Geogr. phys. geol. dyn., sér. 2, t. 15, fasc. 1, pp. 75-86
- BONATTI E., HONOREZ J., & FERRARA G., (1971) - Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic-Ridge. A discussion on the petrology of the igneous and metamorphic rocks from the ocean floor.
Bullard E., Cann J.R. & Matthews D.H. Ed., *Phil. Trans. Roy. Soc.*, London, t. A, pp. 268-385
- BONATTI E., (1973) - Origin of the offsets of the Mid-Atlantic-Ridge in fracture zones.
Journ. Geol., v. 81, pp. 144-156
- BONATTI E., & HONOREZ J., (1976) - Serpentinite protusions in the oceanic crust.
J. Geophys. Res., v. 81, pp. 4104-4116
- BONATTI E., et HAMLYN P.R., (1978) - Mantle uplifted block in the Western Indian Ocean.
Science, n° 201, pp. 249-251
- BONATTI E., (1978) - Vertical tectonism in oceanic fracture zones.
Earth. Planet. Sci. Lett., n° 37, pp. 369-379
- BONNIN J., AUZENDE J.M., & OLIVET J.L., (1973) - L'extrémité orientale de la zone Açores-Gibraltar. Structure et évolution.
1è Réunion. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 91
- BONNIN J., OLIVET J.L., & AUZENDE J.M., (1975) - Structure en nappes à l'Ouest de Gibraltar.
C.R. Acad. Sc., Paris, sér. D, t. 280, pp. 559-562
- BONNIN J., (1978) - Evolution géodynamique de la ligne Açores-Gibraltar.
Thèse Sci., Paris
- BURGER J., HOUSSE B., & LEVY R., (1960) - Contribution des travaux d'exploration de la Société chérifienne des Pétroles à la connaissance de la nappe pré-rifaine.
In : "Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot". *Mem. H.-Ser. Soc. Géol. France*, pp. 423-430
- BURTMAN V.S., MOLDAVENSTEV Y.E., PERFILIEV A.S., & SCHULTZ S.S., (1973) - The oceanic crust of the Variscides in the Urals and Tien Shan.
In : "Developmental stages of folded belts and the problem of ophiolites", *Moscow. Acad. Sci. USSR*, p. 214
- BRONGNIART A., (1827) - Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes.
Levrault F.G. Ed., Paris

- DERCOURT J., (1972) - The Canadian cordillera, the Hellenides and the sea floor spreading theory.
Canad. Jour. Earth. Sci., v. 9, n° 6, pp. 709-743
- DEWEY J.F., & BIRD J.M., (1971) - Origin and emplacement of the ophiolite suit : Aplachian ophiolite in the Newfoundland.
J. Geophys. Res., v. 76, pp. 3179-3206
- EWING J.I., & HOLLISTER C.D., (1972) - Regional aspects of the Deep-Sea-Drilling in the Western Atlantic.
Initial reports of the Deep-Sea-Drilling Projects, Hollister D.C., Ewing J.I. et al. Ed., U.S. Government Printing Office, v. 11, pp. 951-973
- FERAUD G., BONNIN J., OLIVET J.L., AUZENDE J.M., & BOUGAULT H., (1977) - Sur quelques datations du volcanisme alcalin de la ligne Açores-Gibraltar et leur contexte géodynamique.
C.R. Acad. Sc., Paris, sér. D, t. 285, pp. 1203-1206
- FERAUD G., KANLOKA I., & ALLEGRE C.I., (1979) - Tectonic control in the development of oceanic islands : the Açores case. (sous presse)
- FISHER H., & ENGEL J.R., (1969) - Lherzolite, anorthosite, gabbro and basalt dredged from the Mid Indian Ocean Ridge.
Science, n° 166, p. 1136
- FOX P.J., SCHREIBER E., ROWLETT H., & Mc CAMY K., (1976) - The geology of the Oceanographer fracture zone.
J. Geophys. Res., v. 81, pp. 825-840
- FRANCHETEAU J., CHOUKROUNE P., HEKINIAN R., LE PICHON X., & NEEDHAM H.D., (1976) - Oceanic fracture zones do not provide deep sections in the crust.
Can. Jour. Sci., v. 13, n° 9, pp. 1223-1235
- FUKAO Y., (1973) - Thrust faulting as a lithospheric plate boundary : the Portuguese earthquake of 1969.
Earth. Plan. Sci. Let., n° 18, pp. 205-216
- GANSSER A., (1959) - Ausseralpine ophiolite problem.
Eclogae. Geol. Helv., n° 52, pp. 659-680
- GANSSER A., (1968) - The Puzosic line ; a major tectonic problem.
Schweiz. Miner. Petr. Mitt., n° 48, pp. 123-143
- GAVASCI A.T., FOX P.J., & RYAN W.B.F., (1973) - Petrography of rocks from the crestal area of the Goringe Bank.
In : Initials reports of the Deep-Sea-Drilling Projects, v. 13-2, pp. 749-752. Ryan W.B.F. et al. Ed., U.S. Government Printing Office.

- BRUNN J.H., (1940) - Condition des gisements des roches basiques en Macédoine occidentale.
C.R. Acad. Sc., Paris, sér. D, t. 210, p. 735
- BRUNN J.H., (1956) - Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale.
Thèse Sci., et *Ann. Geol. Pays Hell.*, sér. A, t. 7
- BRUNN J.H., (1959) - La dorsale médioatlantique et les épanchements ophiolitiques.
C.R. som. Soc. Géol. France, n° 8, p. 234
- BRUNN J.H., (1961) - Les sutures ophiolitiques : contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques.
Rev. Géol. phys. géol. dyn., n° 4, pp. 89-96 et pp. 181-202
- CHARVET J., (1973) - Sur les mouvements orogéniques du Jurassique-Crétacé dans les Dinarides de Bosnie orientale.
C.R. Acad. Sc., Paris, sér. D, t. 276, pp. 257-260
- CHRISTENSEN N.I., & SALYSBURY M.H., (1975) - Structure and constitution of the lower oceanic crust.
Rev. Geophys. Space Phys., t. 13, pp. 57-86
- COLEMAN R.G., (1971) - Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotite along continental edges.
J. Geophys. Res., v. 76, pp. 1212-1222
- COLEMAN R.G., (1977) - Ophiolites in "Minerals and Rocks".
Springer Ed., Berlin
- COLETTE B.J., (1974) - Thermal contraction joints in a spreading sea-floor as origin of fracture zone.
Nature, n° 251, pp. 299-300
- (Groupe CYAGOR) - AUZENDE J.M., CHARVET J., LE LANN A., LE PICHON X., MONTEIRO J.H., NICOLAS A., OLIVET J.L., & RIBEIRO A., (1977) - Le Banc de Gorringe (SW Portugal) un fragment de manteau supérieur et de croûte océanique reconnu par submersible.
C.R. Acad. Sc., Paris, sér. D, t. 285, pp. 1403-1406
- CYAGOR, (1978) - Samplings and observations of oceanic and mantle crust on Gorringe Bank.
Nature, v. 273, n° 5657, pp. 45-49
- CYAGOR, (1979) - Le Banc de Gorringe : Résultats de la campagne CYAGOR (août 1977).
Bull. Soc. géol. France, (sous presse)

- GIRARDEAV J., (1979) - Etude structurale dans les ophiolites de Bay of Island (Terre-Neuve).
7e Réunion. Ann. Sci. Terre, Lyon, p. 219
- GORRINI M., (1977) - The tectonic fabrics of the equatorial Atlantic and adjoining continental margins.
Ph. D. Thesis Columbia University, New-York.
- GUILLOU J.H., & ROUTHIER J.P., (1971) - Le stade d'évolution et de mise en place des massifs ultra mafiques de Nouvelle-Calédonie.
Bull. B.R.G.M., 2e sér., n° 4, pp. 5-37
- HADLEY D.M., & KARRAMONI H., (1975) - Seismotectonics of the Eastern Açores-Gibraltar Ridge. (Abstract).
E.O.S. Trans. Am. Geoph. Un., n° 56, p. 1028
- HAILWOOD E.A., & MITCHELL J.G., (1971) - Paleomagnetic and radiometric dating results from Jurassic intrusions in South Morocco.
Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc., v. 24, pp. 351-354
- HATZFELD D., (1978) - Etude sismotectonique de la zone de collision ibéro-maghrebine.
Thèse Sci., Grenoble.
- HAYES D.E., & EWING M., (1971) - Pacific boundary structure.
In: The Sea, Maxwell A.E. Ed., v. 4, part 2, pp. 29-72
- HAYES D.E., PIMM A.C., BECKMAN J.P., BENSON W., BERGER W.F., ROTH P.H., SUPKO P.R., & VON RAD U., (1972) - *Initial Reports of the Deep-Sea-Drilling Project*, v. 14, Hayes et al. Ed., U.S. Government Printing Office.
- HEKINIAN R., BOUGAULT H., & PAUTOT G., (1973) - Atlantique Nord : étude préliminaire des roches de la fracture Gibbs (53°N) et de la fracture Açores-Gibraltar.
C.R. Acad. Sc., Paris, sér. D, t. 276, pp. 3281-3284
- HEKINIAN R., (1979) - The Northern wall of Romanche transform fault.
(manuscrit non publié).
- HEEZEN B.C., BUNCE E.T., HERSEY J.B., & THARP M., (1964 a) - Chain and Romanche fracture zone.
Deep Sea Res., n° 11, pp. 11-13
- HEEZEN B.C., GERARD R.D., & THARP M., (1964 b) - The Vema fracture zone in the Equatorial Atlantic.
J. Geophys. Res., v. 69, pp. 733-739
- HESS H., (1955) - The oceanic crust.
J. Mar. Res., n° 14, pp. 423-439

- ISAKS B., OLIVER J., & SYKES L.R., (1968) - Seismology and the new global tectonic.
J. Geophys. Res., n° 73, pp. 5855-5899
- JUTEAU T., (1970) - Pétrogénèse des ophiolites des nappes d'Autalya (Taurus-Lycien Oriental, Turquie).
Science de la Terre, n° 15, pp. 265-278
- JUTEAU T., LAPIERRE H., NICOLAS A., PARROT J.F., RICOU L.E., ROCCI G., & ROLLET M., (1973) - Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens.
Bull. Soc. Géol. France, 7e sér., t. 15, n° 56, pp. 478-493
- JUTEAU T., NICOLAS A., DUBESSY J., FRUCHARD J.C., & BOUCHEZ J.L., (1976) - Le complexe ophiolitique d'Autalya (Taurides Occidentales, Turquie) : un modèle structural pour une dorsale océanique.
Bull. Soc. Géol. France, 7e sér., t. 18, n° 4, pp. 895-896
- LAPIERRE H., & PAROT J.H., (1972) - Identité des régions de Paphos (Chypre) et de Baër Bassit (Syrie).
C.R. Acad. Sc., Paris, sér. D, t. 274, pp. 1999-2002
- LARSON R.L., & PITMAN W.C.III., (1972) - World wide correlations of mesozoic magnetic anomalies and its applications.
Geol. Soc. Am. Bull., v. 83, pp. 3645-3662
- LARSON R.L., & HILDE T.W.C., (1975) - A revised time scale of magnetic anomalies reversals for the early Cretaceous and late Jurassic.
J. Geophys. Res., v. 80, pp. 2586-2594
- LAUGHTON A.S., WITHMARSH R.B., RUSBY J.J.M., SOMER M.L., REVIE J., Mc CARTNEY B.S., & NAFE J.E., (1972) - A continuous East-West fault on the Açores-Gibraltar Ridge.
Nature, n° 237, pp. 217-220
- LAUGHTON A.S., & WITHMARSH R.B., (1974) - The Açores-Gibraltar plate boundary.
In : "Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area", Proc. Nato. Adv. Inst. (D. Reidel Boston Mass), pp. 63-81
- LE BLANC M., (1973) - Le grand dyke de dolérite de l'Anti-Atlas et le magmatisme jurassique du Sud marocain.
C.R. Acad. Sc., Paris, sér. D, t. 276, pp. 2943-2946
- LE LANN A., AUZENDE J.M., & OLIVET J.L., (1979) - Campagne CYAGOR, Submersible CYANA (25 juillet - 26 août 1977).
Résultats des campagnes à la mer, série submersible, n° 17, CNEXO Ed.
- LE MOINE M., (1970) - Données nouvelles sur la série du Gondzan ; réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piedmontaise.
C.R. Acad. Sc., Paris, sér. D, t. 277, pp. 1615-1618

- LE PICHON X., (1968) - Sea floor spreading and continental drift.
J. Geophys. Res., v. 73, pp. 3661-3697
- LE PICHON X., BONNIN J., & PAUTOT G., (1970) - The Gibraltar end of the Açores-Gibraltar plate boundary. An example of compressive tectonic. (Abstract).
Upper Mantle Committee Symposium, Flagstaff, Az., July 1970
- LE PICHON X., AUZENDE J.M., PAUTOT G., MONTI S., & FRANCHETEAU J., () - Deep sea photographs of an active seismic fault zone near Gibraltar strait.
Nature, n° 230, pp. 110-111
- LUYENDYCK B.P., & BUNCE E.T., (1973) - Geophysical study of the North-West african margin of Morocco.
Deep. Sea. Res., v. 20, pp. 537-549
- Mc BIRNEY A.R., (1971) - Oceanic volcanism : a review.
Rev. Geophys. Space. Phys., n° 9, pp. 523-556
- Mc KENZIE D.P., (1972) - Active tectonism of the mediterranean regions.
Geophys. J. R. Astr. Soc., London, n° 30, pp. 109-185
- MENDES F., (1967) - Contribution à l'étude géochronologique par la méthode du Strontium des formations cristallines du Portugal.
Bol. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciencias, Lisboa, v. 11, fasc. 1, 157 p.
- MINSTER J.B., & JORDON T.H., (1974) - Numerical modellings of instantaneous plate tectonics.
Geophys. J. R. Astr. Soc., n° 36, pp. 541-576
- MONTIGNY R., (1975) - Géochimie comparée des cortèges de roches océaniques et ophiolitiques. Problèmes de leur genèse.
Thèse Sci., Paris, 288 p.
- MOUGENOT D., MONTEIRO J.H., DUPEUBLE P.A., & MALOT J.A., (1979) - La marge continentale sud-portugaise : évolution structurale et sédimentaire. (sous presse).
- MOUGENOT D., (1976) - Géologie du Plateau Continental portugais (entre le Cap Carvaeiro et le Cap de Sines).
Thèse 3è cycle, Rennes
- MUSELLEC P., (1974) - Géologie du Plateau Continental portugais au Nord du Cap de Carvaeiro.
Thèse 3è cycle, Rennes
- NICOLAS A., & LE PICHON X., (1979) - Un modèle de subduction.
7e Réunion. Ann. Sci. Terre, Lyon, p. 344

- OLIVET J.L., LE PICHON X., MONTI S., & SICHLER B., (1974) - Charlie Gibbs fracture zone.
J. Geophys. Res., v. 79, pp. 2059-2072
- OLIVET J.L., BONNIN J., & AUZENDE J.M. (1976) - Manifestation de phases de compression tertiaire dans l'Atlantique du Nord-Est.
4e Réunion. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 311
- OLIVET J.L., (1978) - Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique Nord et Central.
Thèse Sci., Paris
- PALAIN C., (1975) - Une série détritique terrigène : les grés de Silves ; Trias et Lias inférieur du Portugal.
Thèse Sci., Nancy
- PASTOURET L., LE LANN A., AUZENDE J.M., & OLIVET J.L., (1979) - Abrasion marine sur le banc de Gorringe : eustatisme et tectonique. (Sous presse).
- PERCONIG E., (1960) - Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin de Guadalquivir.
In : Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, *Mem. H.-sér. Soc. Géol. France*, pp. 229-256
- PITMAN W.C.III., & TALWANI M., (1972) - Sea floor spreading in the North Atlantic.
Geol. Soc. Am. Bull., v. 83, pp. 619-646
- PRIEM H.N.A., BOELRIJK N., VERSHURE R.H., HEBEDA E.H., & VERDUMEN E., (1970) - Dating events of acid plutonism through the paleozoic of the Western Iberian peninsula.
Eclog. Geol. Helv., n° 52, fasc. 1, pp. 255-274
- PURDY G.M., (1974) - The Eastern end of the Azores-Gibraltar plate boundary : a geophysical study.
Ph. D. Thesis, Cambridge.
- PURDY G.M., (1975) - The Eastern end of the Azores-Gibraltar plate boundary.
Geophys. J. R. Astr. Soc., n° 43, pp. 973-1000
- RENARD V., & ALLENOU J.P., (1979) - The Sea-Beam : soudeur à multifaisceaux du N/O. J. Charcot.
Revue technique, CNEXO Ed.
- ROBERTS D.G., (1970) - The Rif-Betic orogen in the Golf of Cadix.
Marine Geol., n° 9, pp. 1131-1137
- ROLLET M., (1969) - Recherche géologique dans le Skopska Grna Gora Karadagh (Macédoine yougoslavie).
Thèse Sci., Besançon
- ROTHE J.P., (1951) - Structure de l'Atlantique.
Geofis., n° 4, pp. 27-41

- ROTHE J.P., (1954) - La zone s ismique indo-atlantique.
Proc. R. Soc., London, ser. A, n  222, pp. 387-397
- ROURE F., MONTI S., & LE LANN A., (1976) - Campagne ESTOCADE ; Submersible
CYANA (1976).
Résultats des campagnes   la mer, série submersible, n  14, CNEXO Ed.
- RYAN W.F., HSU K.J., *et al.*, (1973) - *Initial Reports of the Deep-Sea-Drilling
Project*, v. 13-1 et 13-2, U.S. Government Printing Office.
- SCHERMERHORN L.J.G., PRIEM H.N.A., BOELRIJJK N., HEBEDA E.H., VERDURHEN E.,
& VERSCHURE R.H., (1978) - Age and origin of the Messejana dolomite
fault dyke system. (Portugal and Spain) in the light of the opening
of the North Atlantic ocean.
J. Geol., v. 86, pp. 299-309
- SCHMINCKE H.V., (1973) - Magmatic evolution and tectonic regim in the Canary,
Madeira and Azores Islands group.
Geol. Soc. Am. Bull., v. 84, pp. 633-648
- STEINMAN G., (1927) - Die ophiolitischen zonen in dem Mediterranem Kettengebirge.
14 Intern. Geol. Congr., Madrid, t. 2, pp. 638-667
- SUMMERHAYES C.P., NUTTER A.H., & TOMS J.S., (1971) - Geological structure and
development of the continental margin of Northwest Africa.
Mar. Geol., n  11, pp. 1-26
- THADEN D., (1958) - Carte géologique du Portugal au 1/1 000 000.
Notice explicative. Serv. Geol. Portugal.
- THOMSON G., & MELSON W.G., (1972) - The petrology of the oceanic crust across
fracture zones of Atlantic Ocean. Evidence of a new kind of sea floor
spreading.
J. Geol., v. 80, pp. 526-538
- UCHUPI E., EMERY K.O., BOWIN C.O., & PHILLIPS J.D., (1976) - Continental margin
of Western Africa : Senegal to Portugal.
Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., v. 60, pp. 809-878
- UDIAS A., & LOPEZ ARROYA A., (1972) - Plate tectonic and the Azores-Gibraltar
region.
Nature, v. 237, pp. 48-59
- UDIAS A., LOPEZ ARROYA A., & MEZENA J., (1976) - Seismotectonic of the Azores-
Gibraltar region.
Tectonophysics, v. 31, pp. 259-289
- VAN ANDEL T.H., CORLISS J.B., & BOWEN W.T., (1967) - The intersections between
the Mid-Atlantic-Ridge and the Vema Fracture Zone in the North Atlantic.
J. Mar. Res., n  25, pp. 343-351

- VAN ANDEL T.H., VON HERZEN R.P., & PHILLIPS J.P., (1971) - The Vema Fracture Zone and the tectonics of shear transverse zones in oceanic crustal plates.
Mar. Geophys. Res., t. 1, pp. 251-283
- WITHMARSH R.B., (1971) - Interpretation of a long range sear records obtained near the Azores.
Deep. Sea. Res., n° 18, pp. 433-440
- WILLIAMS A., & STEVENS R.K., (1974) - The ancient continental margin of Eastern North America.
In : "Geology of the continental margin", Burk C.A., Drake C.L. Eds., Springer ed., Berlin, pp. 781-796
- WILLIAMS H., & SMITH W.R., (1973) - Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and Alpine peridotites : Tectonic implications with West New Founland examples.
Am. J. Sci., n° 273, pp. 594-621
- ZBYSZEWSKY G., & BARRETO DE FARIA J., (1971) - O sal gemma en Portugal metropoli-gano. Suas jazidas características e aproveitamento.
Est. Not. Trab. Serv. Form. Min., v. XX, Fasc. 12, pp. 5-106