

ETUDE GEOLOGIQUE DES REGIONS × SOUS-MARINES DE PORCUPINE ET ROCKALL (Atlantique Nord-Est)

Alain-Philippe Cressard

▶ **To cite this version:**

Alain-Philippe Cressard. ETUDE GEOLOGIQUE DES REGIONS × SOUS-MARINES DE PORCUPINE ET ROCKALL (Atlantique Nord-Est). Océan, Atmosphère. Université de Rennes, 1972. Français. NNT : . tel-01575970

HAL Id: tel-01575970

https://insu.hal.science/tel-01575970

Submitted on 22 Aug 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

10 FEV. 1987

ETUDE GEOLOGIQUE DES REGIONS SOUS-MARINES DE PORCUPINE ET ROCKALL

(ATLANTIQUE NORD-EST)

Alain Philippe CRESSARD

BIBLIOTHEQUE INSTITUT DE GEOLOGIE



UNIVERSITE DE RENNES _ 1972

10 FEV. 1987

UNIVERSITE DE RENNES
INSTITUT DE GEOLOGIE
BIBLIOTHEQUE

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES
Numéro d'inventaire Bibliothèque 4334

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHEQUE

SERIE : C

N° d'Ordre : 251

N° de Série : 82

INSTITUT de GEOLOGIE de RENNES
Numéro d'inventaire Bibliothèque 4334

THESE

présentée

DEVANT l'UNIVERSITE DE RENNES

U. E. R. "Structure et Propriétés de la Matière"

pour obtenir

le titre de DOCTEUR en TROISIEME CYCLE

Spécialité : Géologie - option Géologie sous-marine

PAR

Alain-Philippe CRESSARD

Sujet de la thèse : Etude géologique des régions sous-marine de Porcupine et Rockall.

Soutenue le 8 décembre 1972 devant la Commission d'Examen

MM. J. COGNE — Président

G. BOILLOT

G. DUNOYER de SEGONZAC — Examinateurs

J. C. SIBUET

لا يعار

PLAN

- AVANT-PROPOS

1ère PARTIE

Ch. I - INTRODUCTION

I. 1. La campagne NORATLANTE..... 1

I. 2. Le matériel..... 1

I. 3. La région de PORCUPINE - ROCKALL...../... 4

Ch. II - LA REGION DE PORCUPINE

II. 1. Situation et topographie de la région de PORCUPINE. 5

II. 2. La sismique réflexion dans la baie sous-marine de PORCUPINE..... 6

II. 3. La sismique réfraction dans la baie sous-marine de PORCUPINE..... 9

II. 4. Interprétation des cartes d'isopaques et d'isobathes des sédiments déposés dans la baie sous-marine de PORCUPINE..... 10

II. 5. Le plateau de PORCUPINE..... 11

II. 6. Les mesures gravimétriques dans la région de PORCUPINE..... 12

II. 7. Les mesures magnétiques dans la région de PORCUPINE..... 12

II. 8. Conclusions des études géologiques et géophysiques dans la région de PORCUPINE..... 13

Ch. III - LE FOSSE DE ROCKALL

III. 1. Situation et topographie du fossé de ROCKALL..... 17

III. 2. La sismique réflexion dans le fossé de ROCKALL.. 17

III. 3. La ride FENI..... 20

III. 4. Les mesures de réfraction dans le fossé de ROCKALL..... 22

III. 5. Le magnétisme dans le fossé de ROCKALL..... 24

III. 6. La gravimétrie dans le fossé de ROCKALL..... 25

Ch. IV. - LE PLATEAU DE ROCKALL

IV. 1. Le plateau de ROCKALL..... 26

IV. 2. La nature du socle du plateau de ROCKALL..... 26

IV. 3. La sismique réflexion sur le plateau de ROCKALL. 27

IV. 4. Les forages J.O.I.D.E.S..... 28

IV. 5. La sismique réfraction sur le plateau de ROCKALL..... 30

IV. 6. Le magnétisme sur le plateau de ROCKALL..... 30

IV. 7. La gravimétrie sur le plateau de ROCKALL..... 31

Ch. V - CONCLUSIONS A L'ETUDE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE PORCUPINE - ROCKALL..... 32

2e PARTIE

Ch. I - SITUATION GEOGRAPHIQUE..... 36

Ch. II - METHODES D'ANALYSE DE LA CAROTTE K_1 ET RESULTATS..... 37

II. 1. Etudes préliminaires..... 37

II. 2. Description de la carotte K_1..... 37

II. 3. Extraction de la fraction argileuse..... 39

II. 4. Lecture des diagrammes et exploitation..... 41
II. 5. Etude granulométrique de la fraction sableuse... 44
II. 6. Cbservation des frottis..... 48
II. 7. Les alternances sédimentaires de la carotte K_1.. 50

Ch. III. - LE FOSSE DE ROCKALL ET SES RAPPORTS AVEC LA MER DE NORVEGE AU COURS DU QUATERNAIRE
III. 1. Schéma d'échange mer de Norvège - Fossé de Rockall..... 52
III. 2. Schéma d'échange au Pléistocène..... 53
III. 3. Conséquences de l'alternance des phases climatiques sur la sédimentation dans le fossé de Rockall. 54
III. 4. Correspondance entre les alternances sédimentaires de la carotte K_1 et les alternances climatiques du Quaternaire supérieur..... 55

Ch. IV - CONCLUSICNS..... 57

BIBLICGRAPHIE

LISTE DES FIGURES

		A la suite de la page
Fig. 1	- Bathymétrie générale	4
Fig. 2	- Bathymétrie de la région étudiée	5
Fig. 3	- Cartes des profils NORATLANTE	6
Fig. 4	- Coupes-temps interprétatives des profils A, B et C	6
Fig. 5	- Carte des isopaques et isobathes	10
Fig. 6	- Reconstitution de l'Atlantique Nord	11
Fig. 7	- Profils magnétiques	13
Fig. 8	- Coupes-temps interprétatives des profils D, E et F	11
Fig. 9	- Carte des stations de réfraction	9
Fig. 10	- Coupes-temps interprétatives du profil G	27
Fig. 11	- Reconstitution des phénomènes d'ouverture selon MAYHEW	33
Fig. 12	- Reconstitution de l'Atlantique Nord selon X. LE PICHON	33
Fig. 13	- Description et composition de la carotte K_1	38
Fig. 14	- Caractères minéralogiques de la fraction fine	42
Fig. 15	- Caractères granulométriques de la fraction sableuse	44
Fig. 16	- Courbes des pourcentages de quelques composants	48
Fig. 17	- Carte bathymétrique - Atlantique-Nord - mer de Norvège	52
Fig. 18	- Comparaison de la moyenne et de l'écart type de minéraux et des Foraminifères	48

-:-

PLANCHES

Planche I - Photographies des enregistrements de réfraction 58

Planche II - Photographies de la carotte K_1 58

Planche III - Photographie d'un diffractogramme 58

AVANT-PROPOS

Ce travail porte sur les données recueillies au cours de la campagne Noratlante du Centre Océanologique de Bretagne.

A la suggestion de M. G. BOILLOT, MM. X. LE PICHON et G. PAUTOT me confièrent en 1970 l'exploitation des informations concernant la région sous-marine de Porcupine et de Rockall, à l'Ouest et au Nord-Ouest de l'Irlande. Ces documents sont de deux sortes :

1- Des enregistrements graphiques, le long de 5 profils (sismique réflexion et réfraction, magnétisme, gravimétrie). Au cours de ce premier travail, qui a donné lieu à deux notes publiées en collaboration avec les chercheurs du C.O.B. (1) (2), j'ai bénéficié des conseils et suggestions de MM. X. LE PICHON, G. PAUTOT, J. MASCLE et B. SICHLER.

2- Des prélèvements de sédiments par carottage . Je n'ai étudié qu'une seule carotte, longue de 8,70 m, la carotte K$_1$. Une partie de ce travail a été exécuté au Laboratoire de Géologie de l'Université de Strasbourg (Dir. : G. MILLOT), où j'ai été accueilli par M. G. DUNOYER DE SEGONZAC.

---

(1) X. LE PICHON, A. CRESSARD, J. MASCLE, G. PAUTOT, B. SICHLER - Structures des bassins sédimentaires de Porcupine et de Rockall - C.R. Acad. Sc. Paris, t. 270, 1970, p. 2903-2906.

(2) B. SICHLER, J. MASCLE et A. CRESSARD - Sismique réflexion oblique dans le fossé de Rockall - C.R. Acad. Sc. Paris, t. 275, 1972, p. 959-962.

Là, j'ai été initié à l'analyse minéralogique des minéraux argileux, travaillant en étroite collaboration avec M. M. HOFFERT, dont la thèse de 3e cycle porte également en partie sur l'étude de la carotte K1.

Au Laboratoire de Géologie sous-marine de l'Université de Rennes, comme au Centre Océanologique de Bretagne, j'ai reçu, dans mon étude sédimentologique, l'aide amicale de M. MELGUEN à qui je dois les techniques de comptage, et qui, elle-même, a étudié les frottis de la carotte K1, de M. L. PASTOURET, qui a réalisé l'étude des foraminifères planctoniques, de M. J. LOUAIL, qui a mis à ma disposition, son programme de calcul, des paramètres granulométriques, et de M. J.P. LEFORT avec qui j'ai eu de nombreuses discussions.

Cette deuxième partie sédimentologique doit faire l'objet d'un article en collaboration avec M. M. HOFFERT et M. L. PASTOURET.

Enfin, tout au long de mon travail, mais surtout au moment de la rédaction de ce mémoire, j'ai été guidé par M. G. BOILLOT.

Je ne saurais aussi oublier tous ceux qui, à Brest, à Strasbourg et à Rennes, m'ont aidé de leurs conseils et de leur amitié, tous ceux qui par leurs soins compétents ont assuré la fabrication de ce mémoire. Que tous veuillent bien trouver ici l'expression sincère de ma reconnaissance.

I - INTRODUCTION

I. 1. LA CAMPAGNE NORATLANTE

La campagne NORATLANTE a été organisée par le Département Scientifique du Centre Océanologique de Bretagne (C. O. B.), et financée par le Centre National pour l'Exploitation des Océans (C. N. E. X. O.).

Ce travail contient les données recueillies durant cette campagne à bord du Navire Océanographique "JEAN CHARCOT" entre le 4 août et le 13 août 1969.

L'ensemble des données a été traité sur calculateur I. B. M. 1130 à partir des programmes mis au point par A. TALWANI, adaptés au Centre Océanologique de Bretagne.

I. 2. LE MATERIEL

I. 2. 1. LA NAVIGATION

Deux systèmes de navigation par satellites ont été utilisés parallèlement. Le premier est un récepteur satellite I. T. T. associé à un calculateur P. D. P. 8-I et à une imprimante. Le second est un récepteur satellite S. A. T. avec un système de calcul en temps réel C. E. R. C. I., utilisant un calculateur P. D. P. 8-S. La précision estimée des positions mesurées est meilleure que 500 mètres. La position en continu le long de la route est meilleure que 1000 mètres. L'estime calculée à tout instant par l'ensemble S. A. T. - C. E. R. C. I.



est basée sur la connaissance instantanée du Cap (Cyrocompas du navire) et de la vitesse (loch électromagnétique B. E. N.). Ces données ont ensuite été traitées au Centre Océanologique de Bretagne sur un calculateur I. B. M. 1130 associé à une table traçante CALCOMP.

I 2. 2. LA BATHYMETRIE

La bathymétrie est obtenue à l'aide d'un enregistreur ALDEN 419 P. C. R. associé à une base ELAC ou EDO 12 K. H. Les sondes non corrigées en fonction des variations de température et de salinité sont exprimées en unités nominales de sondages.

I 2. 3. LA GRAVIMETRIE

Le gravimètre utilisé est un gravimètre marin ASKANIA - C SS 2 (N° 15) avec table ANSCHUTZ et gyroscope à huile. Il n'y a pas de correcteur de cross coupling. La précision est de 10 mgal en valeur absolue. Les points de références gravimétriques sont les suivants :

- BREST : Porte Cafarelli

(rapport sur la détermination des bases gravimétriques portuaires par R. BOLLO et M. DISOSKI - B. R. G. M. - S. H. N° DS 65 A 24).

g = 980 950, 9 mgal (Bureau Gravimétrique International).

- SAINT-JOHN'S : Peperell - USAF - Building 309

(NAVADO III, Bathymétric ; magnetic and gravity investigations. H. NETH, M. S. SNELLIUS 1964 - 1965 ; Published by the Netherlands hydrographer 1967).

g = 980 836, 9 mgal (Bureau Gravimétrique International).

Les points de références gravimétriques ont été rattachés à l'appontement du "JEAN CHARCOT" à l'aide d'un gravimètre WORDEN n° 826, série 112.

I 2. 4. LA MAGNETOMETRIE

L'appareil utilisé est un prototype de magnétomètre à protons basé sur l'effet ABRAGAM - OVERHAUSER, conçu et réalisé par le Centre d'Etudes Nucléaires de Grenoble. Des problèmes de fonctionnement ont conduit à des interruptions dans les enregistrements.

- Les données de la topographie, de la gravimétrie et de la magnétométrie recueillies sous forme analogique ont été tout d'abord dépouillées au Centre Océanologique de Bretagne sur une table digitalisante X-Y D-MAC avant d'être traitées sur I. B. M. 1130 associé à la table traçante CALCOMP.

I 2. 5. SISMIQUE REFLEXION

Le système de sismique réflexion est en général le FLEXOTIR avec un ensemble d'enregistrement prêté par l'Institut Français du Pétrole (CRAU - 1969). Deux enregistreurs analogiques étaient utilisés simultanément pour la réception. L'un est un enregistreur à intensité variable sur papier sec (EDC 333). Le second enregistrement était obtenu sur film photographique en aire variable, à partir d'une caméra de l'Institut Français du Pétrole.

La bande passante utilisée pour la réception a été pour le FLEXOTIR de 12, 5 à 80 hz en général.

Dans les régions à faible épaisseur de sédiment, on a utilisé comme source sonore un canon à air ECLT, modèle de 40 pouces cubiques (793, 5 cm3 environ) à vanne électromagnétique commandée, travaillant entre 110 et 125 kg/cm2. La bande passante utilisée a été de 40 à 100 Hertzs en général.

I 2. 6. LE CAROTTAGE

Le carottier utilisé durant la campagne est un carottier à piston KULLENBERG à déclenchement par carottier pilote.

I 3. LA REGION DE PORCUPINE - ROCKALL

Cette région apparait comme une région clé. En effet, le plateau de ROCKALL (fig. 1), séparé de l'Europe par un profond fossé, est considéré par de nombreux auteurs comme un fragment de continent isolé lors de l'ouverture de l'Atlantique Nord. C'est pourquoi le Département Groupe Scientifique du Centre Océanologique de Bretagne a choisi de consacrer plusieurs journées à ce fossé et aux zones voisines. L'ensemble des résultats a été publié par le C. N. E. X. O. (C. N. E. X. O., 1971).

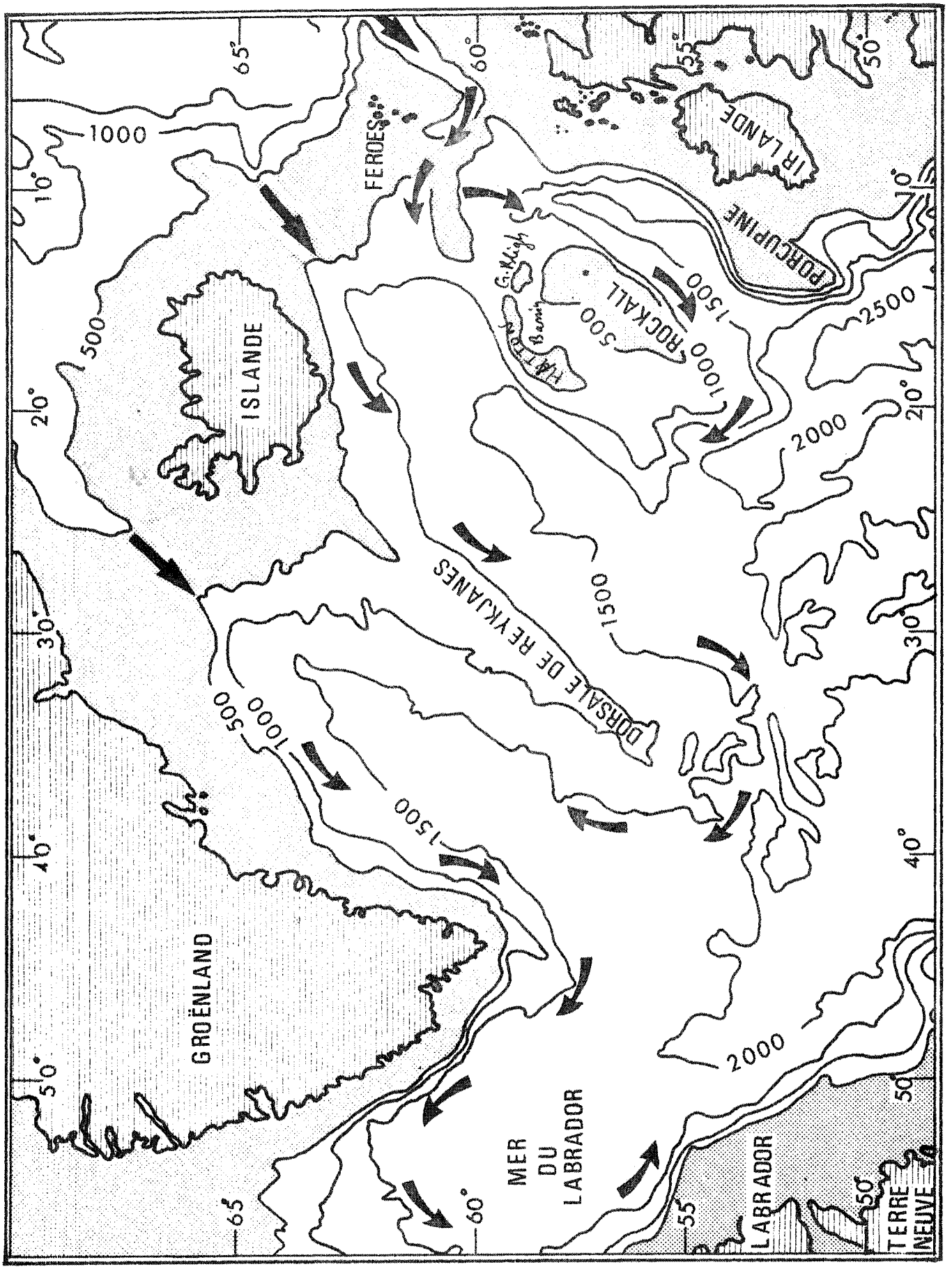


Fig. 1 Bathymétrie générale de l'Atlantique Nord
(en grisé, les fonds marins de moins de 500 brasses)
Les flèches indiquent la direction des courants de fonds.

LA REGION DE PORCUPINE

II 1. SITUATION ET TOPOGRAPHIE DE LA REGION DE PORCUPINE

La région de PORCUPINE appartient au domaine continental européen. Cette région est caractérisée par un trait morphologique important (fig. 2) : une profonde échancrure du plateau continental forme ce que les auteurs anglais appellent "PORCUPINE SEABIGHT" et que nous traduisons par "baie sous-marine de PORCUPINE". Cette baie sous-marine entaille le plateau continental au large de l'Irlande ; sa direction générale est N. S. pour devenir N. E. - S. W. dans sa partie méridionale ; sa profondeur décroît du Nord vers le Sud, et elle atteint 4000 m au niveau de la plaine abyssale. La baie détermine ainsi deux domaines morphologiques différents : à l'Est, le plateau continental irlandais dont la profondeur moyenne est de 200 m ; à l'Ouest, le plateau de PORCUPINE qui forme un pédoncule s'enracinant sur le plateau continental ouest-européen, et dont la profondeur s'accroît vers le Sud pour atteindre 1000 m au bord du plateau.

Des profils de bathymétrie ont été réalisés en même temps que les profils de sismique réflexion (fig. 3). Trois profils recoupent la baie sous-marine de PORCUPINE (les profils A, B, C) ; le profil C qui se prolonge par le profil D coupe le plateau de PORCUPINE. La bathymétrie à l'intérieur de la baie est caractérisée par des pentes graduelles, en contraste avec les pentes brutales au Nord et à l'Ouest du banc de PORCUPINE, ainsi qu'autour de l'Eperon de GOBAN. La baie comprend deux régions différentes : au Nord (profil C), on observe que les pentes de la baie se prolongent jusqu'au centre pour former

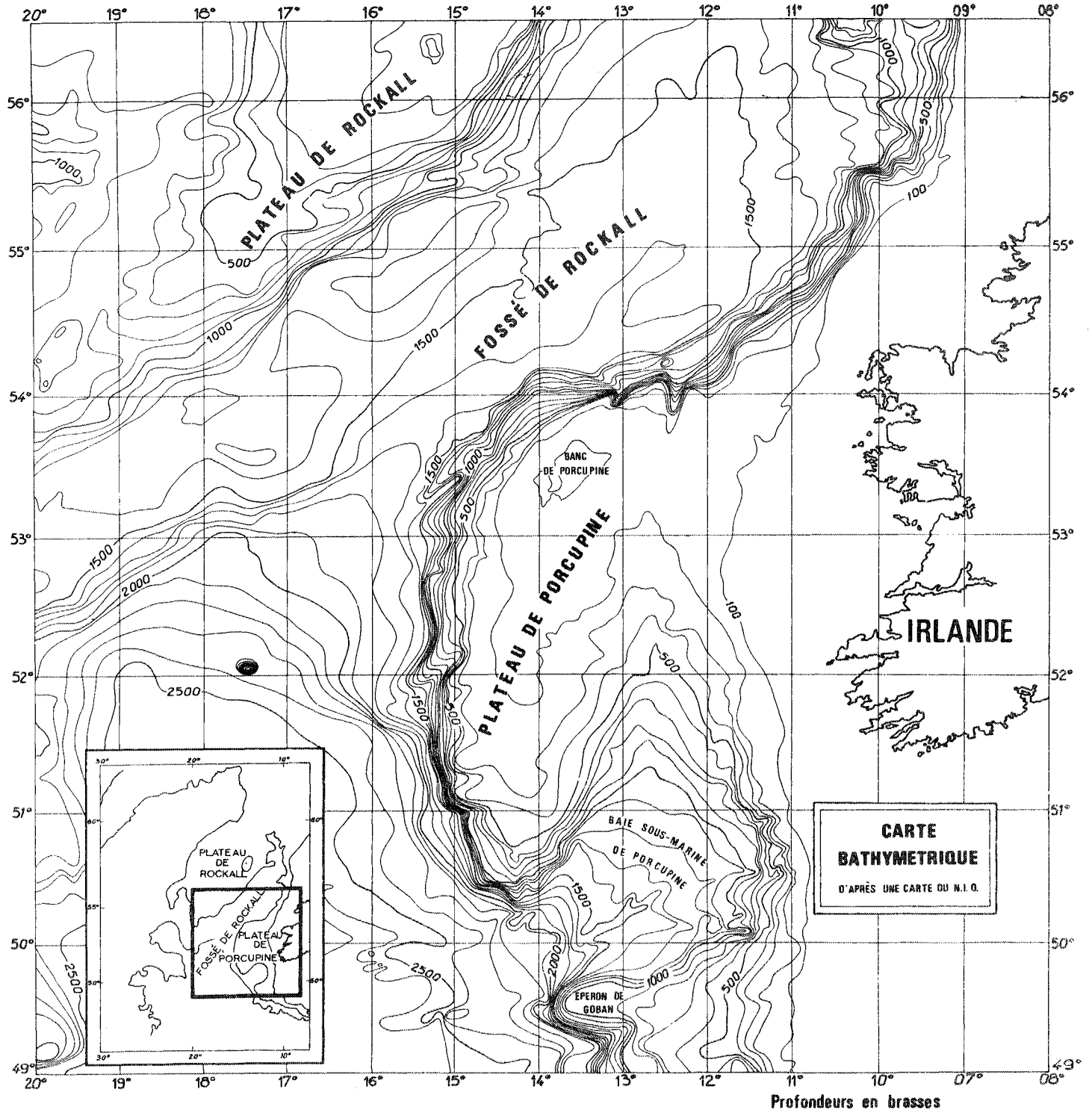


Fig. 2 Bathymétrie de la région étudiée
(d'après une carte du National Institute of Oceanography)

seulement un chenal, tandis que la sédimentation apparait se former par progradation sur les bords. Au Sud, par contre, le fond de la baie est plat. On n'observe pas sur le profil A de variation de relief supérieur à 20 m pendant plus de 80 km. En revanche, les pentes de chaque côté sont abruptes. Sur le profil A, du côté du plateau continental Irlandais, sous le rebord du plateau situé à 200 m, on observe une pente régulière de 1° 20 qui abaisse le fond jusqu'à - 2 500 m. Du côté du PLATEAU DE PORCUPINE, la pente est de 2° 20 et atteint 4° 20 dans la partie la plus profonde. Sur le profil B, ces pentes sont respectivement de 1° 30 et de 2° 30. On observe donc une dissymétrie entre les pentes Ouest et Est de la baie. On voit sur la carte bathymétrique (fig. 2) qu'il n'existe des canyons sous-marins que sur le flanc Est de la baie. Deux de ces canyons sont recoupés par le profil A. Ils sont larges de 5 à 6 km et profonds de 120 à 150 m. Le profil C coupe deux autres canyons larges de 10 km et profonds de 200 m à 400 m.

II 2. LA SISMIQUE REFLEXION DANS LA BAIE SOUS-MARINE DE PORCUPINE

Pour connaître les structures profondes de la baie sous-marine de PORCUPINE, nous disposons, en sismique réflexion, de trois profils (A, B, C) (fig. 3), ainsi que des profils de STRIDE et al. (1969) et des nombreux profils réalisés par CLARKE et al. (1971).

La figure 4 représente les coupes-temps interprétatives correspondant aux profils A, B, C et les corrélations des réflecteurs remarquables entre les trois profils.

. Le réflecteur le plus profond (5) ne peut être suivi que d'une manière très discontinue sur le profil A. Il est situé à 2, 5 sec. t. d. (seconde temps-double) sous le fond (5, 7 sec. t. d. par rapport au niveau de la mer). Il est possible que ce réflecteur corresponde au socle qui apparait de chaque côté de la baie sous une faible épaisseur sédimentaire.

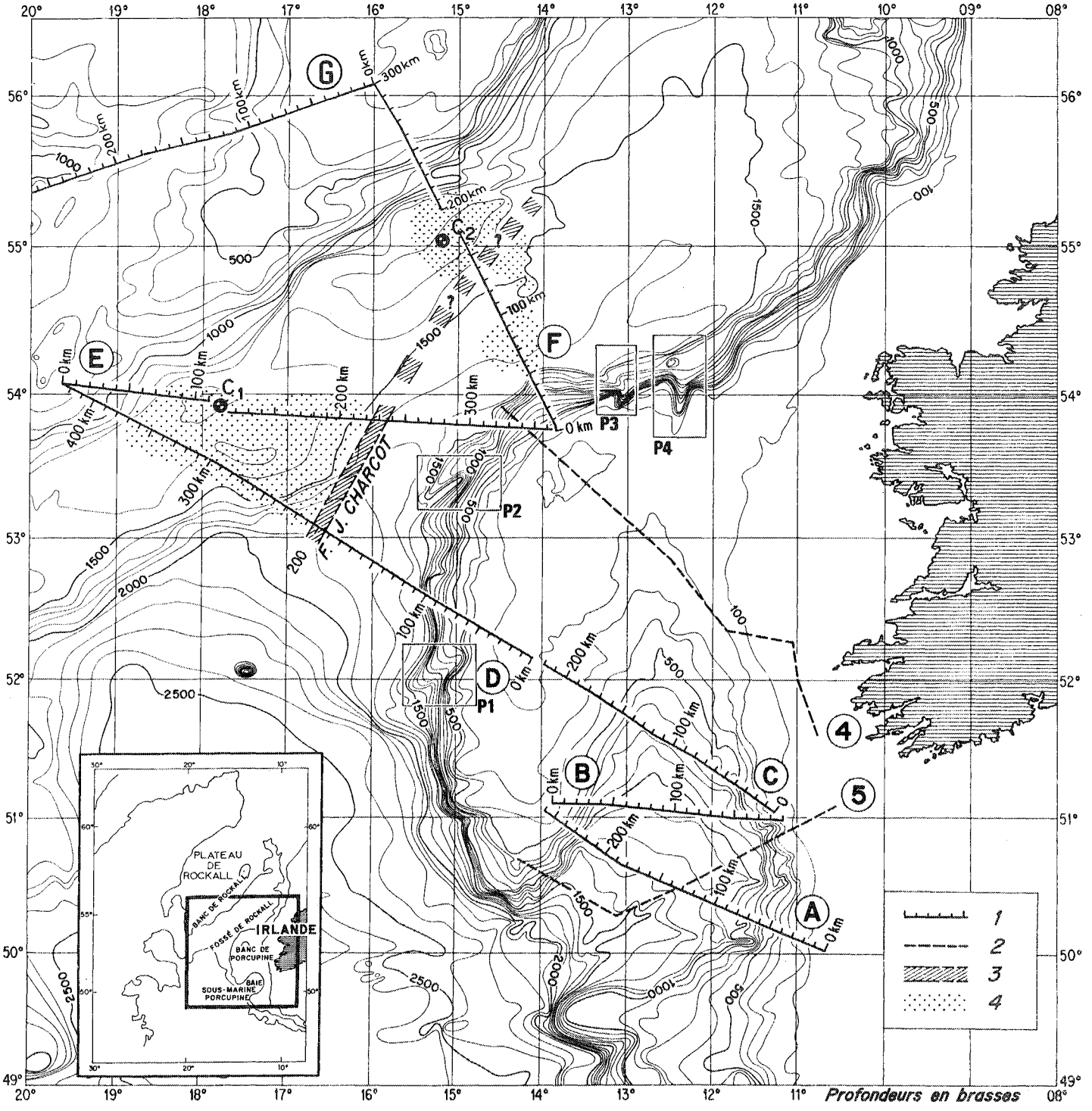


Fig. 3 Carte de la région de Porcupine-Rockall

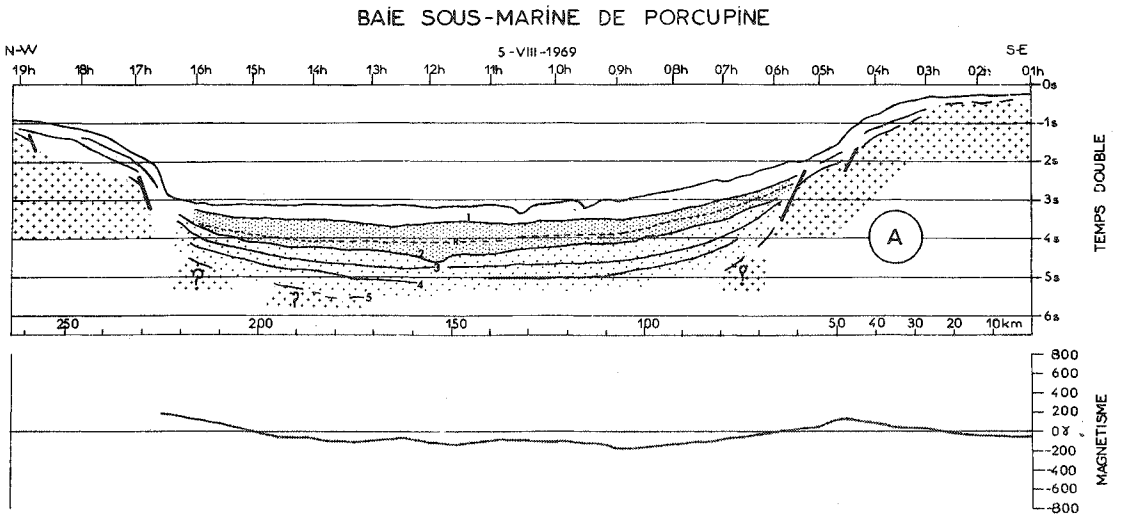
Légende :

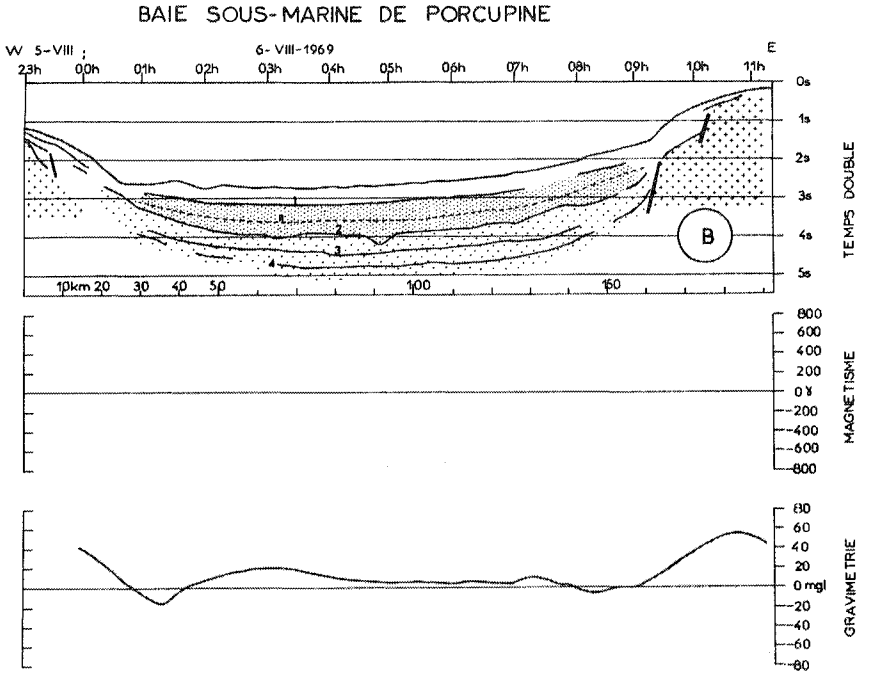
1 - Profils de la mission Noratlante

2 - Profils de Stride et al

3 - Faille Jean-Charcot et son prolongement supposé

4 - La ride Feni.





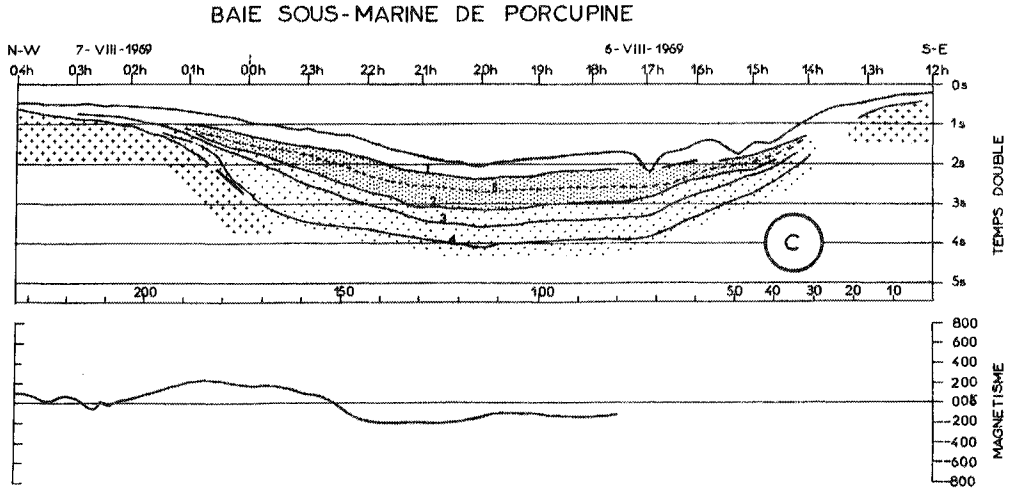


Fig. 4 Coupes temps interprétatives des profils A, B et C avec les profils magnétiques et gravimétriques.

. Au-dessous de ce réflecteur 5, sur le profil A, la série sédimentaire ne montre aucun réflecteur avant le réflecteur 4, qui se situe entre 2 et 2,2 sec. t. d. sous le fond. On peut suivre ce réflecteur dans toute la largeur de la baie, et sa forme est semblable sur nos trois profils.

. La série sédimentaire entre les réflecteurs 4 et 3 a une épaisseur variable de 0,4 à 0,3 sec. t. d. Son épaisseur est plus importante sur les bords de la baie qu'au centre. Par exemple, sur le profil C, elle atteint 1 sec. t. d. sur le bord Ouest de la baie. Dans cette série, les réflecteurs sont réguliers.

. Cette série se termine par le réflecteur 3 qui est le plus réfléchissant de tous nos réflecteurs. Il est situé entre 1,6 et 1,7 sec. t. d. sous le fond et on peut le suivre dans toute la baie, ainsi que sur la partie inférieure des pentes.

. Par-dessus, on observe une série épaisse de 0,4 à 0,5 sec. t. d. dont le maximum de puissance se situe au pied du plateau continental irlandais ; les réflecteurs internes de cette série sont réguliers, mais ils sont interrompus sur le profil A et B par un paléocanyon. La largeur de ce paléocanyon est de 9 km environ pour 0,2 à 0,3 sec. t. d. de profondeur. Il est situé approximativement dans l'axe de la baie.

. Le réflecteur 2 qui surmonte cette série montre de nombreuses irrégularités morphologiques dont la principale est le paléocanyon précédemment décrit ; le réflecteur 2 est situé en moyenne à 1,2 sec. t. d. sous le fond, et peut être suivi sur toute la largeur de la baie jusqu'au niveau des pentes, où il est interrompu par quelques failles du même type que celles décrites par CLARKE et al (1971).

. Une épaisse série le surmonte, en montrant en de nombreux points, en particulier au bas des pentes, une discordance angulaire.

On observe de nombreux réflecteurs internes dans cette série (0, 8 sec. t. d. et jusqu'à 1 sec. t. d. au centre du bassin). Parmi les réflecteurs internes, nous avons appelé R une série particulière formée de lits très serrés à fort pouvoir réfléchissant, que l'on suit assez bien dans toute la baie et qui semble se terminer en discordance sur le réflecteur 2 de chaque côté sur les pentes. Cette série parait localement affectée par de petites failles. Entre les réflecteurs 2 et R, les réflecteurs internes sont réguliers.

. Le réflecteur 1 est situé à 0, 4 sec. t. d. sous le fond; il est difficile à suivre. Par-dessus, s'observe une série acoustiquement transparente pour les fréquences utilisées, qui parait correspondre à des turbidites et qui est localement interrompue par des canyons (profils A et C).

Nous avons comparé ces observations aux profils obtenus par les chercheurs anglais, en particulier aux profils 4 et 5 de STRIDE et al, et à ceux de CLARKE et al qui,eux, ont utilisé une technique ne permettant pas une pénétration aussi grande que le FLEXOTIR.

Le profil 4 de STRIDE et al. est situé au Nord du profil C ; or, ces auteurs y ont noté deux réflecteurs principaux (a et b) respectivement à 0, 2 sec. t. d. et à 1 sec. t. d. sous le fond. Enfin, on peut observer çà et là sur le profil 5 un réflecteur fugace (c) à 1, 6 sec. t. d. Ces trois réflecteurs (a, b, c) correspondent, d'après leurs profondeurs, à nos réflecteurs 1, 2 et 3. Certaines autres similitudes confirment cette assimilation : le réflecteur b a une surface topographique accidentée comme le réflecteur 2. D'autre part, STRIDE a remarqué, dans la série située au-dessus de b, de nombreux réflecteurs internes marqués par des discontinuités et se terminant en discordance sur le réflecteur b, comme le fait notre série R sur le réflecteur 2. Les profils de CLARKE et al confirment l'existence de cette discordance. Des profils, réalisés par ces auteurs plus au Nord que les nôtres,

montrent même que sous cette discordance, on peut observer quelques plissements ainsi que des structures diapiriques.

Pour STRIDE et al., le réflecteur b (équivalent à 2) marquerait la limite secondaire-tertiaire. Comme lui, nous pensons que cette surface, marquée par l'érosion et par un canyon, correspond à la grande phase d'érosion post-crétacé observée sur toute la marge continentale Est-Atlantique (STRIDE et al., 1969). Par voie de conséquence, les réflecteurs 3 et 4 seraient des réflecteurs mésozoïques et, au-dessus du réflecteur 2, les séries appartiendraient au Cénozoïque et au Plioquaternaire.

II 3. LA SISMIQUE REFRACTION DANS LA BAIE SOUS-MARINE DE PORCUPINE

Un profil de sismique réfraction a été réalisé au centre de la baie sous-marine de PORCUPINE (SCRUTTON et al., 1971). Cette mesure L1 (fig. 9) indique une première discontinuité à 1,5 km sous le fond, qui peut donc être corrélée avec notre réflecteur 2. Sous cette discontinuité, une couche de vitesse 4,4 km/sec., probablement des sédiments consolidés, correspond aux couches que nous supposons Jurassique et Crétacé. Puis, à 7 km sous le fond, c'est-à-dire un peu plus profondément que notre réflecteur 5, il existe une couche à 5,1 km qui peut correspondre au socle.

A 12 km de profondeur, SCRUTTON et al. ont trouvé une couche de vitesse 7,7 km/sec. ; mais ces profondeurs doivent être considérées comme approximatives car il n'a pu être réalisé de profil inverse. La couche à 7,7 km/sec. pourrait correspondre à une couche intermédiaire de la croûte terrestre, comme cela a été observé à la base de la croûte sous les marges continentales en subsidence (SHERIDAN, 1969).

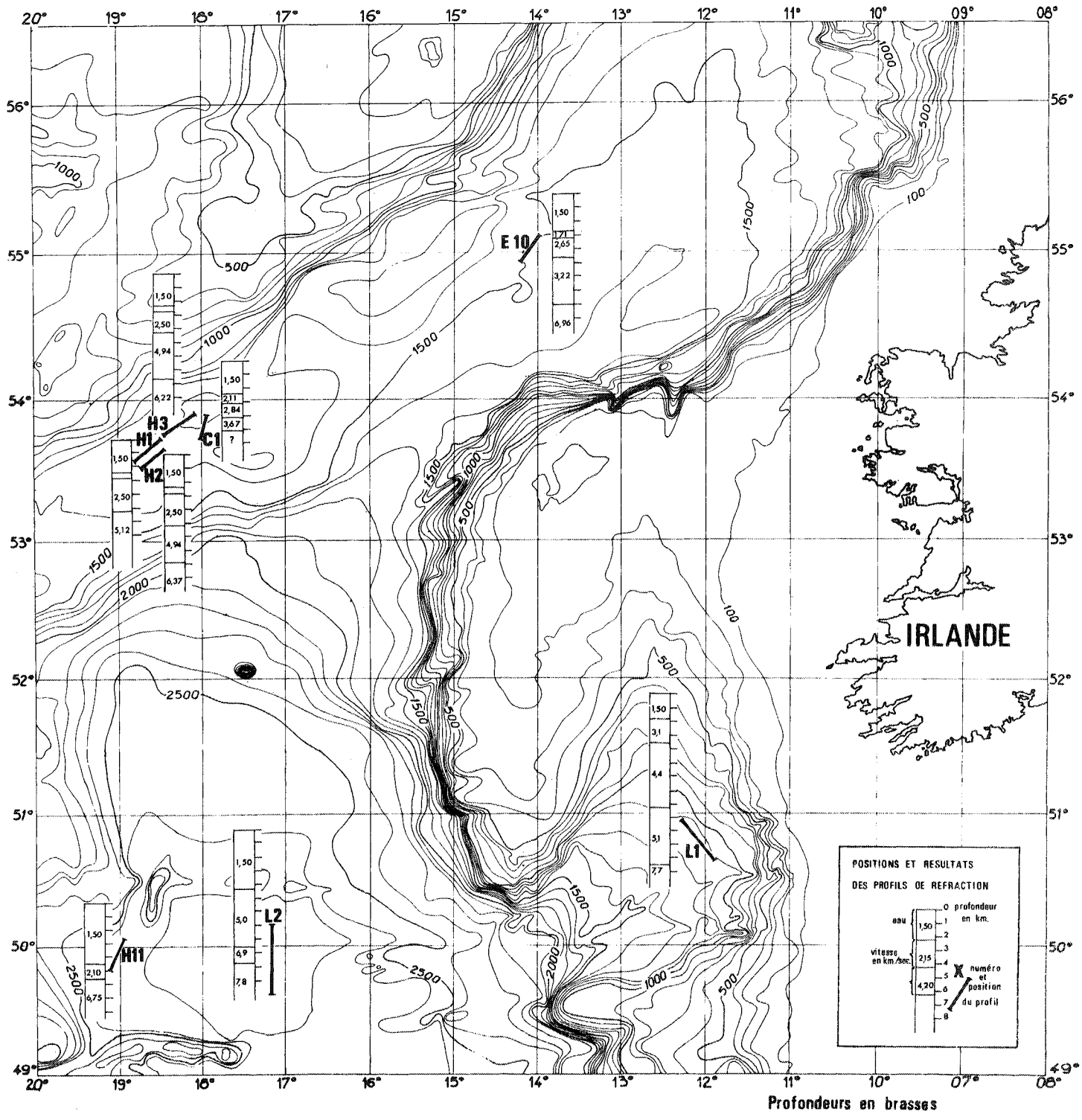


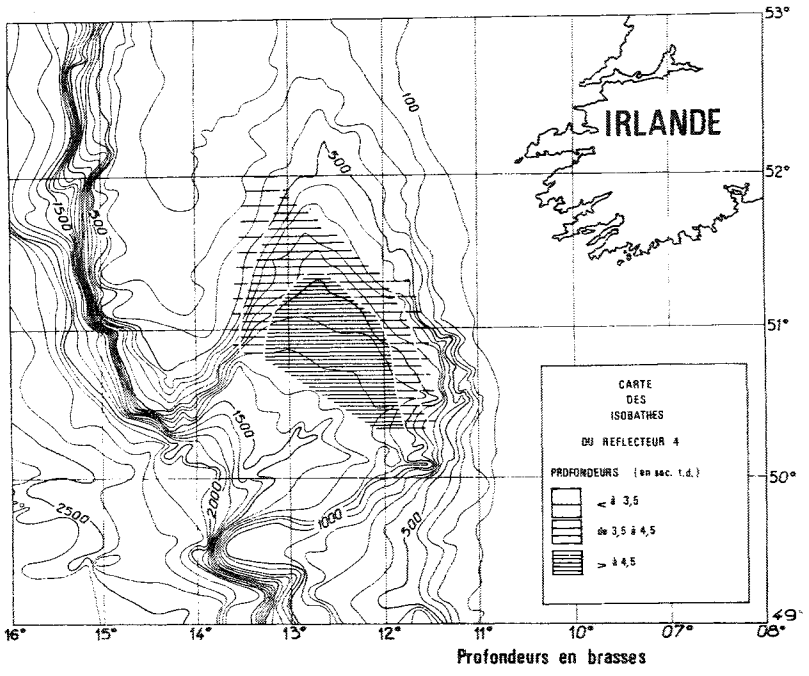
Fig. 9 Carte montrant la position et les résultats des stations de réfraction H_1, H_2, H_3, H_{11}, C_1, E_{10}, L_1 et L_2.

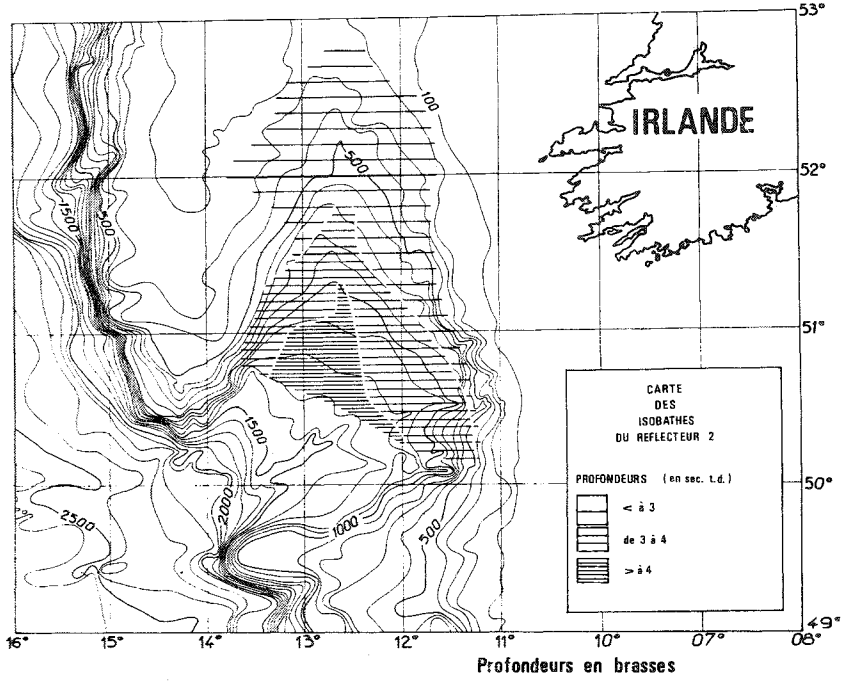
II 4. INTERPRETATION DES CARTES D'ISOPAQUES ET D'ISOBATHES DES SEDIMENTS DEPOSES DANS LA BAIE SOUS-MARINE DE PORCUPINE

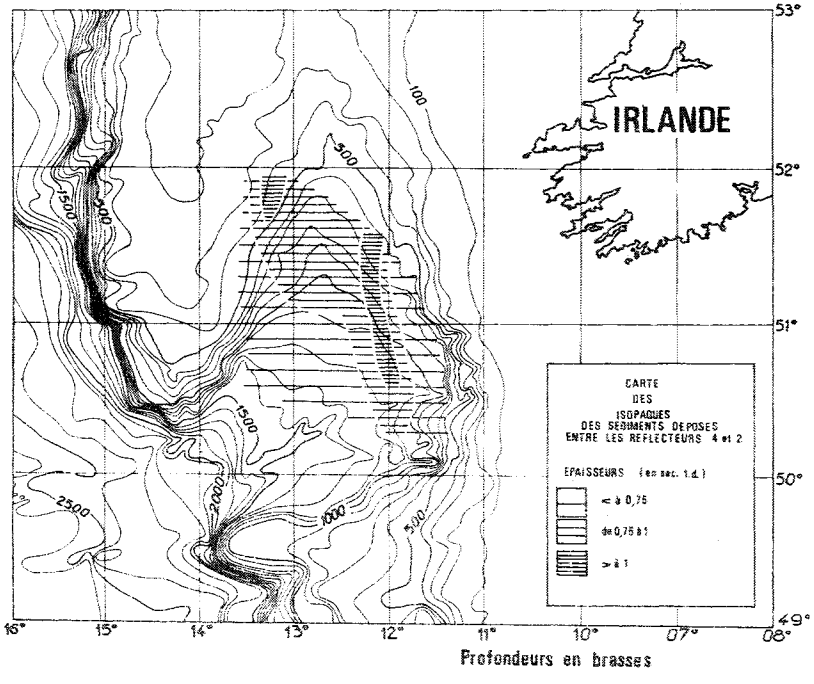
. Les cartes des isobathes des réflecteurs 2 et 4 (fig. 5) montrent que l'axe de la baie ne semble pas avoir subi de déplacements notables au cours du Cénozoïque et du Crétacé. Ce qui représente un argument en faveur d'une subsidence continue du bassin.

. La carte des isopaques (fig. 5) des sédiments déposés entre les réflecteurs 4 et 2, c'est-à-dire durant le Secondaire, montre deux zones où les épaisseurs sédimentaires sont importantes (jusqu'à 1, 3 sec. t. d.), le long de la bordure Est de la baie et au Nord de la bordure Ouest (profil C). Au contraire, cette épaisseur ne dépasse pas 0, 7 à 0, 8 sec. t. d. au centre du bassin. Cette distribution peut s'expliquer par une érosion à la fin du Crétacé, plus importante au centre du bassin que sur les bords où s'observe effectivement un canyon et des figures d'érosion. Toutefois, l'étude détaillée des réflecteurs internes compris entre les réflecteurs 4 et 2 suggère que la sédimentation au Crétacé s'est produite de façon préférentielle sur les pentes, peut-être par suite d'une "progradation".

La répartition de l'épaisseur des sédiments déposés au-dessus du réflecteur 2 (tertiaires et actuels) est très différente. Pour établir ces isopaques, nous avons utilisé les données de la campagne NORATLANTE et les profils de STRIDE et al. La plus grande épaisseur des sédiments se situe légèrement à l'Est du centre de la baie. Rappelons que la série surmontant le réflecteur 2 est légèrement discordante sur celui-ci. La répartition générale des sédiments au-dessus du réflecteur 2 semble s'expliquer par un phénomène de subsidence continuelle de la baie sous-marine.







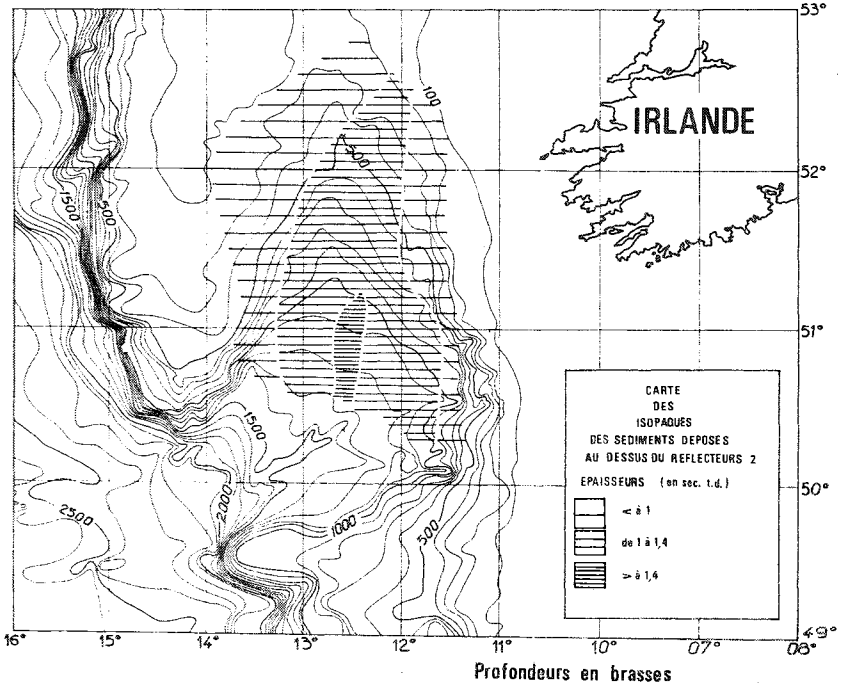


Fig. 5 Cartes des isopaques et isobathes de la baie de Porcupine.

II 5. LE PLATEAU DE PORCUPINE

a) Le profil C et le début du profil D nous montrent que le plateau de PORCUPINE n'est recouvert que par une faible épaisseur sédimentaire. Un "socle" apparait sous 0, 2 à 0, 3 sec. t. d. de sédiments. Sous la couverture, des failles affectent le socle, créant localement des bassins où l'épaisseur des sédiments peut atteindre 0, 8 sec. t. d. (profil D fig. 8).

b) Le profil 4 de STRIDE et al. recoupe le plateau de PORCUPINE dans une zone où le socle vient à l'affleurement; cette zone est connue sous le nom de BANC DE PORCUPINE. Il est raisonnable de penser que ce socle correspond à la prolongation des structures calédoniennes : HILL et VINE (1965) fig. 6, utilisant la reconstitution de BULLARD et al. (1965) de l'Atlantique Nord avant l'ouverture, ont montré que les structures calédoniennes et appalachiennes d'Irlande et de Terre-Neuve sont alignées, et que la zone où on peut les rejoindre correspond au plateau de PORCUPINE. Ces directions pourraient d'ailleurs expliquer l'orientation des deux importants canyons qui recoupent la pente continentale du plateau de PORCUPINE (canyons P1 et P2, fig. 3).

c) De nombreuses études ont été faites sur des échantillons dragués sur la zone du plateau de PORCUPINE : COLE et CROOK (1910), PEACH (1912) (dragages effectués par le "MICHAEL SARS"), DANGEARD (1928) (dragages effectués par le "POURQUOI-PAS"), BERTHOIS et GUILCHER (1961) (dragages effectués en 1954 et 1957 par le "PRESIDENT Théodore-TISSIER").

. Ces différentes études ont montré que le socle affleure au niveau de PORCUPINE, bien que tous les échantillons dragués ne soient pas sûrement "en place". D'autre part, avec les échantillons de Paléozoïque, de très nombreux fragments de gabbros et de basaltes ont été dragués, suggérant que l'activité volcanique tertiaire d'Irlande,

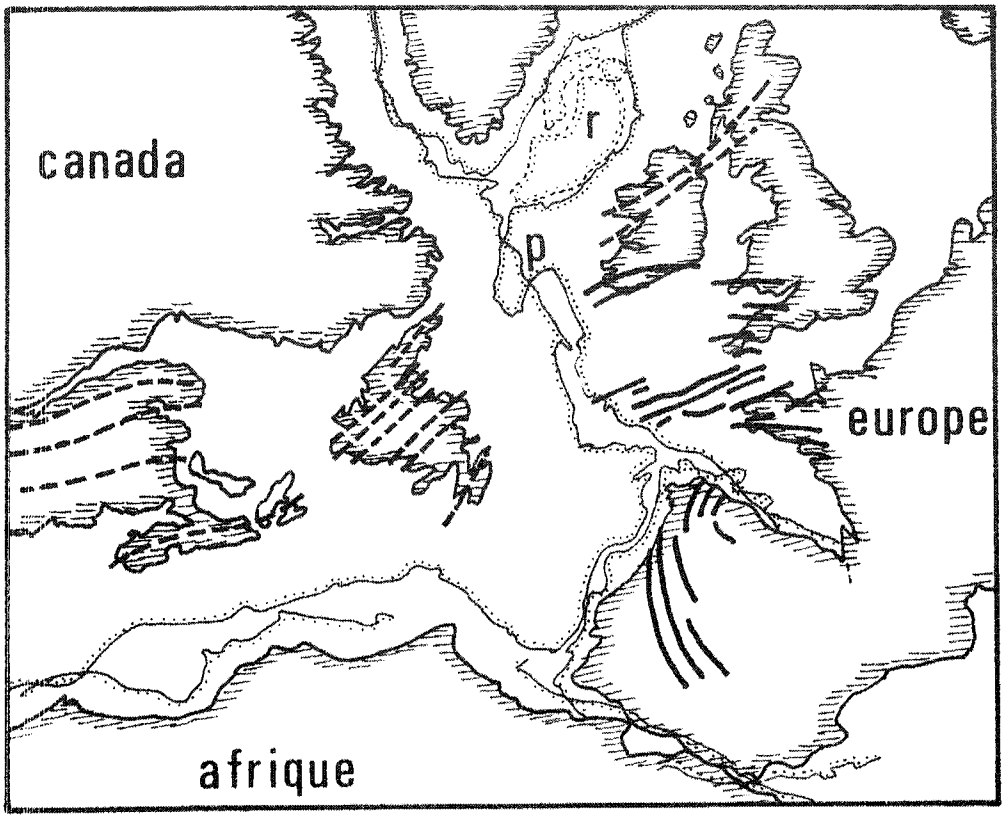
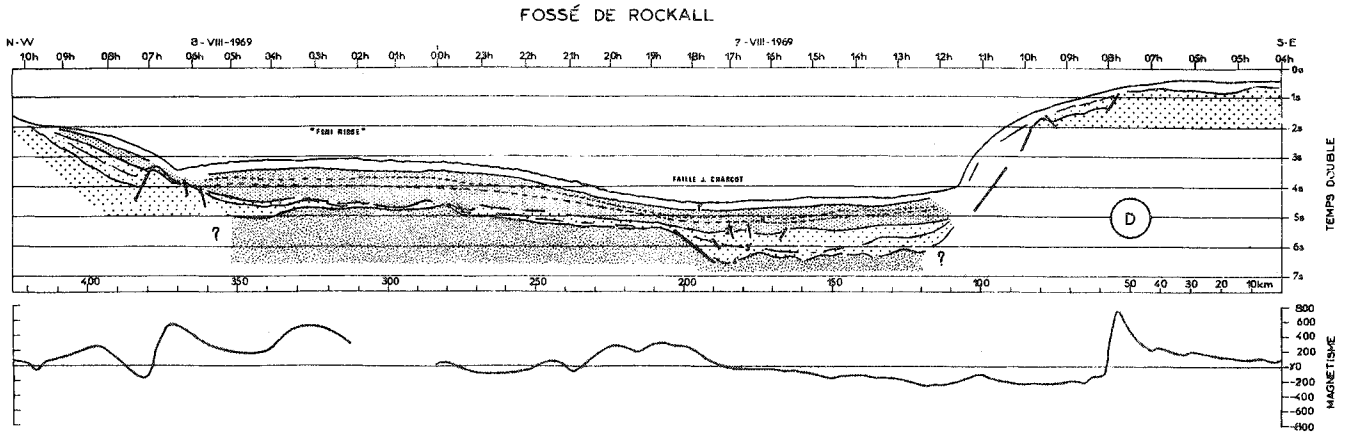
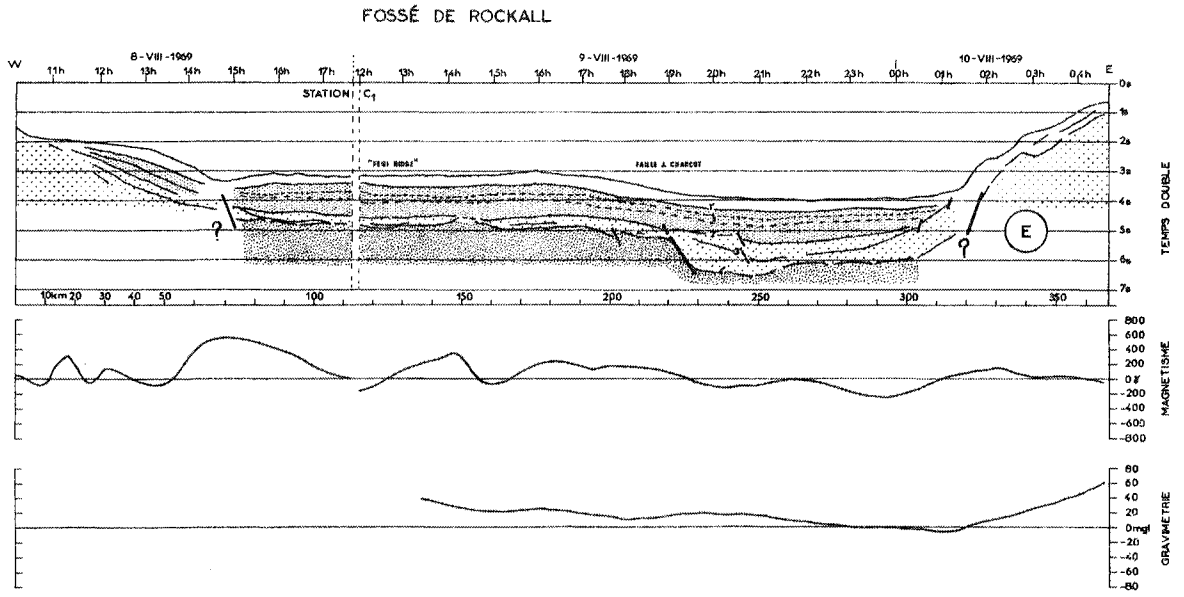


Fig. 6 Carte montrant une reconstitution de l'Atlantique Nord avant l'ouverture (d'après BULLARD et al) et les directions structurales (d'après HILL et VINE). En traits pleins, les directions hercyniennes - en tirets, les directions appalachiennes et calédoniennes.





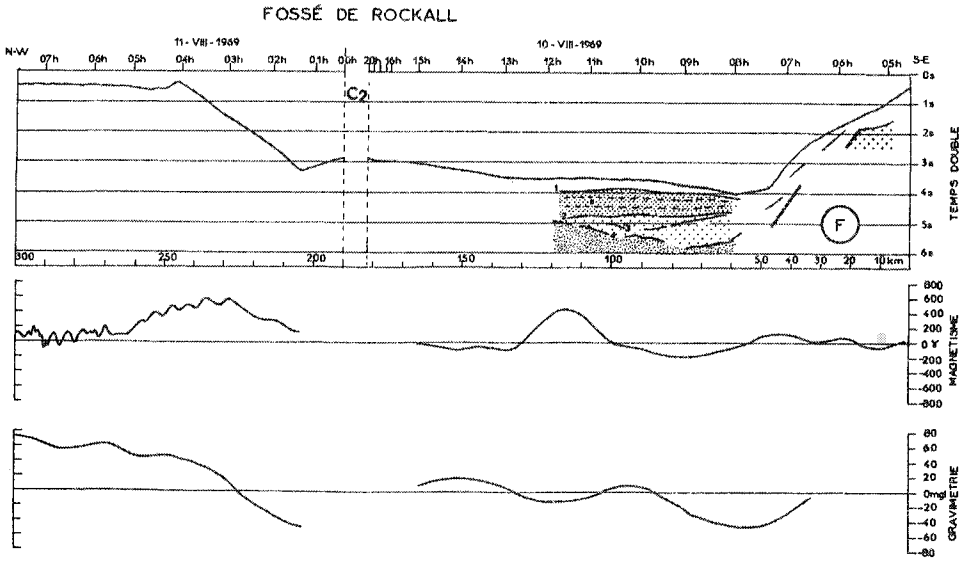


Fig. 8 Coupes temps interprétatives des profils D, E, F avec les profils magnétiques et gravimétriques.

d'Ecosse et des Feroès s'est également fait sentir sur le BANC de PORCUPINE.

. Enfin, en différents points du PLATEAU de PORCUPINE, au Nord et sur la bordure Ouest, de nombreux échantillons de Crétacé ont été recueillis, donnant une idée de la nature stratigraphique de la couverture reposant sur le socle.

II 6. LES MESURES GRAVIMETRIQUES DANS LA REGION DE PORCUPINE

Un seul profil gravimétrique (profil E, fig. 4) a été réalisé dans la région de PORCUPINE, au cours de la campagne NORATLANTE. Le profil des anomalies à l'air libre montre qu'à la baie sous-marine de PORCUPINE correspond un maximum gravimétrique. Ce résultat confirme les travaux de GRAY et STACEY (1970) et ceux de SCRUTTON et al. (1971) réalisés dans la même région : c'est au niveau de la plus grande épaisseur de sédiment, au coeur de la baie, que se situe paradoxalement le maximum gravimétrique. Dans le détail, la carte des isanomales de GRAY et STACEY montre, au niveau de la baie sous-marine, une orientation des anomalies dans le sens Nord-Sud, c'est-à-dire obliquement par rapport aux structures calédoniennes. D'autre part, les courbes des anomalies de BOUGUER sont en forme de V, la pointe vers le Nord avec des maximums au centre.

Pour expliquer ces données gravimétriques, GRAY et STACEY proposent deux hypothèses dont la discussion a été reprise par SCRUTTON et al. (1971) : soit un amincissement de la croûte au milieu de la baie sous-marine, soit des intrusions de matériaux de haute densité dans la croûte.

II 7. LES MESURES MAGNETIQUES DANS LA REGION DE PORCUPINE

Les profils magnétiques A et C (fig. 4) ont été réalisés au

cours de la mission NORATLANTE. Sur ces deux profils, à la baie sous-marine de PORCUPINE, correspond une anomalie négative de 100 à 200 gammas, tandis qu'au niveau des pentes, on observe une faible anomalie positive. Enfin, le plateau de PORCUPINE est marqué par des anomalies positives plus importantes mais de courtes longueurs d'ondes, une d'entre elles (profil D) ayant une amplitude de 1000 gammas par rapport à l'anomalie négative qui lui est associée. Elle peut s'interpréter comme une intrusion au niveau d'une faille reconnue en sismique et limitant un bassin sédimentaire.

Ces profils magnétiques sont identiques à ceux obtenus par GRAY et STACEY (1970) (fig. 7) qui ont montré que la baie sous- marine est marquée par une anomalie négative de grande longueur d'onde, ce qui suggère la présence de corps magnétiques à grande profondeur.

D'autre part, au niveau du BANC de PORCUPINE, on note de nombreuses anomalies de courte longueur d'onde, et de grande amplitude, qui confirment la probabilité d'intrusions basiques proches de la surface, déjà mises en évidence par les dragages.

II 8. CONCLUSIONS DES ETUDES GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES DANS LA REGION DE PORCUPINE

1° La baie sous-marine de PORCUPINE apparait donc comme un bassin sédimentaire important (au moins 2, 5 sec. t. d. sur le profil A), ce qui correspond, compte tenu des vitesses obtenues par SCRUTTON et al (1971), à plus de quatre kilomètres de sédiments. Or, de chaque côté de la baie, sur le plateau, le socle est présent sous une faible couverture sédimentaire. Il faut donc admettre qu'au niveau de la baie, le socle s'est effondré. Si l'on se base sur le réflecteur 4, l'effondrement serait de plus de 4, 5 sec. t. d. ,et au niveau du profil C, de 3, 5 sec. t. d. ; le rejet de faille normale serait donc plus important au Sud de la baie qu'au Nord.

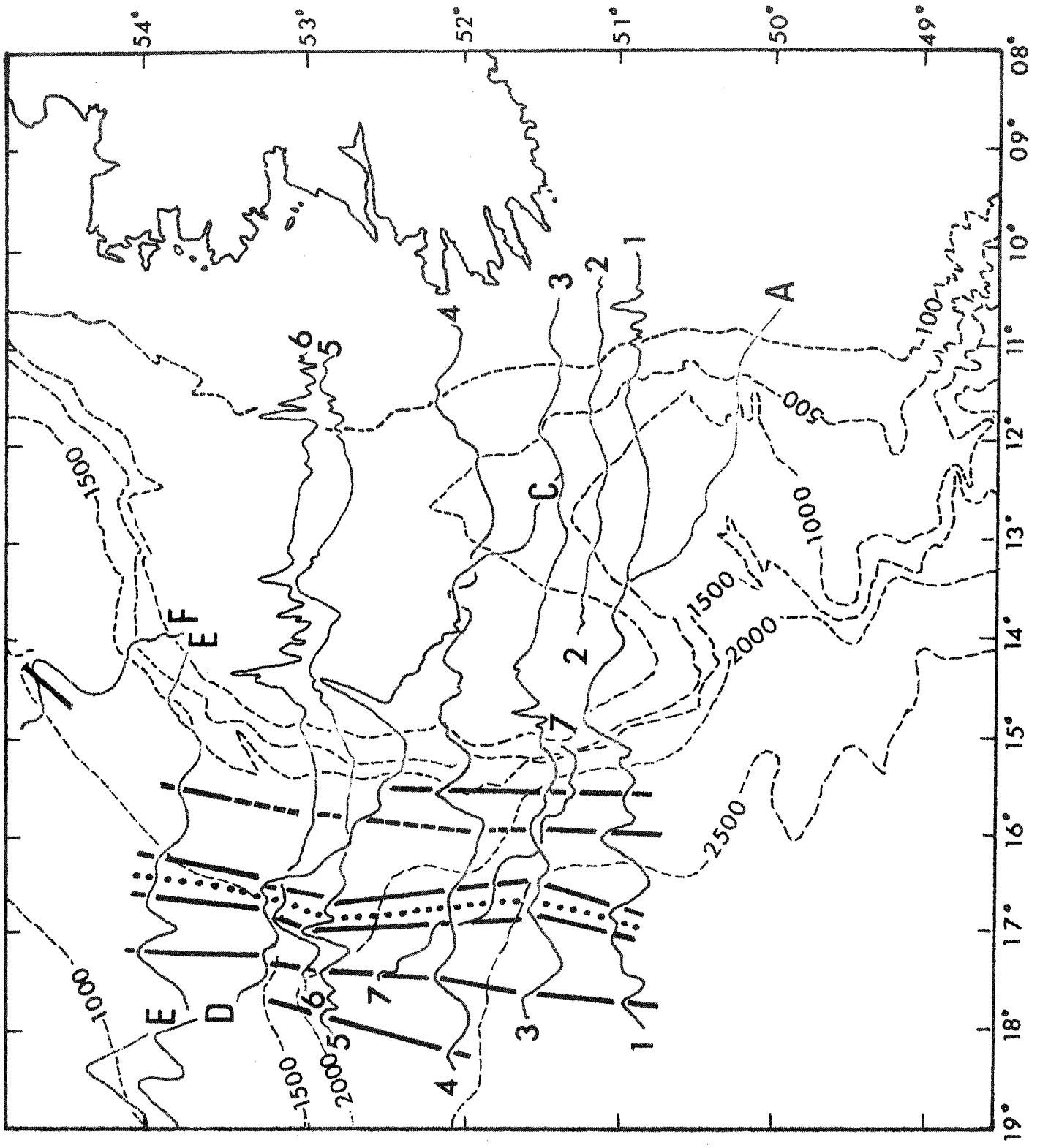


Fig. 7 Les profils magnétiques dans la région de Porcupine et Rockall
Profils Noratlante A, B, C, D, E, F
Profils de GRAY et STACEY - 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7
La ligne en pointillé marquerait l'axe hypothétique des anomalies magnétiques.

Sur nos profils, sur ceux de STRIDE et al et de CLARKE et al, de telles failles sont apparentes au niveau des pentes qui limitent la baie sous-marine. Elles sont orientées approximativement Nord-Sud et convergent vers le Nord.de PORCUPINE, dans la région où il existe deux canyons Nord-Sud. Ces canyons (P 3 et P 4, fig. 3) pourraient donc être eux-mêmes la trace morphologique de fractures de même orientation. Cette direction Nord-Sud se retrouve dans l'orientation des anomalies gravimétriques et magnétiques. Elles existeraient aussi en Irlande (RUSSEL, 1968). Toutes ces lignes structurales qui recoupent les prolongements supposés des structures calédoniennes sont pour nous à mettre en relation avec les phénomènes d'ouverture de l'Atlantique Nord.

2° Dans l'histoire de ce bassin sédimentaire, il faut distinguer deux époques : durant le Mésozoïque, la sédimentation s'est faite sur les pentes, peut-être par progradation des plateaux, avec sans doute présence de terres émergées à l'Ouest, à l'emplacement du BANC de PORCUPINE ou du BANC de ROCKALL avant l'ouverture du fossé de même nom. Les grandes quantités de sédiments, au pied de la pente Ouest de la baie, auraient trouvé là leur origine.

Puis, après le début du Cénozoïque, les nouveaux dépôts ont lieu dans le bassin qui a tendance à s'approfondir par subsidence. Ce changement,dans les conditions de dépôt qui a probablement une origine tectonique, se marque par une légère discordance. Un profil de sismique réflexion réalisé par SCRUTTON et al (1971) au niveau de l'éperon de GOBAN montre bien les deux périodes de l'histoire de la baie sous-marine : sur un socle très plissé, de direction hercynienne, des couches légèrement plissées, érodées à leur sommet, sont recouvertes en discordance par des sédiments récents.

3° Suivant GRAY et STACEY, les anomalies gravimétriques et magnétiques au niveau de la baie sous-marine de PORCUPINE

suggèrent que la croûte, à cet endroit, est amincie ou injectée de matériaux lourds. Dans les deux cas, on peut imaginer que la baie de PORCUPINE résulte d'un léger écartement du plateau de PORCUPINE par rapport à l'Irlande, à la suite d'un début de rotation. Cette rotation permettrait de faire disparaître le recouvrement de cette région par le plateau canadien dans la reconstitution de BULLARD et al. (fig. 6). Le pôle de la rotation serait à rechercher quelque part au Nord du plateau lui-même. Or, CLARKE et al. ont décrit dans le Nord de cette baie des structures diapiriques, ce qui permet de penser que cette baie existait dès le Mésozoïque ; de même, on n'observe aucune faille, aucune structure d'extension dans les sédiments mésozoïques de la baie. Il faut donc admettre que sa formation, et par conséquent le phénomène d'amincissement de la croûte suggéré par GRAY et STACEY, se sont produits dans la première partie du Mésozoïque, c'est-à-dire au tout début de l'ouverture de l'Atlantique Nord. Cette conclusion est également celle de SCRUTTON et al. (1971).

4° LE PICHON et al. (1971) ont émis l'hypothèse que la baie de PORCUPINE pourrait correspondre à une brèche provoquée par l'arrachement de la "plaque BONNET-FLAMAND", ce qui exclurait pour la baie une origine liée à un effondrement, ce que nous avions précédemment supposé (LE PICHON et al. 1970), ou à une rotation. Mais nous avons montré que malgré quelques caractères océaniques, cette baie semble avoir évolué d'un simple sillon sédimentaire à un bassin profond. LAUGHTON (1971) voit dans PORCUPINE , dans le "BONNET-FLAMAND" et dans ORPHAN KNOLL des "pièces partiellement détachées" des continents dans les premières phases de l'ouverture.

En résumé, nous proposons pour la baie sous-marine de PORCUPINE la chronologie suivante :

- Naissance d'un sillon dès le début du Mésozoïque, peut-être avec sédimentation par progradation.

- Lors du début de l'ouverture de l'Atlantique Nord, le bassin est le siège d'une sédimentation importante.

- A la fin du Mésozoïque, érosion d'une partie des sédiments crétacés.

- Puis, subsidence et sédimentation durant le Cénozoïque et l'actuel.

3,5 sec. t. d. sous le fond (5 à 6,5 sec. t. d. sous le niveau de la mer). Il est discontinu, de forme accidentée, et provoque de nombreuses diffractions. Nous l'interprétons comme un socle (ce qui est confirmé par la sismique réfraction). L'accident majeur de ce socle est la faille "Jean CHARCOT" (LE PICHON et al., 1970), dont le rejeu vertical est de 1 sec. t. d. Cette faille, qui abaisse le compartiment Est du fossé, est visible sur les profils D et E (fig. 8) ; sur le profil F, on aperçoit seulement le début de la remontée du socle vers l'Ouest (fig. 8).

. La série sédimentaire comprise entre les réflecteurs 3' et 4' n'est développée que sur les bords du fossé, spécialement dans la partie orientale affaissée où son épaisseur atteint 0,7 sec. t. d. Cet épaississement montre que l'affaissement lui-même est antérieur, au moins en partie, au dépôt du réflecteur 3' ; mais des mouvements verticaux se sont produits plus tard : toute la série 4'- 3' est faillée, ce qui rend difficile la corrélation de ses réflecteurs internes.

. Le réflecteur 3' est pratiquement confondu avec 2' à l'Ouest de la faille "Jean CHARCOT". Sur les bords, il est interrompu par des failles.

. La série qui surmonte le réflecteur 3' et qui se termine par le réflecteur 2' est discordante sur la série précédente au bord oriental du bassin. Son épaisseur varie entre 0,2 et 0,3 sec. t. d. au centre du bassin, et atteint 0,5 sec. t. d. sur son bord oriental. Il semble donc que la subsidence, c'est-à-dire le jeu de la faille "Jean CHARCOT", ait continué après le dépôt du réflecteur 3' (la série 3'-2' est épaissie à l'Est de la faille), et même un peu plus tard (le réflecteur 2' est faillé au niveau de la portion effondrée).

. Le réflecteur 2' peut être suivi depuis le plateau de ROCKALL jusqu'au pied de la pente du plateau de PORCUPINE. La série qui le surmonte repose en discordance sur les dépôts antérieurs. Elle est épaisse de 0,7 à 0,8 sec. t. d. et montre de nombreux ré-



flecteurs, en particulier la série réfléchissante R, déjà observée dans la baie de PORCUPINE. Cette série R, reconnue dans le fossé de ROCKALL par JONES et al. (1970), est considérée par ces auteurs comme l'équivalent de l'horizon A de l'Atlantique. On sait par les forages J. O. I. D. E. S. (EWING et al. 1970) que ce niveau est d'âge Eocène-moyen, et que son pouvoir réfléchissant est dû à sa richesse en accidents siliceux (Cherts). Ce niveau riche en Cherts a été retrouvé par forages J. O. I. D. E. S. au site 117 dans le bassin HATTON-ROCKALL (LAUGHTON et al. 1970) et serait daté de l'Eocène supérieur.

. Le réflecteur 1' est assez difficile à suivre. Il est à la base d'une série acoustiquement transparente, plus épaisse au niveau de la "Ride-Féni" (0, 4 à 0, 5 sec. t. d.) que vers l'Est (0, 3 sec. t. d.). Au niveau de cette ride, apparaissent des réflecteurs discontinus qui suggèrent des remaniements sédimentaires par des courants de fond au moment du dépôt. En surface, on observe d'ailleurs des rides de sédiments (boues à foraminifères) de 2 à 3 km de longueur d'onde, et de 30 à 40 m d'amplitude. Tout se passe donc comme si de telles rides évoluaient depuis la formation du réflecteur 1' et même peut-être du réflecteur R. A l'Est du fossé, au contraire, la stratification est plus régulière.

. Des corrélations peuvent être tentées avec la baie de PORCUPINE : les réflecteurs 2 et 1 et 2' et 1' limitent dans les deux cas une série d'épaisseur comparable, reposant en discordance sur les dépôts sous-jacents et contenant la même série réfléchissante R. Ainsi, le réflecteur 2', comme le réflecteur 2, pourrait représenter la base de la série cénozoïque et les sédiments compris entre le socle et le réflecteur 2' seraient d'âge Mésozoïque.

ROBERTS et SCRUTTON (1970) ont réalisé un profil de sismique réflexion au Nord de notre profil F. L'interprétation de ces auteurs rejoint la nôtre en ce qui concerne la profondeur du socle

et l'existence de deux réflecteurs qui correspondraient à nos niveaux 2' et R. En revanche, la technique employée (canon à air) n'a pas permis de reconnaître notre réflecteur 3'. D'autre part, ces auteurs ont dissocié notre réflecteur 1' en deux réflecteurs distincts, de profondeur inégale, l'un situé à l'Est, et l'autre à l'Ouest du fossé sous la "Ride Feni".

III 3. LA RIDE FENI

La ride Feni qui s'étend sur une longueur de 570 km a fait l'objet de plusieurs études récentes (JONES et al. 1970, JOHNSON et SCHNEIDER, 1969). Son intérêt est de montrer que des courants de fond ont joué un rôle au niveau de la moitié occidentale du fossé de ROCKALL dès l'Eocène-moyen ou supérieur, après le dépôt de la série R. En réalité, cette ride n'est pas la seule de son espèce dans l'Atlantique : la "RIDE GUARDAR" (JOHNSON et SCHNEIDER, 1969) entre ROCKALL et la dorsale de Reykjanes, la "RIDE EIRICK" (JOHNSON et SCHNEIDER, 1969) au Sud-Est du GROENLAND, la "RIDE D'ARGENTINE" (EWING et al. 1964 ; 1970), la ride des "BLAKE-BAHAMA" (EWING et EWING, 1964 ; HEEZEN et al. 1966 ; BRYAN, 1968 ; MARKL et al. 1968) ont des caractères comparables. Dans tous les cas, il semble que ce sont des courants de fonds qui, en contrôlant les phénomènes de sédimentation, ont imposé à ces rides leur localisation ; autre point commun : les rides d'Argentine et des "BLAKE-BAHAMA" reposent l'une et l'autre sur l'horizon A, non déformé, comme la "RIDE FENI" repose sur la série R. La description de ces rides conduit par conséquent à aborder l'étude des courants de fond à l'époque actuelle, pour tenter de les reconstituer au cours du Cénozoïque.

a) De nombreuses observations ont été faites sur les courants de fond en provenance de la Mer de Norvège (CREASE, 1965 ; LEE et ELLET, 1965 ; WORTHINGTON et VOLKMAN, 1965;

WORTHINGTON, 1970). Ces études ont permis de connaître les grands traits de la circulation profonde dans l'Atlantique Nord (fig. 1). Un volume d'eau important passe entre l'Islande et le GROENLAND par le détroit du Danemark ; une autre partie passe entre l'Islande et les Iles Féroës et suit la dorsale de Reykjanes avant de passer dans l'Atlantique Ouest par la fracture "CHARLIE". Enfin, une autre partie de l'eau de fond en provenance de la Mer de Norvège passe par le chenal Féroës-Ecosse et circule à l'intérieur du fossé de ROCKALL. Ainsi, on peut associer à chacun de ces points de passage une ride sédimentaire : la ride EIRIK pour le détroit du Danemark, la ride GUARDAR pour le passage Islande-Féroës et la ride FENI pour le passage Féroës-Ecosse.

b) Dans le cas du chenal Féroës-Ecossse et du fossé de ROCKALL, on peut rapprocher ce schéma d'un modèle théorique décrit par LACOMBE (1965) :

"... La présence d'un seuil et d'un détroit dans la région de communication entre une mer (presque fermée) et l'océan restreint les échanges des eaux entre eux, spécialement aux immersions supérieures à celle du seuil. Dans le détroit, les courants sont nécessairement plus ou moins longitudinaux, les frottements sont importants et, bien souvent, la présence de marées différentes dans la mer et l'océan provoque un régime de courants très complexe qui présente les périodicités de la marée. La force de CORIOLIS fait apparaître une pente transversale de la surface marine et, également, des différents isobares...".

Ainsi, dans le cas particulier du fossé de ROCKALL, les courants de fond seraient déviés par la force de CORIOLIS ; c'est-à-dire du côté de la ride FENI (JONES et al. 1970). Cela est vrai dans les conditions actuelles, où les eaux froides de la Mer de Norvège forment d'importantes langues d'eau, dont les déplacements faibles en vitesse, mais importants par la masse jouent un rôle dans le contrôle de la sédimentation. Des déplacements importants de

particules ont été mis en évidence près du fond dans le chenal de ROCKALL par des mesures néphélométriques (THORNDIKE et EWING, 1967). Mais les données de la sismique réflexion qui montrent que la ride FENI s'est probablement établie dès les dépôts de la série R, à l'Eocène-moyen ou supérieur, suggèrent que le modèle de circulation profonde dans cette partie de l'Atlantique a peu varié depuis cette époque, c'est-à-dire depuis l'ouverture de la mer de Norvège.

Les mécanismes de la sédimentation avant l'Eocène sont plus difficiles à reconstituer. Il apparaît seulement à l'étude des profils de sismique réflexion que, dans la partie effondrée, la sédimentation a été beaucoup plus importante que sur la partie haute du fossé.

III. 4. LES MESURES DE REFRACTION DANS LE FOSSE DE ROCKALL

Au cours de la campagne NORATLANTE, un profil de sismique réflexion oblique (SICHLER et al., non publié) a été réalisé sur le profil E. D'autre part, nous possédons différentes mesures (fig. 9) faites par EWING (1959) station E 10, par HILL (1952) stations H 1, H 2 et H 3, par HILL et LAUGHTON (1954) station H 11, par SCRUTTON et al. (1971) station L 2.

III. 4. 1. Les stations C 1 (NORATLANTE) et E 10 (EWING) sont d'un intérêt particulier (SICHLER et al. 1972). On y distingue plusieurs couches :

. La couche A correspond approximativement à la série située au-dessus du réflecteur 1' ou du réflecteur R. A la station C 1, elle a une épaisseur de 0, 77 km et une vitesse de 2, 11 km/sec. (± 0, 01 km/sec.) ; à la station E 10, une épaisseur de 0, 42 km et une vitesse de 1, 71 km/sec. La différence entre les vitesses s'explique par les méthodes employées : EWING suppose, d'après de nombreuses mesures réalisées dans des sédiments meubles, une vitesse de 1, 71 km/sec., tandis que nous avons des mesures directes. Quant à la différence d'épaisseur,

elle confirme que la série située au-dessus du réflecteur 1' est plus puissante dans la partie Ouest du fossé que dans sa partie Est.

. La couche B montre, à la station C1, une épaisseur de 1, 02 km et une vitesse de 2, 84 km/sec. (± 0, 1 km/sec.) et, à la station E10, une épaisseur de 1, 42 km et une vitesse de 2, 65 km/sec. Aux erreurs de mesures près, les vitesses observées sont donc assez semblables dans les deux cas. La base de la couche B semble correspondre au début de la série tertiaire (réflecteur 1'). La vitesse de 2, 65 km/sec. confirme assez bien cette interprétation.

. La couche C (correspondant à la série comprise entre les réflecteurs 4' et 2') a une épaisseur de 0, 75 km et une vitesse de 3, 67 km/sec. (± 0, 12 km/sec.) à la station C1 ; à la station E 10, deux interprétations sont possibles (EWING et EWING, 1959) :

- interprétation a : la couche C a une épaisseur de 3, 55 km et une vitesse de 3, 22 km/sec. , et la couche D une vitesse de 6, 96 km/sec.

- interprétation b : la couche C (épaisseur 2, 10 km, vitesse 3, 22 km/sec.) surmonte une couche D de 7 km d'épaisseur et de 5, 65 km/sec. de vitesse sismique. En dessous, à 11 km sous le fond du fossé, se trouve une couche à 8 km/sec.

Il n'existe pas de profil inverse permettant de choisir entre ces deux modèles. Il faut cependant remarquer que, dans les deux cas, il apparaît une forte dénivellation dans la base de la série sédimentaire entre les stations C1 et E10. Cette différence suggère fortement que la faille "Jean CHARCOT", mise en évidence plus au Sud, se prolonge vers le Nord (fig. 3).

Reste à expliquer la différence de vitesse à la base de la série sédimentaire aux stations C1 et E10 (3, 67 km/sec. et 3, 22 km/sec.). On peut l'expliquer comme la conséquence d'une différence de faciès entre deux zones ayant eu un taux de sédimentation très différent

(0, 75 km d'épaisseur à la station C 1 et 3, 5 km d'épaisseur à la station E 10). Ou bien on peut l'interpréter, ainsi que certains auteurs l'ont fait dans le cas du banc de GORINGE (BICHLER et al.), comme le résultat d'une "tectonisation" de la couche C à l'Ouest de la faille "Jean CHARCOT", là où la série est la plus mince et la plus faillée.

III 4. 2. Les stations H 1, H 2 et H 3, situées dans la partie tout à fait occidentale du fossé, montrent des vitesses très proches de celles mesurées sur le plateau de ROCKALL (cf. IV. 4) (BCRUTTON, 1970). 6, 22 et 6, 37 km/sec. pour H 3 et H 2 et 6, 36 km/sec. mesurée sur le plateau de ROCKALL. Cette ressemblance laisse supposer que le bord Ouest du fossé correspond, au moins en partie, à un effondrement du plateau de ROCKALL.

III. 4. 3. Au contraire, les vitesses observées dans les couches profondes aux stations E 10 (6, 96 km/sec.), L 2 (7, 8 km/sec.) et H 11 (6, 75 km/sec.) suggèrent fortement que la croûte, à ces endroits, c'est-à-dire au centre du fossé de ROCKALL, est de nature océanique.

III 5. LE MAGNETISME DANS LE FOSSE DE ROCKALL

Au cours de la campagne NORATLANTE, trois profils magnétiques ont été réalisés (fig. 7), qui s'ajoutent aux profils effectués par GRAY et STACEY. Nous avons basé notre interprétation sur l'ensemble de ces données. Sur les neuf profils, huit sont assez groupés pour permettre des corrélations entre les anomalies qui apparaissent parallèles et plus ou moins symétriques par rapport à une double anomalie axiale toujours bien marquée. D'autre part, ces anomalies semblent suivre l'axe du fossé de ROCKALL, parallèlement à la limite du plateau de PORCUPINE. Cette répartition suggère que le fossé de ROCKALL pourrait être situé à l'emplacement d'une ancienne zone d'ouverture océanique où la croûte est formée suivant le mécanisme proposé par VINE et

MATTHEWS (1963). Plus au Nord, toutefois, dans le fossé de ROCKALL, ROBERTS (1971) a montré que les anomalies magnétiques sont très peu importantes.

Cette hypothèse sur l'origine océanique du fossé de ROCKALL avait déjà été émise par VINE (1966), par SCRUTTON et ROBERTS (1971), par MAYHEW (1969) et par LE PICHON (1971).

III 6. LA GRAVIMETRIE DANS LE FOSSE DE ROCKALL

Les profils gravimétriques E et F (fig. 8) montrent, au centre du fossé, une anomalie positive de 20 mgl. Cette valeur positive, malgré la grande épaisseur de sédiment, semble confirmer la présence en profondeur d'une croûte océanique dense, ce que la sismique réfraction et la répartition des anomalies magnétiques avaient déjà montré.

IV - LE PLATEAU DE ROCKALL

IV 1. LE PLATEAU DE ROCKALL

Le plateau de ROCKALL représente une surface de plus de 200 000 km2 si on le limite à une profondeur de 1500 m. Trois bancs importants y forment des hauts fonds : à l'Est, le banc de ROCKALL (dont l'îlot de ROCKALL forme la partie émergée) ; à l'Ouest, le banc de HATTON, et au Nord, le banc George-BLIGH. Ces trois bancs limitent un bassin sédimentaire : le bassin de HATTON-ROCKALL.

Carte et topographie fig ?

BULLARD et al. (1965) et VINE (1966) considèrent le plateau de ROCKALL comme un fragment continental isolé lors de l'ouverture de l'Atlantique. BELLOUSOV (1970) pense, pour sa part, qu'il s'agit de croûte continentale non océanisée.

IV 2. NATURE DU SOCLE DU PLATEAU DE ROCKALL

- Dans la région du banc de ROCKALL où le socle affleure, des échantillons ont pu être prélevés.

- Les premières études pétrographiques ont porté sur des échantillons de l'îlot de ROCKALL (mission de l'Endymion, 1810) ; de la PORCUPINE (1862) (JUDD, 1897 ; WASHINGTON, 1914) où affleure un granite porphyre à Aegyrine, la "Rockallite".

- Une mission du "Pourquoi-pas", dirigée par J. CHARCOT, a prélevé d'autres échantillons sur l'îlot, et, par dragages, sur le banc de ROCKALL dont la nature est essentiellement volcanique

(basaltes à olivine, andesites, trachytes phonolitiques, granite à Aegyrine - LACROIX 1921, 1923). Sur l'îlot, la roche sombre analysée par JUDD et WASHINGTON ne constitue pas le type normal : la roche la plus fréquente est un granite leucocrate avec des concentrations locales d'Aegyrine. Dans tous les échantillons, LACROIX a mis en évidence la présence d'Elpidite (Silico-zirconate de sodium) qui, jusqu'ici, n'était connu que dans des syénites de Narsansuk (Sud-Groënland).

- SABINE (1960) a étudié la nature minéralogique et pétrologique d'une nouvelle série d'échantillons recueillis sur l'îlot de ROCKALL par le H. M. S. VIDAL (1955) et en a donné une analyse chimique détaillée.

- MILLER et MOHR (1965) ont déterminé l'âge de ce granite par la méthode Potassium-Argon (48 ∓ 3 M. A. calculé sur les feldspath, 60 ∓ 10 M. A. sur les pyroxènes).

- D'autre part, une étude isotopique (MOORBATH et WELKE, 1969) a montré que le banc de ROCKALL a des affinités continentales : les rapports isotopiques du granite de ROCKALL sont analogues à ceux des roches ignées du Tertiaire inférieur du Nord-Ouest de l'Ecosse et contrastent fortement avec les rapports isotopiques trouvés dans des roches éruptives d'Islande.

IV 3. LA SISMIQUE REFLEXION SUR LE PLATEAU DE ROCKALL

Le profil G (fig. 10) de la mission NORATLANTE traverse le plateau de ROCKALL dans sa partie Sud. Ce profil, réalisé avec un canon à air, est incomplet, mais permet toutefois d'étudier les structures principales. En le corrélant avec un profil situé plus au Nord (ROBERTS et al. 1970), on peut donner une interprétation du bassin de HATTON-ROCKALL qui, en juillet 1970, a été le lieu d'un forage J. O. I. D. E. S. (1).

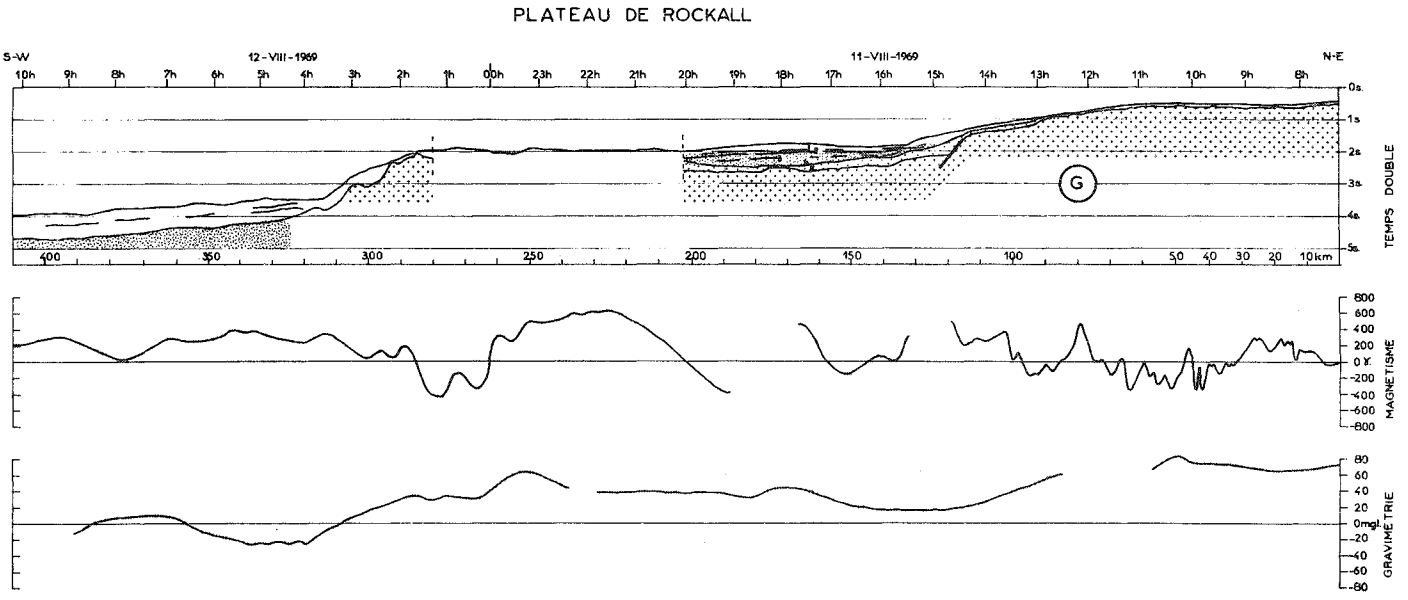


Fig. 10 Coupe temps interprétative du profil G avec son profil magnétique et gravimétrique.

Les bancs de ROCKALL et de HATTON correspondent à des zones où le socle est, soit à l'affleurement, soit sous une faible couverture sédimentaire. Au niveau du bassin de HATTON-ROCKALL, le socle s'enfonce et est recouvert par une série sédimentaire plus épaisse sur le profil Nord (1, 5 sec. t. d.) que sur le profil Sud (0, 8 sec. t. d.). Dans cette série, on peut distinguer :

- le réflecteur 5, accidenté, qui présente de nombreuses diffractions et semble correspondre au socle observé de chaque côté du bassin.

- Le réflecteur 4 qui peut être observé sur toute la largeur du bassin et sur la pente Est. Il surmonte une série où l'on observe des structures complexes dont l'origine est à rechercher dans des plissements, des intrusions volcaniques ou dans des phénomènes diapiriques (ROBERTS et al. 1970).

- Les séries suivantes, jusqu'au réflecteur 1, reposent en discordance sur les dépôts sous-jacents, et contiennent dans le profil Sud des réflecteurs fugaces (3 et 2), mieux individualisés sur le profil Nord.

- Au-dessus de ces séries, repose en discordance une série terminale.

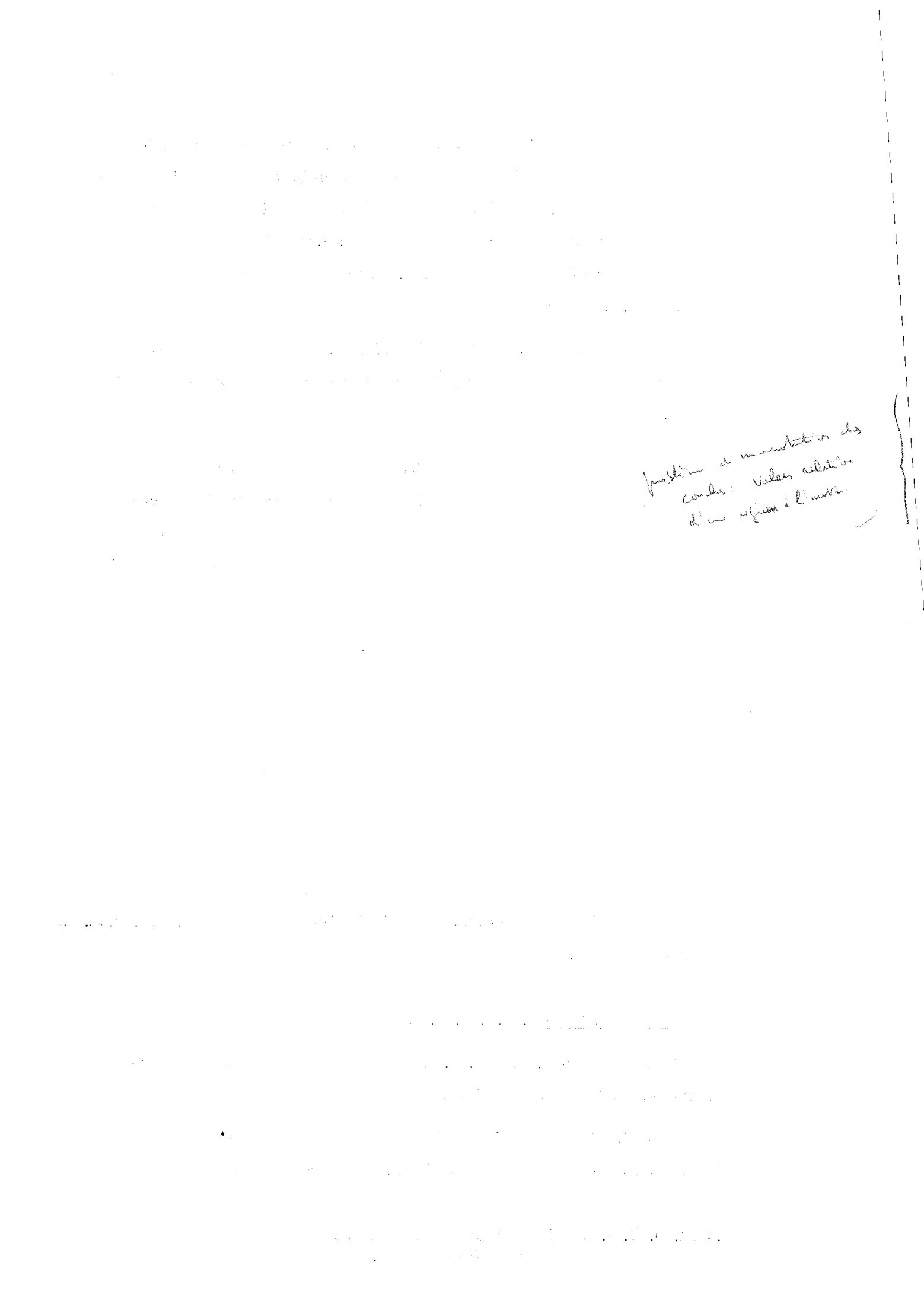
Ce bassin est donc marqué par deux discordances que nous pouvons dater grâce aux résultats préliminaires du forage J. O. I. D. E. S. (LAUGHTON, 1970).

IV 4. LES FORAGES J. O. I. D. E. S.

Deux forages J. O. I. D. E. S. ont été effectués dans le bassin d'HATTON-ROCKALL, en juillet 1970 :

- au site 116 par 57° 29' 7 de latitude Nord et 15° 55' 5 de longitude Ouest sous 1161 mètres d'eau, 854 mètres ont été forés

(1) J. O. I. D. E. S. : Joint Oceanographic Institutions' Deep Earth Sampling Programm.


possibilité de manifestation des
conflits : valeurs relatives
d'une réflexion à l'autre

dans le but d'échantillonner une série complète au-dessus du réflecteur 4 ;

- au site 117, par 57° 19' 5 de latitude Nord et 15° 23' 20 de longitude, sous 1048 mètres d'eau, 313 mètres ont été forés en un point où le réflecteur 4 était presque à l'affleurement, ce qui permettait d'atteindre le réflecteur 5 et, ainsi, d'obtenir une série complète.

Ces forages ont montré que l'on a, dans le bassin HATTON-ROCKALL, une séquence relativement complète de sédiments cénozoïques. Mais une subsidence continuelle de ce bassin est révélée par l'étude des sédiments qui sont à prédominance détritique dans la partie inférieure et qui ont une proportion croissante de matériel pélagique dans les sédiments les plus jeunes.

Les deux discordances sont datées de l'Oligocène inférieur - Miocène inférieur et de l'Eocène inférieur - Eocène supérieur.

L'histoire du bassin de HATTON-ROCKALL peut ainsi être résumée :

- Au Paléocène, le socle du plateau est émergé. Un enfoncement rapide du plateau, de l'ordre de 200 m, a eu lieu il y a 55 M. A. ; c'est-à-dire à l'époque de l'ouverture océanique entre le Groënland et ROCKALL.

- A l'Eocène supérieur (39 M. A.), il se produit un nouvel affaissement du plateau et les dépôts de craie contenant de nombreux Cherts sont plissés et fracturés (réflecteur 4).

- Enfin, au Miocène moyen, le faciès des sédiments change, devenant nettement profond. Le réflecteur 5 s'est abaissé de 1700 m en 8 M. A. (soit 20 cm/1000 ans), tandis que le plateau ne s'enfonçait que de 900 m ; ce qui implique un mouvement relatif de 800 m entre

le bassin de HATTON-ROCKALL et le banc de ROCKALL.

IV 5. LA SISMIQUE REFRACTION SUR LE PLATEAU DE ROCKALL

Un profil de sismique réfraction (SCRUTTON, 1970) a montré que sous une faible couche sédimentaire, la croûte du plateau de ROCKALL est formée de trois couches successives :

- une première couche dont la vitesse est de 3, 8 km/sec. au Nord (ce qui semble correspondre à une couche d'épanchement basaltique), cette vitesse pouvant atteindre 5, 8 km/sec. au Sud-Ouest (vitesse de la couche granitique). Pour l'ensemble du plateau, SCRUTTON trouve une vitesse moyenne de 4, 8 km/sec. pour la couche 1;

- une couche à 6, 36 km/sec. ;

- une couche à 7, 02 km/sec. . La limite entre ces deux dernières couches est située à 15 km de profondeur et peut correspondre à la discontinuité de CONRAD ;

- une couche à 8, 02 km/sec. qui correspond au manteau supérieur situé à 31 km de profondeur. Ce qui représente pour le Moho une profondeur caractéristique d'une croûte continentale.

IV 6. LE MAGNETISME SUR LE PLATEAU DE ROCKALL

Les enregistrements magnétiques effectués sur le profil G (fig. 10) montrent, sur le banc de ROCKALL, des anomalies magnétiques de l'ordre de 300 gammas et de courtes longueurs d'ondes ; ce qui suggère la présence d'intrusions basiques à faible profondeur. ROBERTS (1969) a montré, plus au Nord, par une étude magnétique détaillée, l'existence autour de l'îlot de ROCKALL d'un centre volcanique tertiaire. Sur le banc d'HATTON, les anomalies magnétiques, bien qu'importantes, sont de plus grandes longueurs d'ondes et sem-

blent marquer des intrusions plus profondes. Mais les anomalies sur le bassin de HATTON-ROCKALL sont très atténuées.

IV 7. LA GRAVIMETRIE SUR LE PLATEAU DE ROCKALL

Le profil gravimétrique effectué sur le profil G (fig. 10) montre que les bancs de ROCKALL et HATTON, où le socle est proche et où s'observent des intrusions basiques, sont marqués par d'importantes anomalies à l'air libre positives (60 à 80 mgal). Au niveau du bassin sédimentaire, l'anomalie est de l'ordre de 20 à 40 mgal seulement.

Nos mesures magnétiques et gravimétriques concordent avec celles réalisées par ROBERTS (1971) sur le plateau de ROCKALL.

L'ensemble des études pétrographiques, isotopiques et de sismique réfraction confirme donc la nature continentale du plateau de ROCKALL.

IV - CONCLUSIONS A L'ETUDE GEOLOGIQUE DES REGIONS SOUS-MARINES DE PORCUPINE - ROCKALL

Nous avons, dans cette étude, différencié trois régions :

- La baie sous-marine de PORCUPINE, qui présente quelques caractères océaniques, mais qui apparaît liée à un phénomène de subsidence des marges continentales.

- Le fossé de ROCKALL, dont l'histoire montre la succession de deux périodes distinctes :

  a) une période où ce fossé semble avoir évolué en rift océanique ;

  b) une période au cours de laquelle ce fossé a évolué en bassin sédimentaire.

- Le plateau de ROCKALL qui représente un fragment de continent isolé.

Ces trois régions, malgré leurs caractères différents, ont été marquées au cours de leur histoire par les mêmes phases tectoniques liées à l'ouverture de l'Atlantique Nord, dont elles permettent, à l'inverse, de préciser les modalités.

Dans ses traits essentiels, l'ouverture de l'Atlantique Nord est maintenant bien connue ; plusieurs synthèses récentes (X. LE PICHON et al., 1971 ; LAUGHTON, 1971) permettent d'en connaître les grandes phases :

. Les premières cassures, probablement triasiques, se seraient accentuées au Crétacé inférieur et moyen. Cet épisode serait sans "marques magnétiques fossiles" (HEIRTZLER et HAYES, 1967), l'Atlantique étant alors une mer fermée, large de 2000 km environ.

. Vers - 82 M.A., la plaque européenne, dont le Groënland fait partie, se sépare du Labrador.

. Entre - 82 et - 60 M.A. (de l'anomalie 32 à 24) se produit l'ouverture de la mer du Labrador et de l'Atlantique Nord.

. A l'anomalie 24 (- 60 M.A.), le Groënland et le plateau de

ROCKALL se séparent, tandis que continue l'ouverture de la mer du Labrador. Il existe alors un point triple dans l'Atlantique Nord, avec une zone de fracture et une série de failles transformantes.

. Entre - 60 et - 49 M. A. (anomalie 24 à 20) : simultanément, ouverture de la mer du Labrador, de l'Atlantique Nord et le long de la ride de REYKJANES.

. A l'anomalie 20 : arrêt de l'ouverture de la mer du Labrador. Il n'y a donc plus de mouvement relatif entre la "plaque Groënland" et la "plaque Amérique".

. De l'anomalie 20 à la période actuelle, il y a expansion entre la plaque européenne et la plaque "Amérique - Groënland" au niveau de la dorsale de Reykjanes et de la dorsale medio-atlantique, la fracture Gibbs marquant la frontière entre ces deux zones en expansion.

L'hypothèse de LAUGHTON est assez proche de celle de LE PICHON et al. La différence se situe au niveau du fossé de ROCKALL. Selon LE PICHON et al., il y a une ouverture initiale par expansion océanique entre le plateau de ROCKALL et l'Europe (fig. 12). Pour LAUGHTON, le fossé de ROCKALL n'est pas un ancien "rift", mais la trace d'une faille transformante.

Les données de la campagne Noratlante me font plutôt opter pour la suggestion de LE PICHON et al. : la concordance des formes entre le plateau de ROCKALL et l'Europe au Nord de PORCUPINE, dans la reconstitution de BULLARD fig. 6), et le caractère linéaire des anomalies magnétiques au Sud du Fossé de ROCKALL (fig. 7) s'explique mieux par une ouverture océanique du fossé de ROCKALL à un moment de son histoire.

Partant de cette reconstitution, il est possible d'esquisser une chronologie des événements ayant affecté la région de PORCUPINE et ROCKALL, en tenant compte des résultats du forage J. O. I. D. E. S. (Sites 116 et 117) dans le bassin d'HATTON-ROCKALL et des données disponibles sur les structures de ces régions.

J'ai présenté ces résultats sous forme d'un tableau montrant d'une part les phasesde l'ouverture dans l'Atlantique Nord, et les phénomènes connus dans la région étudiée d'autre part.

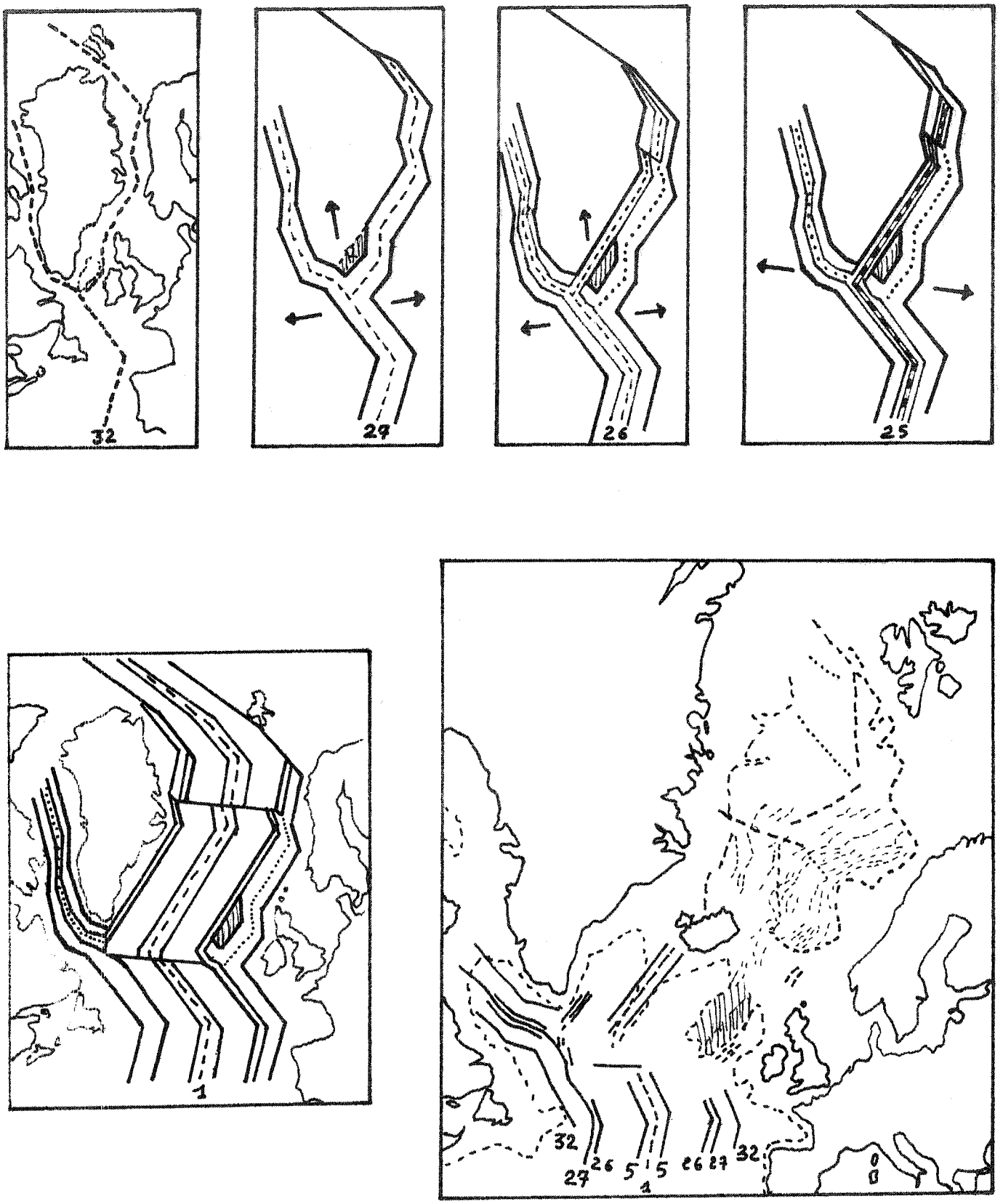


Fig. 11 Reconstitution de l'ouverture de l'Atlantique Nord suivant MAYHEW.

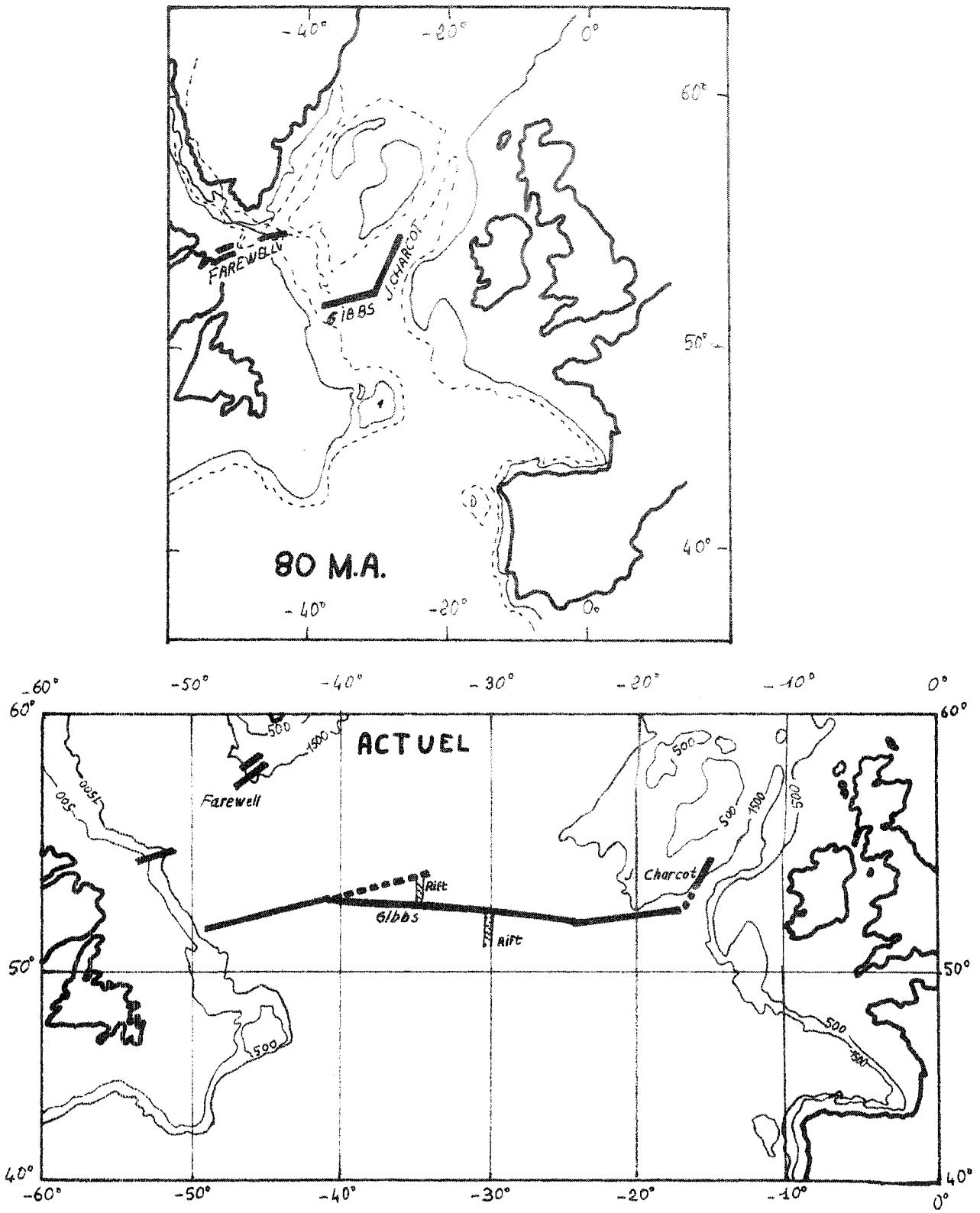
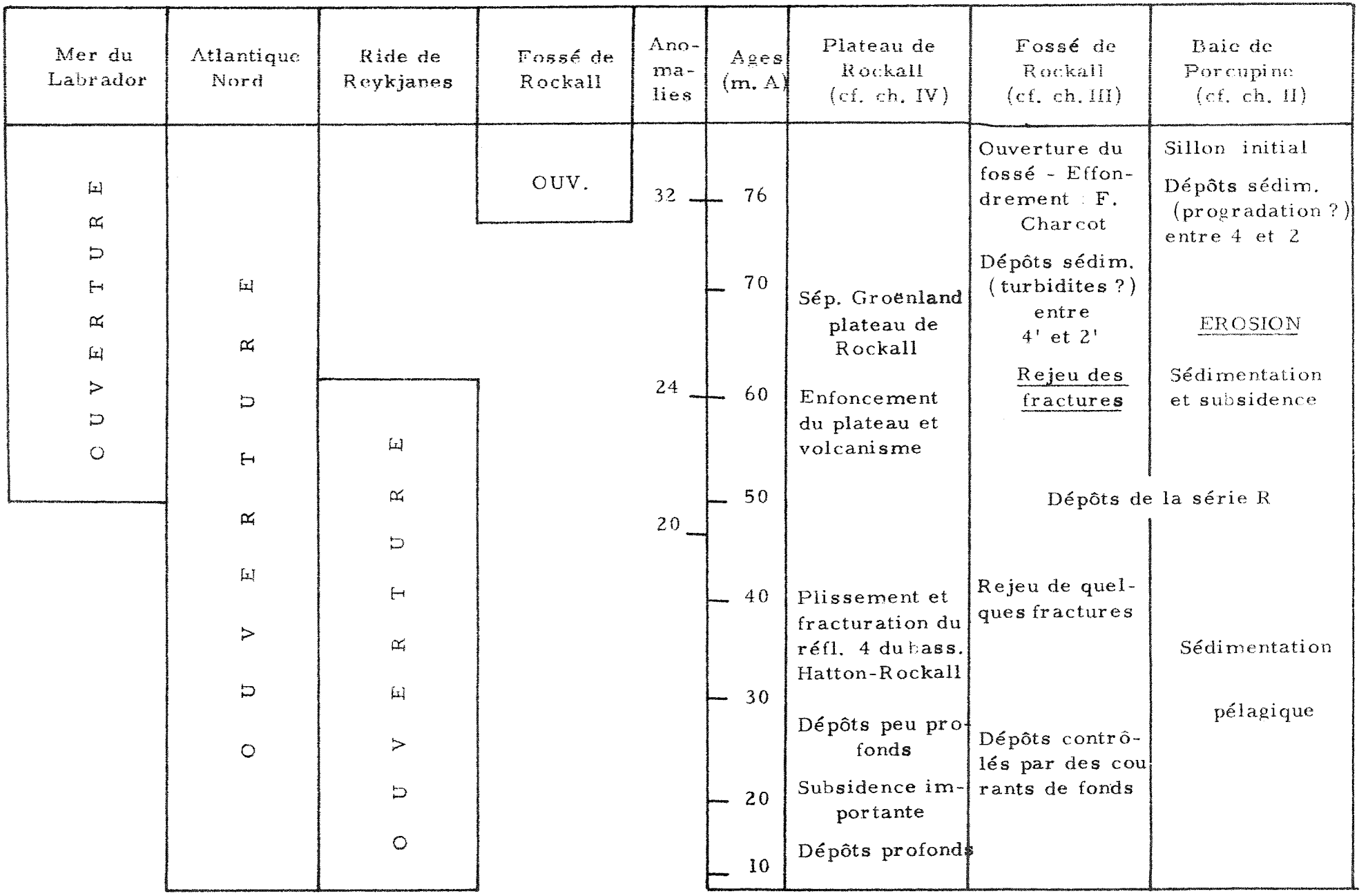


Fig. 12 Reconstitution de l'Atlantique Nord il y a 80 M. A. d'après LE PICHON.


Mer du Labrador
Atlantique Nord
Ride de Reykjanes
Fossé de Rockall
Ano-malies
Ages (m. A)
Plateau de Rockall (cf. ch. IV)
Fossé de Rockall (cf. ch. III)
Baie de Porcupine (cf. ch. II)
OUVERTURE
OUV.
32
76
70
24
60
50
20
40
30
20
10
Ouverture du fossé - Effondrement : F. Charcot
Dépôts sédim. (progradation ?) entre 4 et 2
Dépôts sédim. (turbidites ?) entre 4' et 2'
Sillon initial
EROSION
Rejeu des fractures
Sédimentation et subsidence
Sép. Groënland plateau de Rockall
Enfoncement du plateau et volcanisme
Dépôts de la série R
Rejeu de quelques fractures
Plissement et fracturation du réfl. 4 du bass. Hatton-Rockall
Sédimentation pélagique
Dépôts peu profonds
Dépôts contrôlés par des courants de fonds
Subsidence importante
Dépôts profonds

Ce tableau met en évidence deux faits importants :

a - Au cours du Tertiaire, les conséquences liées aux phénomènes de l'ouverture vont en s'atténuant du plateau de ROCKALL à la baie sous-marine de PORCUPINE.

b - Cette région est marquée, au cours du Tertiaire, par une subsidence générale des bassins sédimentaires. Cette subsidence est particulièrement bien connue dans le bassin d'HATTON-ROCKALL où elle est estimée à 20 cm / 1000 ans au Miocène moyen.

La sédimentation plio-quaternaire est une sédimentation profonde qui, de plus, semble marquée, dans le fossé de ROCKALL, par l'action des courants de fonds.

Dans la deuxième partie de ce mémoire, nous tenterons par l'étude de la carotte K1, prélevée sur la ride FENI, de mieux comprendre cette sédimentation plio-quaternaire dans le fossé de ROCKALL.

IIe PARTIE

Etude de la carotte K 1 dans les sédiments de la Ride FENI

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE

Au cours de la mission NORATLANTE, l'équipe scientifique du C.C.B. a effectué des carottages avec un carottier KULLENBERG. Cet appareil permet d'obtenir des carottes de plus de dix mètres de long dans les sédiments meubles.

Sur le profil D (fig. 3), situé dans le fossé de ROCKALL (cf. lère partie, chap. 3), la sismique réflexion a mis en évidence une importante structure sédimentaire : la ride FENI (fig. 8). Sur le profil suivant E, qui recoupait la même structure, il a été prélevé, le 8 août 1969, la carotte K1, longue de 8, 65 m (position exacte 53° 55' 7 N et 17° 50' 5 W ; profondeur 2412 m ; distance de la côte irlandaise 500 km).

II - METHODES D'ANALYSE DE LA CAROTTE K_1 ET RESULTATS

II. 1. Etudes préliminaires

L'opération de carottage terminée, des études préliminaires ont été faites sur la carotte K_1 à bord du Jean-Charcot. Après découpage de la carotte, entourée de sa gaine plastique, en tronçons de 3,00 m, chaque tronçon est radiographié (sur cette méthode, voir KLINGEBIEL et al, 1967), puis placé sur un banc de gammadensimétrie. Ces deux opérations permettent, avant l'ouverture de la carotte, de reconnaître les structures sédimentaires majeures (passées grossières, laminations, traces de bioturbation, etc...) et d'évaluer la densité du sédiment. Ces procédés permettent, en outre, de distinguer les zones perturbées de la carotte (vide, pistonnage) et de guider l'échantillonnage.

Le dépouillement des radiographies et des courbes gammadensimétriques de la carotte K_1 montre que le carottage s'est effectué sans interruption, sauf entre 7,15 m et 7,23 m et de 7,42 à 7,70 m. Aucune structure sédimentaire notable n'a pu être observée, à l'exception de quelques rares laminations, la carotte apparaissant comme homogène, avec toutefois quelques niveaux plus grossiers.

II. 2. Description de la carotte K_1

Après un stockage au C.C.B., la carotte a été ouverte en mai 1971. Les techniques d'ouverture et de description sont celles décrites dans le guide des techniques du laboratoire de géologie marine de la Station d'Endoume (CHAMLEY, 1966).

Après l'ouverture de la carotte par la moitié, l'une des moitiés est échantillonnée : prélèvement d'un échantillon de 3 cm tous les 5 cm. L'autre demi carotte inférieure a été lissée à la spatule afin d'en réaliser une description détaillée, d'en faire un relevé colorimétrique, de la photographier. Puis, cette demi carotte a été mise sous gaine plastique pour être "archivée".

II. 2. 1. Texture de la carotte

La carotte K_1 se présente sous l'aspect d'une vase légèrement sableuse, compacte, contenant de rares graviers, mais avec quelques niveaux riches en éléments scoriaciés. La conservation est apparue comme très bonne, avec toutefois une légère oxydation des sédiments dans les zones très diluées, à proximité des poches d'eau. Nous avons noté des alternances de vase brune à verte, et de boue à Foraminifères. Parmi les éléments de tailles plus importantes, des granules noirs de nature volcanique (5 à 6 mm de diamètre) (fig. 13). Un gravier de quartz (1 cm de diamètre), sans aucun émoussé, a été trouvé à 5, 84 m, ainsi qu'un petit galet de grès micacé à 6, 25 m.

II. 2. 2. Couleur

Nous avons réalisé un relevé de couleur à l'aide de la nomenclature pédologique de MUNSELL (1954). Ceci a été effectué sur la demi carotte humide. La teinte 5 Y 5/2 domine, c'est-à-dire le gris beige. Dans les zones les plus claires, la teinte est 5 Y 7/2, et pour les zones plus foncées 5 Y 4/2 (fig. 13).

Pour toutes les études suivantes, nous avons étudié un échantillon tous les 10 cm, soit au total 85 échantillons numérotés de 1 à 165, chiffres impairs seulement.

II. 2. 3. Teneur en eau

Après une pesée à 10^{-4} g, ces échantillons ont été séchés à l'étuve pendant 48 heures, à une température de 50° pour ne pas altérer les structures des argiles. Une nouvelle pesée a permis de connaitre le poids sec de l'échantillon, et ainsi de calculer la teneur en eau.

$$\text{Teneur en eau} = \frac{(\text{poids humide} - \text{poids sec}) \times 100}{\text{poids sec}}$$

Dans la carotte K_1, la teneur en eau décroît du sommet de la carotte vers la base (fig. 13). Une diminution rapide (de 136 % à 85 %) s'ob-

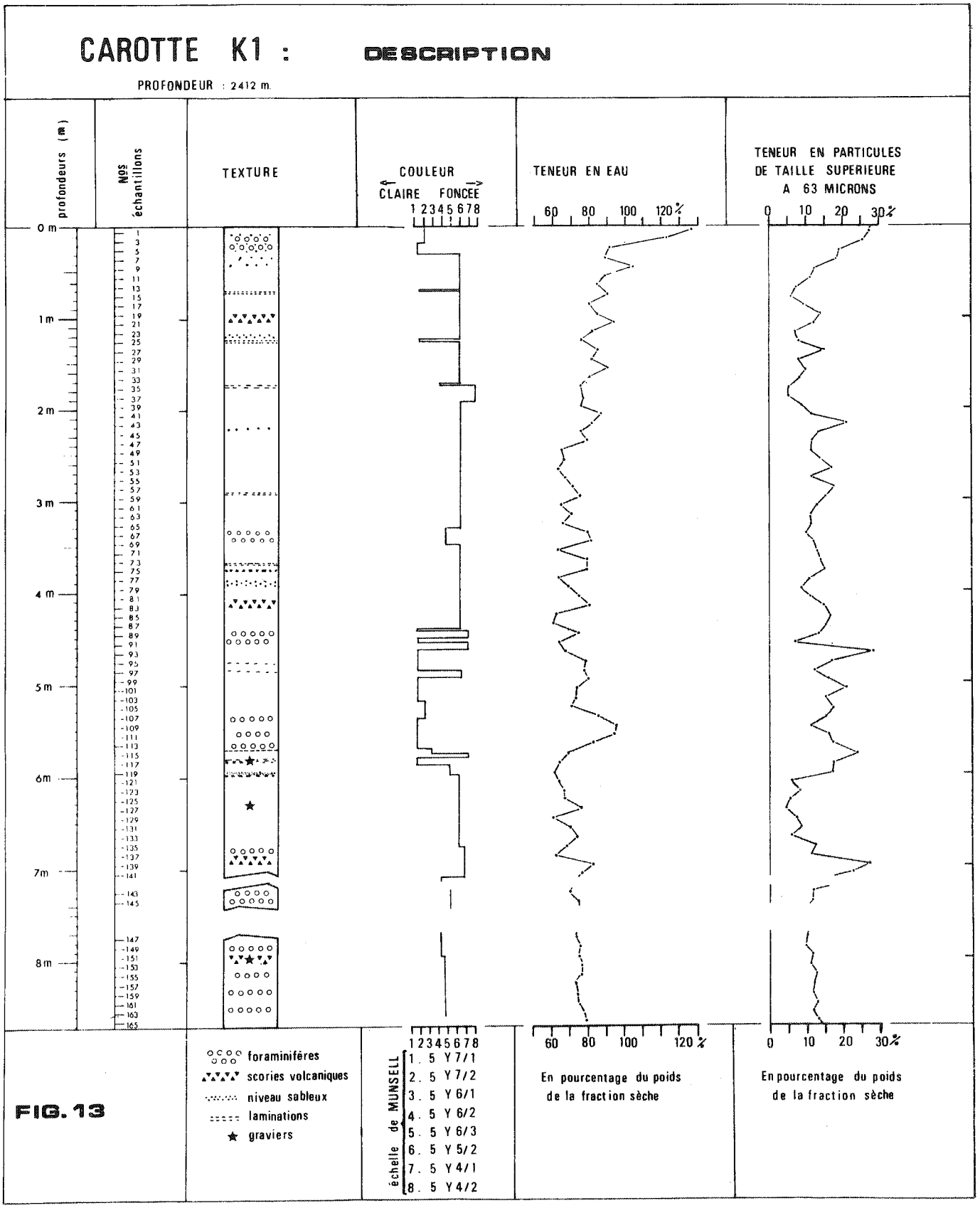

CAROTTE K1 : DESCRIPTION
PROFONDEUR : 2412 m.
profondeurs (m)
Nos échantillons
TEXTURE
COULEUR
CLAIRE FONCEE
1 2 3 4 5 6 7 8
TENEUR EN EAU
60 80 100 120 %
TENEUR EN PARTICULES DE TAILLE SUPERIEURE A 63 MICRONS
0 10 20 30 %
0 m
1 m
2 m
3 m
4 m
5 m
6m
7m
8m
foraminifères
scories volcaniques
niveau sableux
laminations
graviers
échelle de MUNSELL
1. 5 Y 7/1
2. 5 Y 7/2
3. 5 Y 6/1
4. 5 Y 6/2
5. 5 Y 6/3
6. 5 Y 5/2
7. 5 Y 4/1
8. 5 Y 4/2
En pourcentage du poids de la fraction sèche
En pourcentage du poids de la fraction sèche

FIG. 13

serve dans le premier mètre ; de 1m à 2,50 m, la teneur diminue jusqu'à 70 % ; elle se stabilise alors autour de cette valeur, avec quelques maxima correspondant à des zones de plus grande porosité (zones riches en Foraminifères). Variant de 136 à 70 %, la teneur en eau peut être considérée comme moyenne par rapport aux valeurs couramment rencontrées dans les vases marines (40 - 200 % ; DEBYSER, 1961).

II. 2. 4. Teneur en fraction grossière

Pour calculer la teneur en fraction grossière, il faut séparer la fraction supérieure à 63 µ de la fraction fine. Cette séparation s'obtient par tamisage du sédiment sous un filet d'eau distillée, en séparant les particules à l'aide d'un pinceau. Le filtrat recueilli dans un bêcher de deux litres se décante près de 24 heures, de sorte que toutes les particules se déposent (loi de STOKES). Après élimination de l'eau, la solution restante qui contient les argiles et les silts est mise dans des flacons de 150 ml. Le refus de tamis est séché à l'étuve, pesé à 10^{-4} g ; la teneur en fraction grossière est alors calculée :

$$\% \text{ de la fraction grossière} = \frac{\text{poids du sable} \times 100}{\text{poids de l'échantillon sec}}$$

Cette teneur (fig. 13) varie dans la carotte K_1 entre 10 et 20 % avec quelques maxima à 30 %. Il faut considérer qu'une teneur de 20 % de particules supérieures à 63 µ représente une valeur assez importante pour des sédiments déposés en milieu océanique, à 500 km des côtes. Les maxima correspondent soit à la présence de boue à Foraminifères (sommet de la carotte, 4,50 à 5,40 m), soit à des niveaux détritiques (2,00 à 5,70 m).

II. 3. Extraction de la fraction argileuse

II. 3. 1. Pour extraire la fraction argileuse, il faut partir de la solution filtrée, contenue dans les flacons de 150 ml.

Après élimination du carbonate de calcium par action de HCl, on élimine l'excès d'acide et le CaC l2 par lavage. Pour cela, il faut ajouter de l'eau distillée ; la solution est alors agitée à l'homogénéiseur MSE (O. S. I.), centrifugée à 2000 t. m. durant 5'. Après décantation et adjonction d'eau distillée, la solution est à nouveau homogénéisée, centrifugée, ceci jusqu'à l'obtention d'une solution stable.

Cette solution stable est agitée, et après 1 h 40 de sédimentation, les 2 cm supérieurs sont siphonés pour obtenir les particules inférieures à 2 microns (loi de STOKES). Cette solution est centrifugée à 4000 t. /mn durant 10 mn, et après décantation, le culot est homogénéisé à la spatule. Cette pâte est portée sur une lame de verre dont la partie centrale a été creusée de 0, 2 mm par meulage. Puis, cette pâte est étalée à l'aide de la tranche d'une lame de verre propre, mouillée d'eau distillée. On prépare deux lames par échantillon, et on laisse sécher à l'air libre. On obtient ainsi un agrégat homogène sur toute la surface et dans l'épaisseur, sans ségrégation de minéraux.

II. 3. 2. Traitements

La première lame est portée sur le diffractomètre (enregistrement N). Après enregistrement, cette lame est soumise aux vapeurs d'éthylène glycol pendant deux heures dans un dessicateur relié à une pompe à vide, passée de nouveau sur le diffractomètre ; on obtient alors l'enregistrement G. Enfin, la deuxième lame est chauffée à 490 ° pendant quatre heures, et soumise aux rayons X (enregistrement C).

Sur le diffractomètre, la plaque tourne d'un mouvement continu autour d'un axe, tandis qu'à la périphérie un compteur Geiger-Muller tourne également à une vitesse double. Le comptage des coups est inscrit sur un papier d'enregistrement et se traduit par des pics proportionnels à l'intensité de la réflexion.

Le diffractomètre utilisé est un PHILIPS 1010, fonctionnant sous 38 KW et 18 m Å avec une anticathode de cuivre et un filtre de nickel.

L'enregistreur est un X-Y HEWLETT-PACKARD. Il a été réglé pour enregistrer entre 40 et 3 Å, soit environ 2° et 30° (2θ). Les intensités de diffractions sont enregistrées en fonction de leur position angulaire par une même plume. Le déplacement suivant X est commandé par le déplacement du bras du goniomètre par l'intermédiaire d'un potentiomètre. Le déplacement suivant Y est commandé par l'intensité du rayonnement reçu par le compteur.

II. 4. Lecture des diagrammes et exploitation

II. 4. 1. Le papier étant directement gradué en Å, on a une lecture rapide et directe des distances réticulaires. Les bornes étant calées électriquement et l'enregistrement se faisant toujours dans le même sens, on peut superposer des diagrammes, ce qui facilite la comparaison. Ainsi, pour l'étude de K1, nous avons superposé sur un même papier avec trois encres différentes les diagrammes N, G et C ; ce qui permet d'observer directement le comportement des minéraux à l'action du chauffage et du glycolage (cf. planche III).

Dans les dépôts orientés, ce sont les plans (001) qui diffractent le rayonnement, "le premier pic est déterminant, les autres sont recherchés pour assurer la détermination" (LUCAS, 1962).

La nomenclature utilisée pour les minéraux simples est celle de MILLOT (1964) : ainsi, l'Illite désigne-t-elle des micas de petites tailles, sans implication sur le type dioctaédrique ou trioctaédrique ; le terme de montmorillonite désigne les minéraux T.O.T. "Gonflants", ceux qu'on nomme parfois sous le terme général de "Smectites".

La reconnaissance des minéraux argileux utilise les données de LUCAS et al (1959), BROWN (1961), LUCAS (1962) et de A.S.T.M. (1969).

Nous avons reconnu quatre types de minéraux : la kaolinite, la chlorite, l'illite et la montmorillonite. Nous avons aussi noté sur les enregistrements la présence de quartz, de plagioclase et de microcline. Il y a souvent difficulté à différencier kaolinite et chlorite. On a pour cette reconnaissance, utilisé le doublet (3,58 pour la kaolinite, 3,53 pour la chlorite) sur l'échantillon N.

Les estimations semi-quantitatives se font par comparaison des hauteurs des pics des minéraux (mesurées au-dessus du bruit de fond), en apportant des corrections de + 0,5 /10 pour la montmorillonite, et de - 0,5/10 pour la kaolinite. Les quantités sont estimées en 1/10 de la fraction argileuse. Cette méthode se révèle fidèle lorsque l'expérience de l'observateur est bonne.

II. 4. 2. Estimation semi-quantitative des minéraux argileux de la carotte K_1

Dans l'ensemble de la carotte, c'est l'illite qui domine avec 4/10 et la montmorillonite avec 3,5/10. La chlorite ne représente que 2/10, et la kaolinite 0,5 à 1/10 (fig. 14).

Si l'on ramène ces valeurs en pourcentages pour les comparer aux valeurs moyennes données par RATEEW (1969) pour les océans, on obtient :

	Atlantique Nord à l'Ouest de l'Europe (RATEEW)	Rockall K_1	Mer de Norvège (RATEEW)
Kaolinite	10 %	5 à 10 %	10 %
Chlorite	10 à 20 %	15 à 20 %	10 à 20 %
Montmorillonite	10 à 20 %	35 %	40 à 60 %
Illite	60 à 80 %	40 %	20 à 40 %

Ce qui montre que les valeurs obtenues dans le fossé de Rockall sont plus proches de celles de la mer de Norvège que de celles des régions autour de Rockall.

CAROTTE K1 — CARACTERES MINERALOGIQUES

PROFONDEUR : 2412 m.

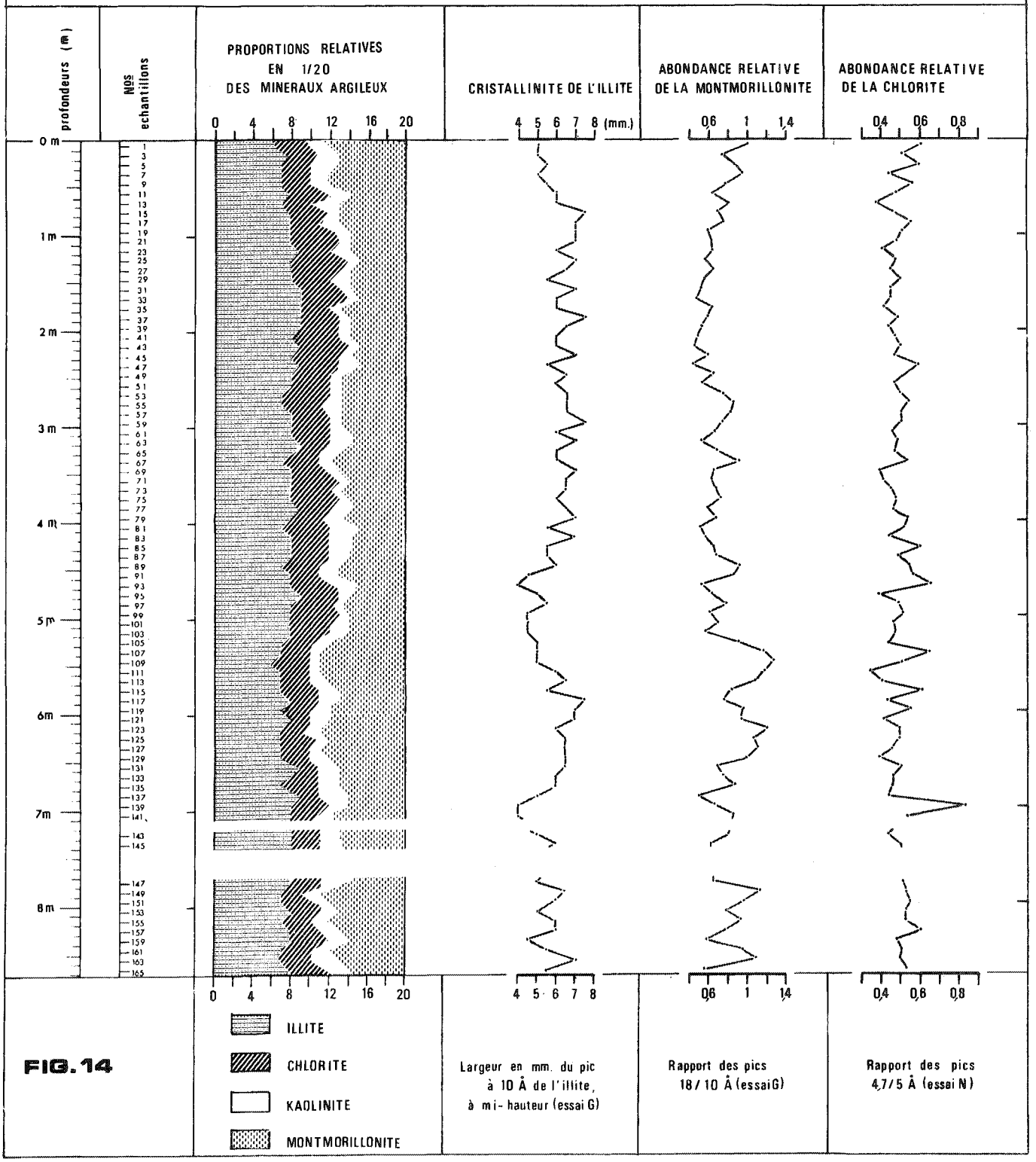


FIG. 14

II. 4. 3. Mesure de la largeur de la réflexion (001) de l'illite ou cristallinité de l'illite.

La largeur des raies de diffraction dépend de la taille des cristallites pour des tailles inférieures à 100 Å et de la régularité des réseaux, c'est-à-dire de la cristallinité de la substance (GUINIER, 1964).

Les particules d'illite ont une taille bien supérieure à 100 Å (0, 01 μ) ; la largeur des raies de diffraction sera fonction de leur régularité cristalline. Si l'illite est bien cristallisée, les raies seront étroites ; une illite désordonnée donnera des pics plus larges.

WEAVER (1960-1961), en étudiant les illites, a défini un "sharpness-ratio" ou indice d'aigu, égal au rapport des hauteurs de la réflexion basale du minéral à 10 et 10, 5 Å.

Cet indice a été repris et amélioré par KUBLER (1964-1966), DUNOYER de SEGONZAC et KUBLER (1966), DUNOYER de SEGONZAC et al (1968) : on mesure alors la largeur en mm, à mi-hauteur au-dessus du bruit de fond, du pic à 10 Å sur l'échantillon normal. C'est donc une mesure rapide et facile.

L'application de cette mesure a donné lieu à de nombreux résultats, en particulier dans l'étude des dépôts océaniques récents (CHAMLEY, 1971).

Dans le cas de la carotte K 1, la mesure de la cristallinité de l'illite sur l'essai normal s'est révélée imprécise. La réflexion du pic à 10 Å est étalée du fait de la proximité du pic à 14 Å de la montmorillonite ; aussi avons-nous réalisé cette mesure sur l'essai glycolé. Cet indice varie de 4 mm (très bien cristallisée) à 7 mm (moins bien cristallisée). Dans cette carotte, l'illite apparait donc comme bien cristallisée, avec des zones d'excellentes cristallinités, spécialement dans les cinquante premiers centimètres et entre 4, 20 et 5, 80 m. Ces variations sont à rapprocher de la courbe des variations de couleur (fig. 13) qui laisse apparaître une meilleure cristallinité de l'illite dans les zones plus claires.

II. 4. 4. Abondance relative de la montmorillonite

L'abondance relative de la montmorillonite est matérialisée par le rapport des hauteurs du pic à 18 Å de la montmorillonite et du pic à 10 Å

de l'illite, tous deux mesurés au-dessus du bruit de fond sur l'essai glycolé.

Ce rapport (fig. 14) montre une abondance relative de la montmorillonite dans le premier mètre et entre 5, 40 et 6, 60 m.

Nous avons aussi calculé l'indice de l'abondance relative de la chlorite : c'est le rapport du pic à 4, 7 de la chlorite sur le pic à 5 Å de l'illite mesuré au-dessus du bruit de fond sur l'essai normal. La chlorite apparaît, dans l'ensemble de la carotte K_1, beaucoup moins importante que la montmorillonite et que l'illite (fig. 14).

II. 5. Etude granulométrique de la fraction sableuse (2 à 0, 063 mm)

II. 5. 1. Le tamisage

Pour cette étude, nous avons étudié les mêmes niveaux de la carotte que pour l'étude minéralogique de la fraction fine. Le tamisage a été réalisé manuellement et à sec sur une colonne de tamis à mailles décroissantes de la firme Saulas et Cie : 1 mm - 0, 500 mm - 0, 250 mm - 0, 125 mm - 0, 063 mm. Les temps de tamisage ont été les mêmes (6') pour tous les échantillons. Les refus de tamis ont été pesés à 10^{-4} g. Les intervalles de classe ont été transformés en unité phi (cologarithme de base 2 de la dimension en mm) pour le calcul des paramètres statistiques.

Les correspondances de ces valeurs sont :

mm	2	1	0, 50	0, 25	0, 125	0, 063
phi	- 1	0	1	2	3	4

II. 5. 2. Répartition granulométrique de la fraction sableuse

Les pourcentages de chacune de ces sous-fractions ont été calculés par rapport à la fraction sableuse entière (fig. 15).

. La sous-fraction supérieure à 1 mm n'est pas toujours représentée, et elle ne dépasse jamais 5 % de la fraction sableuse, c'est-à-dire toujours moins de 1 % du sédiment total.

CAROTTE K1

CARACTERES GRANULOMETRIQUES

PROFONDEUR : 2412 m.

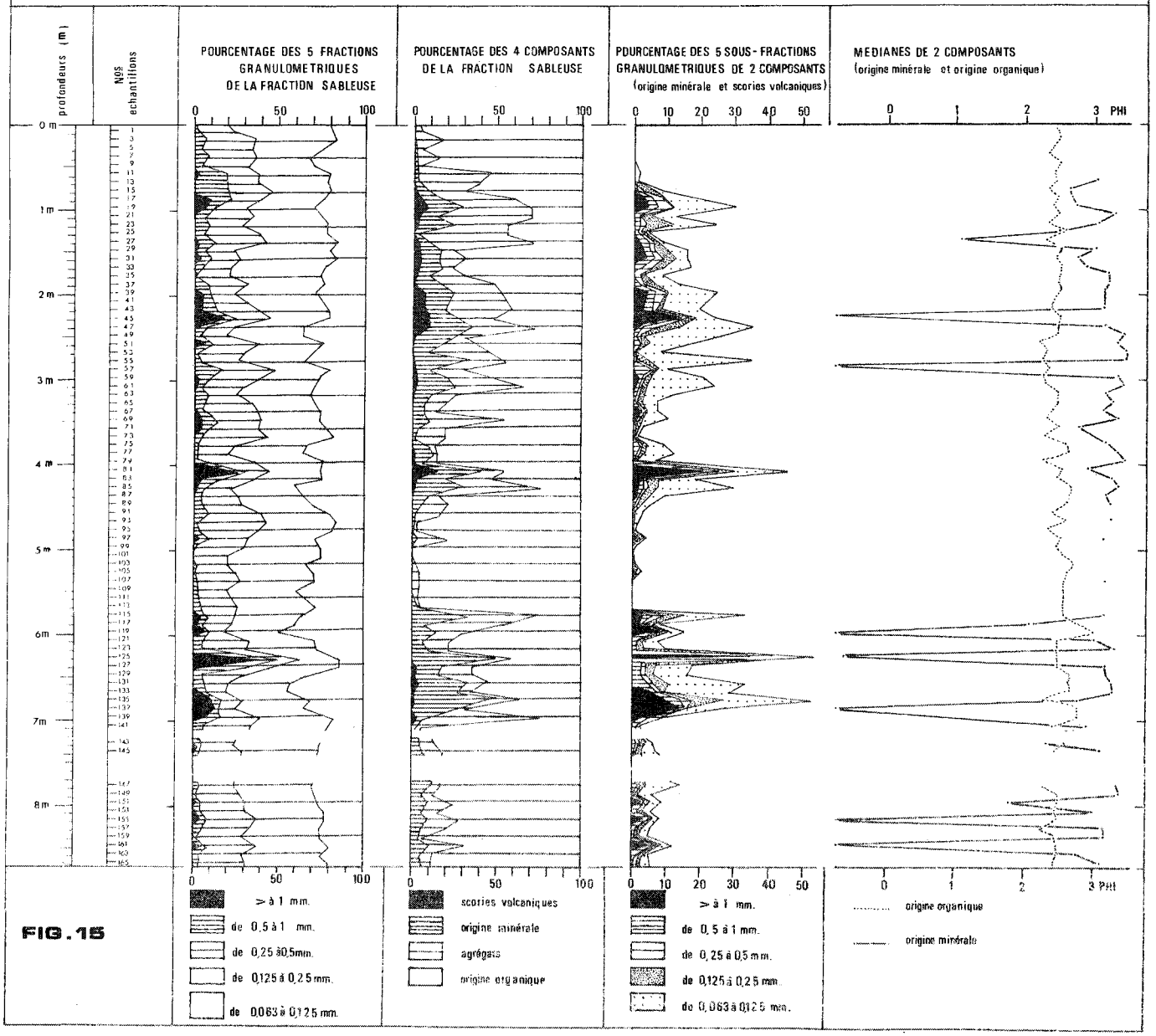


FIG. 15

. La sous-fraction (1 mm - 0, 5 mm) existe dans tous les niveaux étudiés, sauf dans l'échantillon 101 (5, 10 m). Elle représente moins de 10 % de la fraction sableuse.

. La sous-fraction (0, 5 mm - 0, 25 mm) est relativement constante. Elle varie entre 15 et 20 % de la fraction sableuse.

. La sous-fraction (0, 25 mm - 0, 125 mm) est la plus importante des cinq sous-fractions : entre 30 et 50 % de la fraction sableuse.

. La sous-fraction inférieure (0, 125 mm - 0, 063 mm) représente de 20 à 30 % de la fraction sableuse.

II. 5. 3. Composition de la fraction sableuse

Pour chacun des niveaux étudiés, les 5 sous-fractions granulométriques ont été observées à la loupe binoculaire avec un grossissement variable (de 12, 5 à 100 fois).

Pour les comptages, une petite fraction de chacun des échantillons étudiés était déposée dans une boîte de PETRI, finement quadrillée. J'ai compté 300 grains par sous-fraction, en les localisant sur différents carreaux de la boîte de PETRI, de manière à obtenir une représentation de la population totale de l'échantillon. Sept catégories de particules sableuses ont été distinguées : quartz, minéraux divers, fragments de roche, scories volcaniques, Foraminifères (planctoniques à 99 %), autres restes d'organismes. J'ai d'autre part observé, sans les compter, la morphologie des quartz, les différents minéraux, les familles de Foraminifères et les autres particules organogènes entrant dans la composition du sable.

J'ai alors calculé les pourcentages par rapport à chaque sous-fraction granulométrique (rapport de taille) et par rapport à la fraction sableuse totale, ce qui associe taille et poids dans le résultat final.

Dans l'interprétation, j'ai regroupé les sept catégories de composants en 4 groupes de particules génétiquement semblables : les composants

d'origine minérale sauf les scories, les scories, les agrégats (description ci-dessous) et les composants d'origine organique (fig. 15).

Les pourcentages de ces 4 groupes (fig. 15) montrent que :

- les scories volcaniques sont dans des niveaux déjà repérés dans la description de la carotte lors de l'ouverture ;

- les autres composants d'origine minérale sont absents ou représentés par moins de 1 % dans les cinquante premiers centimètres et entre 4,50 et 6,70 m, et bien représentés (entre 20 et 30 %) dans les autres zones;

- les agrégats sont plus importants (20 à 30 %) dans les zones riches en composants d'origine minérale. Ils sont peu représentés là où la carotte est essentiellement d'origine organique;

- les composants d'origine organique sont les plus importants et varient entre 50 et 95 %.

II. 5. 4. Description des groupes de particules génétiquement semblables

. Les composants d'origine minérale autres que les scories : le quartz représente l'élément dominant ; il se rencontre essentiellement sous la forme de grains non usés à faces brillantes, avec des arêtes vives et un aspect fraîchement éclaté, sous forme aussi de grains ronds mats avec un aspect éolien. Les émoussés luisants sont rares. Les quartz les plus nombreux sont dans la fraction la plus fine. La teneur en feldspath semble faible. Les autres minéraux rencontrés sont des augites, des hornblendes vertes et brunes, de la tourmaline, mais aussi des minéraux opaques (magnétite, hématite). Les fragments de roche très petits provenaient de roches métamorphiques (fragments de gneiss) et de roches éruptives. Dans l'ensemble, ce matériel d'origine terrigène est fin et peu usé.

. Les composants d'origine volcanique : ces scories existent sous forme de petits granules noirs qui, à fort grossissement, montrent une structure bulleuse, ou sous forme de verre effilé de plus grande taille ;

mais,dans les deux cas, les interstices sont remplies d'un fin sédiment calcaire.

. Les composants d'origine organique : ce sont essentiellement des Foraminifères planctoniques dont les espèces dominantes sont Globorotalia inflata (d'ORBIGNY), Globigerina bulloïdes (d'ORBIGNY) et Globigerina pachyderma (EHRENBERG). La microfaune benthique est rare : quelques Foraminifères benthiques (moins de 1 %), quelques ostracodes et fragments d'échinodermes. Les organismes siliceux sont représentés par des spicules d'éponges et des diatomées.

. Les agrégats : ces agrégats ont montré qu'ils étaient constitués de calcaire fin détritique, avec surtout un nannoplancton calcaire. C'est-à-dire que ces agrégats peuvent être soit du calcaire remanié, et ainsi faire partie de la fraction sableuse, soit être récents et avoir pu se former :

- in situ, par les organismes fouisseurs, par exemple ;
- lors du tamisage, auquel cas leur présence est artificielle.

II. 5. 5. Analyse des caractères granulométriques

Pour calculer les différents paramètres statistiques, j'ai utilisé un programme de calcul (1). Ce programme a été appliqué successivement pour l'ensemble de la fraction sableuse, pour la fraction d'origine organique, c'est-à-dire pour les Foraminifères planctoniques (plus de 97 % de cette fraction), et pour la fraction minérale. Ce programme, partant de la taille granulométrique en phi des sous-fractions, de leur poids ainsi que des résultats des comptages, (2) calcule les fréquences, les moyennes et d'autres paramètres statistiques. Ainsi, j'ai obtenu la répartition granulométrique des composants. La courbe de cette répartition (fig. 15), calculée pour l'ensemble des débris d'origine minérale, montre l'importance des apports détritiques dans la fraction sableuse.

---

(1) Ce programme a été mis à ma disposition par J. LOUAIL, maître-assistant à l'Institut de Géologie de l'Université de Rennes.

(2) Cette méthode admet que tous les grains de même taille ont le même poids, ce qui n'est pas exact. D'où une erreur systématique possible.

La médiane des éléments d'origine organique (fig. 15) est assez constante ; elle oscille autour de 0,175 mm, avec parfois des variations allant de 0,130 mm à 0,220 mm, tandis que la médiane des éléments d'origine minérale oscille autour de 0,110 mm, mais avec des maxima très marqués dans les niveaux riches en éléments plus grossiers. La comparaison de ces deux médianes montre que la taille des minéraux détritiques est, dans le plus grand nombre des cas, très inférieure à la taille des Foraminifères. Mais, dans les zones très détritiques, la taille des grains d'origine terrigène dépasse celle des Foraminifères. Ceci est confirmé par le graphique de la fig. 18 où nous avons porté pour chaque niveau étudié la valeur de l'écart type (indice de dispersion) par rapport au phi moyen pour les grains d'origine minérale et pour les Foraminifères. On observe, en effet, que l'ensemble formé par les points correspondant aux Foraminifères et l'ensemble formé par les points correspondant aux grains détritiques sont distincts, la fraction organique ayant un phi moyen avec un indice de dispersion très faible, la fraction minérale ayant un phi moyen qui diminue (c'est-à-dire que la taille augmente) quand l'indice de dispersion croît.

II. 6. Observation des frottis

Nous avons réalisé, lors de l'ouverture de la carotte K_1, un certain nombre de frottis. Pour cela, on prélève à la spatule un très petit échantillon que l'on dilue dans une goutte d'eau distillée sur une lame que l'on fait sécher.

Cette méthode est très couramment utilisée pour classer les sédiments prélevés. C'est une méthode simple qui donne très rapidement une image de la composition globale du sédiment (fig. 16). Bien que très approximative, l'appréciation ainsi faite permet de déterminer les grands groupes de faciès (OLAUSSON, 1960). Les pourcentages s'apprécient d'après un système de tableau, suivant la densité des points dans un cercle délimité (TERRY et CHILINGER, 1955). Dans la classification d'OLAUSSON, la carotte K_1 est classée comme sédiment pélagique (Nanno Chalk Ooze) :

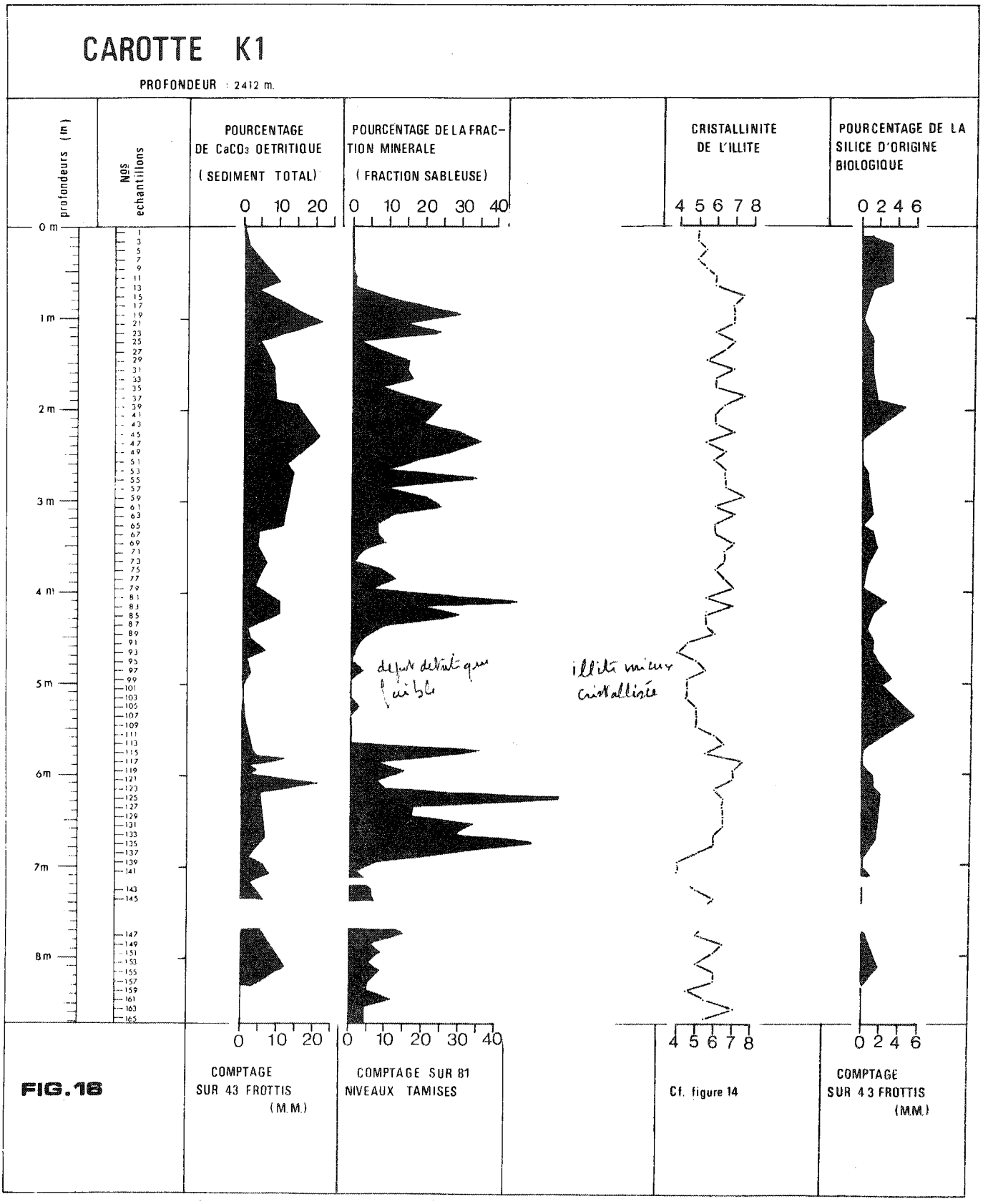

CAROTTE K1
PROFONDEUR : 2412 m.
profondeurs (m)
Nos échantillons
POURCENTAGE DE CaCO3 OETRITIQUE (SEDIMENT TOTAL)
POURCENTAGE DE LA FRACTION MINERALE (FRACTION SABLEUSE)
CRISTALLINITE DE L'ILLITE
POURCENTAGE DE LA SILICE D'ORIGINE BIOLOGIQUE
0 m
1 m
2 m
3 m
4 m
5 m
6m
7m
8m
0 10 20
0 10 20 30 40
4 5 6 7 8
0 2 4 6
dépôt détritique faible
illite mieux cristallisée
COMPTAGE SUR 43 FROTTIS (M.M.)
COMPTAGE SUR 81 NIVEAUX TAMISES
Cf. figure 14
COMPTAGE SUR 43 FROTTIS (MM.)

FIG. 16

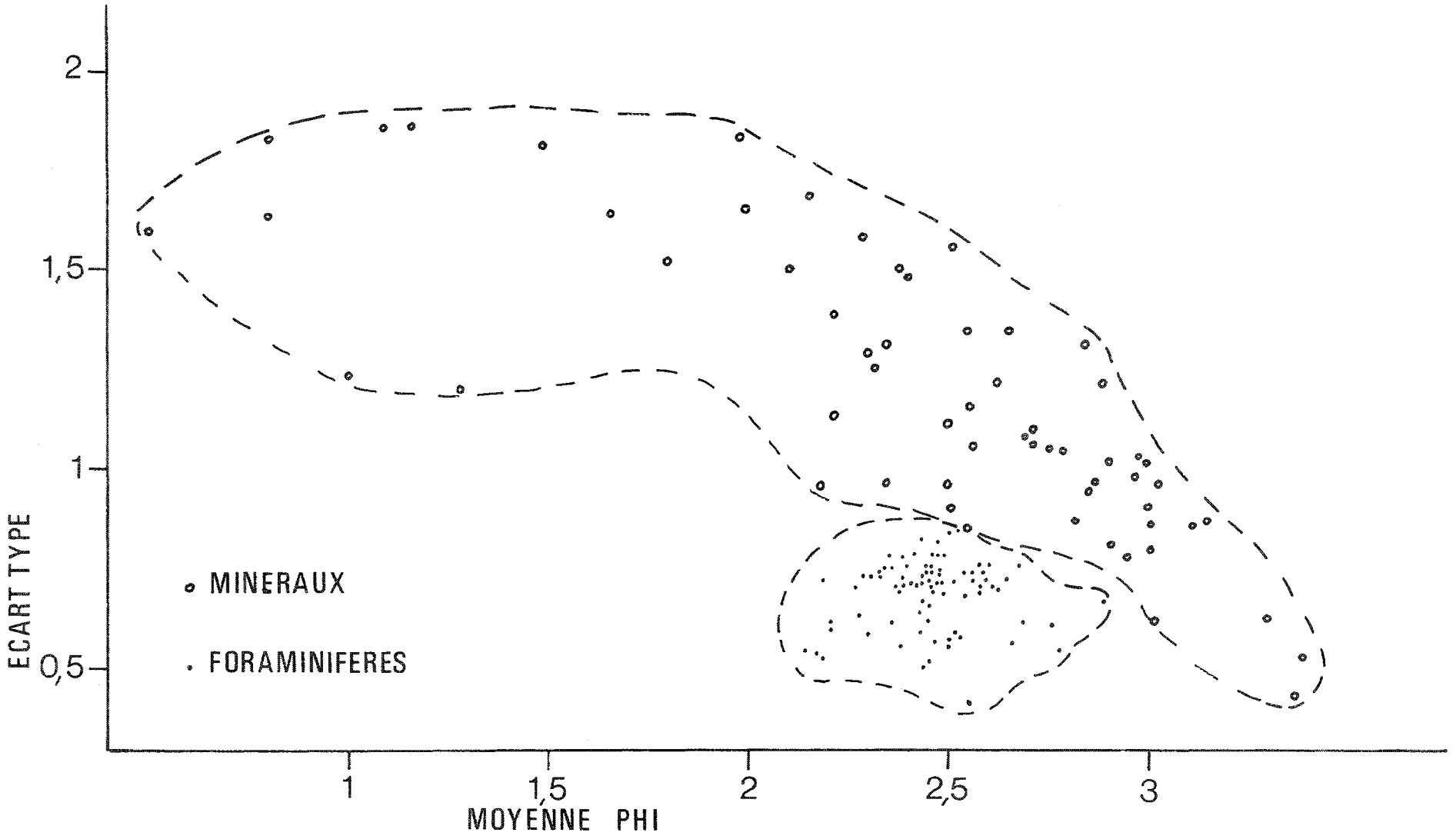


Fig. 18 - Comparaison de la moyenne en fonction de l'écart type (indice de dispersion) entre les minéreaux et les foraminifères de la fraction sableuse.

moins de 30 % de détritique siliceux avec plus de 60 % de nannoplancton calcaire. Mais, vers six mètres, le sédiment est classé comme sédiment pélagique à tendance détritique (Nanno Marl Mud) : silt et sable supérieur à 30 %.

Il est intéressant de noter que la carotte prélevée par le Glomar Challenger, au site 116 du leg XII (57° 29. 76' N et 15° 55. 46' W) par 1151 m de profondeur dans le bassin d'HATTON-ROCKALL, est constituée en surface de sédiments pléistocènes dont la composition est identique à celle des sédiments récents de la carotte K_1 (1).

Le pourcentage de $CaCO_3$ détritique (fig. 16), c'est-à-dire du $CaCO_3$ considéré comme étant terrigène, est en regard du pourcentage de la fraction minérale (origine terrigène) que nous avons obtenu par comptage sur des sédiments tamisés. On peut voir que les deux courbes sont pratiquement identiques compte tenu du fait que l'une est réalisée sur 43 échantillons et l'autre sur 85 échantillons.

La fréquence de la silice d'origine biologique, comparée à la cristallinité de l'illite, montre qu'il existe, dans quelques niveaux, une concordance entre ces deux courbes : là où l'illite apparait comme mieux cristallisée, c'est-à-dire issue d'un climat plus froid (CHAMLEY, 1967), la silice d'origine biologique augmente (par exemple, dans les 50 premiers centimètres, entre 4, 00 m et 5, 50 m). Il apparait d'autre part sur le tableau 16 une autre concordance entre la courbe des apports sableux terrigènes et celle de la cristallinité de l'illite. Ainsi, les zones pauvres en apports terrigènes apparaissent comme celles où l'illite est mieux cristallisée.

Quelques observations ont été réalisées (2) sur les Foraminifères pour obtenir quelques indication d'ordre paléoclimatique. Ainsi, dans les niveaux où l'illite est bien cristallisée, on note une association de Foraminifères planctoniques de tendance tempérée à tempérée chaude,

---

(1) Ref. p. 1187 - Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XII, Washington (U. S. Government printing Office).

(2) Par L. PASTOURET du Centre Océanologique de Bretagne (communication personnelle).

tandis que dans les niveaux où l'illite est moins bien cristallisée, c'est-à-dire dans les niveaux détritiques, on a une association de Foraminifères planctoniques de tendance plus froide.

II. 7. Les alternances sédimentaires de la carotte K1

Malgré une apparente homogénéité, l'étude des différentes courbes permet de définir plusieurs périodes de sédimentation dans la carotte K1. Deux types de sédimentation peuvent s'être succédés :

- une sédimentation pélagique, marquée par un pourcentage supérieur à 95 % de Foraminifères planctoniques dans la fraction sableuse, se rencontre du sommet à 0,60 m, de 4,30 à 5,75 m et de 7 à 7,10 m. Les dépôts sont de couleur claire ; les teneurs en eau et en sable sont supérieures à la moyenne. L'illite est un peu moins abondante qu'en moyenne, mais mieux cristallisée. Les sables d'origine terrigène sont rares. La granulométrie est relativement fine. Il y a peu de CaCO3 d'origine terrigène, mais la silice d'origine biologique est importante et les Foraminifères sont caractéristiques de masses d'eau tempérées à tempérées chaudes.

- Une sédimentation mixte (pélagique et détritique), marquée par un pourcentage de 10 à 30 % de composants d'origine terrigène dans la fraction sableuse : cette sédimentation s'observe de 0,60 à 4,30 m, de 5,75 à 7 m et de 7,70 à 8,65 m. Le sédiment correspondant est de couleur plus foncée, les teneurs en eau et en sable sont inférieures à celles observées dans le sédiment pélagique. L'illite est plus abondante que la montmorillonite mais elle est moins bien cristallisée. Le CaCO3 d'origine terrigène est plus abondant, la silice d'origine biologique moins abondante. Les Foraminifères indiquent une tendance climatique plus froide. Ces deux types de sédimentation peuvent être observés sur les photos 1 et 2 (planche II).

Ainsi, l'alternance de sédimentation observée semble être la conséquence des variations climatiques au cours du Quaternaire.

Peut-on être plus précis et évaluer l'âge des sédiments qui forment la base de la carotte ? Les taux de sédimentation peuvent varier dans l'Atlantique Nord de 2 cm /1000 ans (TUREKIAN, 1965) à 9 à 10 cm au large du Portugal (THIEDE, 1971). Dans le fossé de ROCKALL, le taux de sédimentation doit nécessairement être important au niveau de la ride sédimentaire. En admettant un taux moyen de 8 cm/1000 ans, on calcule pour la base de la carotte un âge de 100 000 ans. Autrement dit, la colonne sédimentaire que j'ai étudiée se serait déposée au cours des temps würmiens et postglaciaires. Il est difficile d'aller plus loin sans datation absolue.

III. LE FOSSE DE ROCKALL ET SES RAPPORTS AVEC LA MER DE NORVEGE AU COURS DU QUATERNAIRE

III. 1. Schéma d'échange mer de Norvège - fossé de Rockall

La région de l'Atlantique Nord, à l'Ouest de l'Europe, est caractérisée par une série de bassins profonds, limités par des seuils importants (fig. 1). Ainsi, au Nord, un seuil continu entre le Groënland et l'Europe, avec une profondeur moyenne de 500 mètres, marque la limite avec la mer de Norvège. Ce seuil comprend trois tronçons :

- le seuil Groënland - Islande qui possède une échancrure profonde de 615 m, formant le détroit de Danemark.

- la crête Islande - Féroés dont la profondeur n'atteint pas les 500 m.

- le seuil de Wyville Thomson, entre les Féroés et l'Ecosse, avec un détroit profond de 657 m qui prolonge le chenal Féroés - Shetland et le met ainsi en communication avec le fossé de Rockall.

Ces seuils constituent autant de limites à la circulation océanique qui est estimée à 13×10^6 m3/sec entre la mer de Norvège et l'Atlantique (WORTHINGTON et VOLKMAN, 1965 ; WORTHINGTON, 1969).

. Dans le sens Atlantique - mer de Norvège, les apports se font par courants "chauds", proches à la surface, tel le Gulf-Stream, dont une grande partie passe au-dessus du seuil Wyville-Thomson (DIETRICH, 1957).

. Dans le sens mer de Norvège - Atlantique, la circulation se fait par des courants "froids", soit en surface (le courant du Labrador représente 4 à 5×10^6 m3/sec), soit en profondeur : ce sont les courants de "fonds", formés d'eau dense des régions polaires. 4 à 5×10^6 m3/sec passent par le détroit de Danemark et 1 à 2×10^6 m3/sec passent par le détroit Féroés - Shetland. Dans le chenal Feroes - Shetland, CREASE (1964) a réalisé une mesure directe en juillet 1963 : les courants de fonds ont une

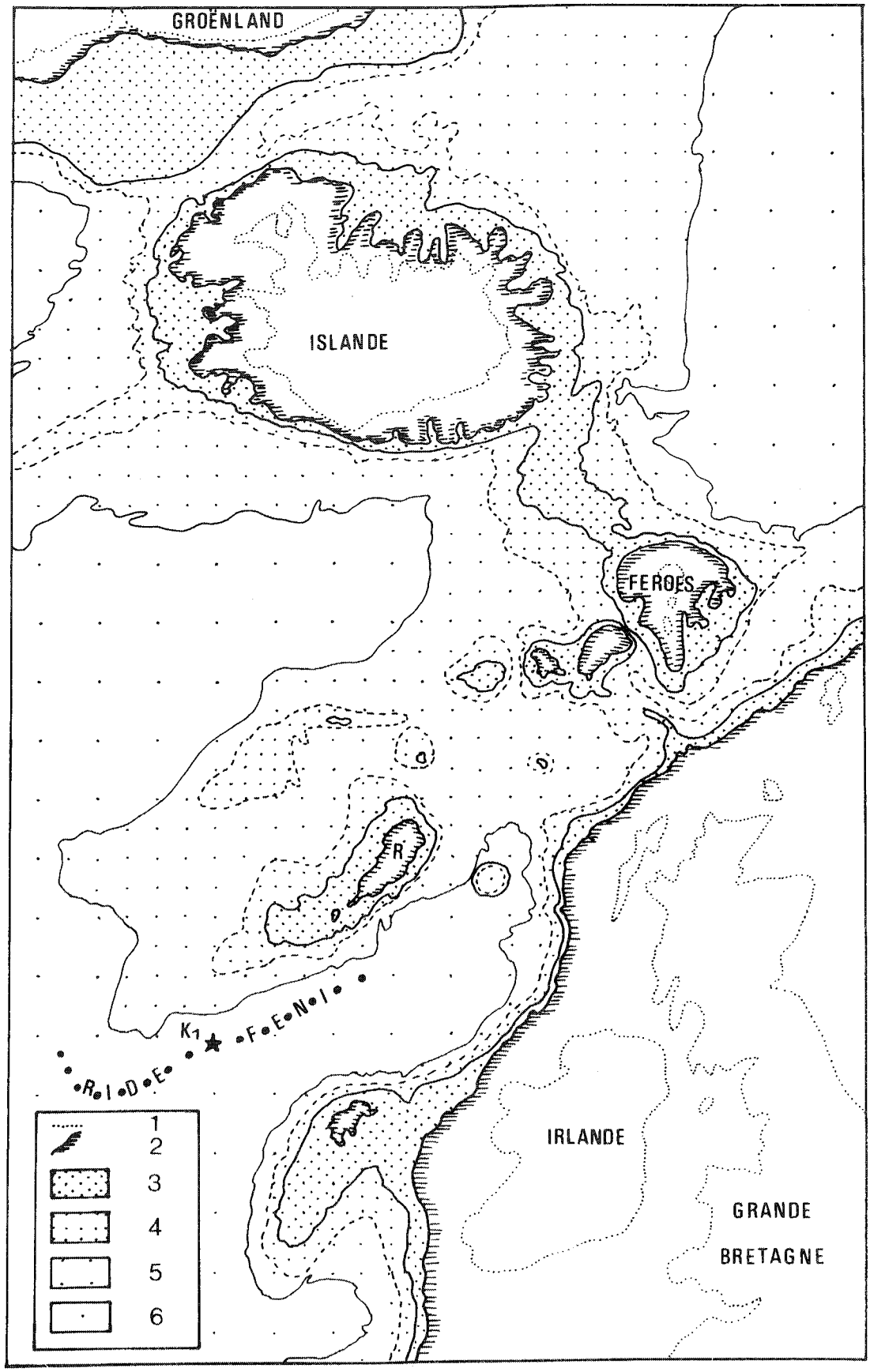


Fig. 17 - Carte bathymétrique de la mer de Norvège et de l'Atlantique Nord, toutes les profondeurs étant données dans l'hypothèse d'une régression de 200 m.

1 - Ligne de côte actuelle ; 2 - ligne de côte au maximum de la régression ; 3 - profondeur entre 0 et 300 m ; 4 - profondeur entre 300 et 800 m ; 5 - profondeur entre 800 et 1800 m ; 6 - profondeur supérieure à 1800 m.

vitesse de 1 m/sec à 760 m de profondeur.

III. 2. Schéma d'échange au Pléistocène

III. 2. 1. Les variations de climats et les régressions

Le Pléistocène est caractérisé par des variations de climats accompagnées de régressions importantes qui ont changé la configuration des continents : la figure 18 représente la région étudiée dans l'hypothèse d'une régression d'environ 200 m . Une telle régression vient d'être mise en évidence sur le plateau de Rockall par des dragages de conglomérats pléistocènes cimentés à 180 m de profondeur (ROBERTS et al, 1972).

Cette carte montre que les Iles Britanniques formaient alors avec l'Europe un continent unique, et qu'il apparaît autour du fossé de ROCKALL d'importantes sufaces émergées : le plateau des Féroés découvre sur près de 30 000 km2, le banc de ROCKALL sur 10 000 km2 et le banc de PORCUPINE sur 5 000 km2. D'autre part, les échanges entre la mer de Norvège et l'Atlantique sont limités par un seuil de moins de 300 m de profondeur. Enfin, ces échanges sont nécessairement ralentis par l'immobilisation d'importantes quantités d'eau dans les inlandsis et dans les banquises.

III. 2. 2. Le Glaciel

Une autre conséquence des périodes froides est que cette région Est de l'Atlantique, actuellement soumise à un climat tempéré, a dû subir les phénomènes glaciels.

Le glaciel représente l'ensemble des processus, formes et sédiments, qui sont associés à l'action des glaces flottantes (glaces annuelles et icebergs). Ce terme a été introduit dans la littérature scientifique par HAMELIN (1959-1960) et fait pendant au terme "glaciaire" qui est réservé à l'action des glaciers sur les continents.

UNIVERSITE DE RENNES
LABORATOIRE DE GEOLOGIE
BIBLIOTHEQUE

. Rôle des glaces de mer

Les glaces de mer sont des débris de banquises qui résultent de la congélation de l'eau de mer en hiver, surtout à la côte. Les glaces se détachent et sont dispersées par les vents de terre. De taille moyenne, elles sont rapidement transformées en "sludge",ou boue flottante, au contact des eaux plus chaudes du large. Leur rôle est assez important dans le transport vers la haute mer de matériel le plus souvent issu des plages : blocs, graviers, sables et colloïdes (DICNNE, 1970).

. Rôle des icebergs

Les icebergs sont des fragments détachés des grands glaciers continentaux. Leur masse est parfois importante, ce qui leur permet de subsister très longtemps et de pénétrer beaucoup plus avant dans les eaux chaudes. Ils sont souvent chargés de matériaux morainiques provenant du glacier d'origine et, de ce fait, des agents de transport remarquables (BELLAIR et al, 1964).

III. 3. Conséquences de l'alternance des phases climatiques sur la sédimentation dans le fossé de ROCKALL

Dans la région de ROCKALL, les phases de refroidissement ont été marquées par des régressions, donc par l'apparition de nouvelles régions émergées, sources de matériel détritique, et par la présence de glaces flottantes servant d'agents de transport. D'autre part, le seuil Groënland - Europe a formé, au cours de ces régressions, une importante barrière s'opposant aux échanges d'eau entre l'Atlantique et la mer de Norvège.

Avec les périodes chaudes et les transgressions qui les accompagnent, au contraire, les échanges s'accroissent entre la mer de Norvège et l'Atlantique. L'éloignement des côtes et l'absence de glaces flottantes doit entraîner une diminution des apports terrigènes au profit de la sédimentation pélagique.

III. 4. Correspondance entre les alternances sédimentaires de la carotte K_1 et les alternances climatiques du Quaternaire supérieur

Dans l'étude de la carotte K_1, nous avons montré qu'il y avait concordance entre les phases d'apport terrigène et la sédimentation de faunes plus froides de Foraminifères. Je pense donc pouvoir mettre en concordance les phases de sédimentation pélago-détritique avec les épisodes glaciaires. Cette interprétation est confirmée par la morphologie des grains de quartz (non usés, à faces brillantes, avec des arêtes vives et un aspect fraîchement éclaté) provenant selon toute vraisemblance de matériel broyé par les glaciers ou éclaté par le gel, par l'existence de grains ronds mats éoliens pouvant provenir de zones d'actions péri-glaciaires ; enfin, par les fragments grossiers de roches réparti ça et là dans le sédiment dont on voit mal une autre origine que les glaces flottantes. Un autre fait vient confirmer cette concordance : l'Irlande, l'Ecosse et la Norvège sont formées essentiellement de terrains anciens métamorphiques ou de roches éruptives. Seuls les plateaux continentaux recouverts d'une couverture secondaire et tertiaire peuvent fournir du $CaCO_3$ détritique lorsqu'ils sont à découvert durant les régressions ; or, nous avons un maximum de $CaCO_3$ détritique durant les périodes de sédimentation pelago-détritique.

Au contraire, les phases de sédimentation pélagique paraissent correspondre aux phases de climats tempérés. C'est le cas notamment de la couche sédimentaire conservée au sommet de la carotte, et déposée dans les conditions actuelles : les Foraminifères sont caractéristiques de masses d'eau tempérées à tempérées chaudes, et il n'y a pas de sables détritiques terrigènes dans la fraction sableuse.

Mais il reste à e pliquer pourquoi, en période froide, la cristallinité de l'illite est moins bonne dans les sédiments qu'en période tempérée, et les apports en silice organique moins riches.

Nous avons noté au paragraphe II. 4. 2. que les valeurs obtenues dans le pourcentage relatif des argiles du fossé de ROCKALL les rattachaient plus à la mer de Norvège qu'à l'Atlantique Nord. Cette première

remarque conduit à envisager le rôle des courants de fonds dans le transport du matériel de la mer de Norvège vers le fossé de ROCKALL. Cette hypothèse permet en outre d'expliquer les alternances sédimentaires de la carotte K_1 selon les changements climatiques :

- En périodes chaudes, c'est-à-dire au moment où les courants de fonds seraient les plus actifs, les illites qui se déposent dans le fossé de ROCKALL proviendraient du Nord-Est. On connait dans les fjords et les vallées de Scandinavie d'importants dépôts d'argiles quaternaires composés essentiellement d'illite (COLLINI, 1956). Ces illites issues de climats glaciaires sont bien cristallisées.

- Durant les périodes froides, au contraire, le pourcentage relatif d'illite provenant de la mer de Norvège doit décroître, puisque la circulation est ralentie entre cette mer et l'Océan Atlantique du fait des régressions. De plus, l'érosion des plateaux sédimentaires émergés doit entraîner un apport d'illites moins bien cristallisées.

De la même façon, les périodes plus pauvres en organismes siliceux, qui correspondent donc à des conditions de développement plus défavorables, sont peut-être à mettre en relation avec des phases de stagnation (circulation océanique moindre). Au contraire, les périodes riches en organismes siliceux correspondraient à des périodes plus favorables (eaux plus oxygénées) liées à une circulation océanique plus importante.

IV - CONCLUSIONS

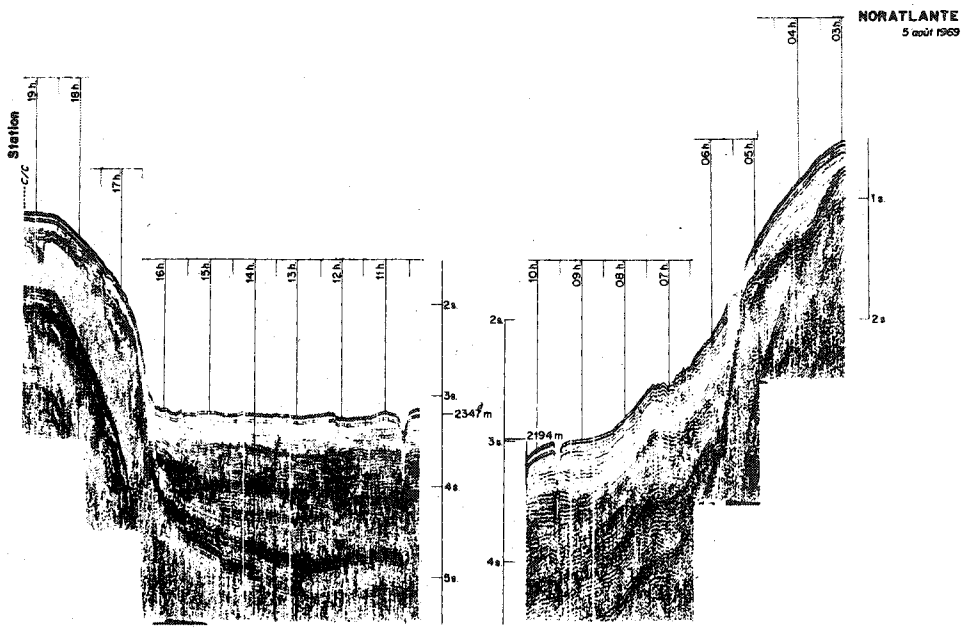
Dans l'étude de la carotte K_1, prélevée sur le sommet de la ride FENI, j'ai tenté de mettre en évidence le rôle des courants de fonds dans le fossé de ROCKALL par des méthodes sédimentologiques. Par l'étude des enregistrements de sismique réflexion réalisés sur cette ride, j'ai pu connaitre sa structure (cf. 1ère partie III. 3.). Cette forme allongée sur 570 km occupe la bordure Ouest du fossé de ROCKALL, suivant assez fidèlement les contours du plateau de ROCKALL (JONES et al, 1970). L'accumulation sédimentaire semble s'être développée depuis le dépôt de la série R (datée de l'Eocène moyen ou supérieur), c'est-à-dire depuis l'ouverture de la mer de Norvège. Aussi, je pense qu'elle est une conséquence directe des courants de fonds provenant de la mer de Norvège.

Un autre argument permet de juger du rôle des courants de fonds dans son édification : la surface de la ride est accidentée d'une série de petites rides ayant 2 à 3 km de longueur d'onde et 30 à 40 m de hauteur (cf. planche I). De telles rides ont été décrites en Mer Noire, aux abords du Bosphore (LACOMBE, 1960), où elles mesurent 1100 à 2 400 m de longueur d'onde et sont hautes de 15 à 40 m. HEEZEN et HOLLISTER (1964) ont publié une abondante documentation photographique sur d'autres exemples de rides en de nombreux points des océans. Dans tous les cas, ces rides sont dues à l'action de courants de fonds, qu'il s'agisse de courants généraux ou de courants locaux dans les détroits.

Dans le cas du fossé de ROCKALL, les courants issus de la barrière Féroés - Shetland semblent guidés par le fossé de ROCKALL, et sans doute déviés par la force de CORIOLIS. Arrivant d'un seuil assez étroit dans un fossé plus large, ils ne peuvent que diminuer en vitesse et en compétence : d'où le dépôt des particules en suspension (ces particules ont été mises en évidence près du fond dans le fossé de ROCKALL par des mesures néphélométriques (THORNDIKE et EWING, 1967). Enfin, ces courants

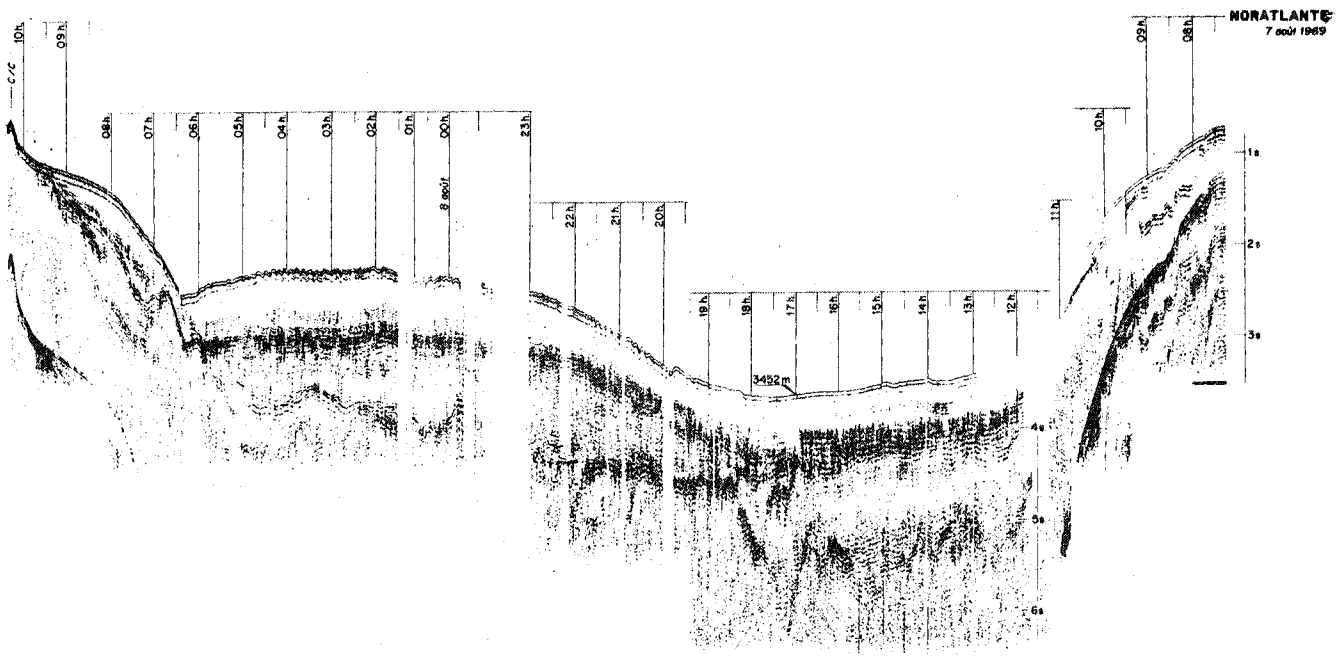
doivent contrôler le dépôt des sédiments pélagiques et les remanier. Puisqu'ils sont constants en direction, le remaniement doit s'accompagner d'une migration des rides (de telles migrations ont été mesurées en mer d'Irlande sur des rides de 125 à 300 m de longueur d'onde et de 6 à 12 m de hauteur ; les vitesses mesurées par JONES, KAIN et STRIDE (1965) durant deux mois d'été étaient de 5 à 10 cm par jour).

Le fossé de ROCKALL apparait ainsi comme le lieu de dépôt privilégié des sédiments issus en partie de la mer de Norvège, en partie des plateaux continentaux avoisinants, mais contrôlés par les courants de fonds.



Photographie de l'enregistrement EDO, réalisé dans la baie sous-marine de Porcupine (profil A)

A droite, le plateau continental irlandais, à gauche, le plateau de Porcupine (comparer avec l'interprétation fig. 4).



Photographie de l'enregistrement EDO, réalisé dans le fossé de Rockall (Profil D).
A droite du fossé, le plateau de Porcupine, à gauche, le plateau de Rockall.
Dans le fossé, on voit la ride FENI sur la gauche (comparer avec l'interprétation fig. 8).

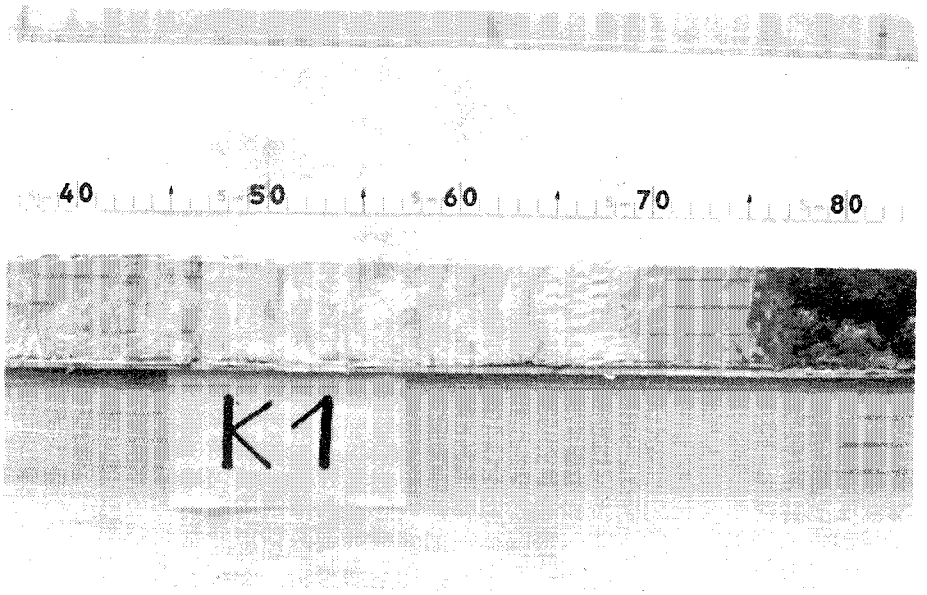


Photo 1 - Photographie de la carotte K_1 entre 5, 38 et 5, 85. On peut y voir les deux types de sédimentation observés dans la carotte K_1 : le type pelago-détritique de couleur sombre (5, 74 à 5, 85 m) et le type pélagique de couleur claire (5;38 à 5, 74).

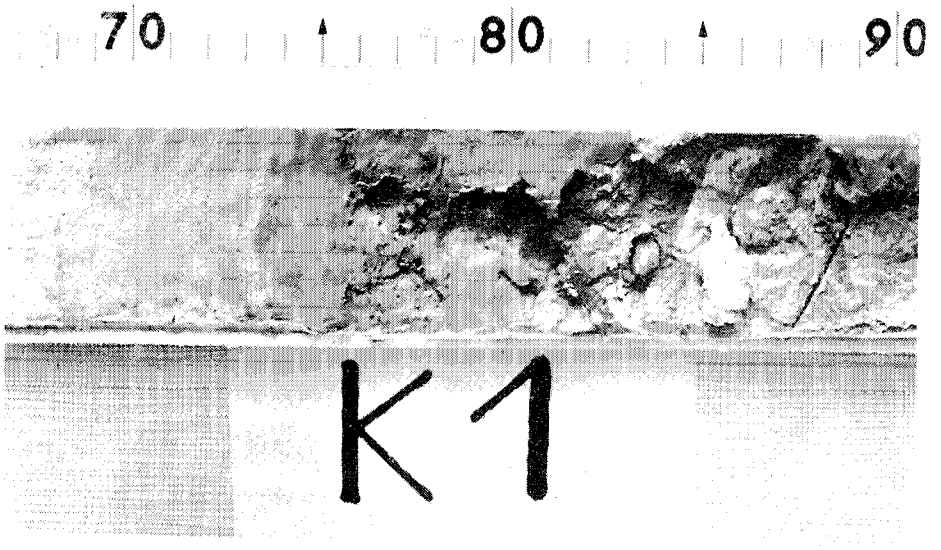


Photo 2 - Photographie montrant le passage rapide entre les deux types de sédimentation. Noter la présence d'un quartz à 5, 84 m et un lit plus clair à 5, 85 m.

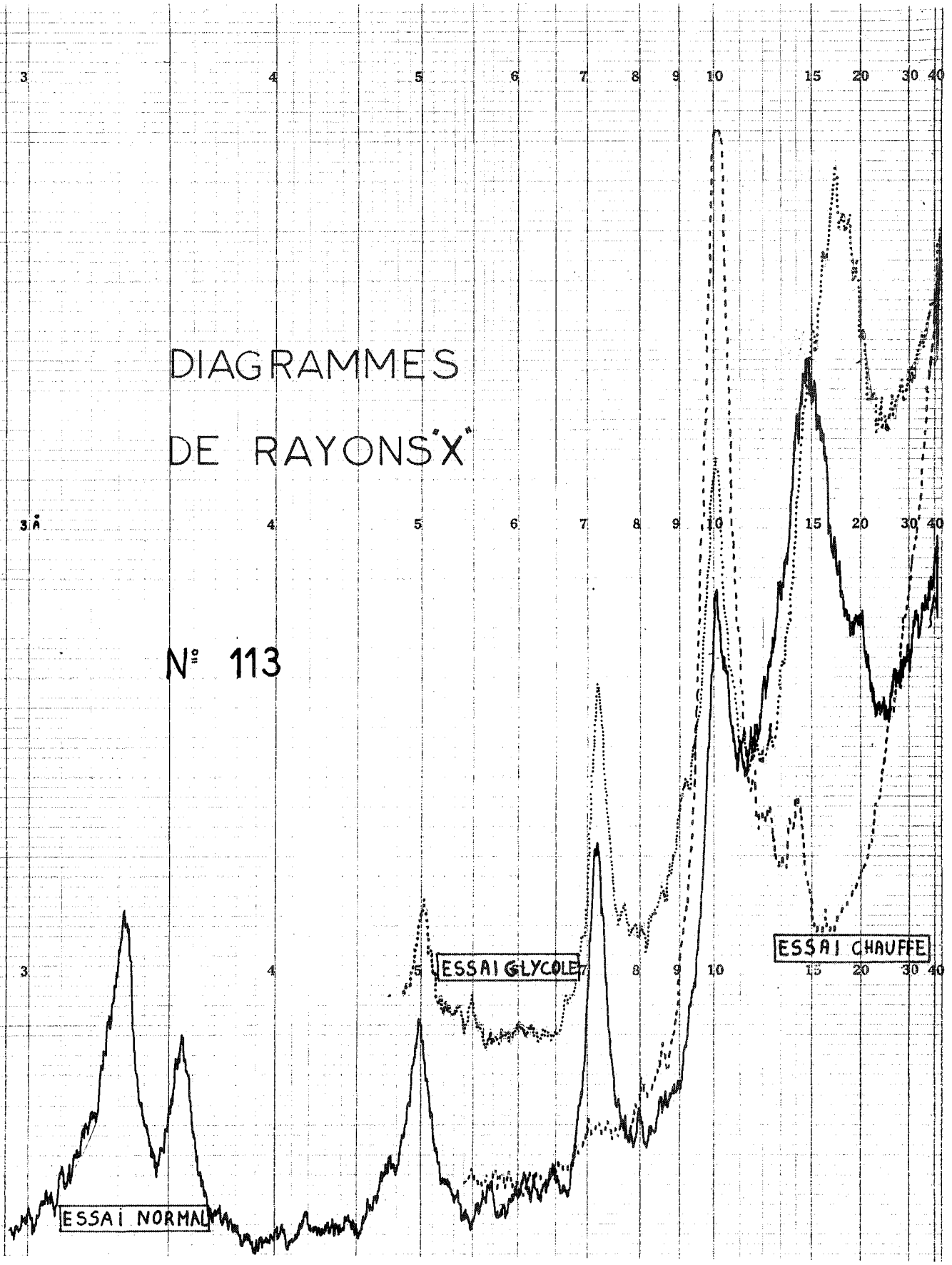


Planche III
Photographie d'un diffractogramme (échantillon 113, de 5, 65 à 5, 68 m). On voit la superposition des trois essais (N. G. et C.) sur un papier gradué en A

BIBLIOGRAPHIE

ANDERSON J. C. et OWEN T. R. (1968) - The structure of the British Isles. Pergamon Press, 162 pp.

ARTRU P. et GAUTHIER J. (1968) - Evolution géochimique et diagénétique d'une série miogéosynclinale (LIAS inf. à Berriasien). Bull. Centre Recher. Pau S. N. P. A. 2, 101-116.

A. S. T. M. (1969) - Inorganic Index to the powder diffraction file. Philadelphia Amer. Soc. for testing and materials, 812 pp., A. S. T. M. publications, PD 1. S-19 i.

BELLAIR P., TOURENG J. et VERNHET S. (1964) - Un échantillon de moraine interne du glacier de l'Astrolabe. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., V. 6, fasc. 2, p. 115-121.

BELOUSSOV V. V. (1970) - Against the hypothesis ocean-floor spreading. Tectonophysics, 9, p. 489-511.

BENNISON G. M. et WRIGHT A. E. (1969) - The geological history of the British Isles - Edward Arnold (Publishers) Ldt London.

BERTHOIS L. et LE CALVEZ Y. (1960) - Etude de la vitesse de chute des Foraminifères planctoniques dans un fluide comparativement à celle des grains de quartz. Rev. Trav. Inst. Pêches Marit. 24 (2), p. 293-301.

BERTHOIS L. et GUILCHER A. (1961) - Etude de sédiments et fragments de roches draguées sur le banc de Procupine et à ses abords (Atlantique du Nord-Est). Rev. Trav. Inst. (scient. tech.) Pêches Marit., 25, p. 355-385.

BLANC-VERNET L., CHAMLEY H. et FROGET C. (1969) - Analyse paleoclimatique d'une carotte de Méditerranée Nord occidentale. Comparaison entre les résultats de trois études : Foraminifères, ptéropodes, fraction sédimentaire issue du continent. Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., 6, p. 215-235.

BOTT M.H. et WATTS A.B. (1970) - Deep structure of the Continental Margin adjacent to the British Isles. Rep. n° 70/14, Inst. Geol. Sci. Geology of the East Atlantic Continent Margin. - S.C.C.R. p. 89-109, Symposium Cambridge - ed. F.M. Delany.

BROWN G. (1961) - The x-Ray identification and crystal structure of clay minerals. London, Mineralogy Soc., 544 p.

BULLARD E.C., EVERETT J.E. et SMITH A.G. (1965) - A symposium on continental drift IV. The fit of the continents around the Atlantic. Phil. Trans. R. Soc., A, 258, p. 45-51.

CHAMLEY H. (1967) - Possibilités d'utilisation de la cristallinité d'un minéral argileux (illite) comme témoin climatique dans les sédiments récents. C.R. Acad. Sc. Paris, 265, p. 184-187.

CHAMLEY H. (1969) - Intérêt de l'étude chiffrée des minéraux argileux par diffraction des rayons X pour la connaissance des paleoclimats. Exemple des sédiments de Méditerranée Nord occidentale. Communication présentée lors du 1er Colloque d'analyse par rayonnement. Paris, C.G.R., p. 99-106.

CHAMLEY H. (1971) - Recherche sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. Thèse, Marseille, 401 pp.

CHARCOT J. (1921) - Sur une expédition du "Pourquoi-Pas ?" à Rockall. C.R. Acad. Sc. Paris, 173, p. 290-293.

CHARLESWORTH J.K. (1953) - The geology of Ireland. (1953) OLIVER et BOYD.

CHARLESWORTH J.K. (1957) - The Quaternary Era, London, Edward Arnold, 2 vol., 1700 pp., 326 fig., 32 pl., 4 t.

CLARKE R.H., BAILEY et TAYLOR-SMITH D. - Seismic reflection profiles of the continental margin West of Ireland. Rep. n° 70/14, Inst. Geol Sci. - Geology of the East Atlantic Continental Margin. S.C.C.R. p. 67-76. Symposium Cambridge (1970), ed. F.M. Delany.

CLAUER N. (1968) - Rapport technique d'un stage R. X. Strasbourg - Centre de Sédimentologie et géochimie de la surface : rapport interne.

C.N.E.X.O. (1971) - Campagne NORATLANTE. Série : Résultats des campagnes à la mer n° 1, ed. Service Central de Documentation du C.E.A., 385 p.

COLE A.J. et CROOK T. (1910) - On rock specimens dredged from the floor of the Atlantic off the coast of Ireland, and their bearing on submarine geology. Mem. Geol. Survey Ireland, p. 1-34.

COLLINI B. (1956) - On the origin and formation of the FENNOSCANDIAN quaternary clays. Geol. Fören. Stock. Förh, 78, p. 528-534.

CREASE J. (1965) - The flow of Norwegian Sea water trough the Faroe Bank Channel. Deep-Sea Res. 12, p. 143-150.

DANGEARD L. (1928) - Observation de géologie sous-marine et d'océanographie relative à la Manche. Ann. Inst. Oceanogr., 6 (1), 295 pp.

DEBYSER J. (1959) - Contribution à l'étude géochimique des vases marines. Paris, Inst. Fr. Pétrole, réf. 6005, 239 pp.

DIETRICH G. (1957) - Allgemeine Meereskunde Gebrüder Borntraegger, Berlin.

DIETRICH G. (1957) - On the fluctuations of bottom currents on the North Atlantic Ocean., Assoc. Inter. Ocean. Phys., Toronto.

DIETRICH G., ULRICH J. (1968) - Atlas zur Ozeanographie. Meyers Grosser physicher Weltatlas B.I. MANNHEIM Band 7, 72 pp.

DIONNE J.C. (1970) - Aspects morpho-sédimentologiques du Glaciel, en particulier des côtes du Saint-Laurent. Serv. Canadien des Forêts, Minist. des Pêches et Forêts, Sainte-Foy, Québec, R. Inf. Q.F.X-9, 324 pp.

DUNOYER DE SEGONZAC G. et KUBLER B. (1966) - La cristallinité de l'Illite. Mesures faites au laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Strasbourg et au Centre de Recherche S.N.P.A. de Pau sur des forages B.R.P. Bull. Tech. Soc. Groupe E.R.A.P., 27, p. 16-41.

DUNOYER DE SEGONZAC G., FERRERC J. et KUBLER B. (1968) - Sur la cristallinité de l'Illite dans la diagenèseet l'anchimétamorphisme VII Congrès Inter. Sedim., Reading - Edimbourg, 1967, et Sedimentology 10, p. 137-143.

DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969) - Les minéraux argileux dans la diagénèse. Passage au métamorphisme. Mem. Serv. Carte Geol. Als. Lorr., 29, 320 pp., Strasbourg.

ESQUEVIN J. (1969) - Influence de la composition chimique des Illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech., Pau S.N.P.A., 3, p. 147-154.

EWING J. et EWING M. (1959) - Seismic refraction measurements in the Atlantic ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic ridge and in the Norwegian Sea. Bull. Geol. Soc. Amer., 70, p. 291-318.

EWING M., LUDWIG W.J. et EWING j. (1964) - Sediment distribution in the oceans : the Argentine basin. J. Geophys. Res., 69, p. 2003-2032.

EWING J., HOLLISTER G., HATHAWAY J. PAULUS F., LANCELOT Y., HABIB D., POAG C.W., LUTERBACHER H.P., WORSTELL P., et WILCOXON J.A. (1970) - Deep Sea Drilling project ; Leg. II Geotimes, 15, p. 14-16.

EWING M. , EITTREIM S.L., EWING J. et LE PICHON X. (1970) - Sediment transport and distribution in the Argentine basin, 3 Nepheloid layer and processus of sedimentation. Phys. Chem. Earth, 8 (à paraître).

EWING M. et coll. (1970) - Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U.S. Government Printing Office, 1.

GEOTIMES (1969) - Deep Sea Drilling Project. Leg. 2, p. 11-12.

GUILCHER A. - Sur les rides sous-marines in Mélanges de géographie offerts à M. OMER-TULIPE, ed. Duculot GEMBLOUX, p. 60-65.

GUINIER A. (1964) - Théorie et pratique de la radiocristallographie, Dunod, Paris, 740 pp.

GRAU G. (1969) - Sources sismiques pour l'océanographie. Rev. I.F.P. vol. XXIV, p. 1007-1028.

GRAY F. et STACEY A.P. (1970) - Gravity and magnetic interpretation of Porcupine Bank and Porcupine Bight. Deep Sea Res., V, 17,

HAMELIN L.E. (1959) - Dictionnaire Français-Anglais des glaces flottantes. Québec, Univ. Laval, Inst. Geogr., Trav. n° 9, 83 pp.

HAMELIN L.E. (1960) - Classification générale des glaces flottantes. Naturaliste canadien, vol. 60, n° 10, p. 209-227.

HARLAND W.B. (1969) - Contribution of Spitzberg to understanding of tectonic evolution of North Atlantic region. In North Atlantic, Geology and continental drift. Published by the American Assoc. of Petroleum Geologists, Tulsa - Oklahoma, U.S.A., p. 817-851.

HEEZEN B.C. et HOLLISTER C.D. (1964) - Deep Sea current evidence from abyssal sediments. Mar. Geol., 1, p. 141-174.

HEEZEN B.C., HOLLISTER C.D. et RUDDIMAN W.F. (1966) - Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. Science, 152, p. 502-508.

HEIRTZLER J.R. et HAYES D.E. (1967) - Magnetic bounderies on the North Atlantic Ocean. Science, vol. 157, n° 3585, p. 185-187.

HILL M.N. (1952) - Seismic refraction shooting in an area of the Eastern Atlantic. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 244, p. 561-596.

HILL M. N. et VINE F. J. (1965) - A preliminary magnetic survey of the Western approaches of the English Channel. Quart. J. Geol. Soc. London, 12, p. 463-475.

HILL M. N. et LAUGHTON A. S. (1954) - Seismic observation in the Eastern Atlantic. Proc. Roy. Soc. London, A, 222, p. 348-356.

J. C. I. D. E. S. (1963) - (Joint Oceanographic Institution' Deep Earth Sampling Programm), ocean drilling on the Continental Margin, Science, 150, p. 709-716.

JONES G. J., EWING M., EWING J. et EITTREIM S. L. (1970) - Influences of Norwegian Sea overflow water on sedimentation in the Northern North Atlantic and Labradir Sea. J. Geophys. Res. 75, p. 1655-1680.

JONES N. S., KAIN J. M. et STRIDE A. H. (1965) - The movement of sand waves on warts BANK, Isle of Man. Mar. Geol., vol. 3, p. 329-336.

JOHNSON G. L. et SCHNEIDER E. D. (1969) - Depositional ridges in the North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett., 6, p. 416-422.

JOHNSON G. L., VOGT P. R. et OSTENSO N.A. (1970) - Magnetic and bathymetric data bearing on Sea-floor Spreading North of Iceland. J. Geophys. Res., 75, p. 903-920.

JUDD J. W. (1897) - On the petrology of Rockall. Trans. R. Irish Acad., 31, p. 48-58.

KLINGEBIEL A., RECHINIAC A., VIGNEAUX M. (1967) - Etude radiographique de la structure des sédiments meubles. Mar. Geol., 5, p. 71-76.

KUBLER B. (1964) - Les argiles indicateurs de métamorphisme. Rev. Inst. Fr. Pétrole, 19, p. 1093-1112.

KUBLER B. (1966) - La cristallinité de l'Illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme in : Colloque sur les étages tectoniques. A la Baconnière - Neuchâtel - Suisse, p. 105-122.

KUBLER B. (1968) - Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'Illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. Bull. Centre Recherche , Pau , S.N.P.A., 2, p. 385-397.

LACOMBE H. (1960) - Quelques traits remarquables du relief sous-marin en Mer Méditerranée et en Mer Noire. Deep Sea Research., 6 p. 211-216.

LACOMBE H. (1965) - Cours d'océanographie physique (théories de la circulation générale). Houles et vagues. Gauthier-Villars Ed., 385 pp.

LACROIX A. (1921) - La composition minéralogique de la rockallite. C.R. Acad. Sc. Paris, 173, p. 267-273.

LACROIX A. (1923) - La constitution du banc de Rockall. C.R. Acad. Sc. Paris, 177, p. 437-440.

LAUGHTON A.S., BERGGREN W.A., BENSON R., DAVIEST T.A., FRANZ V., MUSICH L., PERCH-NIELSEN K., RUFFMAN A., VAN-HINTE J.E. et WHITMARSH R.B. (1970) - Deep-Sea drilling project, leg. 12, Geotimes, 15, p. 10-14.

LAUGHTCN A.S. (1971) - South Labrador Sea and the evolution of the North-Atlantic. Nature, 232, p. 612-617.

LEE A. J. et ELLET D. (1965) - On the contribution of overflow water from the Norwegian Sea to the hydrographic structure of the North Atlantic Ocean. Deep Sea Res., 12, p. 129-142.

LE PICHON X. (1968) - Sea Floor Spreading and continental drift. J. Geophys. Res., 73, p. 3661-3697.

LE PICHON X., CRESSARD A., MASCLE J., PAUTOT G. et SICHLER B. (1970) - Structures sous-marines des bassins sédimentaires de Porcupine et de Rockall. C.R. Acad. Sc. Paris, 270, p. 2903-2906.

LE PICHON X., BONNIN J., FRANCHETEAU J. et SIBUET J.C. - Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, 2, VI. 11, p. 1-44, Technip, 1971.

LE PICHON X., HYNDMAN R. D. et PAUTOT G. (1971) - Geophysical Study of the opening of the Labrador Sea. J. Geophysic Res., 76-20, p. 4724-4743.

LUCAS J., CAMEZ T., MILLOT G. (1959) - Détermination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés. Bull. Serv. Cart. Geol. Als. Lorr., 12, p. 21-31.

LUCAS J. (1962) - La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. Mem. Serv. Cart. Als. Lorr., 23, 202 p.

Mac INTYRE A., RUDDMAN W.F. et JANTZEN R. (1972)- Southward penetretions of the North Atlantic Polar Front : faunal and floral evidence of large scale surface water mass movements over the last 225 000 years. Deep Sea Res., 19, p. 61-77.

MARKL R.G., BRYAN G.M. et EWING J.I. (1968) - Structure of the Blake-Bahama outer ridge (abstract). Trans. Amer. Geophys. Union, 49, p. 197.

MATTHEWS D.H. et SMITH S.G. (1971) - The sinking of Rockall Plateau. Geophys. J.R. astr. soc., 23, p. 491-498.

MATTHEWS M.A. (1969) - Marine geophysical measurements in the Labrador Sea : relations to the precambrian geology and Sea-Floor Spreading. Ph. D. Thesis, Columbia University.

MILLER J.A. et MOHR P.A. (1965) - Potassium argon age determination on rocks from St Kilda and Rockall. Scottish Journ. Geol., 1 (1), p. 93-234.

MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles. Masson et Cie, Paris, 499 pp.

MOORBATH S. et WELKE H. (1969) - Isotopic evidence forthe continental affinity of the Rockall Bank, North Atlantic. Earth Planet. Sc. Lett., 5, p. 211-216.

MUNSELL (1954) - Munsell Soil Color Charts - Munsell color comp., Baltimore.

OLAUSSON E. (1960) - Sediment cores from the West Pacific - in : Reports of the swedish Deep Sea Expedition, vol. VI, fasc. V, p. 1947-1948.

OLIVET J.L., SICHLER B., THONON P., LE PICHON X., MARTINAIS J. et PAUTOT G. (1970) - La faille transformante Gibbs entre le rift et la marge du Labrador. C.R. Acad. Sc. Paris, 271, p. 949-952.

PAUTOT G. (1970) - La dorsale medio-atlantique et le renouvellement des fonds océaniques. Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn., XII, 5, p. 379-402.

PEACH B. N. (1911 - 1912) - Reports on rocks specimens dredged by the "Michaël Sars" in 1910, by H. M. S. "Triton" in 1882 and by H. M. S. "Knight Errant" in 1880. Proc. Royal Soc. Edinburgh, 32, part 3, p. 262-291.

RATEEV M. A., GORBUNOVA Z. N., LISITZYN A. P. et NOSOV G. L. (1969) - The distribution of clay minerals in the Oceans. Sediment. 13, p. 21-42.

ROPERTS D. G. (1969) - New Tertiary volcanic centre on the Rockall Bank, Eastern North Atlantic Ocean. Nature, 223, p. 819-820.

ROBERTS D. G., BISHOP D. G., LAUGHTON A. S., ZIOLKOWSKI A. M., SCRUTTON R. A. et MATTHEWS D. H. (1970) - New sedimentary basin on Rockall Plateau. Nature, 225, p. 170-172.

ROBERTS D. G. (1971) - New geophysical evidence on the origins of the Rockall Plateau and trough. Deep Sea Res., 18, p. 353-360.

ROBERTS D. G., DRUMMOND M. M. et ROBERT A. E. (1972) - Metamorphic rocks from the Southern end of Rockall Bank. J. Geol. Soc. Lond., 128, p. 501-508.

ROBERTS D. G. - Slumping on the Eastern margin of the Rockall Bank North Atlantic Ocean. Mar. Geol. (à paraître).

ROTSCHY F. et CHAMLEY H. (1971) - Comparaison des données des Foraminifères planctoniques et des minéraux argileux dans une carotte Nord-Atlantique. Ecologae Geol Helv., 64/2, p. 279-289.

RUSSEL M. J. (1968) - Structural control of base metal mineralisation in Ireland in relation to continental drift. Trans. Inst. Min. Metall., 77, B 117 - B 128.

SABINE P. A. (1960) - The geology of Rockall, North Atlantic, Bull. Geol. Survey Gt Britain, 16, p. 156-178.

SABINE P. A. (1965) - Rockall : an unusual occurence of tertiary granite. Proc. Geol. Soc. London, 1621, p. 51-52.

SCRUTTON R. A. (1970) - Results of a seismic refraction experiment on Rockall Bank. Nature, 227, p. 826-827.

SCRUTTON R. A. et ROBERTS D. G. - Structure of Rockall Plateau and Trough, North East Atlantic. Rep. n° 70/14, Inst. Geol. Sc., Geology of the East Atlantic Continental Margin. S. C. O. R. 80-88, Symposium Cambridge (1970), ed. F. M. Delany.

SCRUTTON R. A., STACEY A. P. et GRAY F. (1971) - Evidence for the mode formation of Porcupine Seabight. Earth. Planet. Sc. Lett., 11, p. 140-146.

SICHLER B., LE PICHON X. et MARTINAIS J. - Réflexions obliques en Atlantique Nord (à paraître).

SICHLER B., MASCLE J. et CRESSARD A. (1972) - Sismique réflexion oblique dans le fossé de Rockall. C. R. Acad. Sc. Paris, 275, p. 959-962.

SHERIDAN R. E. (1969) - Subsidence of continental margin, Tectonophysics, 7, p. 219.

STRIDE A. H., CURRAY J. R., MOORE D. G. et BELDERSON R. H. (1969) - Marine geology of the Atlantic Continental Margin of Europe. Phil. Trans. R. Soc., 264 A, p. 31-75.

TARLING D.H. et GALE N.H. (1968) - Isotopic dating and paleomagnetic polarity in the Faeroe Islands. Nature, 18, p. 1043-1044.

TERRY R.D. et CHILINGAR G.V. (1955) - Charts of estimating percentage composition of rocks and sediments. Journ. Sedim. Petrol., v. 25, p. 229-234.

THIEDE J. (1971) - Planktoniche Foraminiferen in Sedimenten von Ibero. Marokkanischen Kontinentalrand. Thèse, Univ. Kiel, 90 pp.

THORNDIKE E.M. et EWING M. (1967) - Photographic nephelometers for the deep-sea in Deep-Sea Photography, edited by J.B. HERSEY, p. 113-116, Hohns Hopkins Press, Baltimore, Maryland.

TUREKIAN K. (1965) - Some aspects of the geochemistry of marine sediments in : Chemical Oceanography (Rilny et Skirriow ed.), p. 81-126.

VINE F.J. et MATTHEWS D.H. (1963) - Magnetic anomalies over oceanic ridges. Nature, 199, p. 947-949.

VINE F.J. (1966) - Spreading of the ocean floor : New evidence. Science, 154 - 3755, p. 1405-1415.

VOGT P.R., JOHNSON G.L., HOLCOMBE T.L., GILG J.C. et AVERY O.E. (1971) - Episodes of Sea Floor Spreading recorded by the North Atlantic basement. Tectonophysics, 12, p. 211-234.

WASHINGTON H.S. (1914) - The composition of rockallite. Quart. J. Geol. Soc., 70, p. 294-302.

WEAVER C.E. (1960) - Possible uses of clay minerals in seach for oil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44, p. 1505-1518, et clays and clay Min., 8 th. Nat. Conf. (1959), p. 214-227.

WEAVER C. E. (1961) - Clay minerals of the Ouachita structural belt and adjacent foreland, in : the Ouachita system. The Univ. Texas Publ. 6120, Bureau Econ. Geol. Austin, p. 147-160.

WORTHINGTON L. V. et VOLKMANN G. H. (1965) - The volume of the Norwegian Sea overflow water in the North Atlantic. Deep-Sea Res. 12, p. 667-676.

WORTHINGTON L. V. (1970) - The Norwegian Sea as a mediterranean basin. Deep-Sea Res., 17, p. 77-84.

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHEQUE
DE GEOLOGIE

CARTES UTILISEES

- Cartes bathymétriques du National Institut of Oceanography - 5333 n°s 16 et 19.

- Atlas zur Ozeanographie : Gunther DIETRICH, Johannes ULRICH Meyers - Mannheim - 1968.

- Carte de la couverture : BUY DE MORNAS (1770) - Cosmographie méthodique et élémentaire. LACOMBE Libraire, Paris, 544 pp.