

JR
DIRECTION DES TÉLÉCOMMUNICATIONS DES RÉSEAUX EXTÉRIEURS

SERVICE DES CABLES SOUS-MARINS

ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE DES FONDS MARINS
DU NORD DE L'OCEAN INDIEN
PRÉLIMINAIRE A LA POSE D'UN CABLE SOUS-MARIN
ENTRE DJIBOUTI ET SINGAPOUR



Rapport du B.R.G.M.

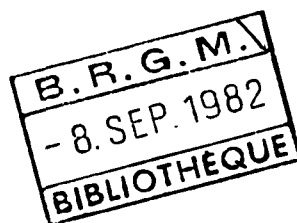
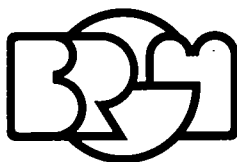
82 SGN 549 MAR

DIRECTION DES TÉLÉCOMMUNICATIONS DES RÉSEAUX EXTÉRIEURS

SERVICE DES CABLES SOUS-MARINS

246, rue de Bercy - 75584 PARIS CEDEX 12

**ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE DES FONDS MARINS
DU NORD DE L'OCÉAN INDIEN
PRÉLIMINAIRE A LA POSE D'UN CABLE SOUS-MARIN
ENTRE DJIBOUTI ET SINGAPOUR**



BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES

SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Département géologie marine

B.P. 6009 - 45060 Orléans Cedex - Tél. : (38) 63.80.01

Rapport du B.R.G.M.

82 SGN 549 MAR

Juillet 1982

R E S U M E

A la demande et sur un financement de la Direction des Télécommunications (service des câbles sous-marins), le département Géologie marine du B.R.G.M. a réalisé une étude bibliographique concernant le tracé du câble téléphonique sous-marin devant relier Djibouti à Singapour.

Dans cette étude sont rassemblées les données disponibles concernant la météorologie, l'océanographie physique, la morphologie, la sédimentologie et la géophysique de l'océan Indien septentrional. Le tracé prévu pour le câble ne semble pas présenter de difficultés majeures. Toutefois, des secteurs situés près des deux extrémités du tracé peuvent offrir quelques points plus critiques : le golfe d'Aden et les approches de Sumatra. Les approches de Ceylan pourraient également présenter quelques problèmes.

	Page
1.3. Courants.....	12
1.4. Sédimentologie.....	13
1.5. Sismicité.....	14
1.6. Conclusion.....	14
2. - LA MER D'ARABIE.....	43
2.1. Introduction.....	43
2.2. Physiographie.....	43
2.3. Courants.....	44
2.4. Sédimentologie.....	45
2.5. Sismicité.....	45
2.6. Conclusion.....	45
3. - LA RIDE DES CHAGOS-LAQUEDIVES ET LA MER DES LAQUEDIVES.....	64
3.1. Introduction.....	64
3.2. Physiographie.....	64
3.3. Courants.....	64
3.4. Sédimentologie.....	65
3.5. Sismicité.....	65
3.6. Conclusion.....	65

	Page
4. - LE GOLFE DU BENGALÉ.....	70
4.1. Introduction.....	70
4.2. Physiographie.....	70
4.3. Courants.....	71
4.4. Sédimentologie.....	72
4.5. Sismicité.....	75
4.6. Conclusion.....	75
5. - LA DORSALE DE "90E" ET L'ÉVENTAIL DE NICOBAR.....	86
5.1. Introduction.....	86
5.2. Physiographie.....	86
5.3. Courants.....	86
5.4. Sédimentologie.....	87
5.5. Sismicité.....	87
5.6. Conclusion.....	87
6. - LA RIDE D'ANDAMAN-NICOBAR ET LA MER D'ANDAMAN.....	96
6.1. Introduction.....	96
6.2. Physiographie.....	96
6.3. Courants.....	97
6.4. Sédimentologie.....	97

	Page
6.5. Sismicité.....	98
6.6. Conclusion.....	98
7. - LE DETROIT DE MALACCA.....	104
7.1. Introduction.....	104
7.2. Physiographie.....	104
7.3. Courants.....	106
7.4. Sédimentologie.....	106
7.5. Sismicité.....	107
7.6. Conclusion.....	107
CONCLUSION.....	118

. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

LISTE DES PLANCHES (HORS TEXTE)

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

Le tracé du câble téléphonique qui doit relier Djibouti à Singapour couvre une distance d'environ 7200 km. Bien que situé entièrement dans le nord de l'océan Indien, il traverse des provinces sous-marines morphologiquement et géologiquement bien contrastées. Pour la commodité de l'exposé, nous avons donc divisé notre étude bibliographique en sept chapitres :

1. - LE GOLFE D'ADEN : de Djibouti à la zone de fracture d'Owen.
2. - LA MER D'ARABIE : de la zone de fracture d'Owen au "Eight degree Channel".
3. - LA RIDE DES CHAGOS-LAQUEDIVES ET LA MER DES LAQUEDIVES : du "Eight degree Channel" à Ceylan.
4. - LE GOLFE DU BENGAL : de Ceylan à la dorsale de "90°E".
5. - LA DORSALE DE "90°E" ET L'EVENTAIL DE NICOBAR : de la dorsale "90°E" au "Great Passage".
6. - LA RIDE D'ANDAMAN-NICOBAR ET LA MER D'ANDAMAN : du "Great Passage" à la plate-forme de Mergui.
7. - LE DETROIT DE MALACCA : de la plate-forme de Mergui à Singapour.

Avant d'aborder l'étude des fonds marins traversés par le câble, nous ferons un bref rappel des conditions météorologiques générales dont l'impact direct et indirect sur le volume, la nature et la distribution des sédiments qui se déposent sur le fond de l'océan, est capital.

1ère partie :

GENERALITES CONCERNANT LE MILIEU
ENVIRONNANT

=====

CHAPITRE 1

CLIMATOLOGIE

1. - CLIMATOLOGIE (cf. Encyclopédie of Oceanography, 1966)

D'un point de vue climatologique, l'océan Indien septentrional est caractérisé par l'alternance de deux saisons de mousson. Celles-ci représentent le facteur principal conditionnant les propriétés physiques et chimiques de l'eau de mer ainsi que le contexte sédimentologique.

1.1. PRESSIONS ATMOSPHERIQUES ET VENTS (Fig. 0.2. et 0.3.)

En janvier, une zone de basses pressions (1009 à 1012 mb) se forme au-dessus de la latitude 10°S dans l'océan Indien. Elle est caractérisée par des vents calmes et variables et sépare les hémisphères sud et nord en deux provinces météorologiques distinctes. En même temps, une zone de haute pression (1032 mb) se développe sur le plateau tibétain et induit des vents dominants NE. C'est la mousson d'hiver ou mousson de NE.

En juillet, les vents, au nord de la latitude 10°S sont complètement inversés. Une zone de basse pression (< 1005 mb) se forme sur le continent asiatique et le NE de la mer d'Arabie. Vers le sud, à partir de la latitude 20°N, la pression augmente relativement vite. Les alizés du sud, traversant l'équateur, soufflent alors du SW : c'est la mousson d'été ou mousson de SW.

Dans l'océan Indien septentrional, pendant l'hiver, il n'existe pratiquement pas de vent orageux de force supérieure à 7 Beaufort (1 %). Pendant l'été, par contre, la mousson de SW est caractérisée par de forts vents (10-20 % étant supérieurs à 7 Beaufort), dans la mer d'Arabie le long des côtes somaliennes. Pendant cette saison, il existe une zone calme entre les latitudes 1°S et 7°N, à l'ouest de la longitude 78°E.

Le détroit de Malacca, du fait de la protection apportée par Sumatra et la péninsule malaise, est moins soumis aux effets de la mousson. Pendant la mousson de NE, les vents de N ont une force moyenne de 2-3 Beaufort. Avant la mousson de SW, ils soufflent en fortes rafales et entraînent des précipitations très importantes. Pendant la mousson de SW, les vents de S et SW ont à peu près la même force et sont donc beaucoup moins importants que dans l'océan Indien septentrional.

Dans le golfe d'Aden, pendant la mousson de NE, les vents ont une force qui varie de 0 à 6 Beaufort et une direction NE. Pendant la mousson de SW, les vents ont une direction générale SW dans le golfe, et sud à son débouché dans la mer d'Arabie. Les vents sont en général plus forts pendant la mousson d'été que pendant la mousson d'hiver.

1.2. Températures (Fig. 0.1.)

En janvier, la zone de températures maximales ($> 27^{\circ}\text{C}$) se situe entre les latitudes 10°N et 20°S . L'isotherme 20°C qui sépare la zone tropicale de la zone tempérée passe par le sud du golfe de Suez, l'Arabie, le golfe Persique et le nord du golfe du Bengale, à peu près au niveau du tropique du Cancer.

En mai, les températures les plus élevées ($> 30^{\circ}\text{C}$) se trouvent au sud de l'Arabie, au NE de l'Afrique, en Birmanie et en Inde. En Inde, elles dépassent 35°C .

En juillet, la zone de plus grandes températures se situe au niveau du Tropique du Cancer. En mer d'Arabie et dans le golfe du Bengale, la température est moins élevée en juillet qu'en mai. Elle est plus basse en mer d'Arabie.

En novembre, il existe une petite zone près de l'équateur où la température est maximale ($> 27,5^{\circ}\text{C}$).

Ainsi, dans tout l'océan Indien septentrional, la température varie peu au cours de l'année :

- entre l'équateur et la latitude 4°N , la température ne varie que d' 1°C ;
- entre les latitudes 4°N et 25°N , elle varie d'environ $2,5^{\circ}\text{C}$;
- sur les zones côtières de la mer d'Arabie et du golfe du Bengale, les variations sont plus grandes (5°C).

1.3. Couverture nuageuse et précipitations

Dans l'océan Indien septentrional, la couverture nuageuse fluctue beaucoup selon les saisons.

Pendant la période de mousson de NE (décembre à mars), la couverture nuageuse moyenne sur la mer d'Arabie et le golfe du Bengale est supérieure à 2 (en échelle standard). Toutefois, c'est la mousson de SW (mai à octobre) qui amène les pluies les plus importantes avec une couverture nuageuse moyenne de 6-7 sur la péninsule malayo-birmane.

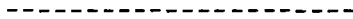
Les précipitations annuelles totales sont importantes, de l'ordre de 3000 mm/an dans la zone équatoriale centrale. La partie orientale du golfe du Bengale, particulièrement le long des côtes malaisiennes et le détroit de Malacca sont les zones les plus humides, avec des pluies à peu près continuelles tout au long de l'année. Dans le détroit de Malacca, il existe deux saisons des pluies d'inégale amplitude (la mousson SW est plus pluvieuse) et il n'y a pas de réelle saison sèche entre les deux. Le côté W de la mer d'Arabie est par contre très sec et les précipitations dans le golfe d'Aden sont inférieures à 100 mm/an.

Dans la partie ouest, entre 5°N et 10°S, les précipitations sont maximales en mars et avril. Elles sont maximales en été dans le golfe du Bengale ainsi que dans la mer d'Arabie. C'est, d'une manière générale, la mousson de SW qui amène les pluies.

CHAPITRE 2



OCEANOGRAPHIE PHYSIQUE



2. - Océanographie Physique (cf. Encyclopedia of Oceanography, 1966)

2.1. Température de l'eau de surface

Sauf exceptions (cf. Fig. 0.6. et données locales citées dans la deuxième partie), il ne nous a pas été possible d'obtenir des renseignements concernant la température de l'eau de mer près du fond marin. C'est pourquoi nous n'avons abordé ici que les données concernant les températures de surface.

En février, dans l'océan Indien septentrional, les isothermes 23° et 25°C ont une direction SW-NE et la moitié ouest est plus chaude que la moitié est, pour les mêmes latitudes.

En mai, la température de l'air étant maximale, l'eau de mer a une température moyenne de 29°C dans la plupart des régions où la mousson de NE est remplacée par la mousson de SW.

En juillet-août, la majeure partie de l'océan Indien septentrional, incluant le golfe d'Aden, la mer d'Arabie et la presque totalité du golfe du Bengale (à l'exception de la moitié occidentale de ce golfe) montre des températures plus faibles qu'en mai. Une zone de basses températures (> 25°C) qui s'étend des côtes somaliennes à la côte SE de l'Arabie, est due à l'action d'un important "upwelling" qui s'exerce à proximité de ces rivages (Fig. 0.5.).

En novembre, les températures de surface sont généralement proches des moyennes annuelles et le contraste entre la zone froide (le long des côtes arabo-somaliennes) et la zone chaude (dans l'ouest du golfe du Bengale) a tendance à s'estomper. Tout le secteur au nord de 10°S a une température comprise entre 27 et 27,7°C.

2.2. Salinité de surface (Fig. 0.7.)

Dans l'océan Indien, les salinités varient suivant les saisons et la localisation.

On notera surtout deux pôles très différenciés : le golfe du Bengale et le détroit de Malacca où les eaux sont les moins salées (influence des énormes

débits aqueux du système Gange-Brahmapoutre-Irrawaddy) et la mer d'Arabie où les salinités sont maximales (en raison de l'aridité des masses continentales qui la bordent).

Entre l'été et l'hiver, cette allure générale n'est modifiée que dans le détail, avec, p.ex., une salinité plus faible, en été et le long des côtes arabo-somaliennes, due à la remontée des eaux froides par "l'upwelling".

2.3. Densité de l'eau de surface

Dans l'océan Indien septentrional, les variations locales de densité sont directement liées à la salinité. En été, elle décroît de 22 (en sigma-t) dans la partie sud, à près de 19 dans la partie NW du golfe du Bengale. Dans la plus grande partie de la mer d'Arabie, elle avoisine 24. Les variations saisonnières de la densité de surface sont aussi fortement influencées par les variations de température ; ainsi dans le nord, elle augmente de 1 à 2 entre l'été et l'hiver.

2.4. Courants généraux (Fig. 0.8. et 0.9.)

Dans l'océan Indien septentrional, les courants sont fortement influencés par les moussons. On les nomme donc "courants de mousson de SW" en été et "courants de mousson de NE" en hiver. A côté de ces courants principaux, liés au système des vents, il existe des courants locaux principalement dus aux variations de densité de l'eau : courant de Somalie, par exemple.

Dans l'océan Indien septentrional (au nord de la latitude 10°S) les courants de surface sont à peu près inversés en été et en hiver. Pendant la mousson de NE (novembre à mars), le courant nord-équatorial ou courant de mousson de NE est bien développé et porte vers l'W. SW. Sa limite méridionale varie de la latitude 3-4°N en novembre à la latitude 2-3°S en février. Il tourne au nord en mars et disparaît quand arrive la mousson de SW. Dans le golfe du Bengale, le courant a tendance à tourner dans le sens des aiguilles d'une montre.

Pendant la mousson de SW (avril à octobre), le courant nord-équatorial disparaît et est remplacé par le courant de mousson de SW qui porte vers l'est, au sud de l'Inde. Au niveau de la pointe sud de Ceylan, ce courant a une vitesse de

50 à 100 cm/s, occasionnellement supérieure à 150 cm/s. Sur la côte ouest de l'Inde, le courant SE a une vitesse de 20 à 85 cm/s. Pendant cette saison, le courant de Somalie porte vers le NE depuis la latitude 10°S. Les eaux du courant sud-équatorial traversent l'équateur et un phénomène très important "d'upwelling" prend place sur les côtes somaliennes, causant une vaste zone de basses températures de surface.

FIGURES DE LA 1ERE PARTIE

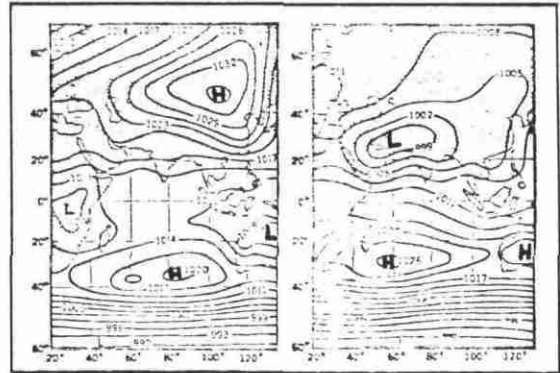
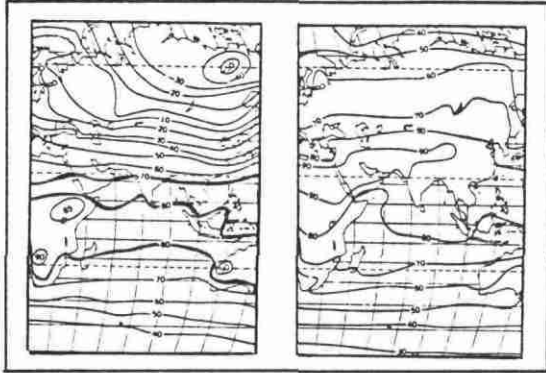


Fig. 0.1. : Températures de l'air au-dessus de l'océan Indien et ses environs : a) isothermes moyens en janvier ; b) isothermes moyens en juillet en $^{\circ}$ F (80° F = 27° C, 70° F = 21° C, 60° F = 15° C). (FAIRBRIDGE, 1966).

Fig. 0.2. : Pression moyenne au niveau de la mer en millibars : a) en janvier ; b) en juillet. (MINTZ et DEAN, 1966).

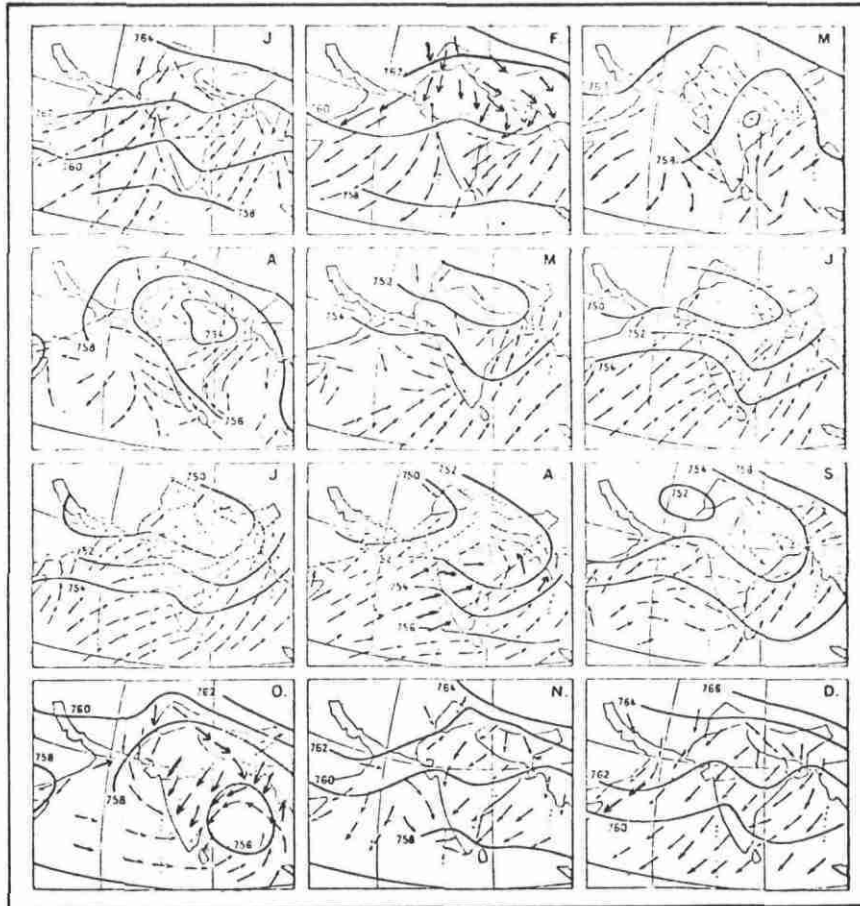


Fig. 0.3. : Cycle annuel des systèmes de vent et de pression sur l'océan Indien septentrional, de janvier à décembre. Les zones de pluies sont ombrées (MARTONNE, 1950).

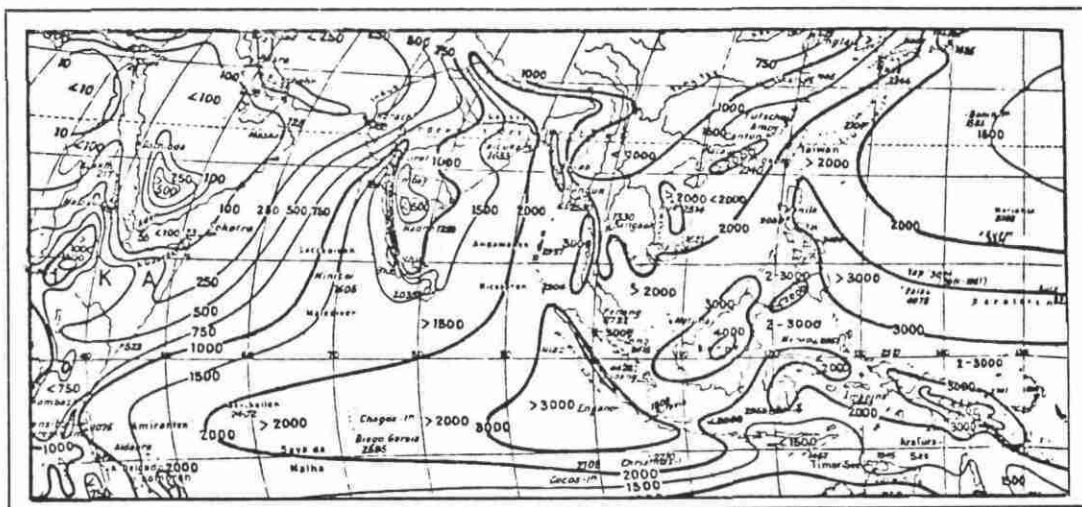


Fig. 0.4. : Précipitations annuelles totales (en mm) sur l'océan Indien septentrional (d'après SCHOTT, 1935).

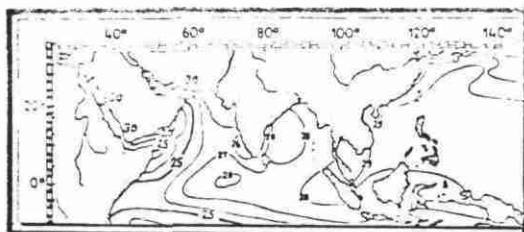


Fig. 0.5.

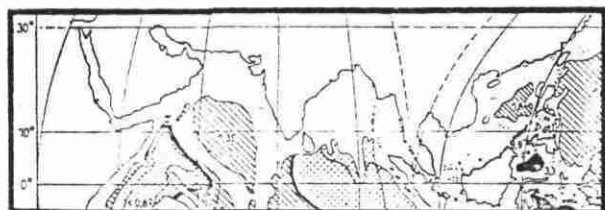


Fig. 0.6.

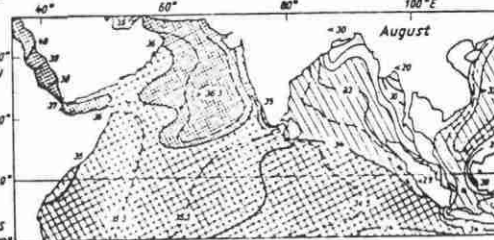
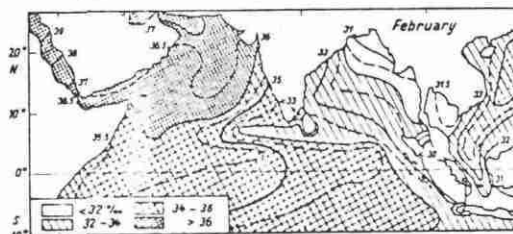


Fig. 0.7.: Salinité de l'eau de surface (‰) en février et août dans l'océan Indien septentrional (DIETRICH, 1963).

Fig. 0.5. : Températures de l'eau de surface de l'océan Indien septentrional, en août (SCHOTT, 1935).

Fig. 0.6. : Températures moyennes des fonds de l'océan Indien septentrional (DEFANT, 1961).

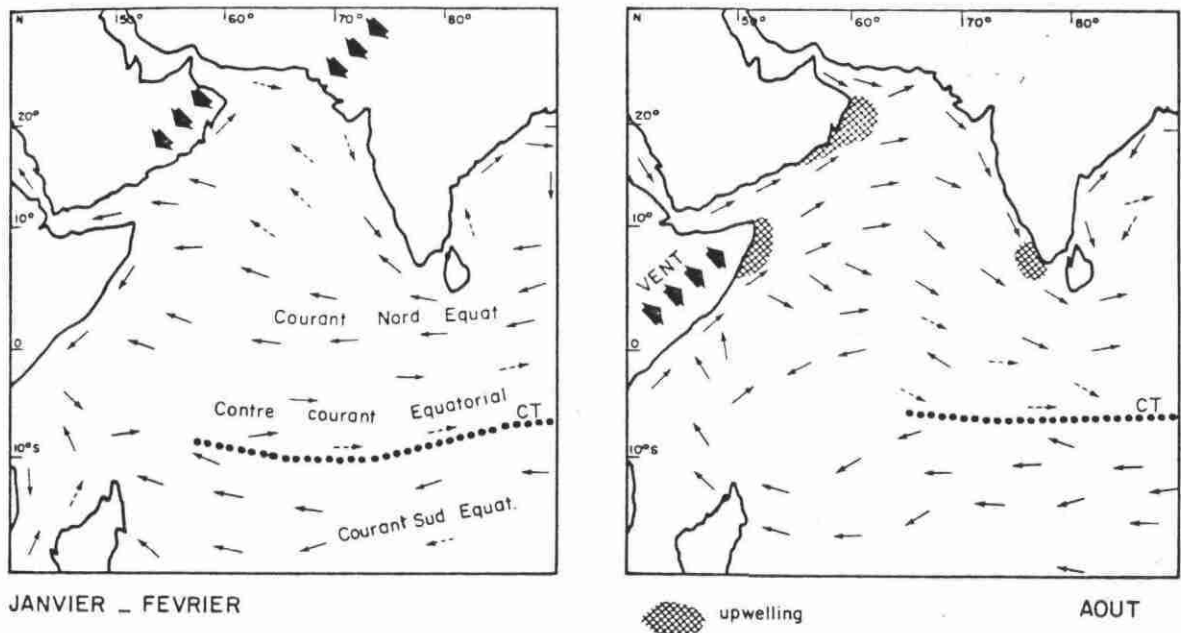


Fig. 0.8. : Circulation de surface et régime des vents dans la partie nord-ouest de l'océan Indien : a) pendant la mousson de NE ; b) pendant la mousson de SW.

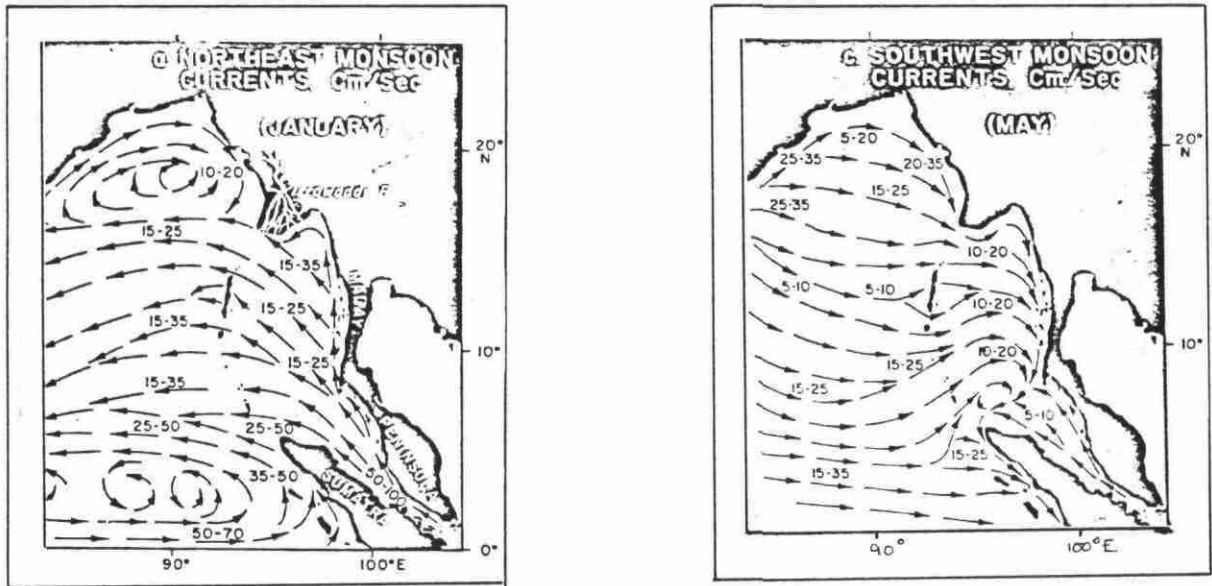


Fig. 0.9. : Courants de surface dans le golfe du Bengale et la mer d'Andaman : a) pendant la mousson de NE ; b) pendant la mousson de SW.

2ème partie :

DESCRIPTION DES PROVINCES PHYSIOGRAPHIQUES

CHAPITRE 1

LE GOLFE D'ADEN

1. - LE GOLFE D'ADEN : de Djibouti à la zone de fracture d'Owen

1.1. Introduction (Fig. 1.1.)

Le golfe d'Aden est un bassin océanique géologiquement jeune, formé par l'ouverture des blocs arabo-africains ; il représente le prolongement occidental de la dorsale médio-indienne.

A l'est, il est limité par la zone de fracture d'Owen, qui décale de façon dextre, sur 310 km, la dorsale d'accrétion océanique en dorsale de Carlsberg au SE, et dorsale de Sheba, au NW. Cette dernière se prolonge dans tout le golfe et même jusqu'à terre, dans l'Afar, vaste dépression volcanique et lieu de jonction de trois mégastructures tectoniques : la "mer Rouge", le rift Est-Africain et le "golfe d'Aden". Dans le golfe d'Aden, le début de l'océanisation, d'après les études géophysiques, aurait eu lieu il y a 20 à 25 Ma, à la fin de l'Oligocène ou au tout début du Miocène.

1.2. Physiographie

Le document bathymétrique principal couvrant l'ensemble de cette zone reste la carte à 1/2 000 000 établie par LAUGHTON en 1970. Certaines zones très restreintes ont, malgré tout, fait l'objet d'études plus détaillées : le golfe de Tadjoura, certains secteurs de la dorsale de Sheba, la zone de fracture d'Alula-Fartak et les sites de forages du Glomar Challenger.

L'étude de ces différents documents permet de distinguer trois zones principales (Fig. 1.2.) :

- 1) D'étroites marges continentales au nord et au sud, marquées par des escarpements de direction NE-SW. La marge somalienne est entaillée par de nombreux petits canyons.
- 2) Une zone axiale (la dorsale de Sheba), au relief tourmenté, occupe la partie centrale du golfe : son axe est souvent marqué par une étroite et profonde vallée. Cette dorsale est décalée par un grand nombre d'accidents transverses (failles transformantes) de direction NE-SW dont les principaux sont la zone de fracture d'Alula-Fartak (entre 51 et 53°E de longitude) et celle d'Owen, à l'extrémité orientale du secteur étudié.

3) Entre ces deux unités (au nord et au sud de la dorsale), deux longues, étroites et relativement peu profondes (-2350 m) "gouttières" correspondent aux plaines abyssales, au relief peu accentué.

De ces trois zones, seule la plaine abyssale sud est favorable à la pose d'un câble ; un certain nombre de figures (cartes de détail, profils bathymétriques, Fig. 1.3. à 1.17.) montrent bien ce fait. L'étroite marge continentale instable et la zone axiale au relief tourmenté et tectoniquement active sont à proscrire.

Certains secteurs délicats restent toutefois à franchir (Fig. 1.18.):

- 1) L'étroite et profonde zone de fracture d'Alula-Fartak, qui ferme presque entièrement la plaine abyssale de la Somalie du nord. Il existe néanmoins un seuil ($12^{\circ}45'N$, $51^{\circ}10'E$) constitué par le prolongement nord de la plate-forme du cap Alula (Somalie).
- 2) La pointe NE de la Somalie, au large du Cap Guardafui, est occupée par un banc sous-marin large et peu profond, s'étendant sur près de 400 km vers l'est. Plusieurs îles en émergent, dont la plus importante, Socotra (République du Sud-Yemen) est géologiquement la continuation des structures somaliennes. L'importance des pentes au nord de l'île (les fonds passent de -100 à -2200 m, en 24 km) repousse, au large, le tracé du câble ; la plaine abyssale étant limitée au nord par la dorsale de Sheba-Est.
- 3) La zone de fracture d'Owen, mégastructure de l'océan Indien du NW, à la morphologie tourmentée (fosse et rides, profondeur maximale : environ 5000 m), offre cependant un passage privilégié, au relief plat ($12^{\circ}15'N$, $58^{\circ}15'E$), au sud de sa jonction avec la dorsale de Sheba-Est (fosse de Wheatley).

1.3. Températures et courants

. VENTS ET COURANTS (Fig. 1.24) :

Les vents, sur la partie nord de l'océan Indien (y compris le golfe d'Aden) s'inversent de façon saisonnière et déterminent ainsi deux régimes de mousson et induisent des courants de surface :

- . de novembre à mars : vents de NE, rarement supérieurs à 4 Beaufort et courants pénétrant dans le golfe d'Aden (vitesses atteignant 50 cm/seconde) ;
- . de mai à septembre : vents de SW atteignant 7 Beaufort et courants portant vers le NE (mer d'Arabie). La mousson de SW provoque des remontées d'eaux profondes le long des côtes de Somalie et d'Arabie, ces "upwellings" s'étendent jusqu'à 400 km au large.

. TEMPERATURES (Fig. 1.25. à 1.27.) :

Les données publiées concernent essentiellement les eaux de surface ou de sub-surface ; néanmoins deux couches (entre 0 et 500 mètres) peuvent être définies :

- . une couche superficielle (de 0 à 50 ou 100 m), dont les caractéristiques dépendent du régime des vents de mousson :
 - en été, les eaux de la mer Rouge s'écoulent vers le golfe d'Aden, augmentant la température et la salinité ;
 - en hiver, les eaux en provenance de la mer d'Arabie repoussent celles de la mer Rouge, provoquant une légère baisse de la température et de la salinité ;
- . une couche à salinité minimum, sous-jacente à la première, se rencontre jusqu'à 500 m de profondeur ; les plus faibles salinités (35 ‰) sont relevées en été (mousson de SW).

1.4. Sédimentologie

La sédimentation est essentiellement d'origine marine (pélagique), favorisée en cela par les phénomènes d'upwelling induisant en surface une forte production planctonique. Les apports détritiques sont très limités : faible réseau hydrographique des régions côtières et protection des apports de l'Indus par la fracture d'Owen ; par contre les apports éoliens ne sont pas négligeables.

Quelques carottages et forages effectués dans le golfe d'Aden (Fig. 1.28. à 1.31.) permettent de montrer la nature relativement uniforme des sédiments de la

plaine abyssale, caractérisés par des vases argilo-silteuses carbonatées, dont le taux de sédimentation peut atteindre 50 cm/1000 ans. Les processus de mise en place font apparaître l'importance des courants de turbidité, favorisés par la sismicité et les fortes pentes de ce secteur. Par contre, les différents auteurs ne signalent pas de turbidites récentes, car les vallées actuelles ne sont pas remplies, les canyons seraient essentiellement fossiles.

1.5. Sismicité (Fig. 1.32. et 1.33.)

Les zones les plus actives sont :

- la zone d'accrétion océanique (dorsale de Sheba) ; il est à noter que les épicentres sont décalés vers le nord ;
- les zones transformantes de direction N 37° (les plus actives sont celles d'Alula-Fartak et d'Owen (hors-carte) ; les intersections dorsale-failles transverses présentent une recrudescence de la sismicité, mais une certaine sismicité subsiste sur leurs prolongements non actifs du point de vue géodynamique.

De par leur relief, ces zones étaient déjà à déconseiller pour la pose de câbles, néanmoins la topographie oblige le franchissement des deux plus importantes zones de fracture (Alula-Fartak et Owen).

1.6. Conclusion

Le choix du tracé pour la pose d'un câble dans le golfe d'Aden est imposé sans ambiguïté par la topographie de ce bassin océanique. Seule la plaine abyssale méridionale, de profondeur modeste (2350 m), répond aux différents critères de contraintes (reliefs, risques sismiques, courants de turbidité...) ; les deux grandes structures transverses (Alula-Fartak, Owen) possèdent chacune un seuil, que doit obligatoirement emprunter le câble.

FIGURES DU CHAPITRE 1

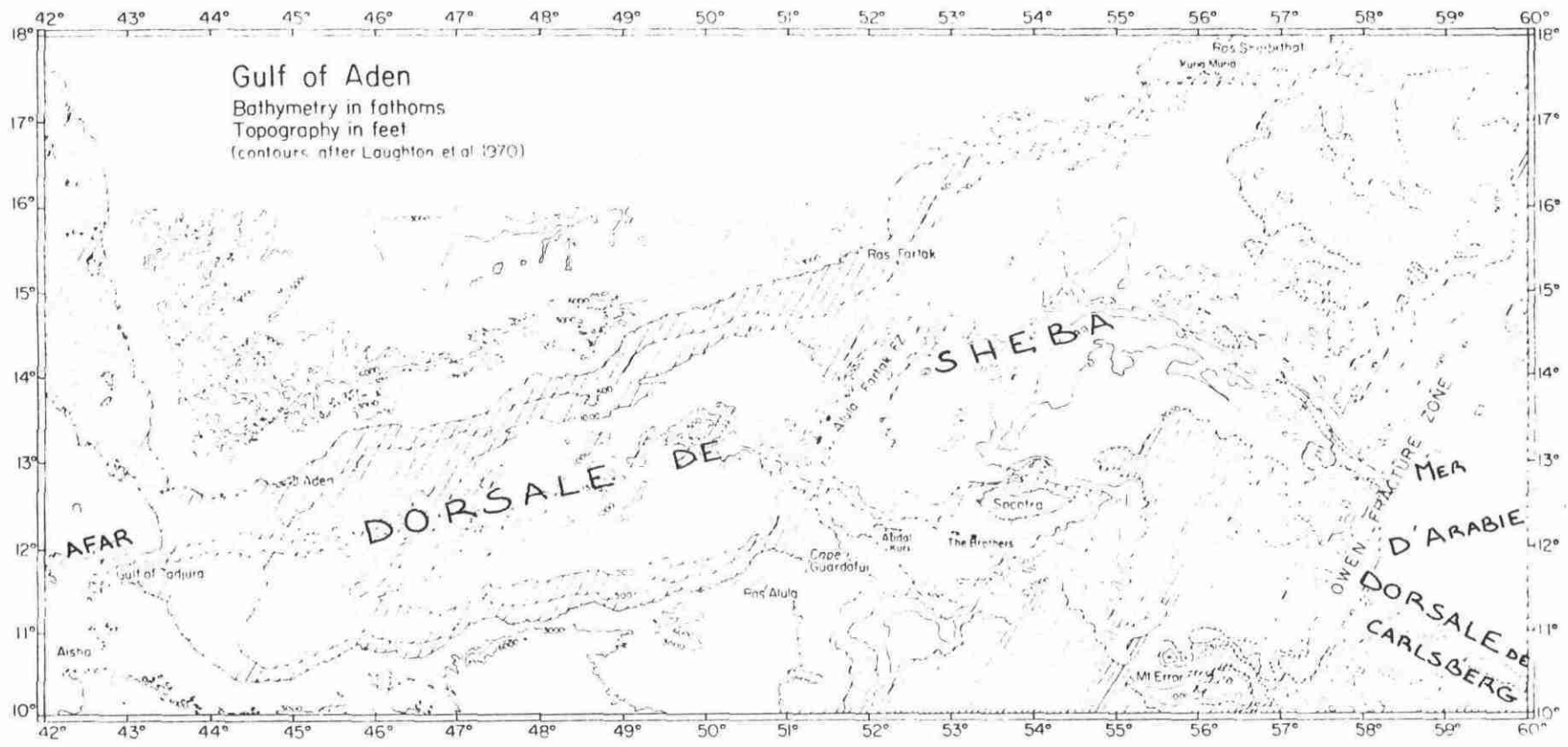


Fig. 1.1. : Carte bathymétrique simplifiée du golfe d'Aden. Les hachures espacées représentent les fonds inférieurs à 1000 brasses (1830 m) ; celles plus resserrées, les fonds supérieurs à 2000 brasses (3658 m). D'après COCHRAN, 1981.

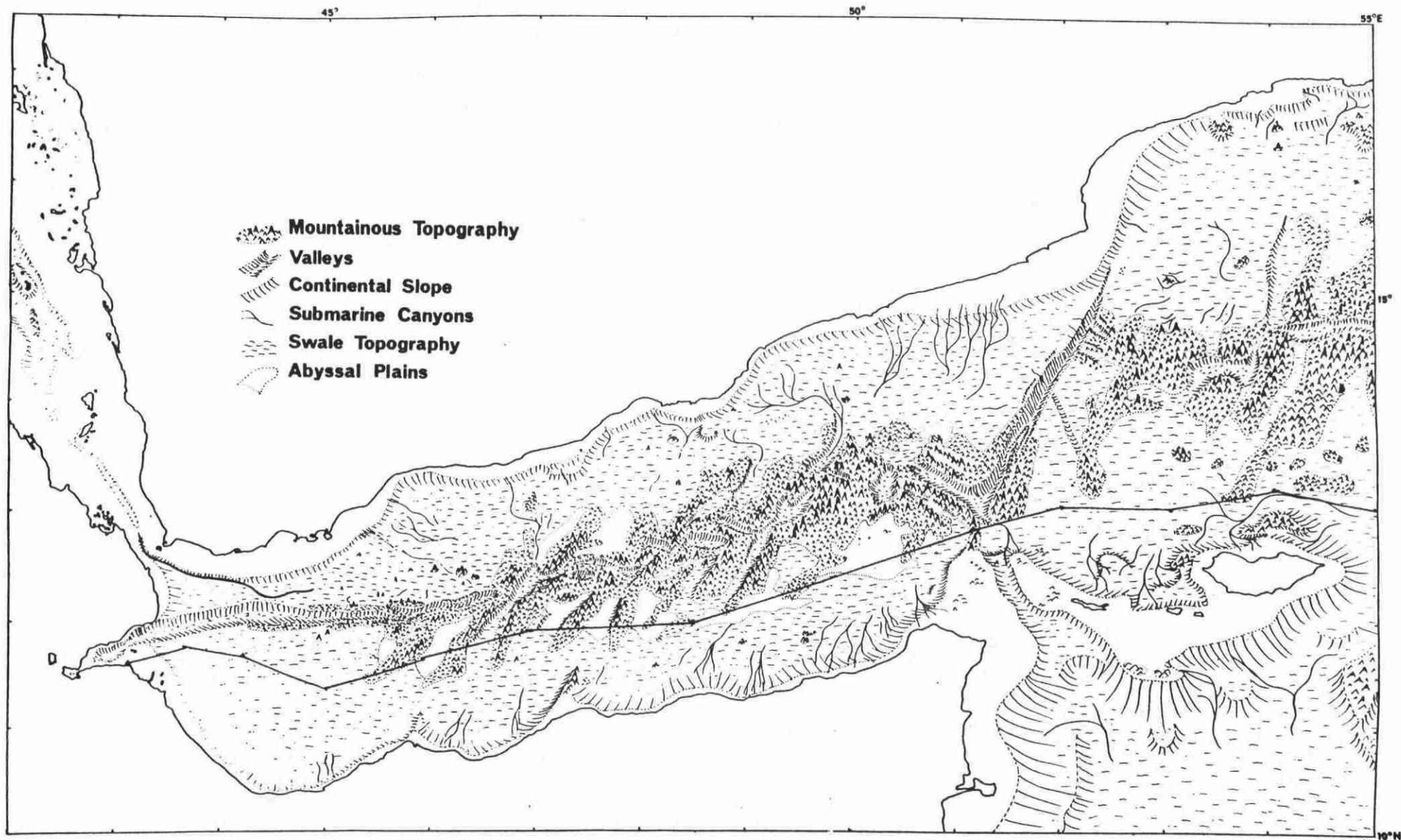


Fig. 1.2. : Physiographie schématique du golfe d'Aden. D'après LAUGHTON et al., 1970.

(—) tracé provisoire du câble.

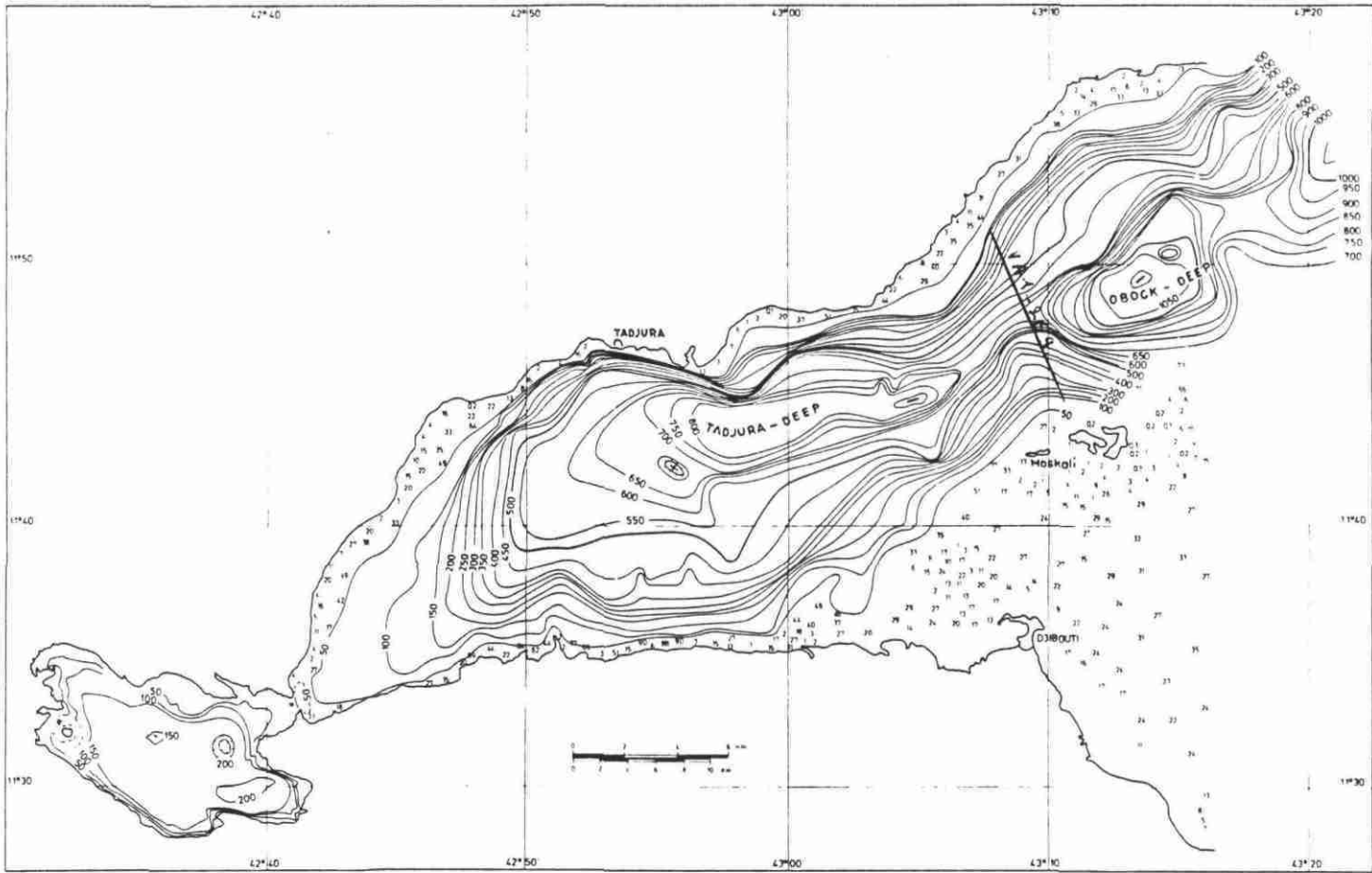


Fig. 1.3. : Carte bathymétrique du golfe de Tadjoura (en mètres). D'après BÄCKER et al., 1973.

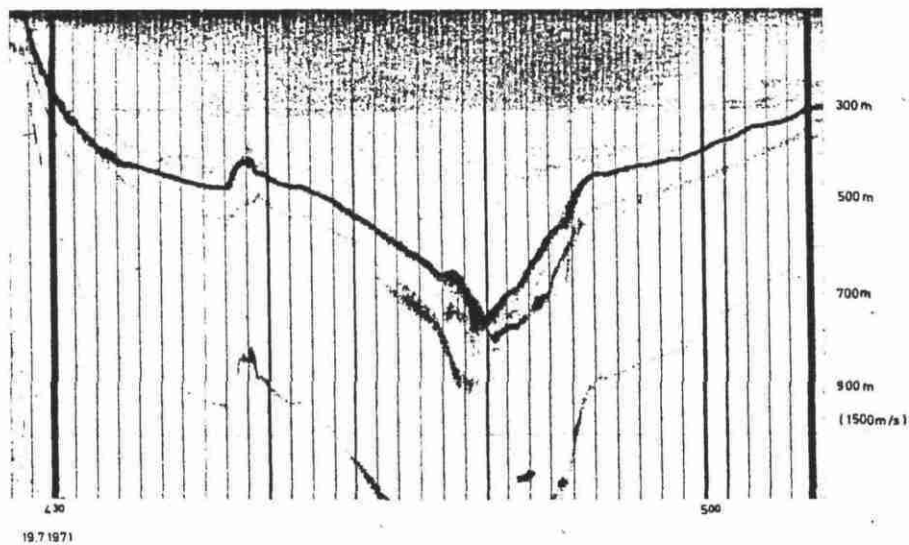


Fig. 1.4. : Profil bathymétrique VA 1-269 réalisé à l'écho-sondeur (cf. Fig. 1.3.) pour la localisation). D'après BÄCKER et al., 1973.

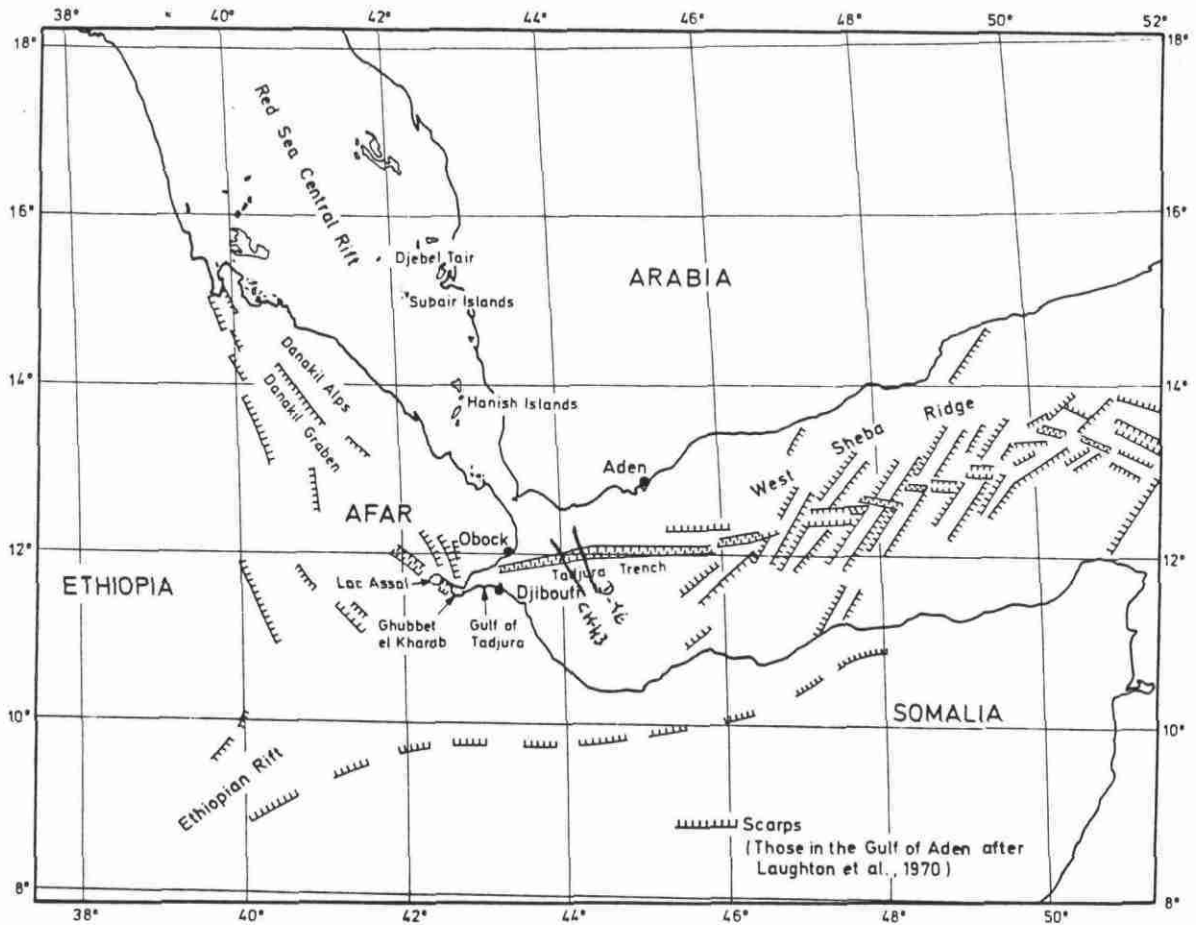


Fig. 1.5. : Morphostructure simplifiée du golfe d'Aden : la vallée axiale est décalée par de nombreux accidents transverses de direction NE-SW. D'après BÄCKER et al., 1973.

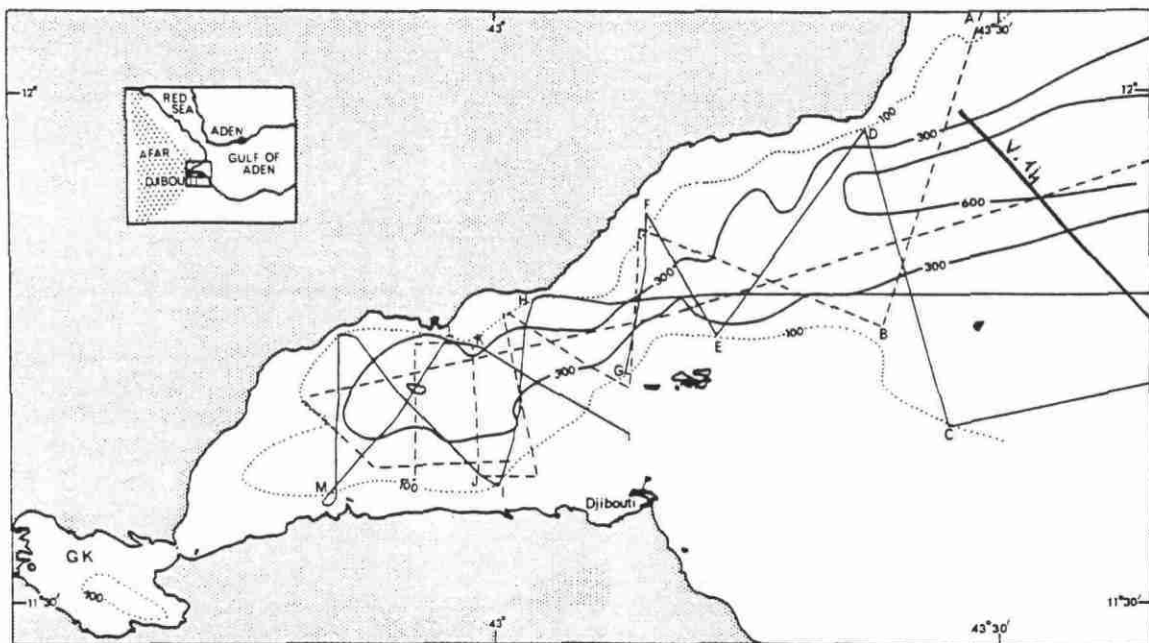


Fig. 1.6. : Carte bathymétrique simplifiée (en brasses) du golfe de Tadjoura et localisation des profils réalisés par les N.O. Discovery et Oceanographer. D'après ROBERTS et WHITMARSH, 1969.

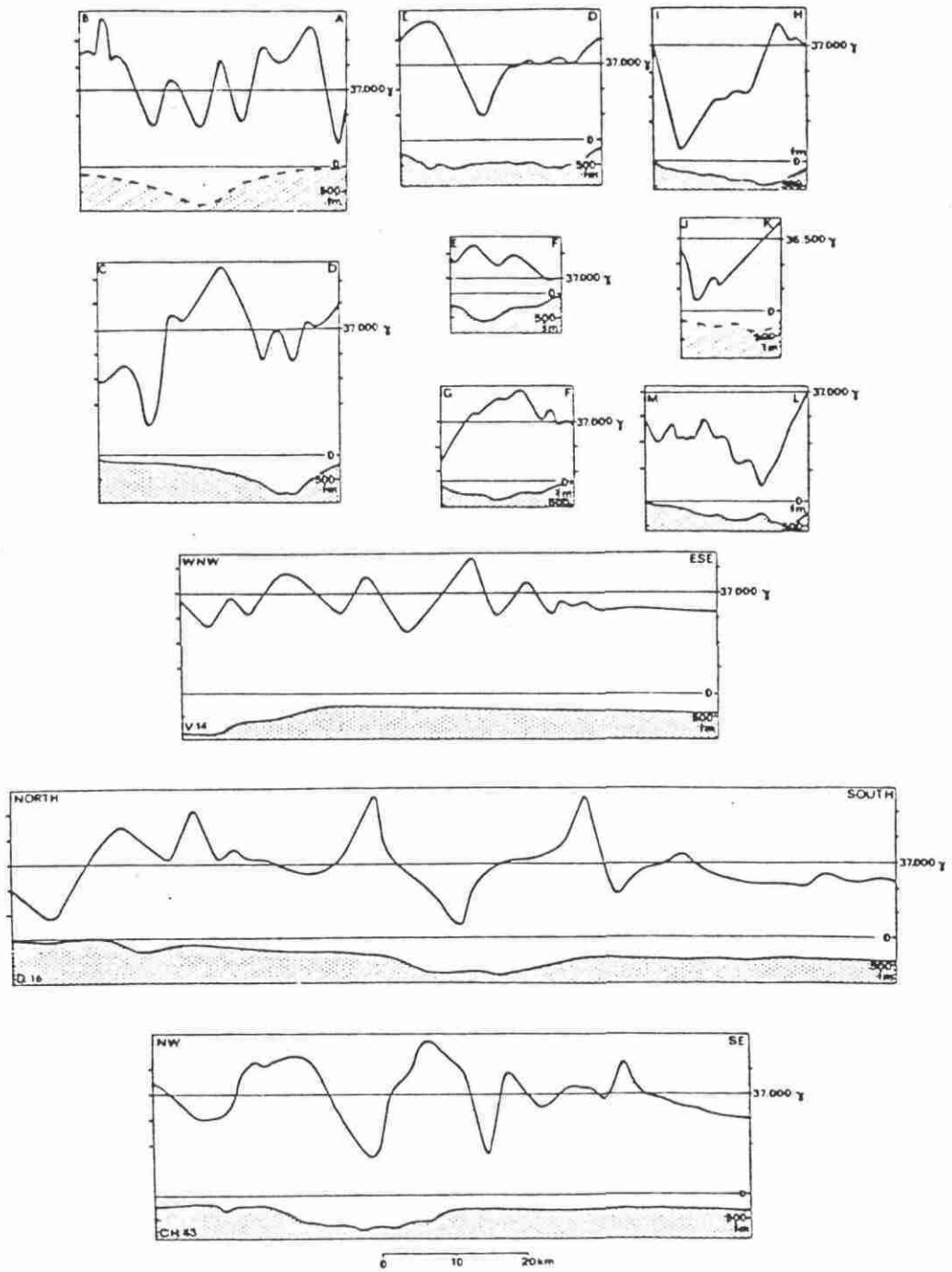


Fig. 1.7. : Profils bathymétriques (en bas) et magnétométriques (en haut) de la partie occidentale du golfe d'Aden et du golfe de Tadjoura (cf. Fig. 1.5. et 1.6. pour la localisation). D'après ROBERTS et WHITMARSH, 1969.

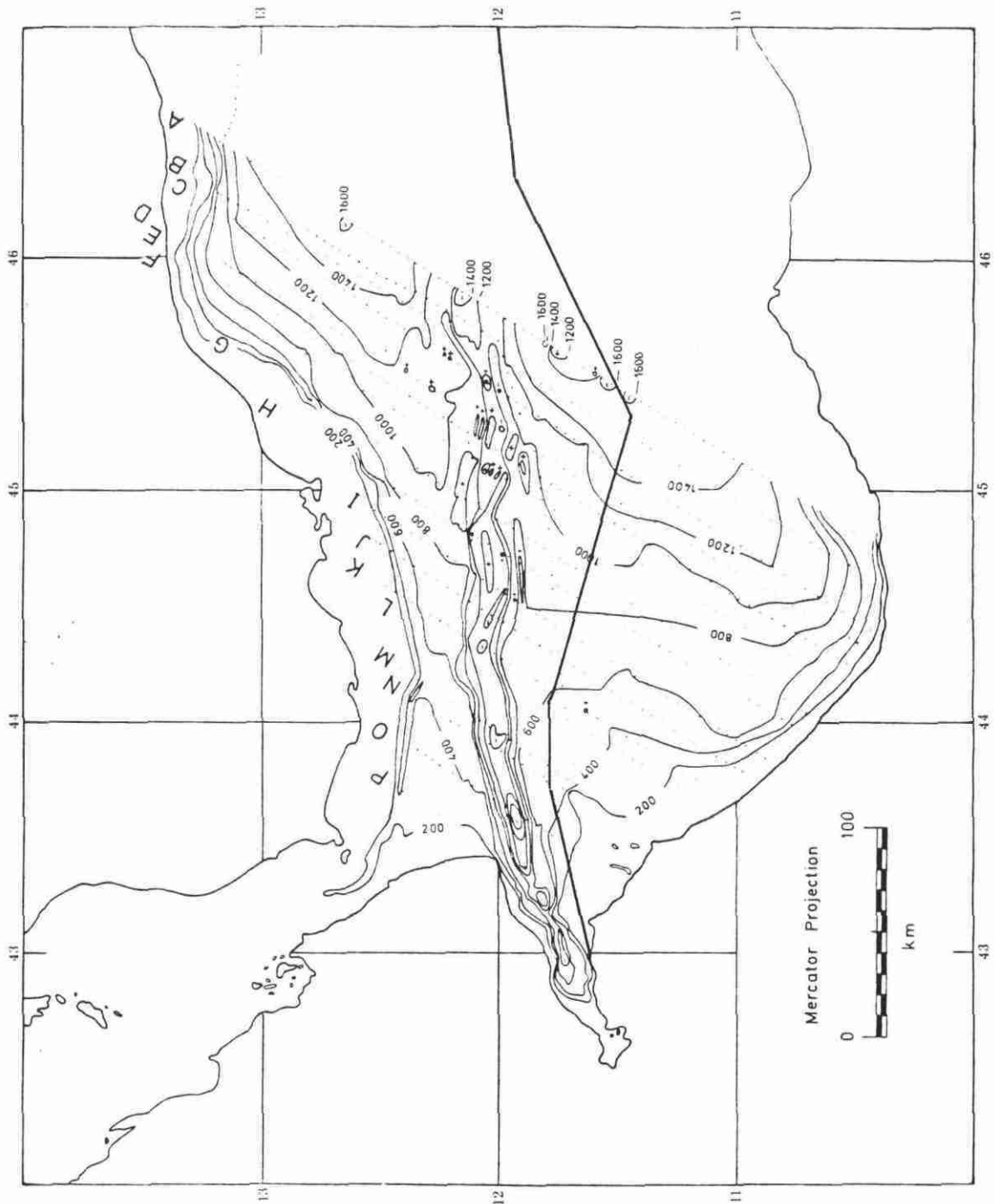


Fig. 1.8. : Carte bathymétrique simplifiée (en mètres, non corrigés) de la partie occidentale du golfe d'Aden et localisation des différents profils bathymétriques//aux zones transverses de direction N 32°. In GIRDLER et al., 1980.

NE

- 21_p -

SW

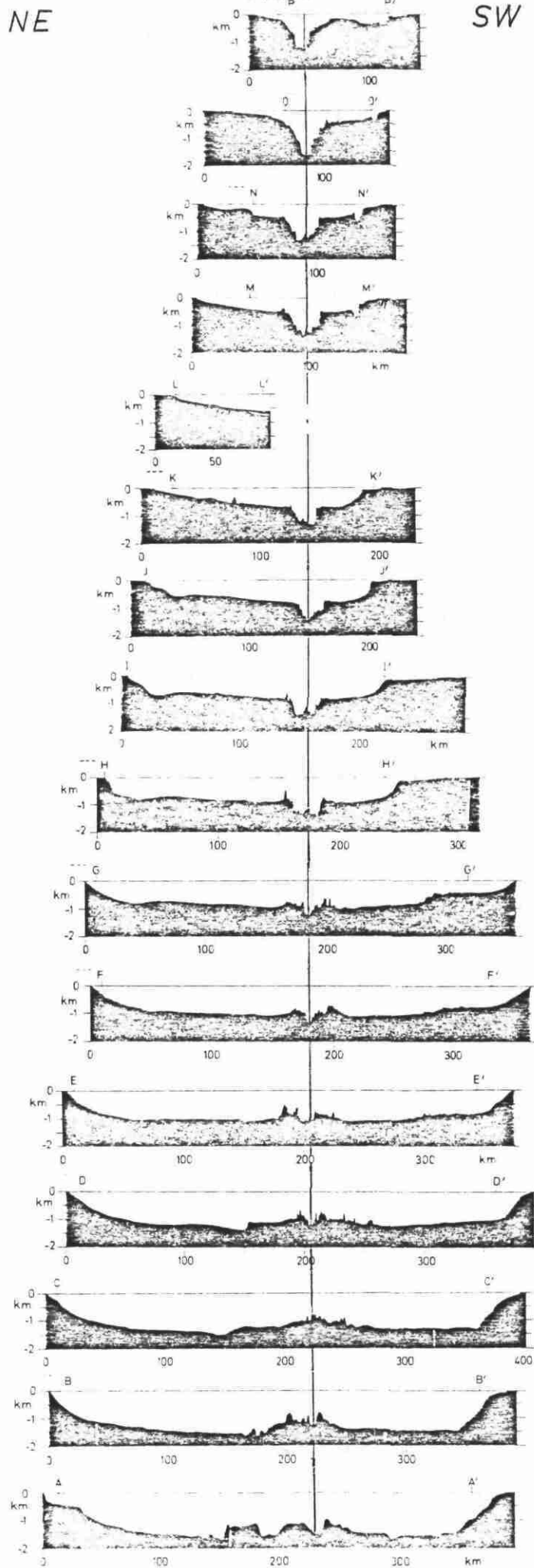


Fig. 1.9. : Coupes
sériées parallèles aux
zones transverses de
direction N 32° (voir
Fig. 1.8. pour la lo-
calisation). La ligne
verticale représente
la zone axiale.
D'après GIRDLER et
al., 1980.

vertical exaggeration, 23:1

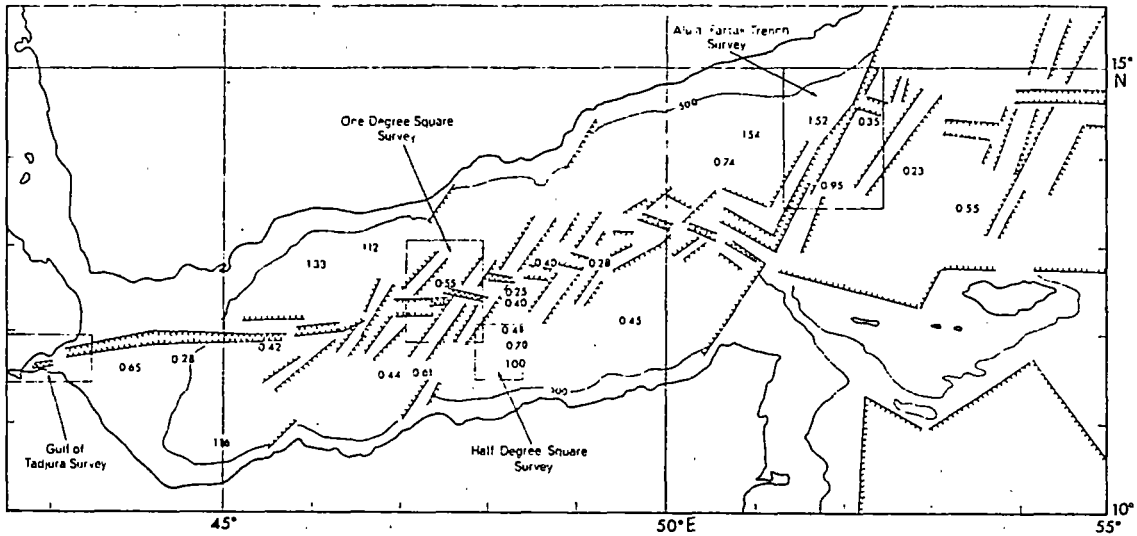


Fig.1.10. : Morphostructure schématique du golfe d'Aden et localisation de trois zones d'études particulières. D'après LAUGHTON et al., 1970.

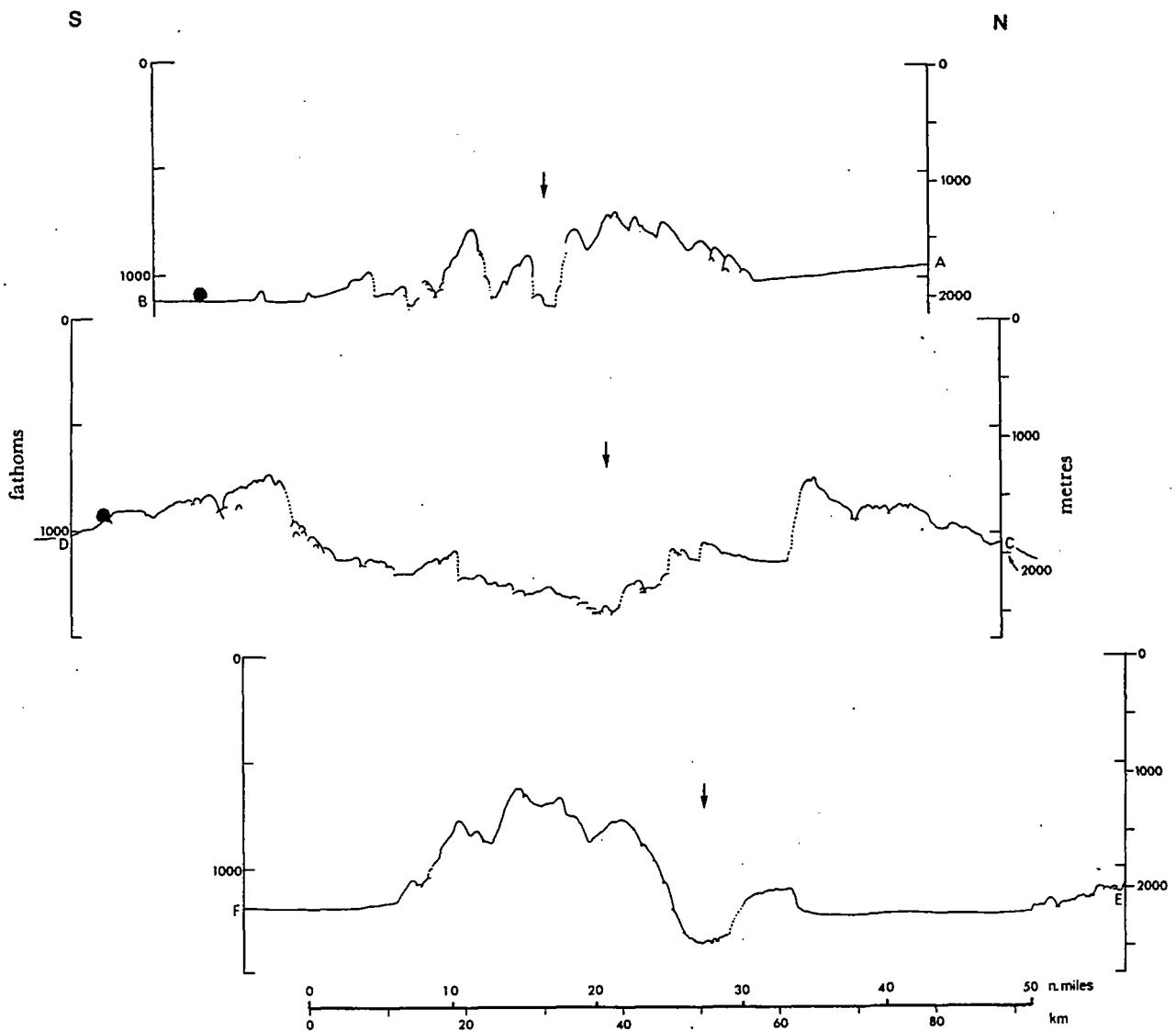


Fig. 1.11. : Profils bathymétriques N-S réalisés dans la zone "One Degree Square" (localisation Fig. 1.10.). Exagération verticale 12 : 1. D'après LAUGHTON et al., 1970.

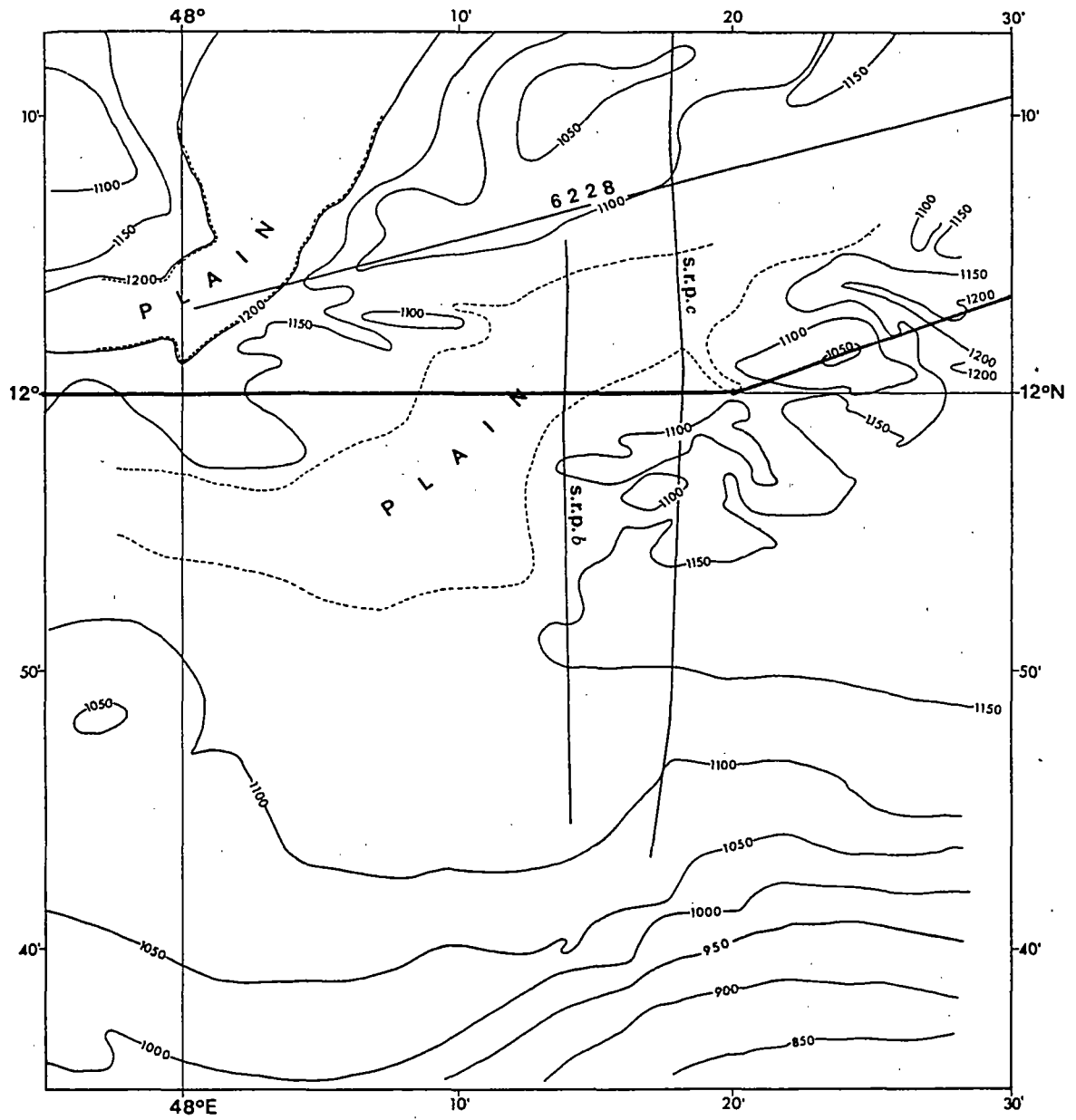


Fig. 1.12. : Carte bathymétrique en brasses de la zone "Half Degree Square" (localisation Fig. 1.10.) D'après LAUGHTON et al., 1970.

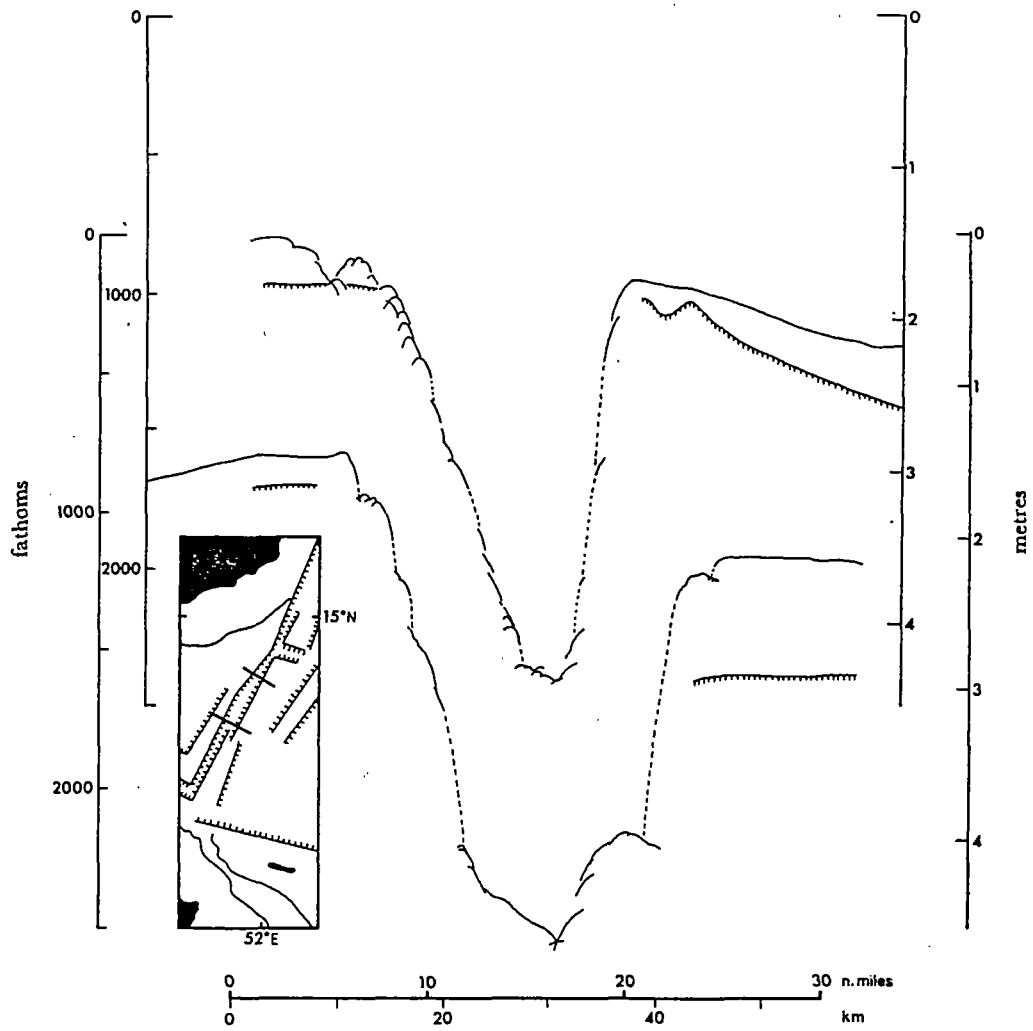


Fig. 1.13. : Profils bathymétriques perpendiculaires à la zone de fracture d'Alula-Fartak (exagération verticale 11 : 1). D'après LAUGHTON et al., 1970.

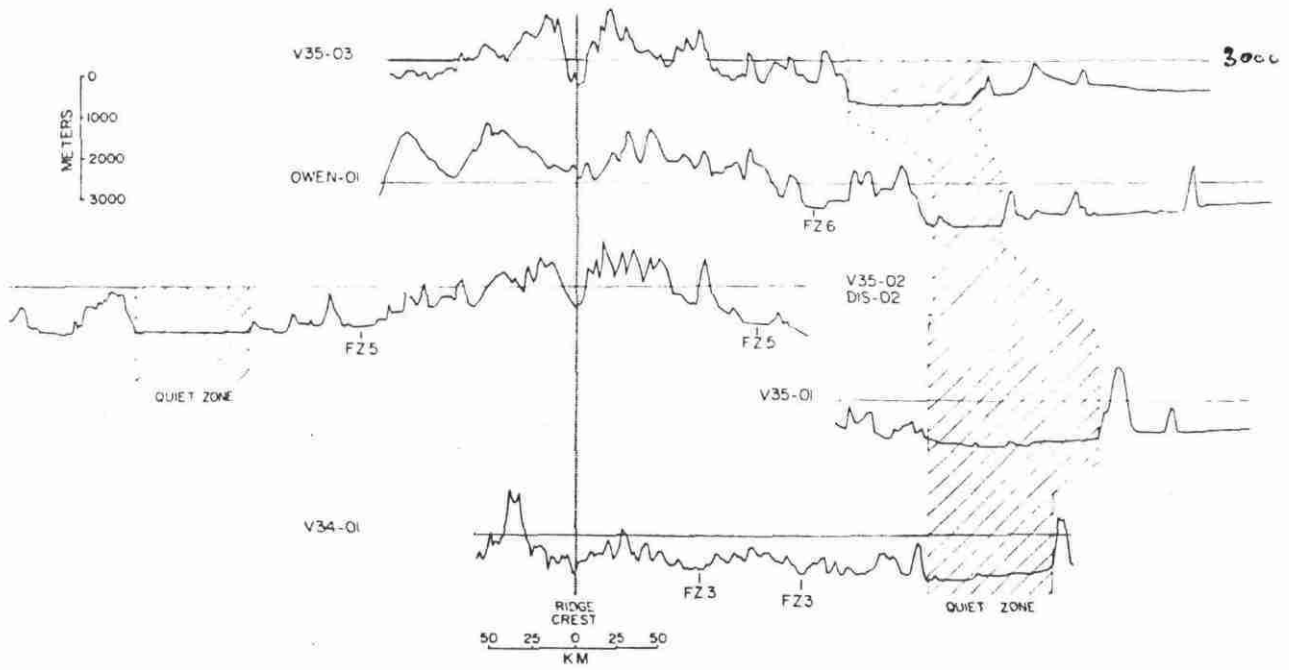


Fig. 1.15. : Profils bathymétriques réalisés dans la partie N-E du golfe d'Aden parallèlement aux zones transverses de direction N 37°C (voir Fig. 1.14.). D'après COCHRAN, 1981.

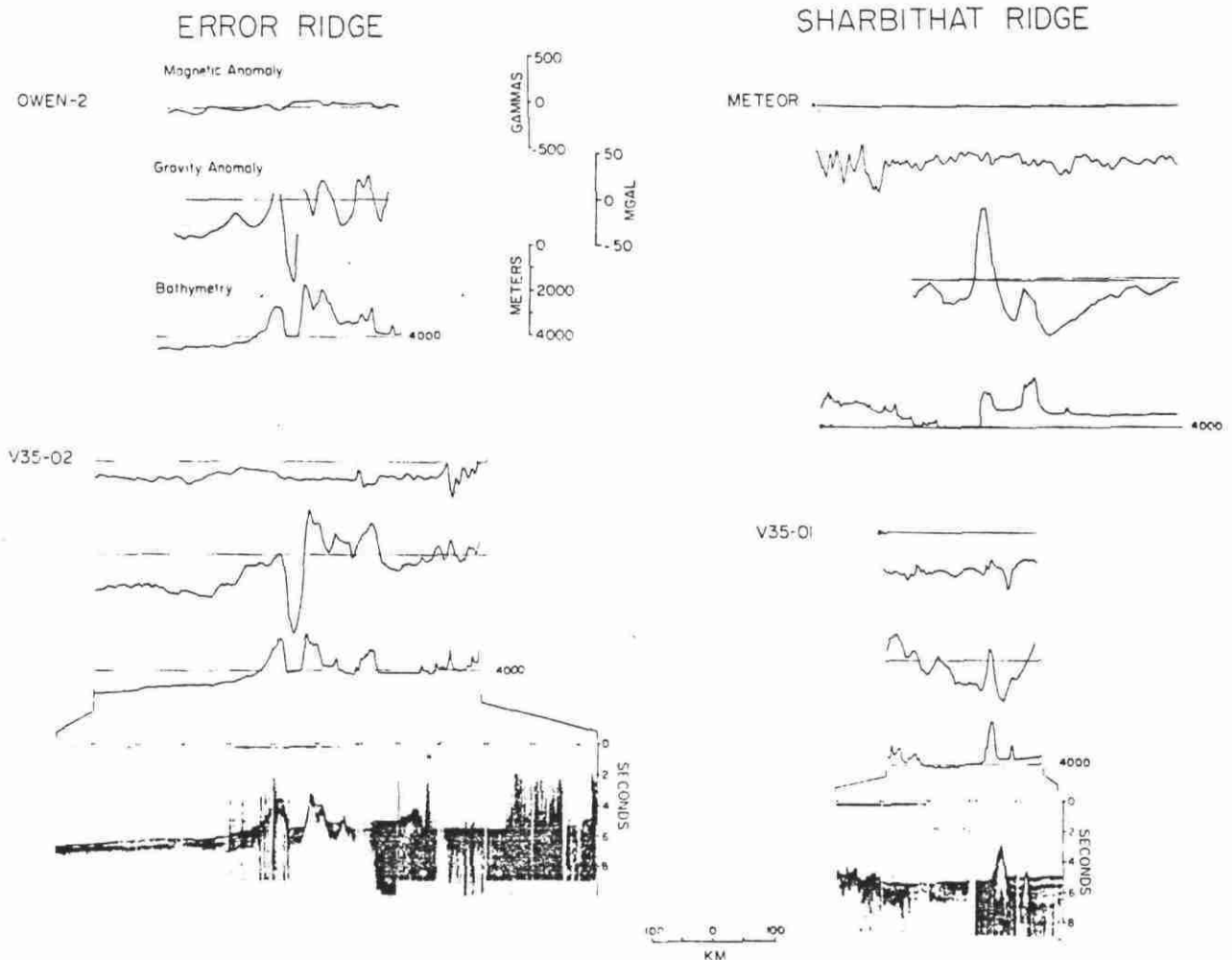


Fig. 1.16. : Profils bathymétriques et géophysiques localisés à l'est du golfe d'Aden (voir Fig. 1.14.). D'après COCHRAN, 1981.

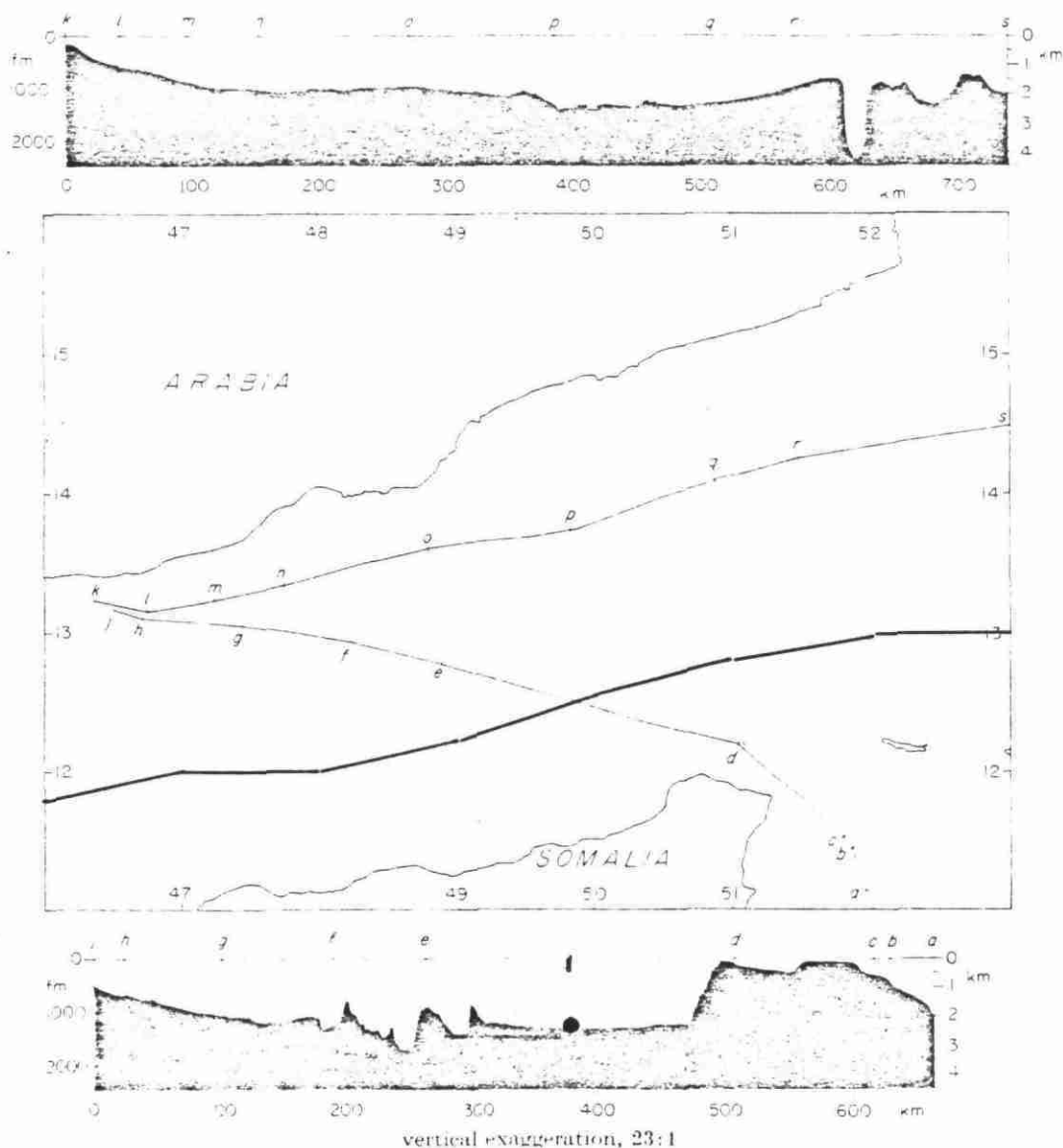


Fig. 1.17. : Profils bathymétriques N-S (avec la zone profonde de fracture d'Alula-Fartak entre **r** et **s**) et NW-SE (avec la remontée brutale des fonds entre la côte somalienne et l'île Socotra) du golfe d'Aden oriental. Tracé provisoire du câble (—) D'après GIRDLER et al., 1980.

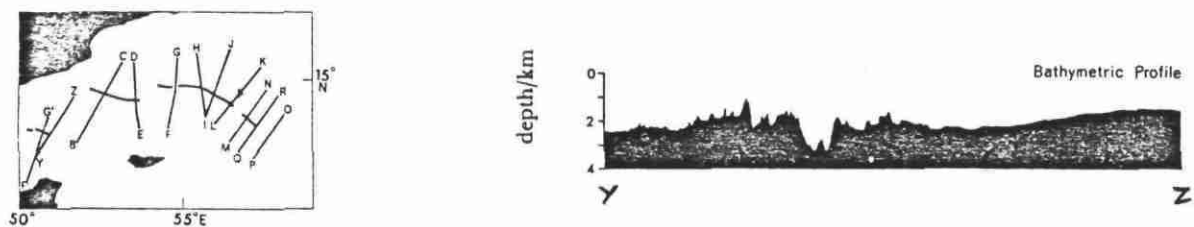


Fig. 1.18. : Profil bathymétrique YZ et sa carte de localisation. In Orgon IV, 1981.

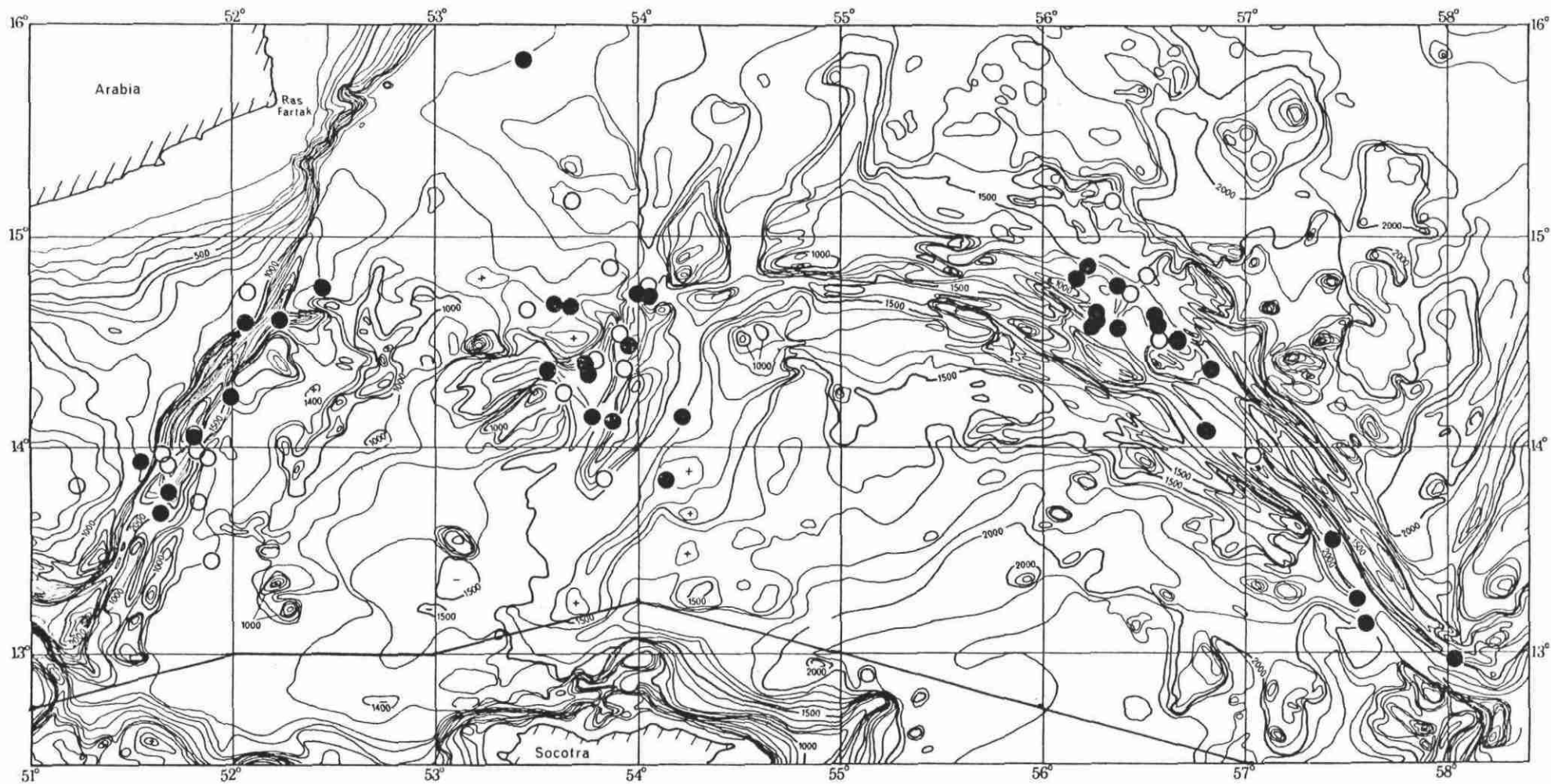


Fig. 1.19. : Carte bathymétrique (en brasses corrigées) de la dorsale de Sheba-Est entre la zone de fracture d'Alula-Fartak (à l'ouest) et celle d'Owen (à l'est). ○ épicroentres de 1953 à 1962, ● épicroentres de 1963 à 1968.

D'après FAIRHEAD et GIRDLER, 1970.

Site 231

Djibouti

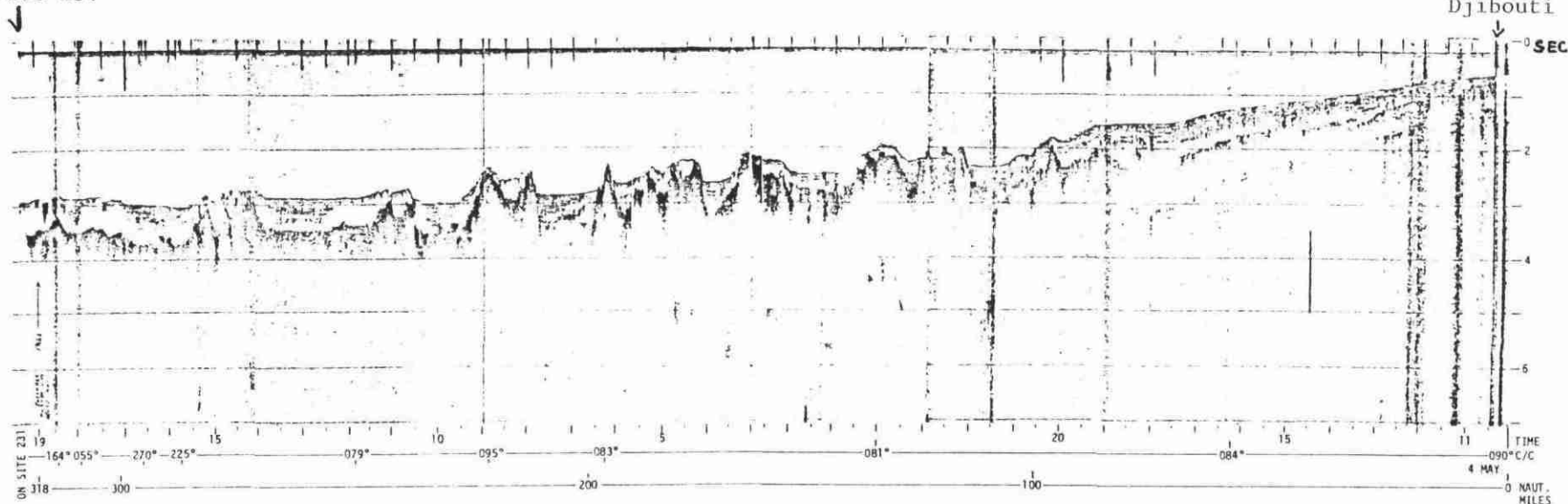


Fig. 1.21.a) : Profil sismique réalisé par le Glomar Challenger de Djibouti au site 231 (dans la zone du "Half Degree Square"). Exagération verticale 15 : 1. In FISHER et al., 1974.

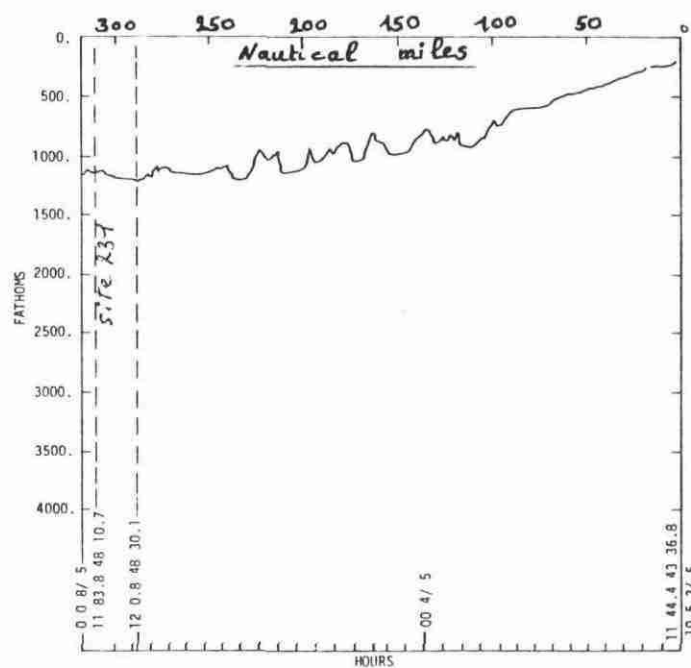


Fig. 1.21.b) : Profil bathymétrique (redessiné d'après la sismique réflexive) à plus grande échelle. In FISHER et al., 1974.

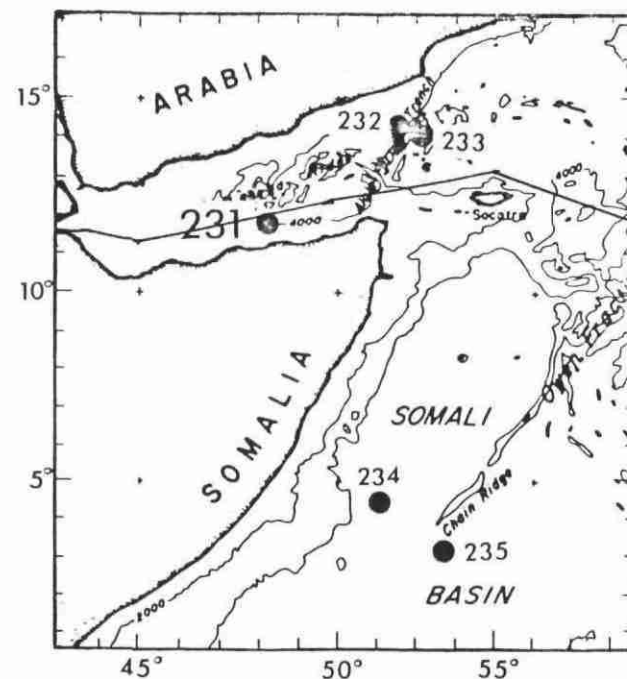


Fig. 1.20. : Carte de localisation des forages réalisés par le Glomar Challenger au cours du leg 24. In FISHER et al., 1974.

Site 232

Site 231

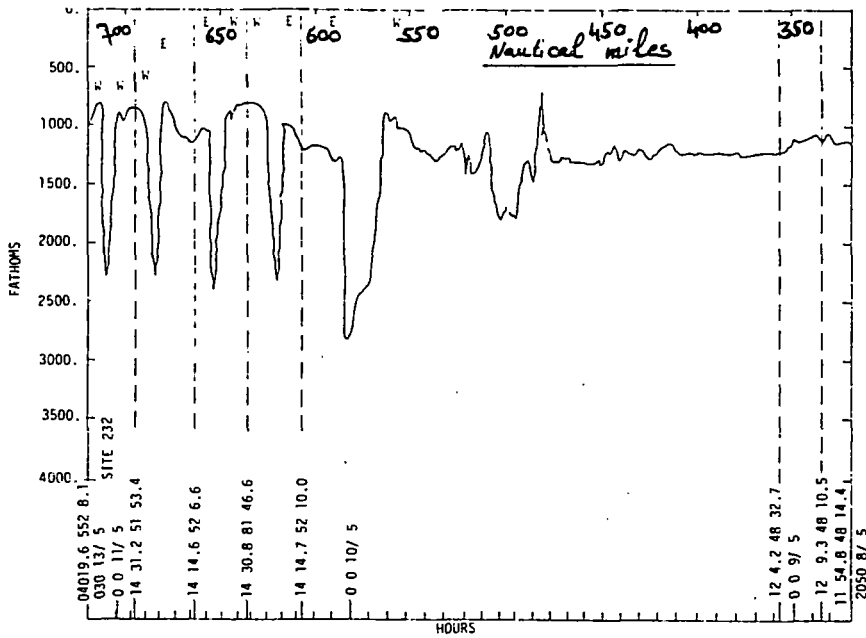


Fig. 1.22. : Profil bathymétrique (redessiné d'après la sismique réflexion) entre le site 231 et le site 232 (voir carte Fig. 1.20.). In FISHER et al., 1974.

Site 234

Site 233

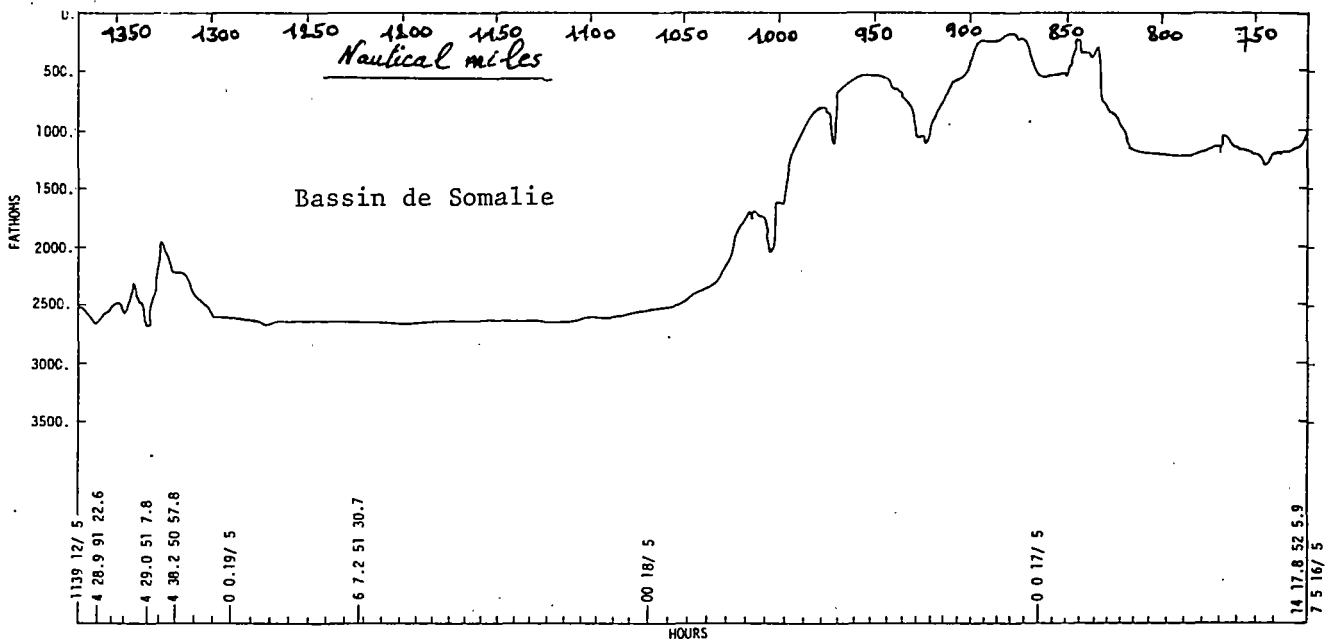


Fig. 1.23. : Profil bathymétrique (redessiné d'après la sismique réflexion) entre le site 233 (fosse d'Alula-Fartak) et le site 234 (bassin de Somalie). In FISHER et al., 1974.

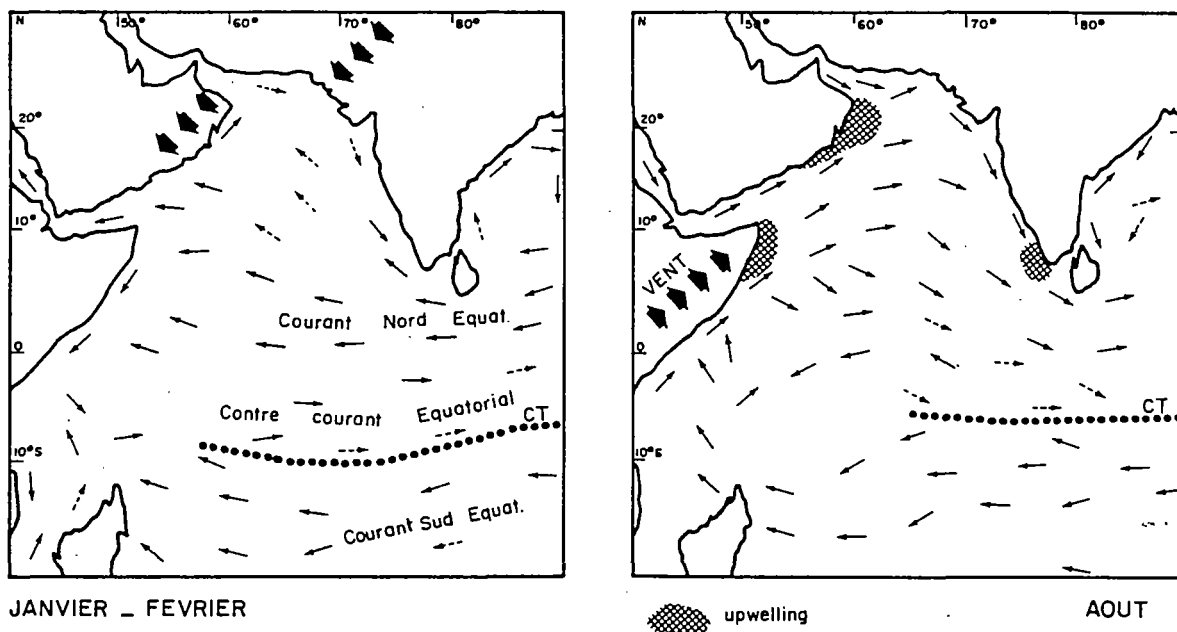


Fig. 1.24. — Circulation de surface et régime des vents dans la partie nord-ouest de l'océan Indien.
In Orgon IV, 1981.

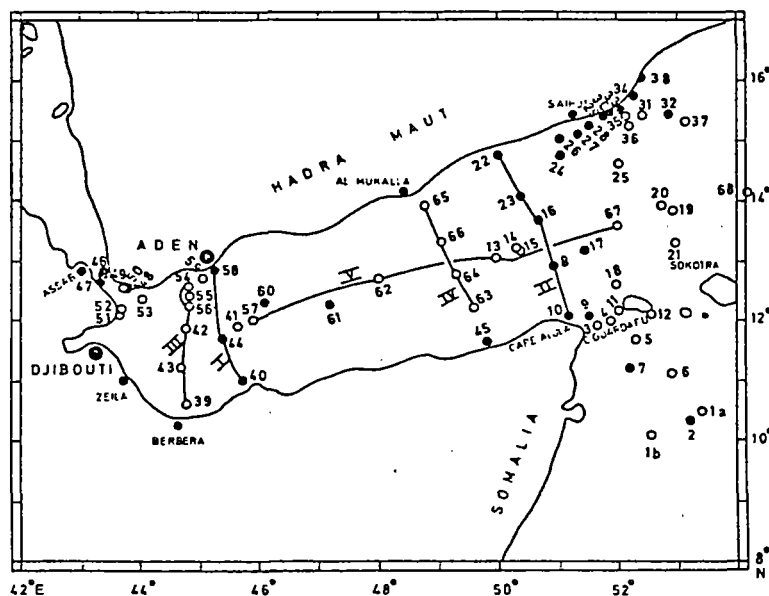


Fig. 1.25. : Carte de localisation d'un certain nombre de stations hydrographiques et des profils réalisés : ○ zones étudiées en octobre,
● zones étudiées en hiver, durant la mousson de NE.
D'après ALI-KHAN, 1976.

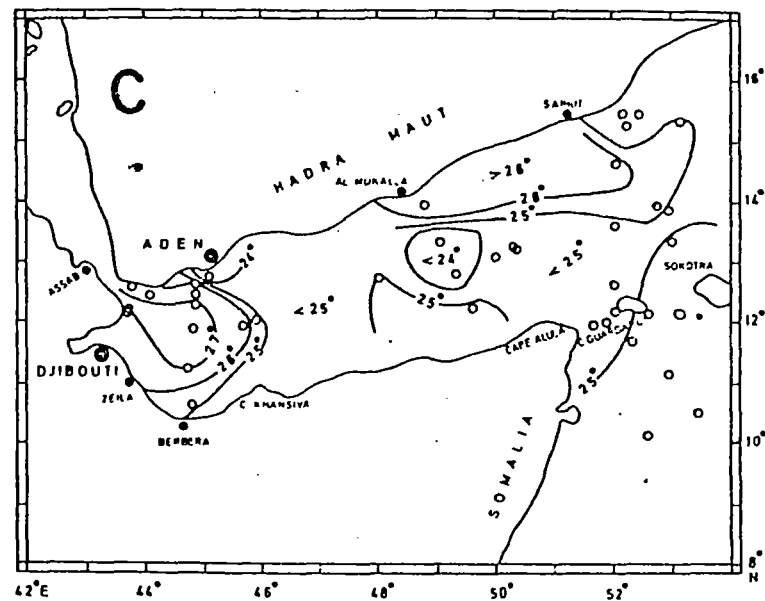
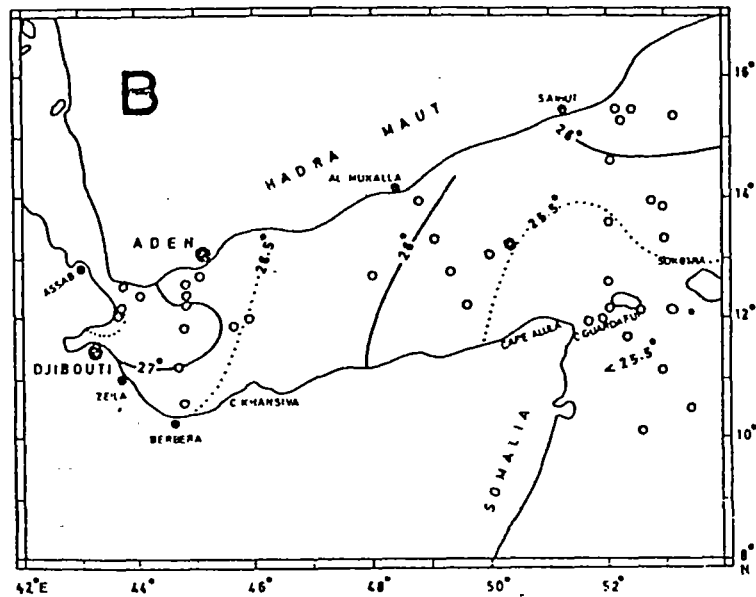
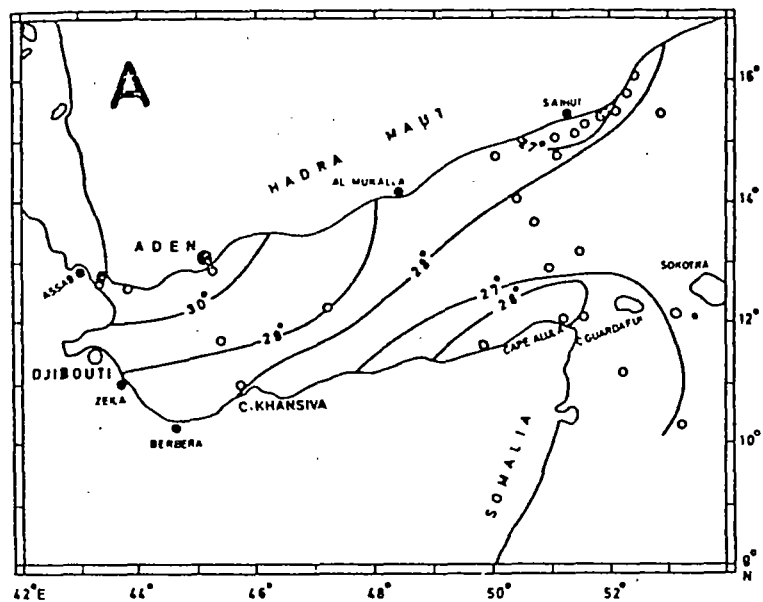
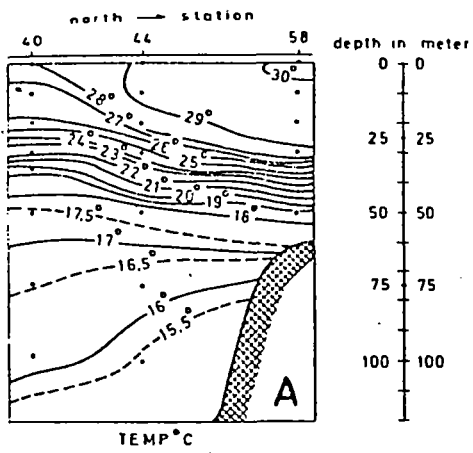
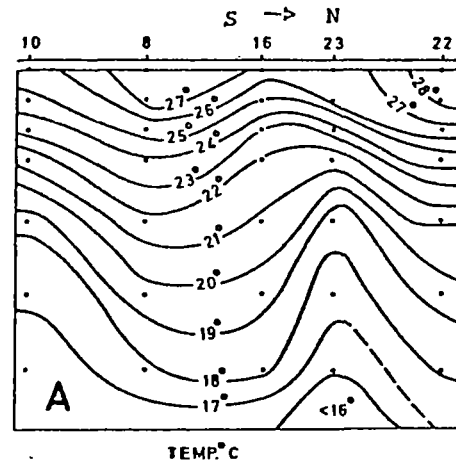
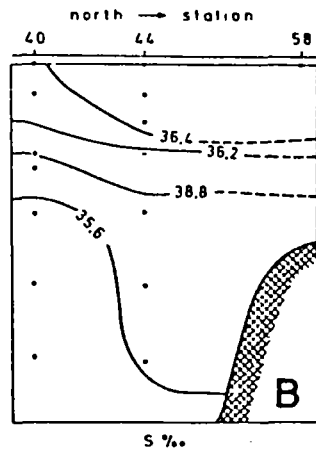


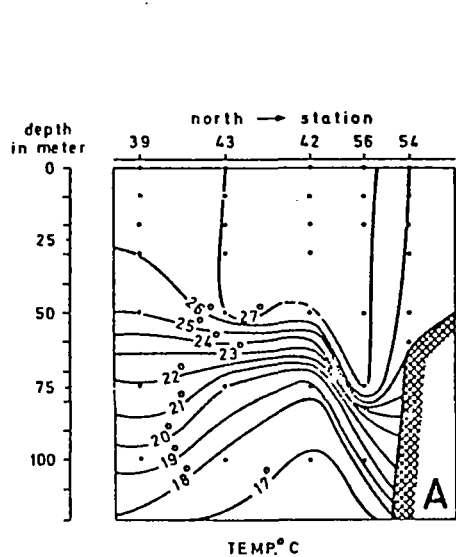
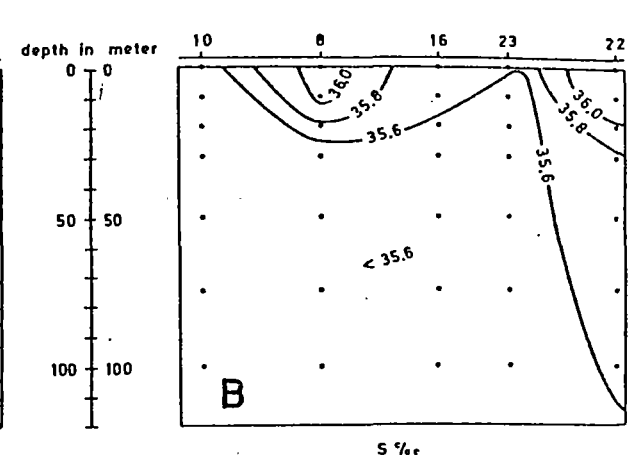
Fig. 1.26. : Répartition des températures dans le golfe d'Aden :
 A - températures de surface en octobre ;
 B - températures de surface au cours de la mousson de NE (en hiver) ;
 C - températures à la profondeur de 50 mètres au cours de l'hiver.
 D'après ALI-KHAN, 1976.



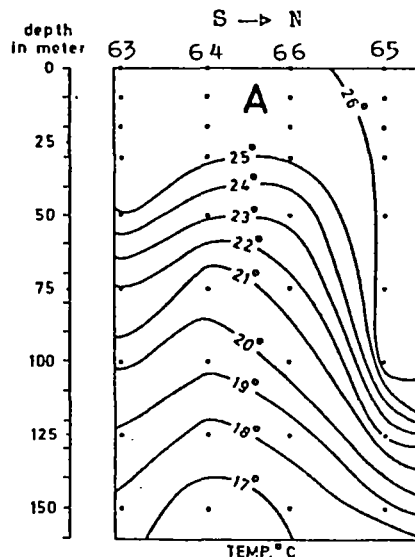
COUPE I



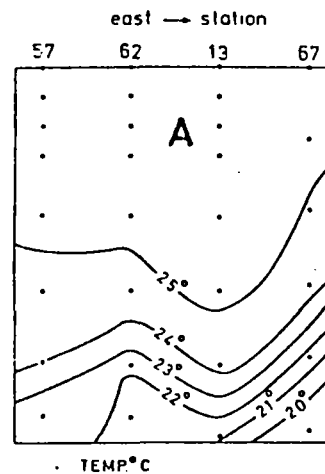
COUPE II



COUPE III



COUPE IV



COUPE V

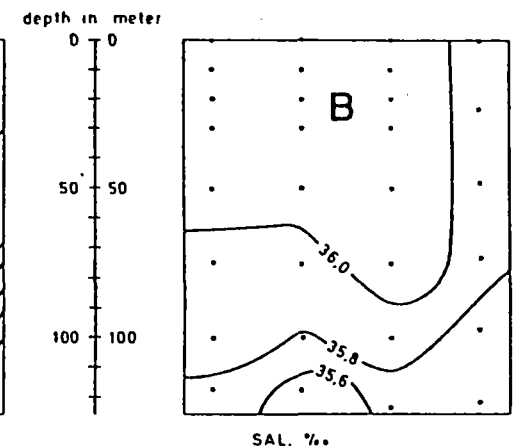


Fig. 1.27. : Variations de la température (A) et de la salinité (B) en fonction de la profondeur, le long de cinq profils (voir carte Fig. 1.26.). D'après ALI-KHAN, 1976.

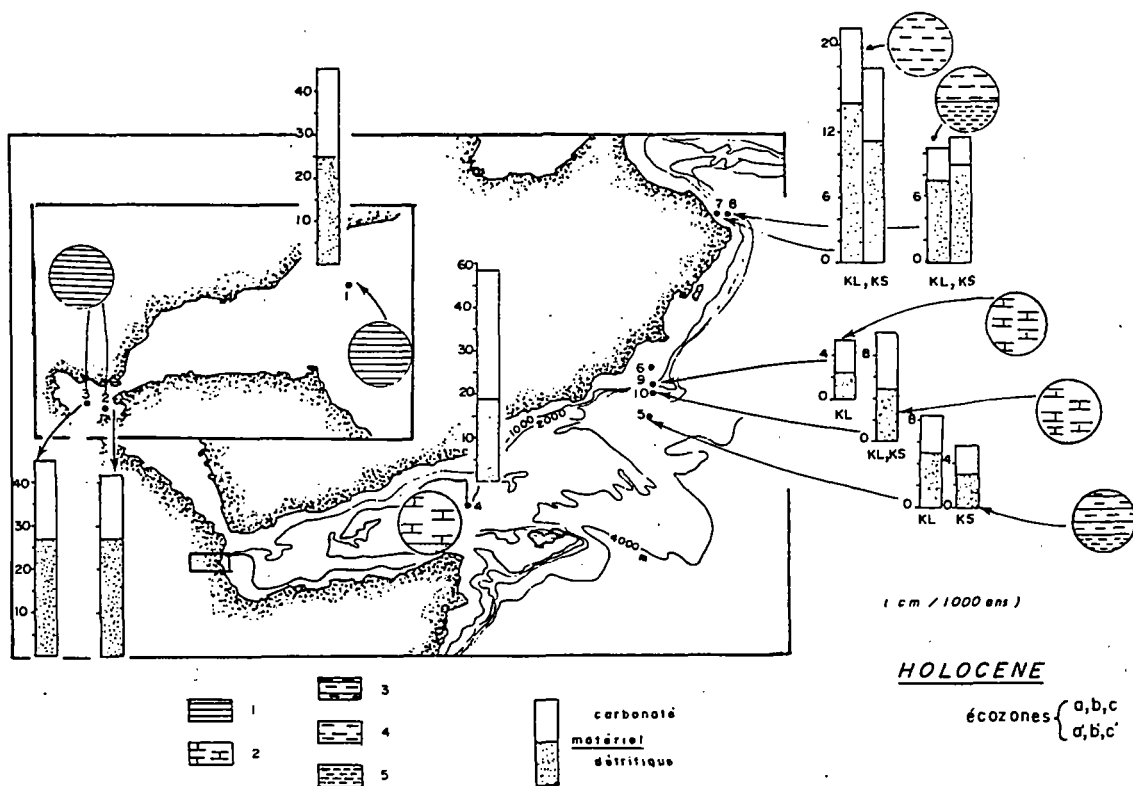


Fig. 1.28. - Répartition des sédiments et taux de sédimentation à l'Holocène.

1 : Vase silto-argileuse carbonatée ; 2 : Vase argilo-silteuse carbonatée ; 3 : Vase argileuse carbonatée ; 4 : Vase silto-argileuse ; 5 : Vase argilo-silteuse.

In Orgon IV, 1981.

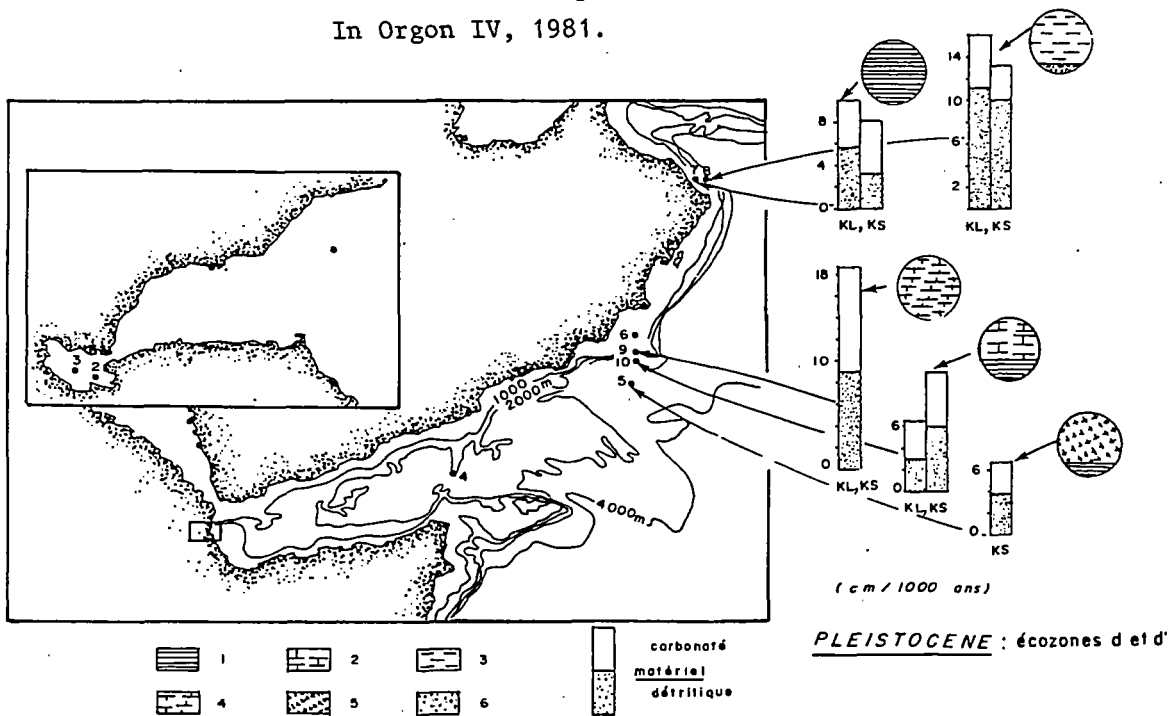
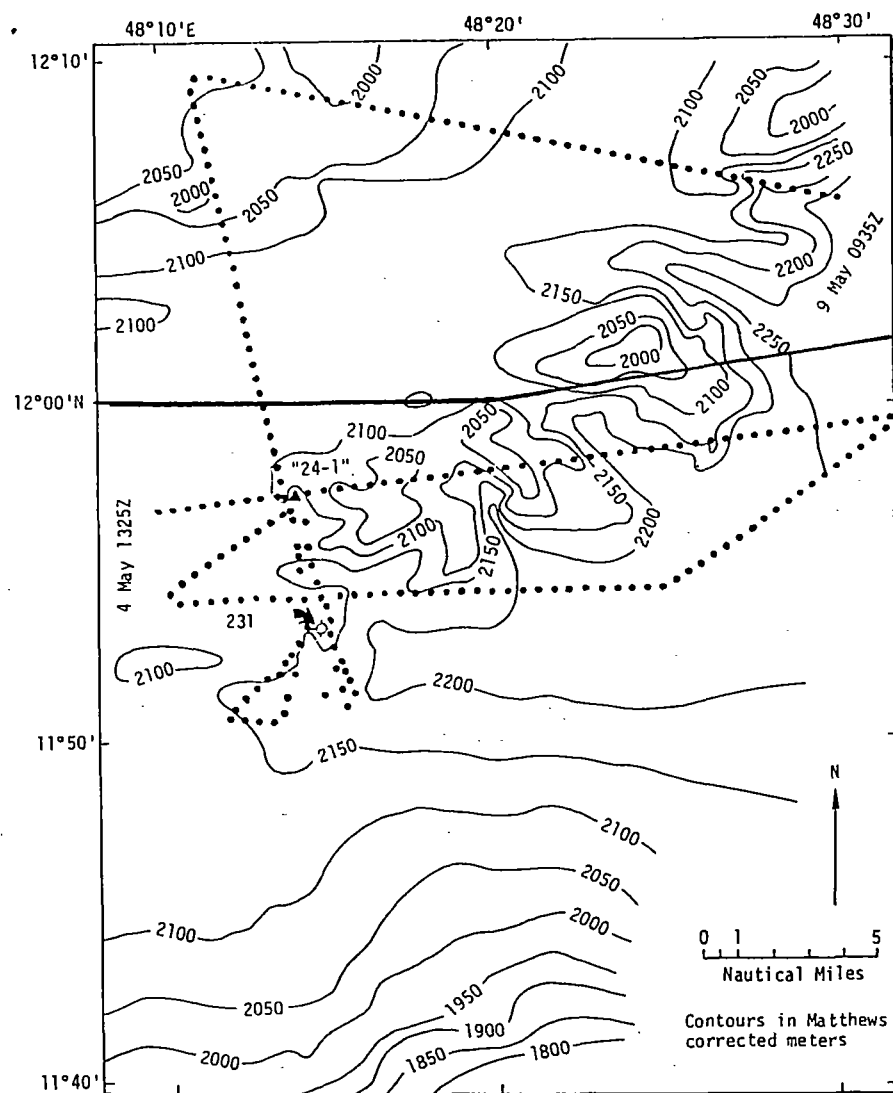


Fig. 1.29. - Répartition des sédiments et taux de sédimentation au Pléistocène (écozones d et d').

1 : Vase silto-argileuse carbonatée ; 2 : Vase argilo-silteuse carbonatée ; 3 : Vase argilo-silteuse ; 4 : Vase silteuse carbonatée ; 5 : Sable carbonaté ; 6 : Sable.

In Orgon IV, 1981.



SITE DATA

Date Occupied: 5 May 1972

Date Departed: 8 May 1972

Time on Site: 95 hours, 40 minutes

Position:

Latitude: $11^{\circ}53.41'N$

Longitude: $48^{\circ}14.71'E$

Water Depth: 2152 corrected meters (echo sounding)

Bottom Felt At: 2161 meters (drill pipe)

Penetration: 584.0 meters

Holes Drilled: 1

Number of Cores: 64

Total Length of Cored Section: 584.0 meters

Total Core Recovered: 424.9 meters

Acoustic Basement:

Depth: 566.5 meters

Nature: Basalt and nanno chalk

Inferred vertical velocity to basement: 1.9 km/sec

Age of Oldest Sediment: Middle Miocene

Basement: Middle Miocene (intercalated sediments)

Principal Results: This site, in the Gulf of Aden south of the Sheba Ridge and 70 km north of the Somalia Coast, was drilled and cored continuously to a depth of 584 meters, and 424.9 meters of sediment were obtained. These are hemipelagic with sands at intervals in the upper 220 meters; the remainder is acoustically transparent, consisting of nanno clay and nanno ooze as follows: Pleistocene 0-102 meters; upper Pliocene 102-178 meters; lower Pliocene 178-254 meters; upper Miocene 254-482 meters; and middle Miocene 482-566.5 meters (base of sediments). Sediments intercalated with basement are middle Miocene. There is little evidence for sediments being baked above the basaltic basement.

Fig. 1.30. : Carte de localisation du site 231 (Glomar Challenger, leg 24) et description sommaire du forage. In FISHER et al., 1974.

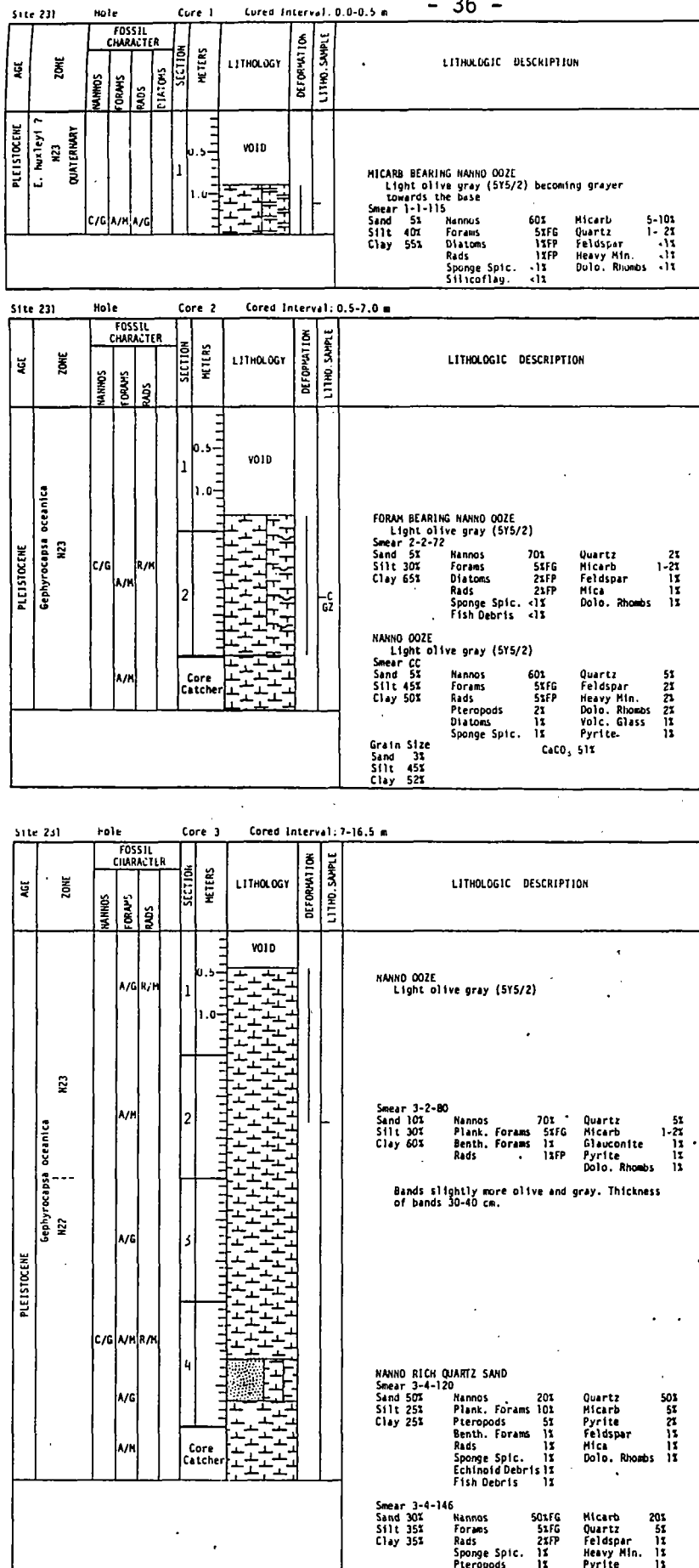


Fig. 1.31. : Colonnes lithostratigraphiques représentant les premiers mètres du forage 231 (leg 24). D'après FISHER et al., 1974.

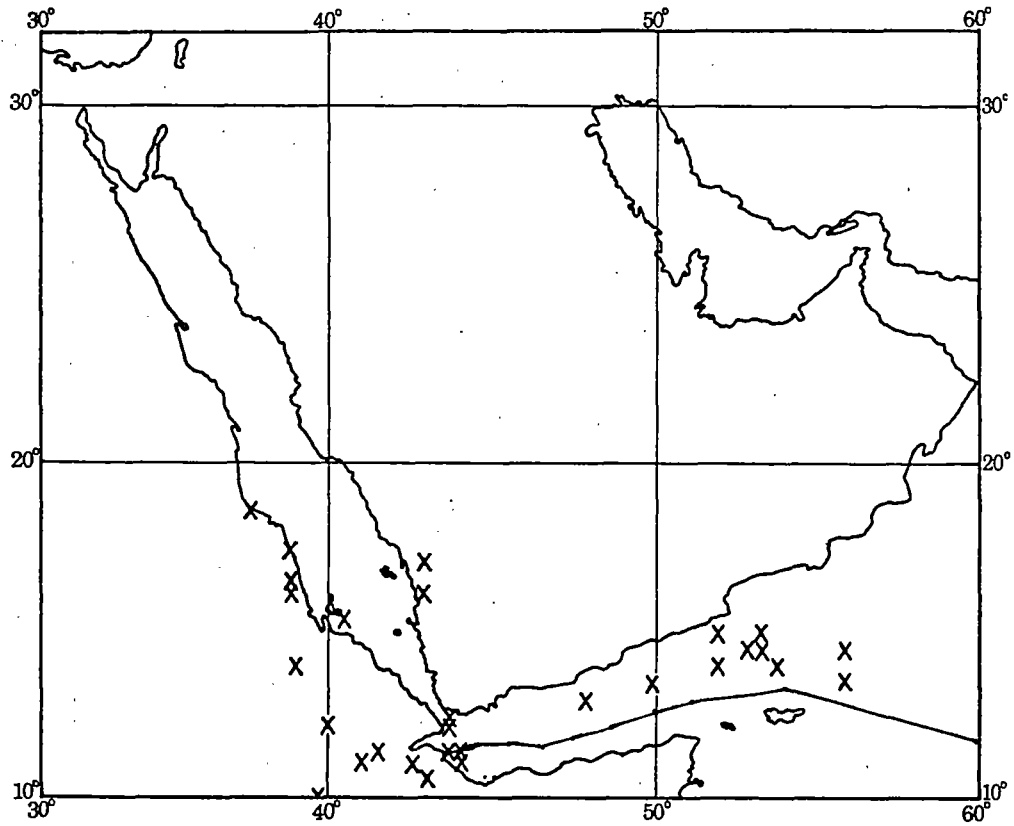


Fig. 1.32. : Sismicité de la mer Rouge et du golfe d'Aden de 1913 à 1952. In FAIRHEAD et GIRDLER, 1970.

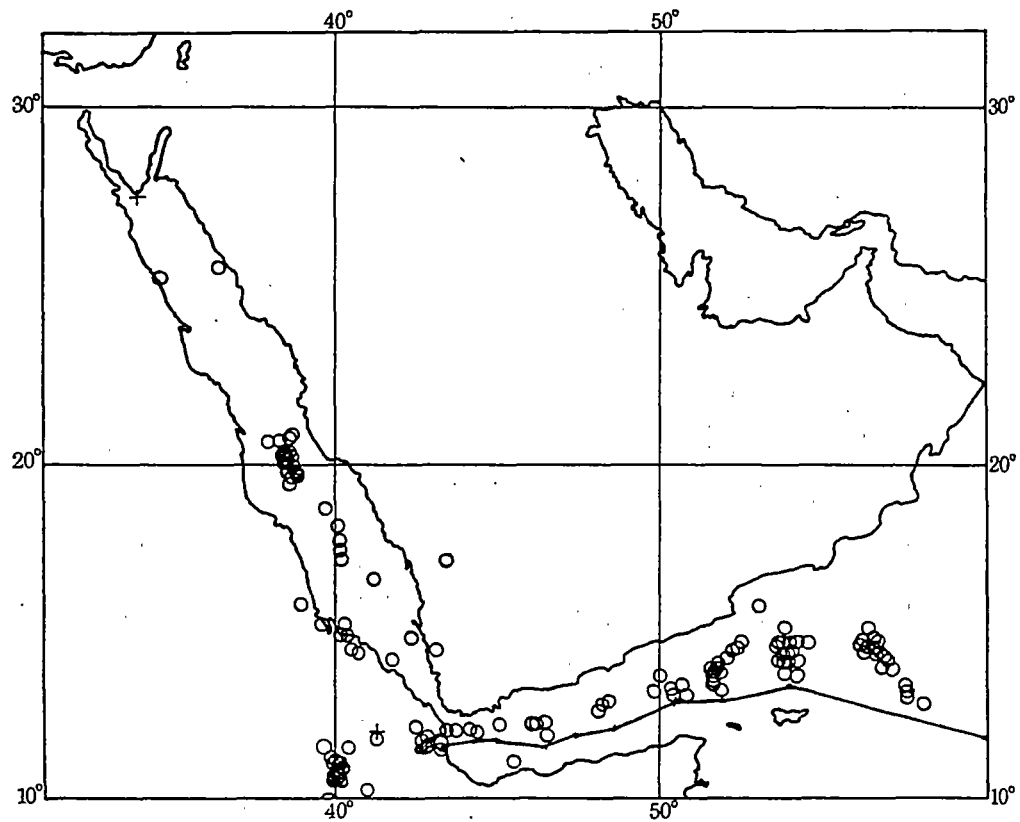


Fig. 1.33. : Emplacement des épencentres (dans la même zone) au cours des années 1953-1968. D'après FAIRHEAD et GIRDLER, 1970.

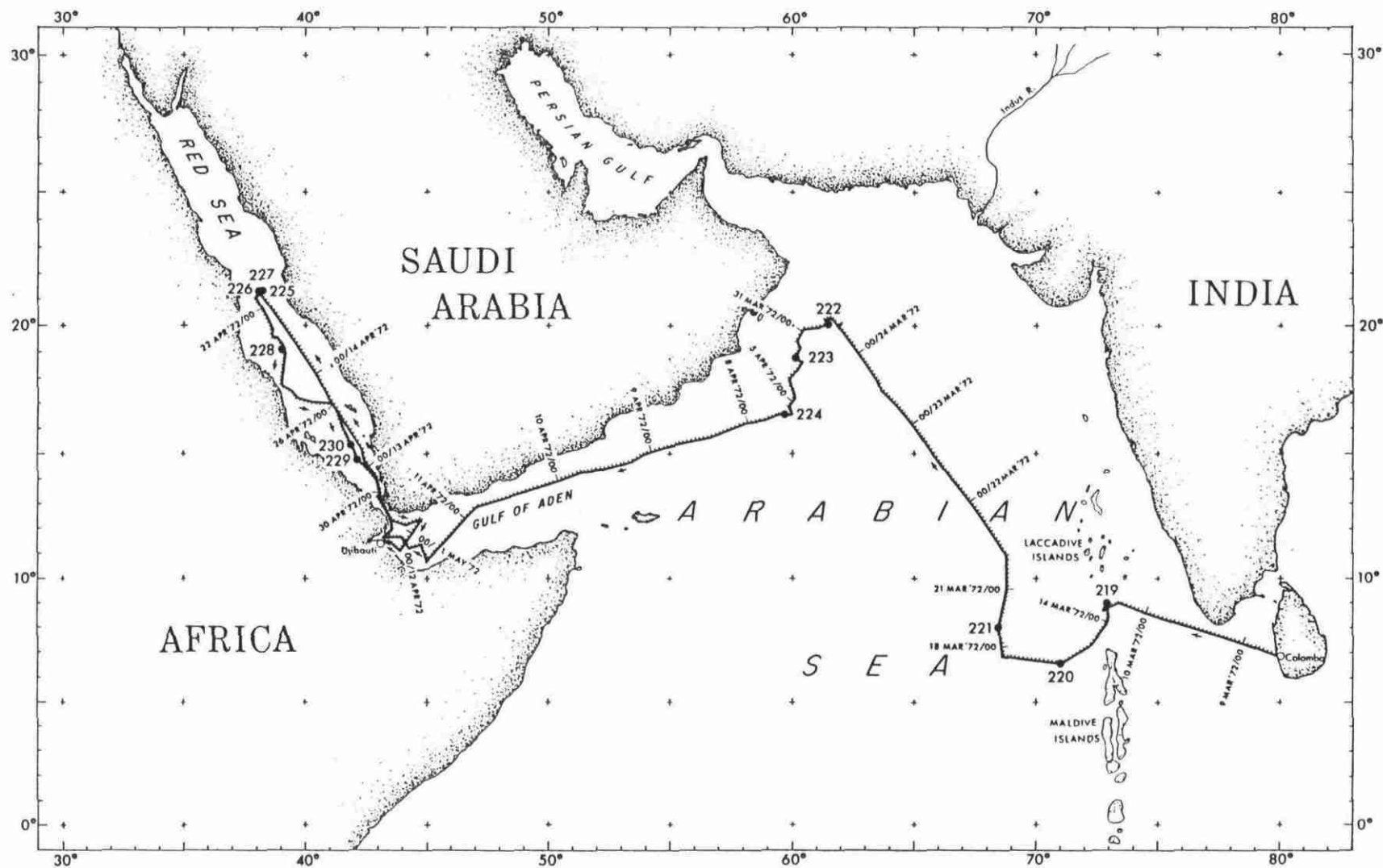


Fig. 1.34. : Profils sismiques du leg IPOD, DSDP n° 23 entre la zone de fracture d'Owen et Djibouti. Plan de situation et enregistrements (WHITMARSH, 1974).

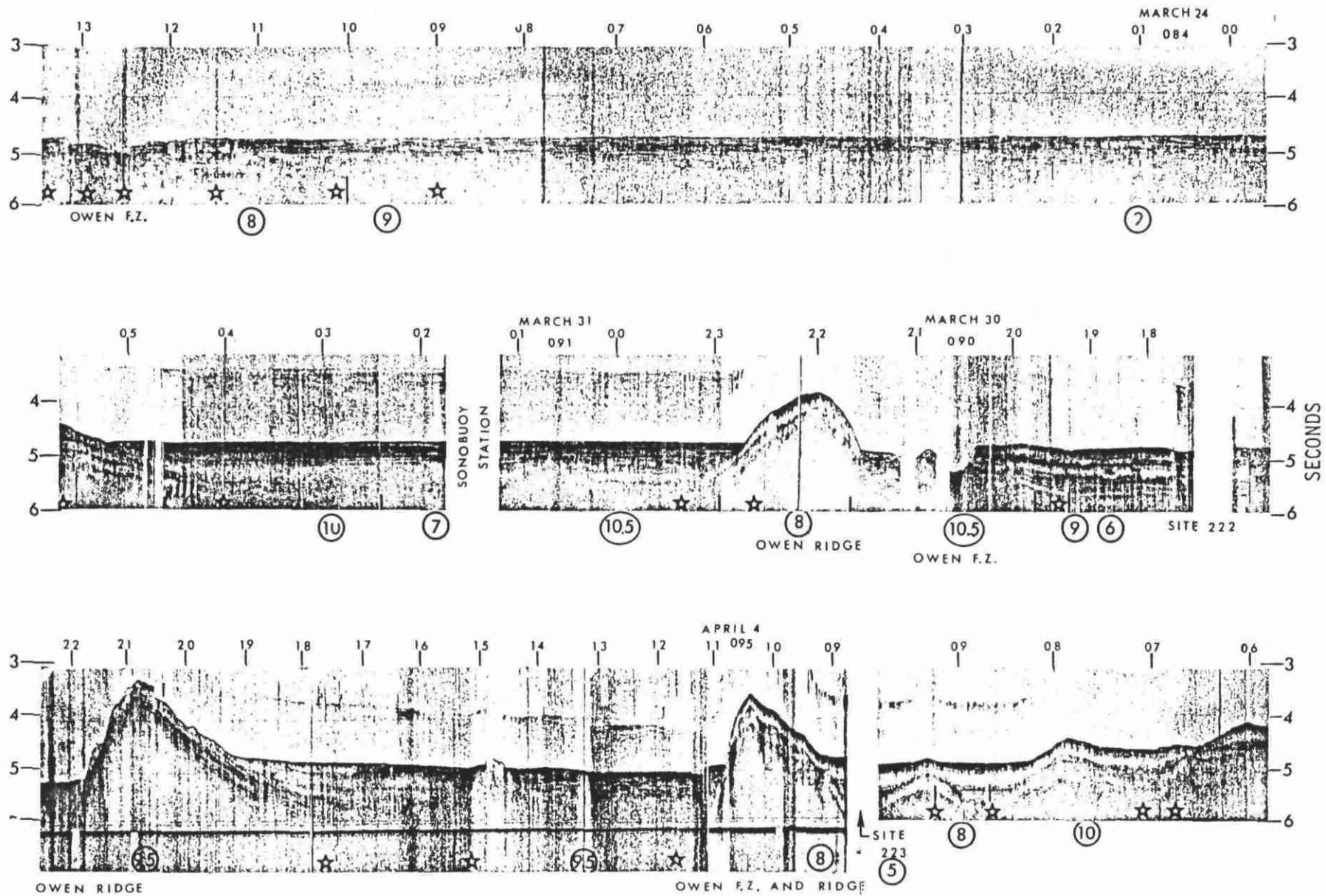


Fig. 1.34. : suite

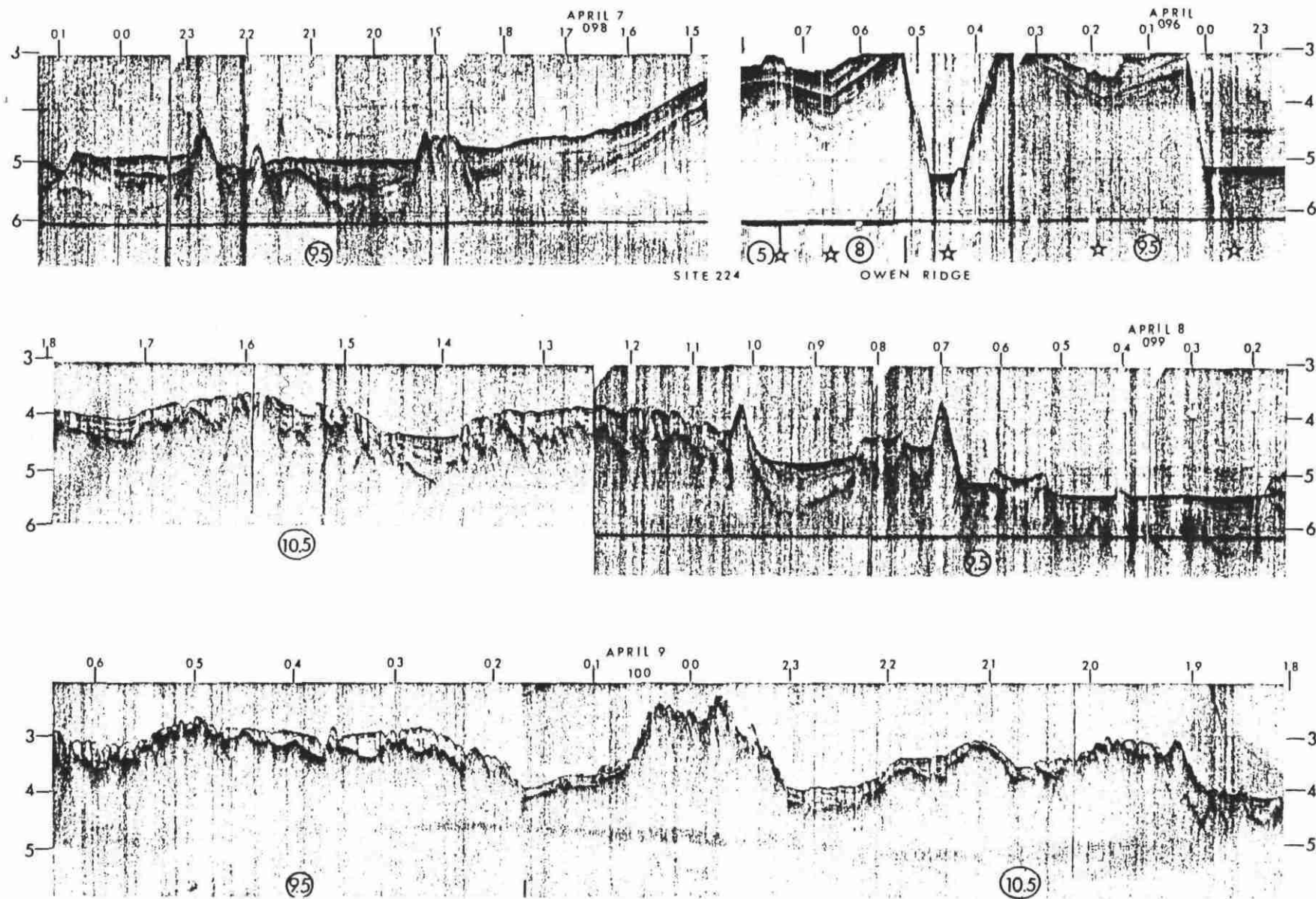


Fig. 1.34. : suite

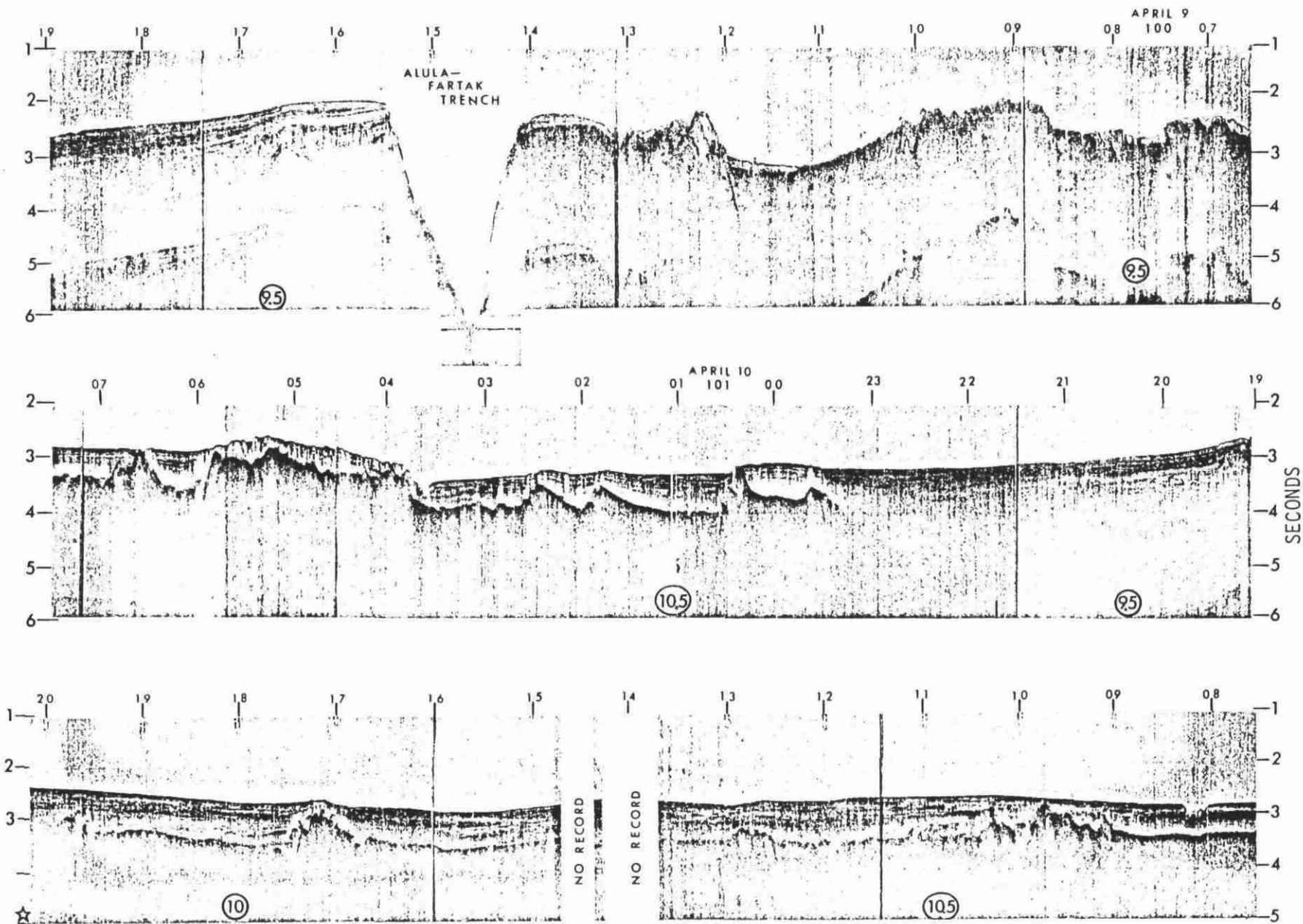


Fig. 1.34. : suite

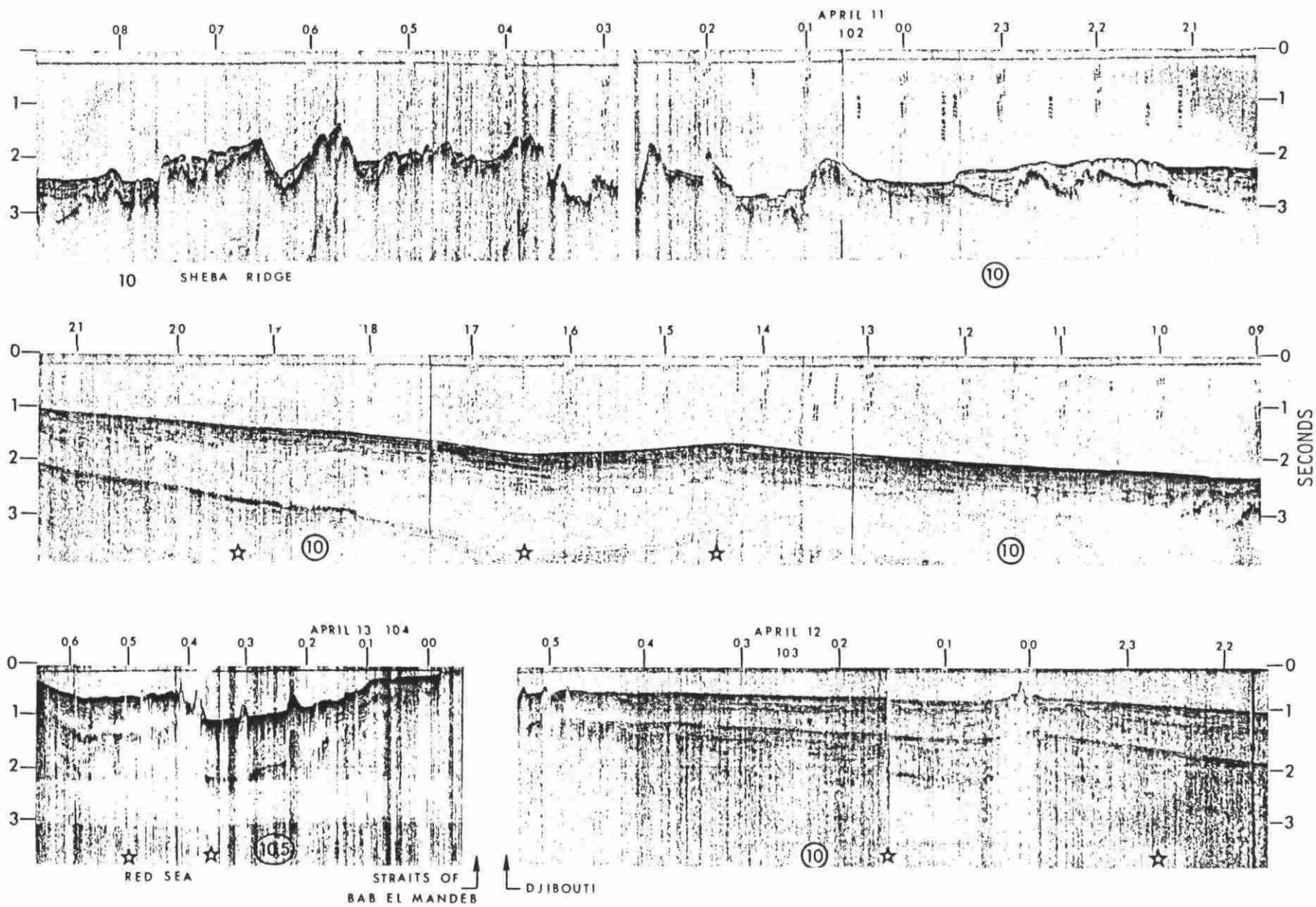


Fig. 1.34. : suite

CHAPITRE 2

LA MER D'ARABIE

2. - LA MER D'ARABIE

2.1. Introduction

La mer d'Arabie est l'un des deux grands golfes de l'océan Indien septentrional. Située au NE de cet océan, elle est bordée par les côtes désertiques de la Somalie et de la péninsule arabe, à l'ouest, et par les côtes occidentales de la péninsule indienne, à l'est, qui sont de plus en plus arrosées au fur et à mesure qu'on se dirige vers le sud. Au nord, cette mer est bornée par les côtes arides de Makran (Iran) et du Pakistan (où débouche l'Indus).

Deux mers fermées débouchent en mer d'Arabie, la mer Rouge et le golfe arabo-persique, la transition étant assurée respectivement par le golfe d'Aden et le golfe d'Oman. La mer d'Arabie occupe une superficie d'environ 7 500 000 km². Sa limite méridionale théorique relie la corne d'Afrique sud du Deccan en passant par l'atoll Addu, dans le sud des Maldives.

2.2. Physiographie

Une grande partie des fonds de la mer d'Arabie est occupée par le cône sédimentaire abyssal sous-marin de l'Indus (= éventail sous-marin = deep sea fan). La profondeur maximale du bassin, d'environ 4500 m, est atteinte à l'extrémité méridionale de ce cône, à proximité de la ride de Carlsberg dans la plaine abyssale d'Arabie. Ce bassin est bordé à l'ouest par les reliefs de la zone de fracture d'Owen et de Murray, au SE par la ride des Chagos-Laquedives. Ces deux dorsales, étant situées non loin des masses continentales arabe et indienne, constituent un écran aux apports sédimentaires qui en dérivent.

Au sud, la mer d'Arabie est en grande partie barrée par la dorsale d'accrétion océanique de Carlsberg. Une fois franchie la dorsale d'Owen (zone de fracture), le tracé du câble parcourt sur sa plus grande distance dans la plaine abyssale d'Arabie, au sud de l'extrémité du cône de l'Indus proprement dit.

Les plate-formes continentales ont des largeurs variables et la plus grande extension se trouve entre l'Indus et Bombay (largeur maximale de 400 km dans le golfe de Cambay).

Comme on vient de le voir, le trait majeur du point de vue morphologique (et sédimentologique) est l'existence du vaste cône sous-marin de l'Indus qui reçoit à peu près 20 % des produits d'érosion de la chaîne himalayenne (alors que son homologue oriental, l'éventail sous-marin du Gange en reçoit 70 %).

Cet éventail, dont la tête est constituée par le canyon sous-marin de l'Indus, est parcouru et alimenté par un système de chenaux sous-marins (voir Fig. 2.2.) qui transportent les sédiments terrigènes sous forme de turbidites. Ces chenaux ont des fonds plats et, dans la partie amont du système, une largeur qui peut atteindre jusqu'à 18 km et ils sont bordés par des levées qui peuvent avoir jusqu'à 300 m de haut. Plus en aval, la hauteur de ces dernières décroît.

Ce cône sous-marin semble avoir été bien moins étudié que celui du Gange que nous aborderons plus loin.

2.3. Océanographie physique (Fig. 2.8. et 2.9.)

La circulation des courants généraux est contrôlée par le système des moussons. La mousson du SW (mai-octobre) et celle de NE (novembre-avril) induisent deux systèmes de circulation distincts.

En hiver, les eaux de surface de la mer d'Arabie sont entraînées par un courant tourbillonnaire (anti-horaire) relativement lent.

En été, cette circulation s'inverse et engendre un "upwelling" le long des côtes de Somalie et d'Arabie (courant de Somalie qui atteindrait des vitesses maximales de 350 cm/s. Le courant nord-équatorial disparaît et il est remplacé par le courant de dérive de la mousson de sud-ouest dont la direction générale d'écoulement est vers l'est.

Nous ne possédons pas d'information particulière sur les courants de fond, mais une figure non commentée par leurs auteurs (KOLLA et al., 1981) (Fig. 2.8.) montre les grands traits de la circulation des eaux froides de l'Antarctique.

En dessous de 1500 m de profondeur, les températures du fond de la mer d'Arabie se situeraient entre 1,3 et 2,0°C et les salinités entre 34,69 et 34,77 %.

2.4. Sédimentologie (Fig. 2.11. à 2.22.)

L'Indus est le principal "fournisseur" de sédiments détritiques du bassin d'Arabie. S'y ajoutent, mais leur rôle est très secondaire, les apports des rivières Narmada et Tapti, qui débouchent dans le golfe de Cambay, en Inde.

	aire drainée	débit solide annuel moyen	débit liquide moyen à l'embouchure
INDUS	$968 \times 10^3 \text{ km}^2$	$436.000 \times 10^3 \text{ T}$	$5,5 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$

Près de 440 millions de tonnes de particules solides contribuent chaque année à l'édification de l'éventail sous-marin de l'Indus par le biais d'un système de chenaux sous-marins. Ce cône fonctionne depuis l'Oligocène, époque où le radeau continental du Deccan est entré en collision avec le craton eurasiatique. Il y a eu une phase paroxysmale au Miocène, lors de l'orogénèse himalayenne. L'alluvionnement sous-marin se réduit fortement vers le sud, de sorte que l'épaisseur moyenne des sédiments varie de plus de 5 km (> 5 sec temps-double) dans la partie haute du cône, à moins de 1 km (< 1 sec temps-double) dans les parties distales du cône. Il semblerait que les turbidites actuelles ne dépassent pas la profondeur de 3000 m et plus on le dirige vers le sud plus l'importance relative de la sédimentation pélagique s'accroît avec le dépôt de vases à foraminifères et nannofossiles.

2.5. Sismicité (Fig. 2.23.)

Les risques sismiques au niveau de la plaine abyssale, au sud du bassin d'Arabie, sont quasi-nuls.

2.6. Conclusion

La mise en place d'un câble dans la plaine abyssale du bassin d'Arabie ne semble pas poser de problèmes particuliers ; ni la bathymétrie, ni la sédimentation actuelle, ni les courants, ni la sismicité... ne semblent pouvoir gêner une telle pose.

FIGURES DU CHAPITRE 2

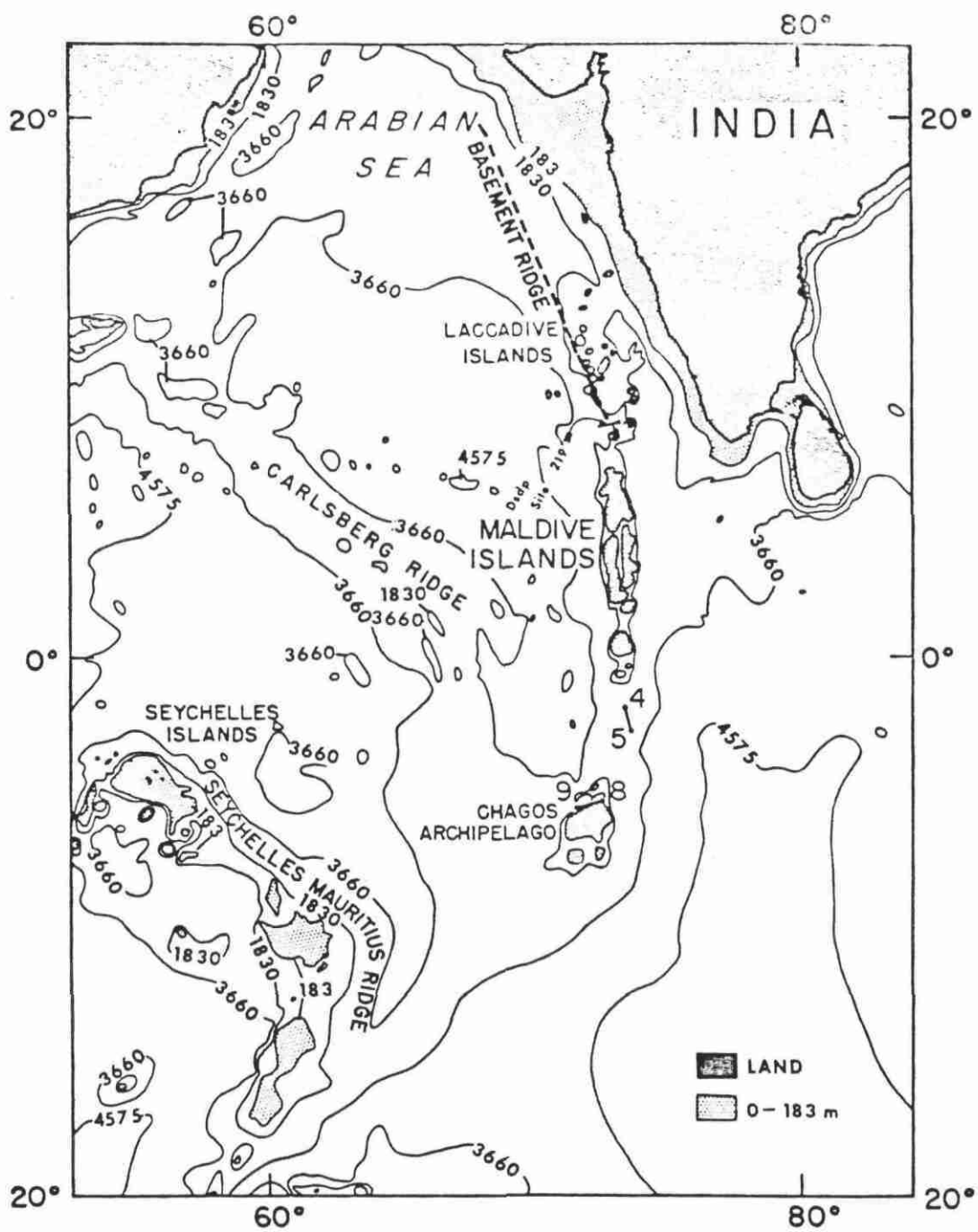


Fig. 2.1. : Carte régionale du NW de l'océan Indien (HARBISON et BASSINGER, 1973).



Fig. 2.2. : Disposition des éventails sous-marins du Gange et de l'Indus qui drainent la quasi-totalité des sédiments issus de l'érosion de l'Himalaya (Encyclopedia of Oceanography, 1966).

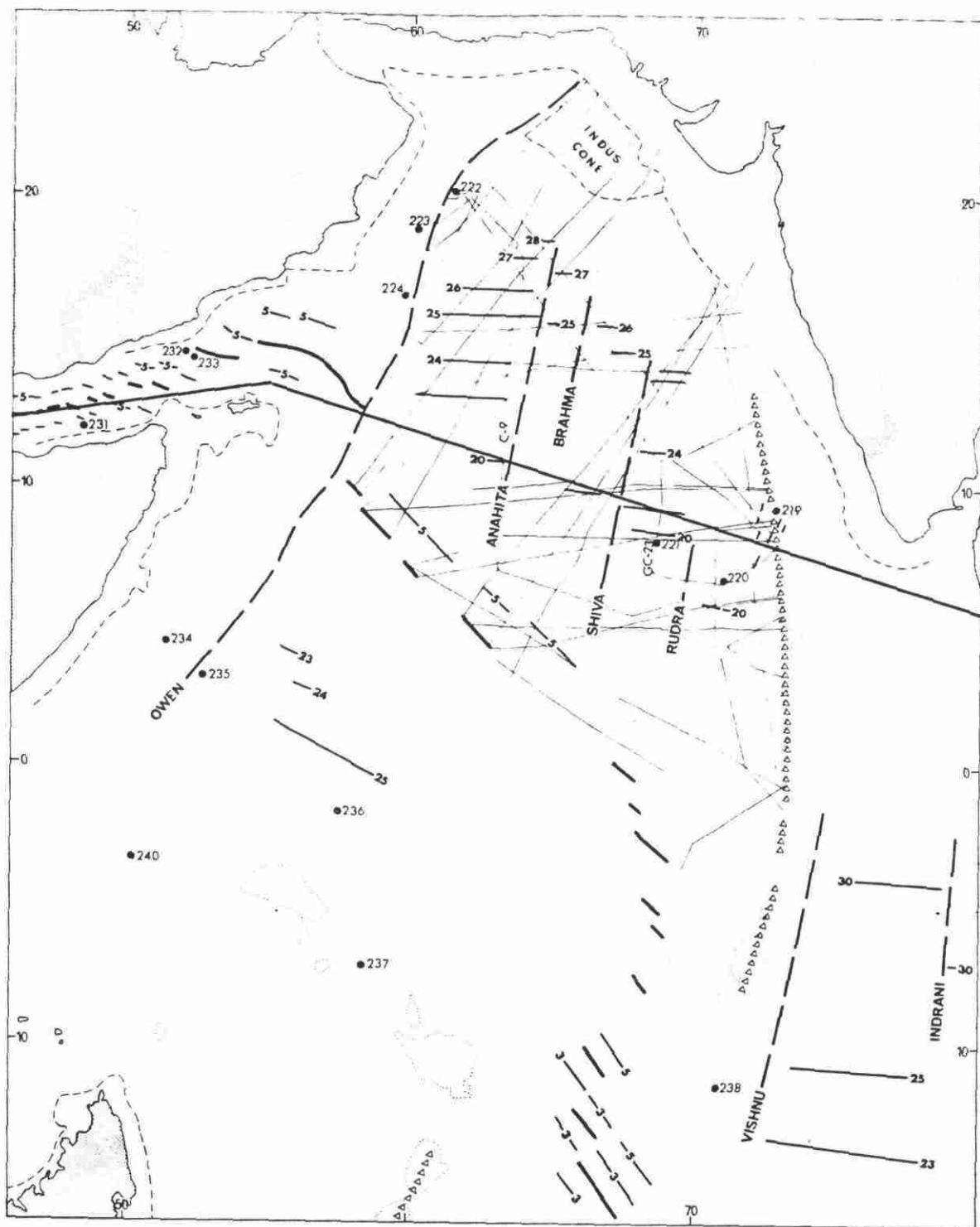


Fig 2.3. : Zones de fractures et anomalies magnétiques du NW de l'océan Indien. Noter particulièrement que l'axe de la ride des Laquedives-Chagos(triangles) n'est pas parallèle à la zone de fracture d'Owen (tirets) ni aux autres zones de fractures figurées. (D'après WHITMARSH, 1974).

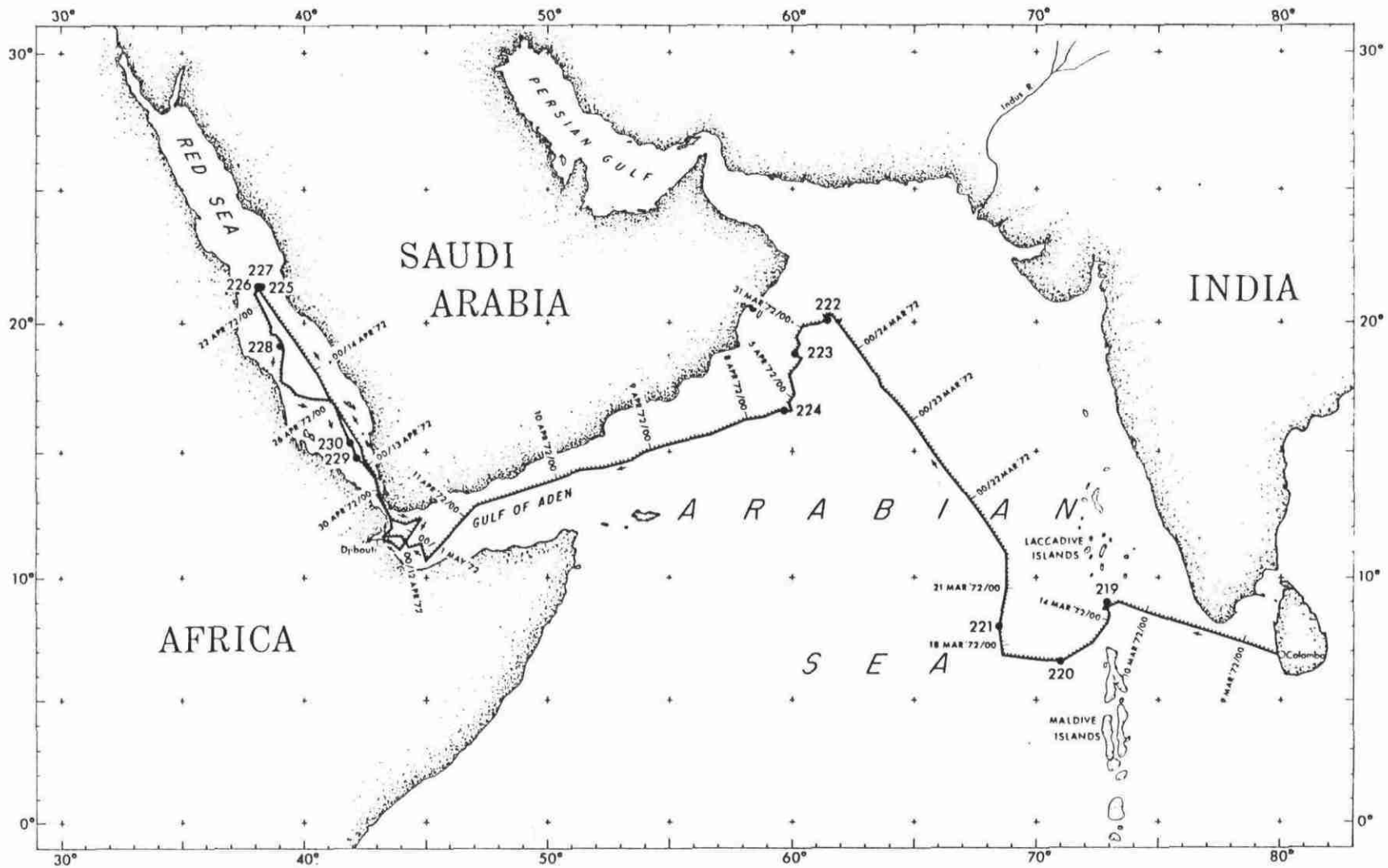


Fig. 2.4. : Localisation des profils de sismique réflexion de la campagne IPOD, leg 23.

Fig. 2.5. : Profil de sismique continue entre les Laquedives et le nord du site de forage IPOD 221 (WHITMARSH, 1974).

Pour localisation, voir Fig. 2.4.

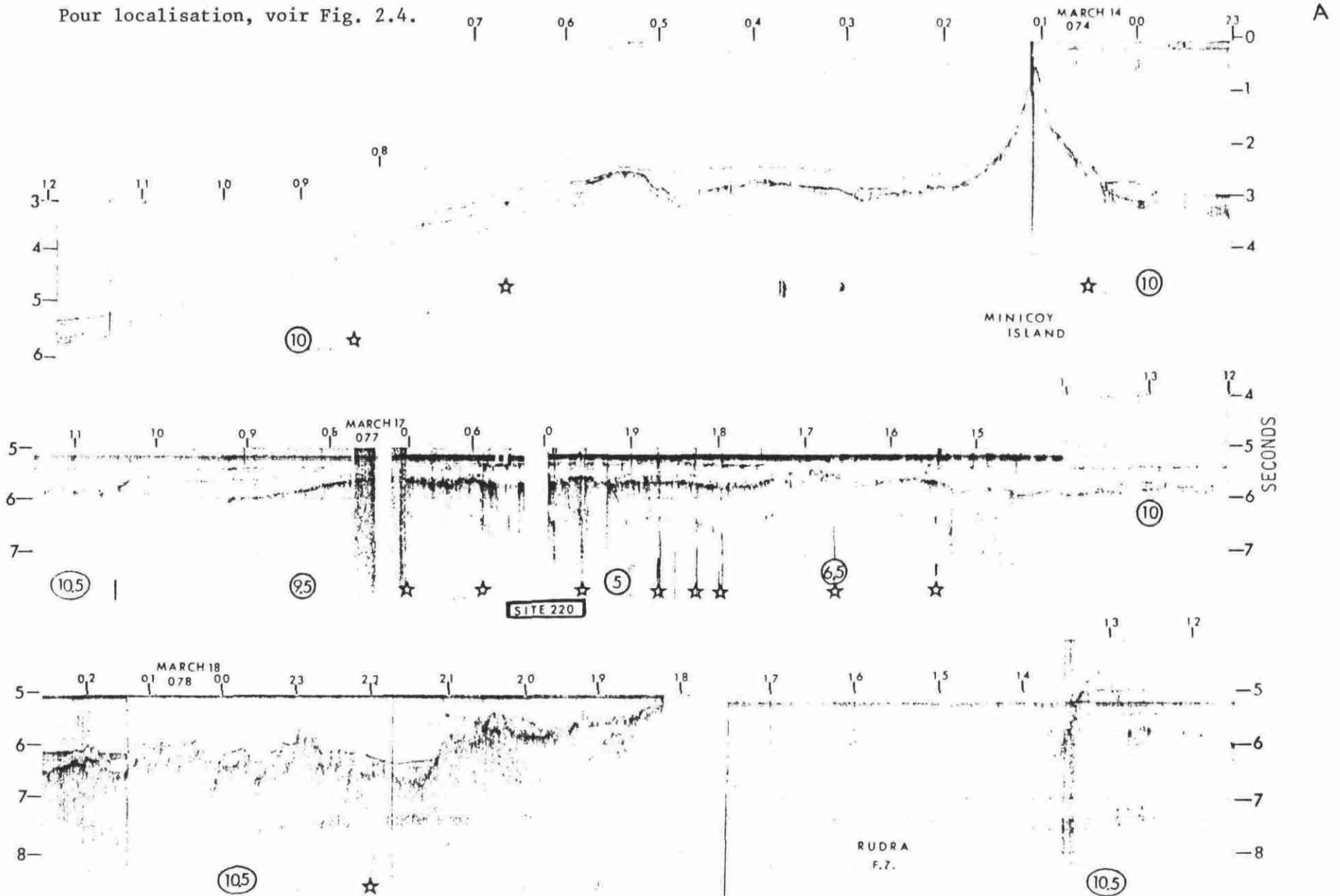
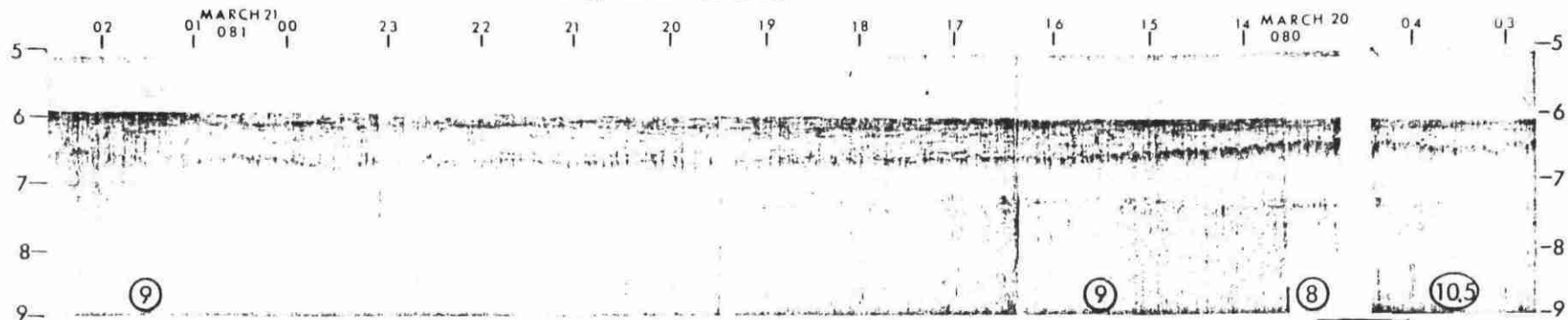
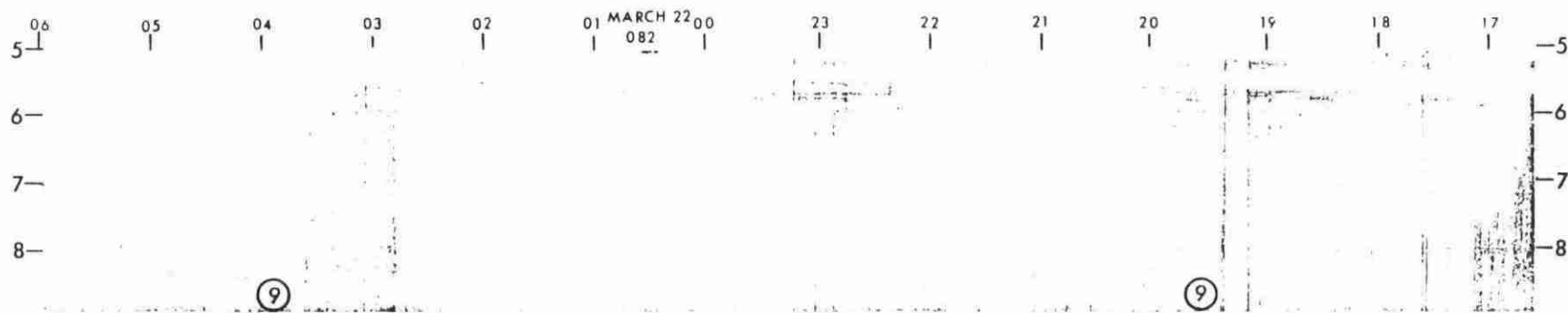
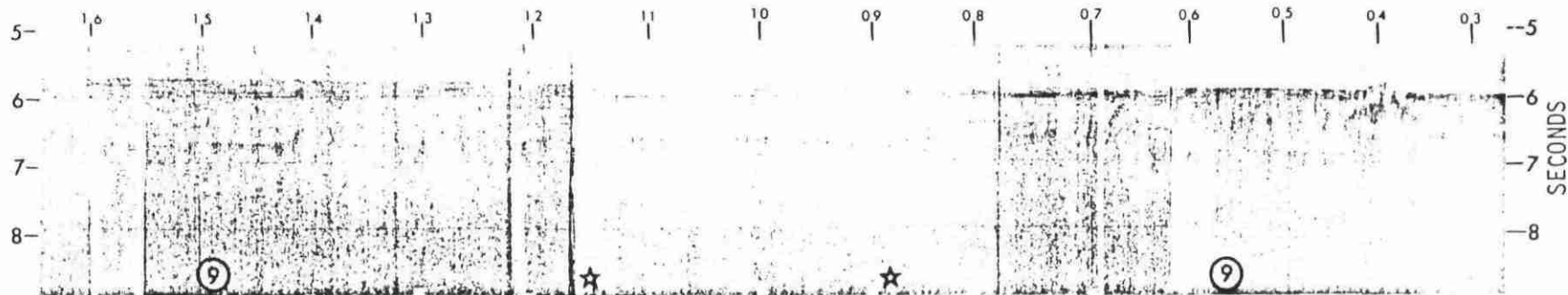


Fig. 2.5. (suite)



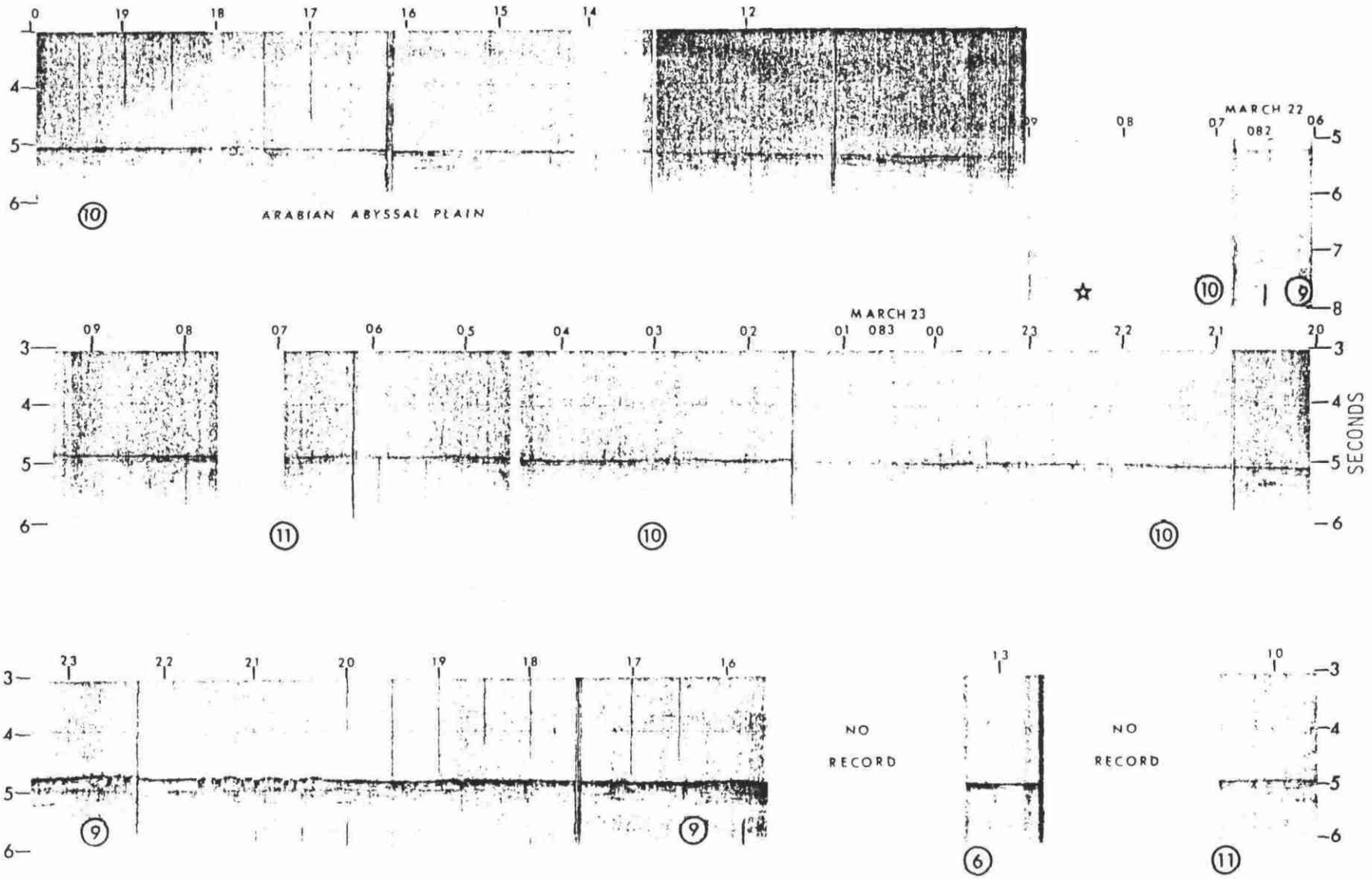
ARABIAN ABYSSAL PLAIN

SITE 221



B

Fig. 2.5. (suite)



C

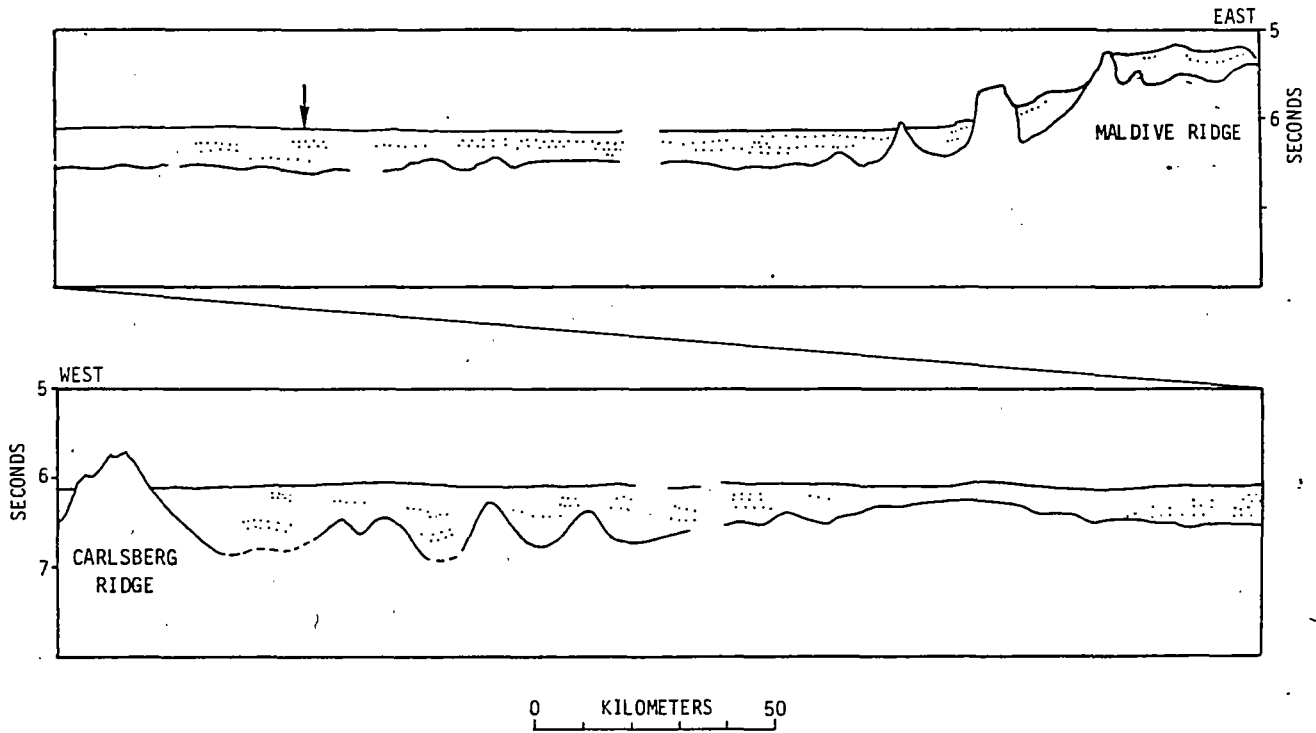


Fig. 2.6. : Profil de sismique réflexion à travers le bassin d'Arabie et la ride des Maldives à la latitude 8°N, à l'ouest de la ride des Chagos-Laquedives. La flèche montre la position du site 221 (leg 23 DSDP) (WHITMARSH, 1974).

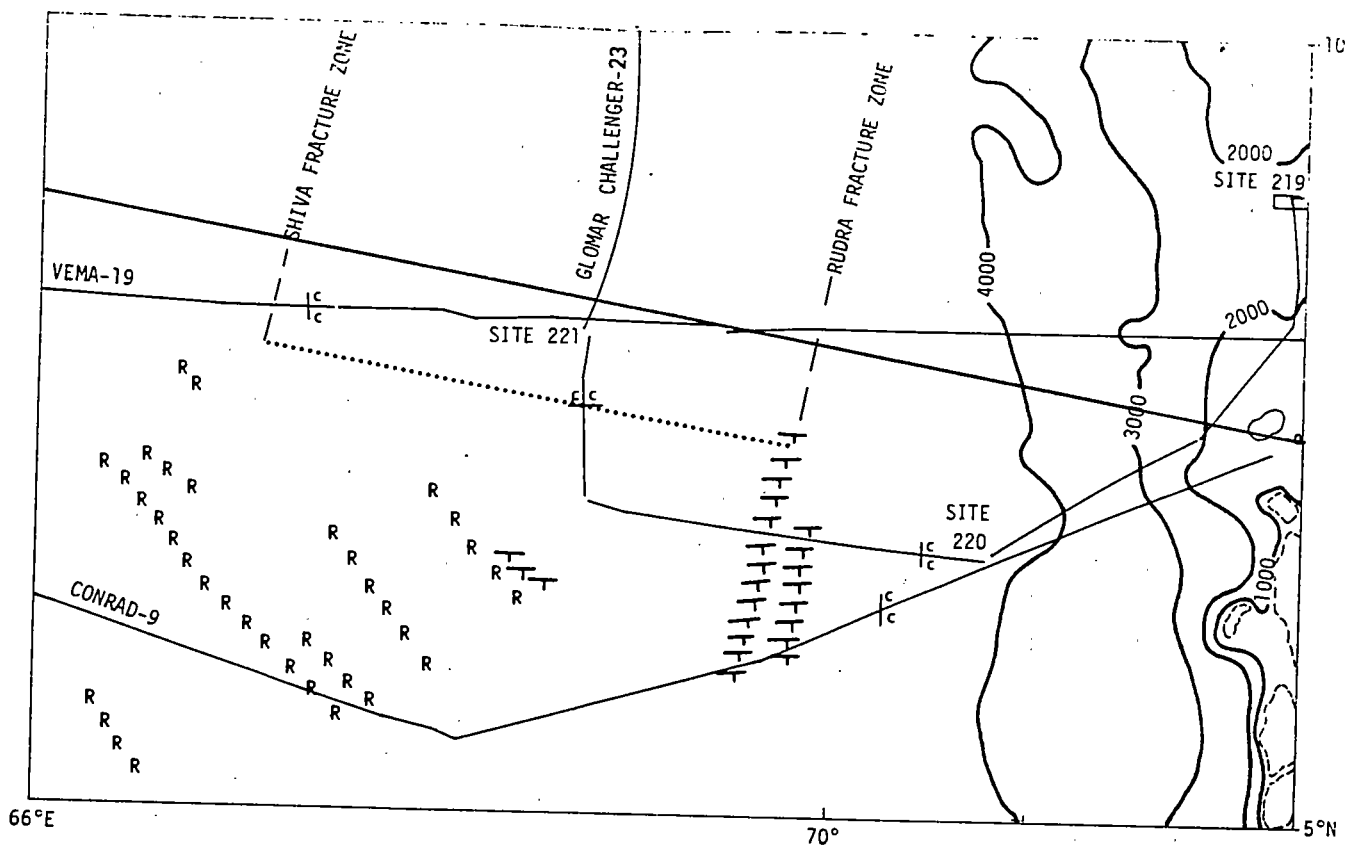


Fig. 2.7. : Disposition des zones de fracture de Rudra et de Shiva situées à l'ouest de la ride des Laquedives, d'après des études bathymétriques et sismiques. R = ride, T = fosse (WHITMARSH, 1974).

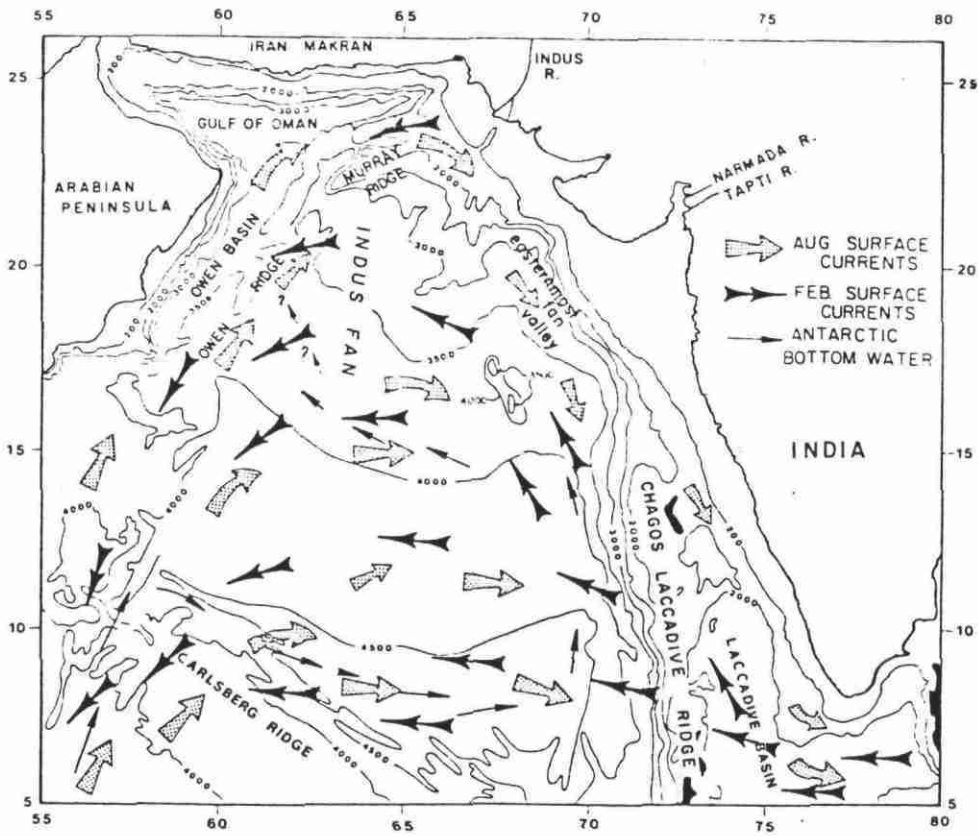


Fig. 2.8. : Bathymétrie simplifiée de la mer d'Arabie avec les provinces physiographiques majeures et les courants de circulation océanique (KOLLA et al., 1981).

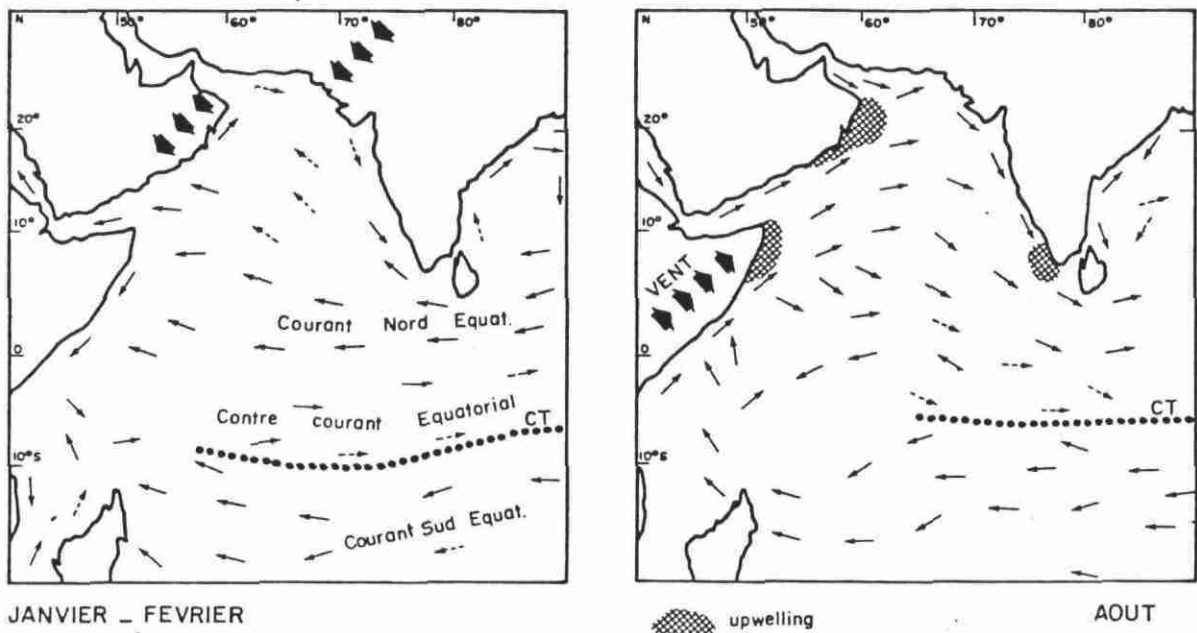


Fig. 2.9. : Circulation de surface et régime des vents dans la partie nord-ouest de l'océan Indien. (MOYES et AP, 1978).

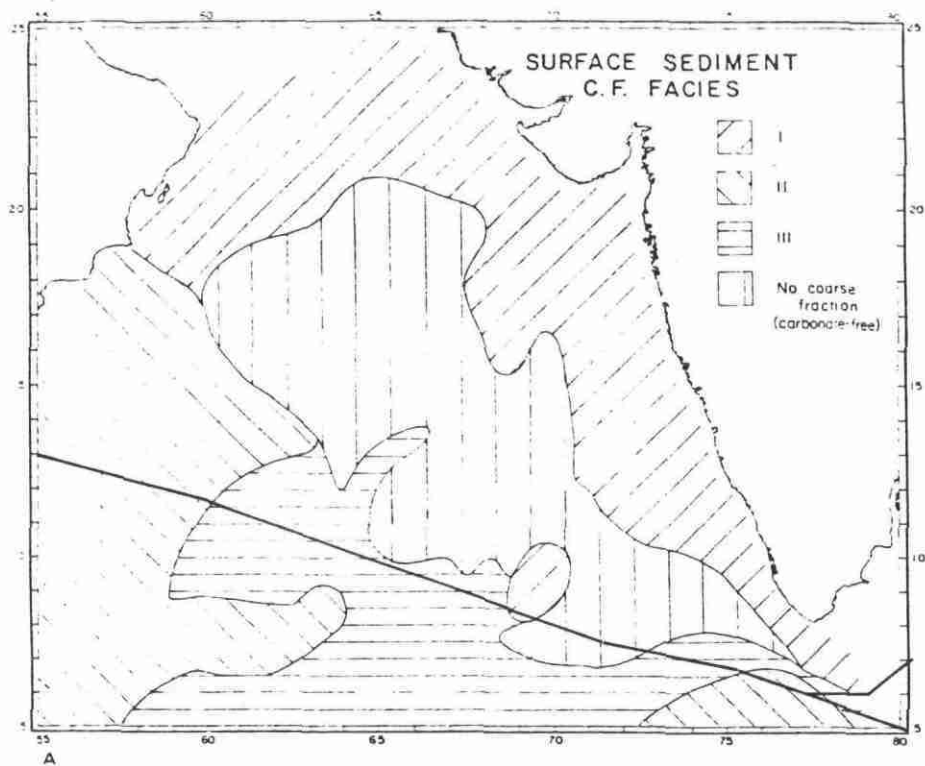


Fig. 2.11. : Nature et distribution de la fraction grossière décarbonatée
I : > 80 % de quartz et feldspaths; II : 30 à 80 % d'organismes siliceux (radiolaires et diatomées) et 5 à 50 % de quartz et feldspath.; III : sable à foraminifères, avec peu ou pas de quartz et plus de 5 % de fragments de roches volcaniques

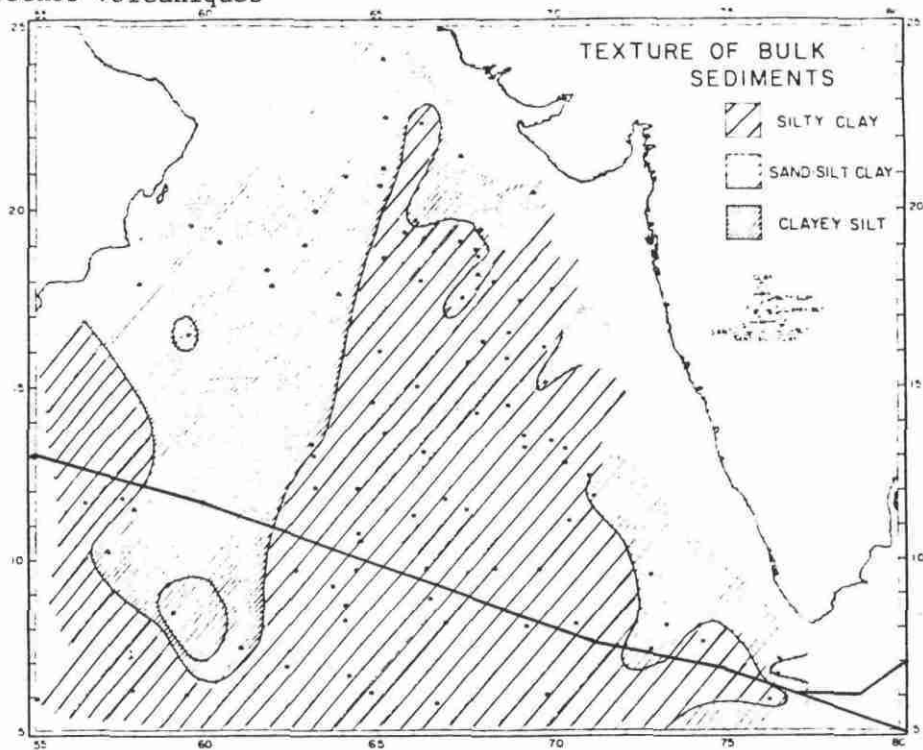


Fig. 2.10. : Distribution des principaux faciès sédimentaires des fonds superficiels en mer d'Arabie (KOLLA et al., 1981).

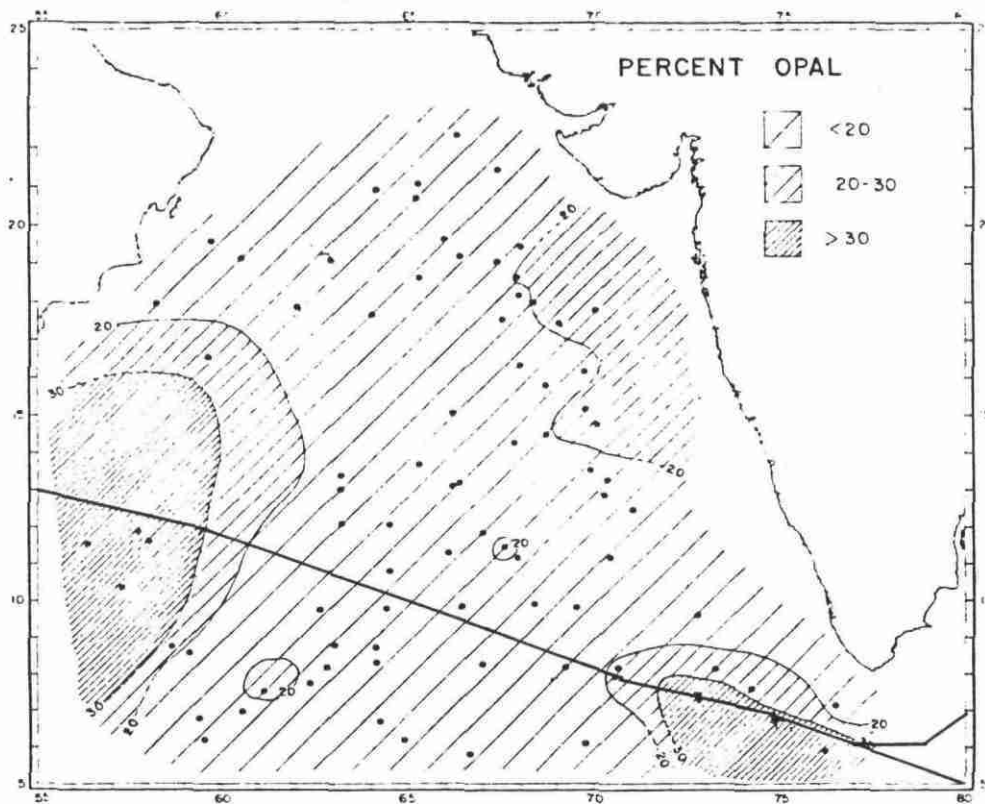


Fig. 2.12. : Distribution de opale en pourcentage pondéral dans la fraction décarbonatée des sédiments superficiels de la mer d'Arabie (KOLLA et al., 1981).

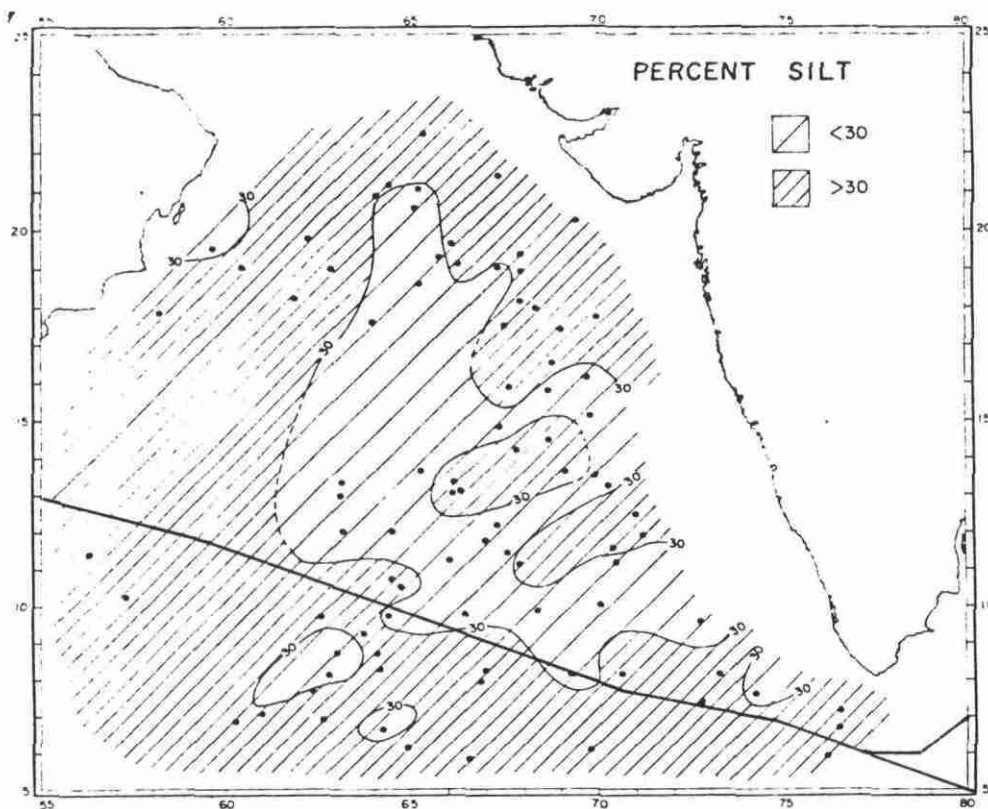


Fig. 2.13. : Distribution de la fraction silteuse de la partie décarbonatée des sédiments de la mer d'Arabie (pourcentage pondéral) (KOLLA et al., 1981).

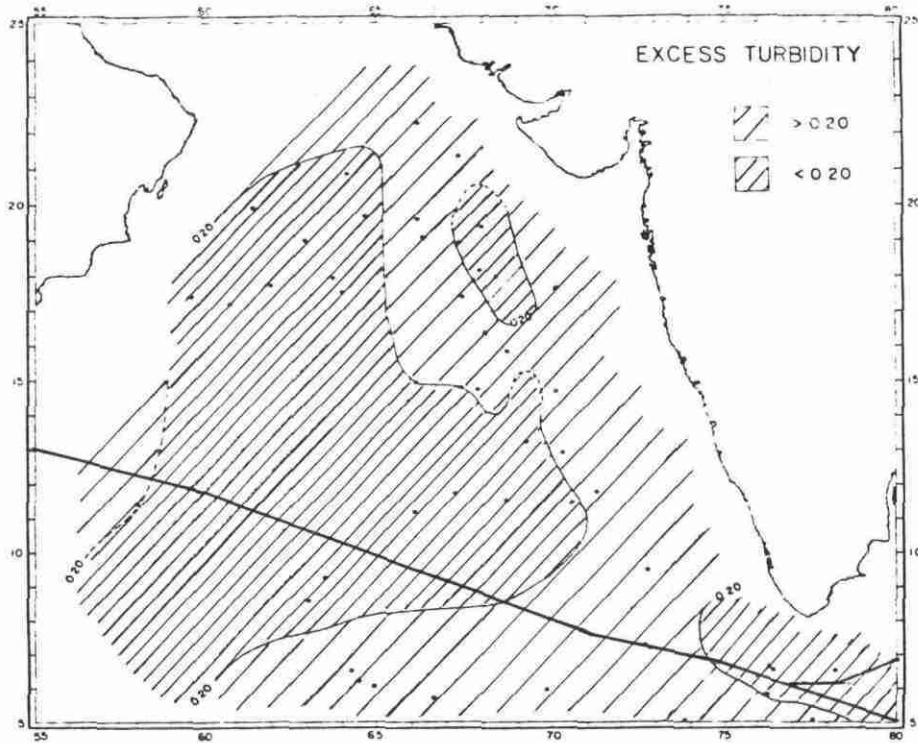


Fig. 2.14. : Distribution de la turbidité de l'eau près du fond en mer d'Arabie en $\log E_b/E_c$ (E_b : dispersion sur le fond, E_c : dispersion à la profondeur "d'eau claire") (KOLLA et al., 1981).

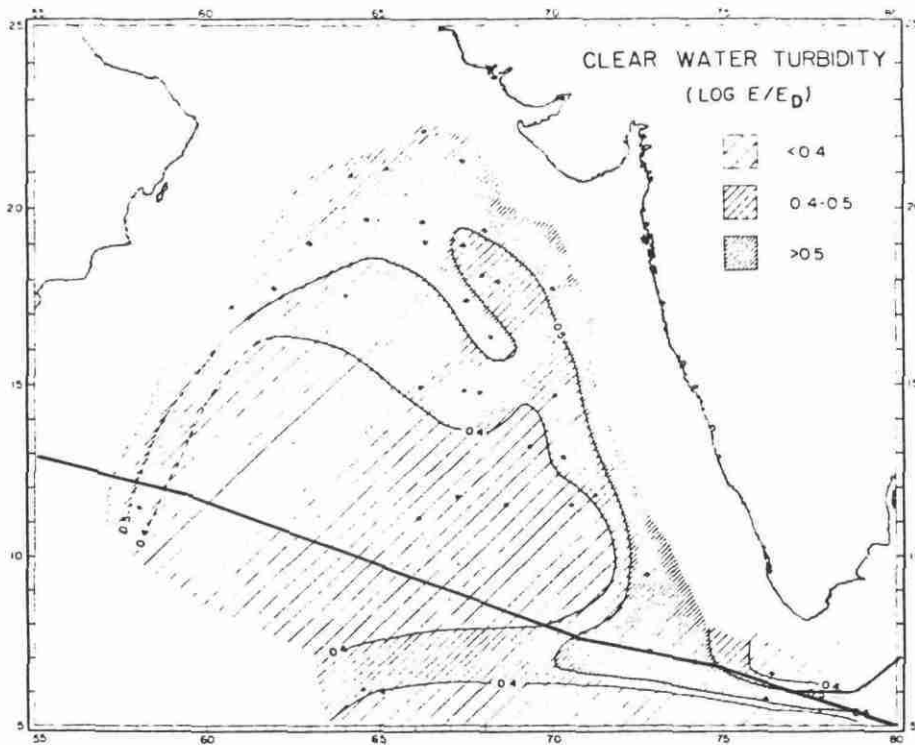


Fig. 2.15. : Distribution de la turbidité (sans précision) "d'eau claire" en mer d'Arabie (KOLLA et al., 1981).

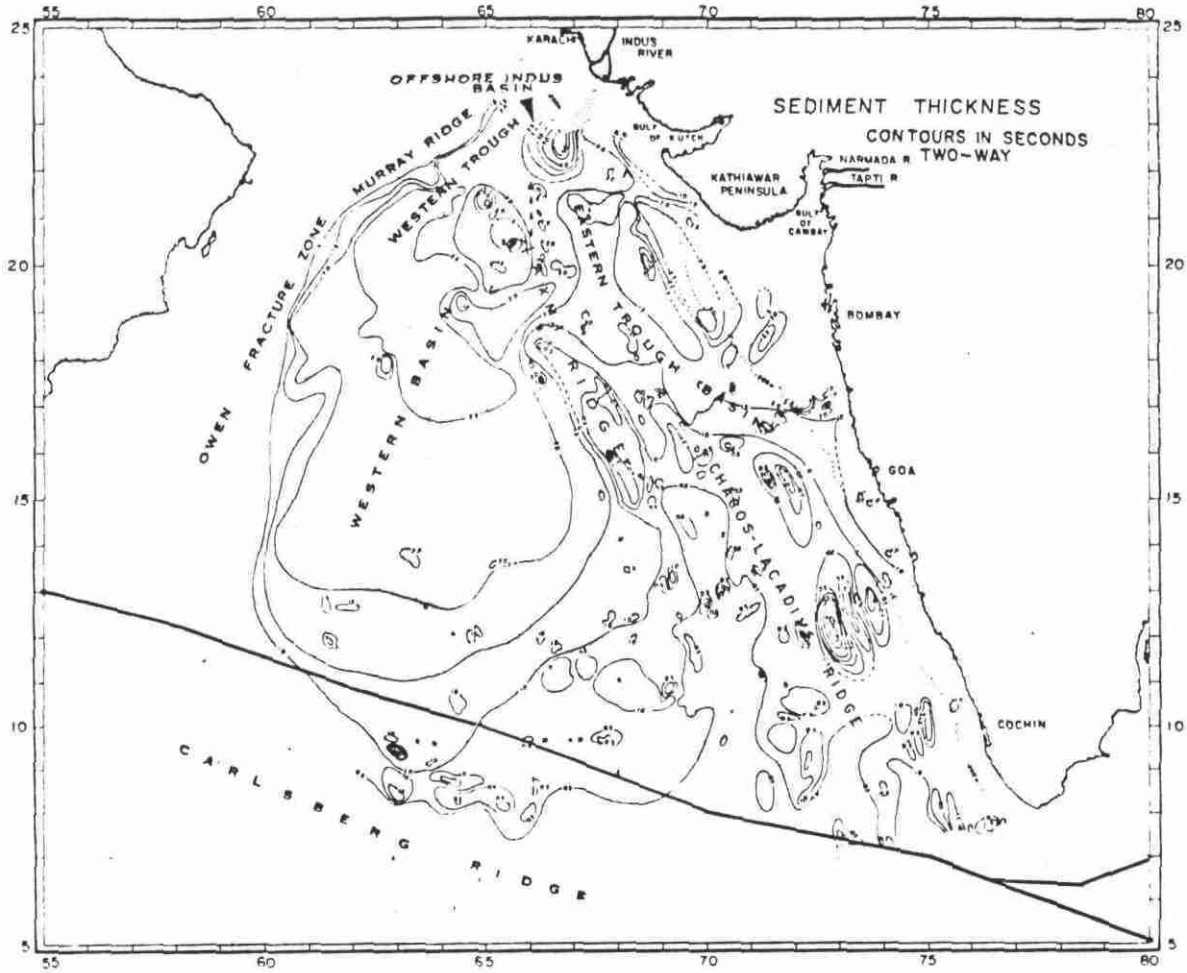


Fig. 2.16. : Epaisseur "sismique" des sédiments en secondes temps-double (NARNI et KOLLA, 1981).

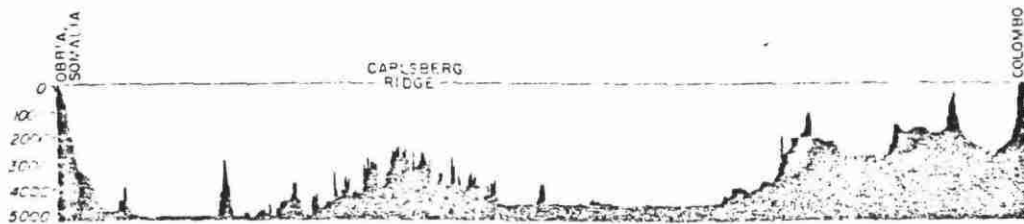


Fig. 2.17. : Profil bathymétrique de la ride médio-océanique entre la Somalie et Ceylan, donné sans carte de localisation (Encyclopedia of Oceanography, 1966).

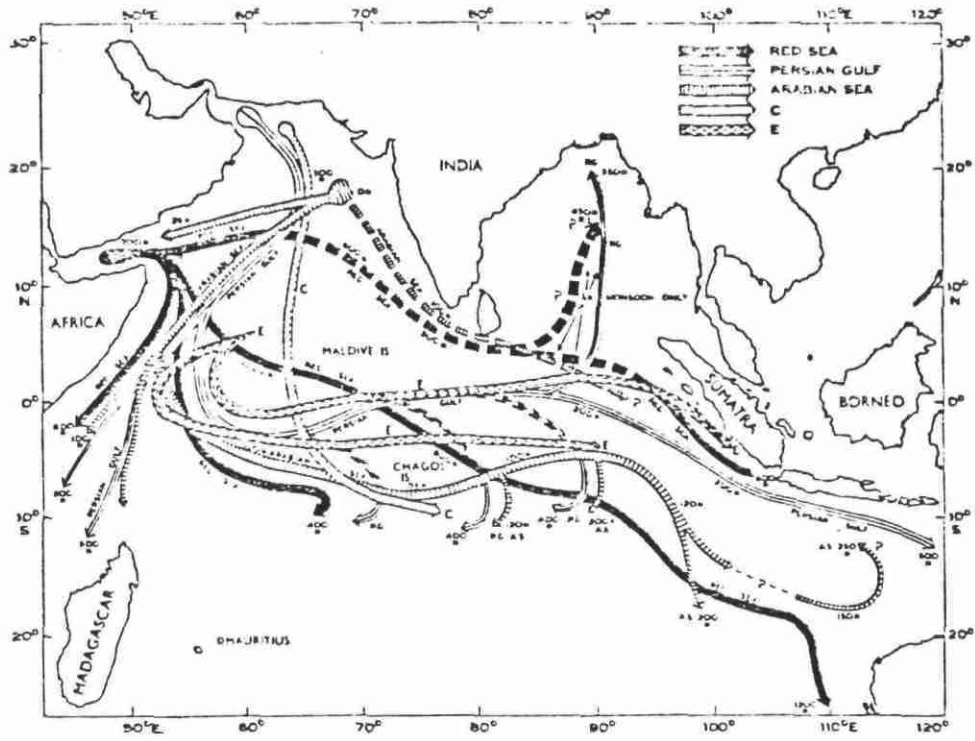


Fig. 2.18. : Itinéraires des principaux courants de subsurface à forte salinité, dans le nord de l'océan Indien (ROCHFORD, 1964).

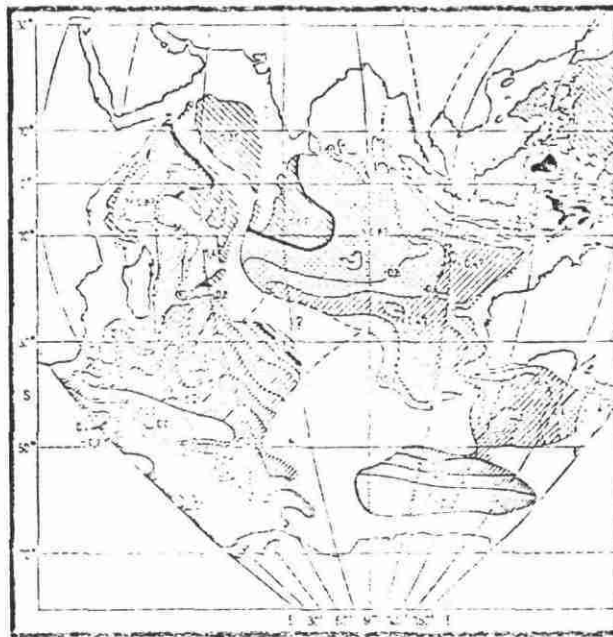


Fig. 2.19. : Température de l'eau de fond, dans l'océan Indien (DEFANT, 1961).

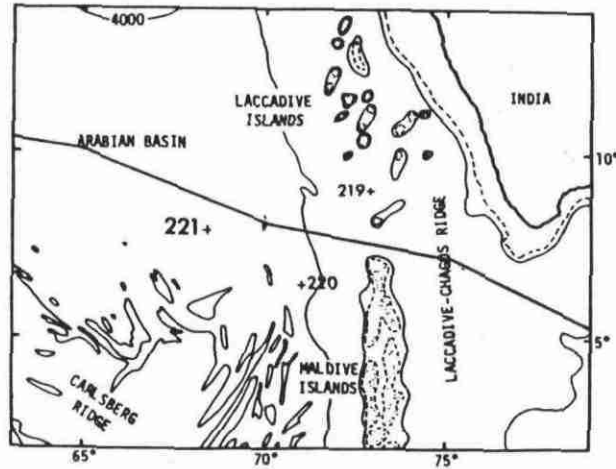


Fig. 2.20. : Localisation des sites de forage 219, 220 et 221 (leg 23) DSDP et tracé du câble.

Site 221		Hole		Core 1		Cored Interval: 0-8					
AGE	ZONE			FOSSIL CHARACTER			SECTION METERS	LITHOLOGY	DEFORMATION	LITHO. SAMPLE	LITHOLOGIC DESCRIPTION
	F	N	R	FORAMS	NANNOS	OTHERS					
LATE PLEISTOCENE				Abundant and well preserved		Absent		Core Catcher	CC		Gray CARBONATE SILTY CLAY NANNO OOZE. Sediments are soft and massive. Dominant lithology SS: core catcher CARBONATE SILTY CLAY NANNO OOZE Composition: Nannos 55% Carbonate (coarse) 30% Mica 5% Volcanic glass 5% Carbonate needles 5% Remarks: Because the grain-size data for GRADED SEQUENCE is reported in a separate chapter (Jipa and Kidd, this volume) they are omitted from the core forms.

Site 221		Hole		Core 2		Cored Interval: 8-17					
AGE	ZONE			FOSSIL CHARACTER			SECTION METERS	LITHOLOGY	DEFORMATION	LITHO. SAMPLE	LITHOLOGIC DESCRIPTION
	F	N	R	FORAMS	NANNOS	OTHERS					
LATE PLEISTOCENE				Rare and moderately well preserved		Absent		Core Catcher	CC		CARBONATE RICH DETRITAL SILTY SAND. Sediments soft and massive. Dominant lithology SS: core catcher CARBONATE RICH SILTY SAND Composition: Detrital silty sand 73% Carbonate 17% Nannos 10% Forams Trace

Explanatory notes in chapter 2

Fig. 2.21. : Lithologie des 17 premiers mètres forés au site 221 (leg 23).

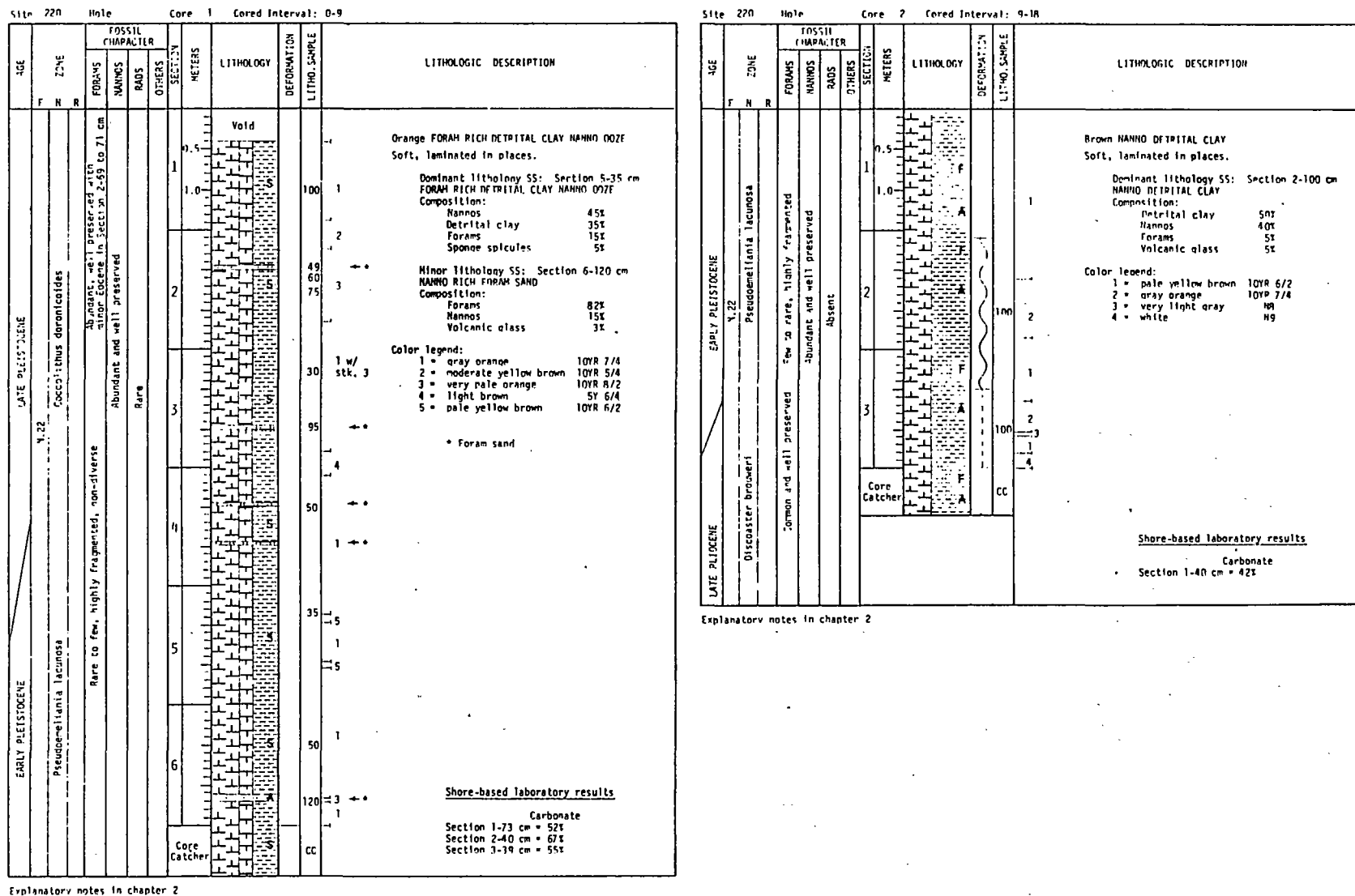


Fig. 2.22. : Lithologie des 18 premiers mètres forés au site 220 (leg 23).

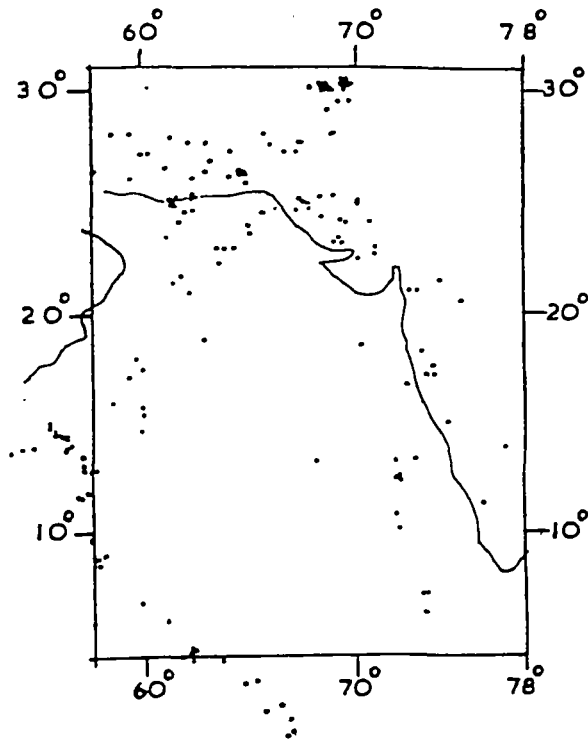


Fig. 2.23. : Carte des épicentres des séismes (1893-1972) dans la mer d'Arabie et sur la côte ouest de l'Inde (KUMAR, 1975).

CHAPITRE 3

LA RIDE DES CHAGOS-LAQUEDIVES ET LA MER DES LAQUEDIVES

3. - LA RIDE DES CHAGOS-LAQUEDIVES ET LA MER DES LAQUEDIVES

3.1. Introduction

La ride des Chagos-Laquedives (qui supporte également l'archipel des Maldives) sépare le bassin Indien central (à l'est) et de la mer d'Arabie (à l'ouest) et s'étend sur environ 2700 km dans une direction approximativement N-S (de 14°N à 10°S). Elle a été interprétée (FRANCIS et SHOR, 1966) comme une structure volcanique linéaire.

Le tracé du câble traverse cette ride au niveau du "Eight degree Channel" entre les îles Maldives et les îles Laquedives. Puis il passe par l'extrême nord du bassin Indien central, quelquefois nommé mer des Laquedives. C'est ici que la route bifurque, la branche sud passant au large de Ceylan, tandis que la branche nord remonte sur Colombo.

3.2. Physiographie (Fig. 3.1., 3.2., 3.3.)

Au niveau du "Eight degree Channel" les fonds culminent à une profondeur de 1200 m, puis on passe dans une zone où les profondeurs varient peu (entre 2000 et 4000 m).

Seule la remontée sur Colombo se fait de manière abrupte, car la marge continentale de Ceylan est réduite (sauf au nord) et les pentes de son talus occidental relativement fortes (environ 4 %).

3.3. Courants

Pendant la mousson de NE (janvier, février), les courants ont une direction W à NW. Il s'agit du courant nord-équatorial qui contourne Ceylan en passant du golfe du Bengale à la mer d'Arabie.

Pendant la mousson de SW (août), les courants ont une direction SE à E. Il existe, de plus, des phénomènes d'upwelling le long des côtes.

3.4. Sédimentologie (Fig. 3.4.)

Lors de la campagne 23 du Glomar Challenger, un forage (site 219) a été effectué sur la ride des Chagos-Laquedives au niveau de "Eight degree Channel". Les premières carottes (sur 15 m) ont traversé un niveau de boues argileuses à microfossiles et foraminifères riches en éléments détritiques silteux (Fig. 3.4.).

Dans la mer des Laquedives, la sédimentation est à dominante pélitique (plus de 70 % de fraction pélitique et à peu près 10 % de silts et de sables) ; on trouve aussi des foraminifères et coccolithes (le pourcentage de CaCO_3 varie entre 30-50 %).

Dans le bassin Indien central proprement dit, les argiles pélitiques dominent, le pourcentage des particules subcolloïdales est plus important (> 40 %) et les sables sont pratiquement absents.

Sur le plateau continental ceylanais et son talus, la sédimentation est à dominante sableuse (> 50 %). La fraction silteuse est supérieure à 30 % et les fractions pélitiques et subcolloïdales sont inférieures à 10 %. On trouve en outre des débris coquilliers et de bryozoaires ($\text{CaCO}_3 > 30 \%$).

3.5. Sismicité

La ride des Chagos-Laquedives est asismique. Dans la mer des Laquedives, entre la ride et Ceylan, on n'a recensé que 3 séismes (entre 1900 et nos jours), de magnitude inférieure à 7 dont les hypocentres se situaient à une profondeur inférieure à 70 km.

3.6. Conclusion

Malgré la relative rareté des informations et la petite échelle des documents publiés, la morphologie de ce secteur, quoique accentuée, ne doit pas créer de réels problèmes quant à la pose d'un câble.

La dérivation sur Colombo se heurtera à des problèmes de pentes (parmi les plus fortes du monde) et de courants.

FIGURES DU CHAPITRE 3

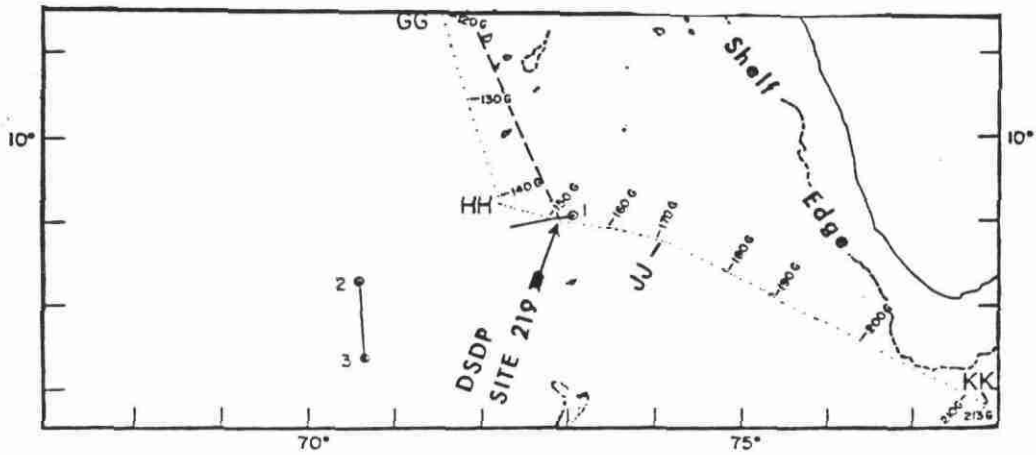


Fig. 3.1.a : Carte de localisation des profils des figures ci-dessous (HARBISON et BASSINGER, 1973).

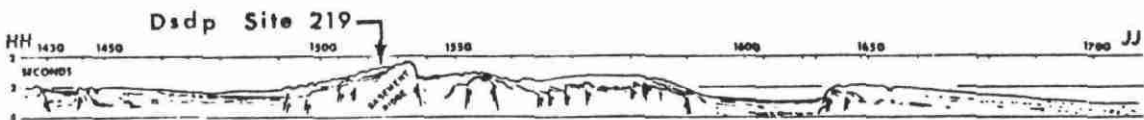


Fig. 3.1.b : Coupe sismique interprétée (HARBISON et BASSINGER, 1973) passant par le site 219.

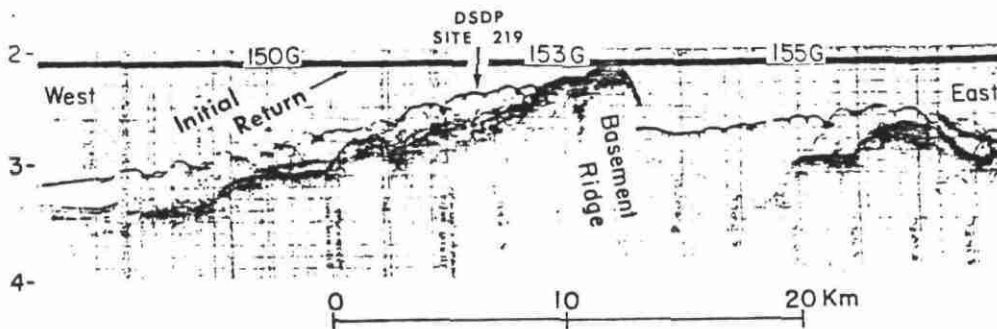


Fig. 3.1.c : Profil de sismique réflexion, détail de la coupe précédente montrant la structure de la ride des Chagos-Laquedives (HARBISON et BASSINGER, 1973).

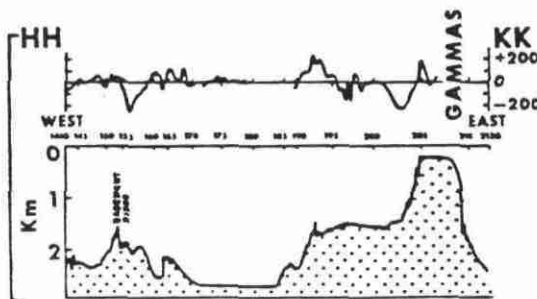


Fig. 3.1.d : Bathymétrie et profil des anomalies magnétiques entre HH et KK (HARBISON et BASSINGER, 1973).

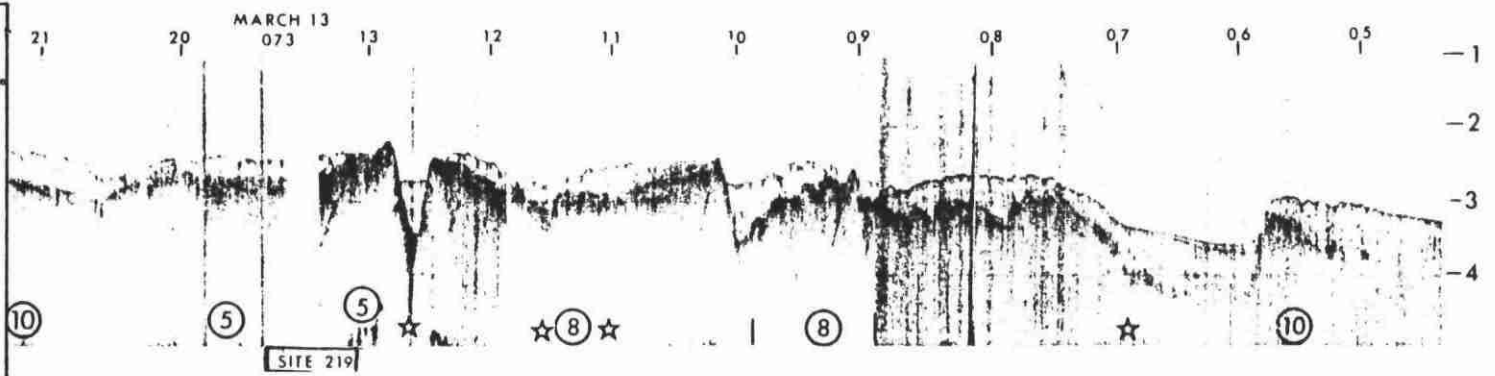
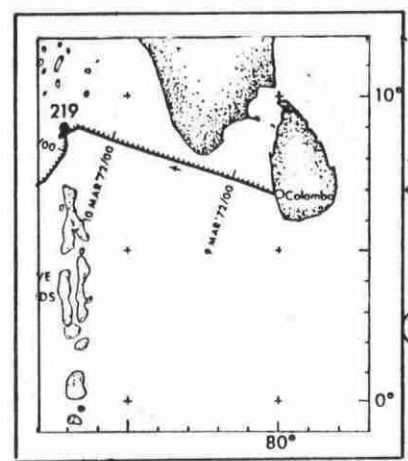
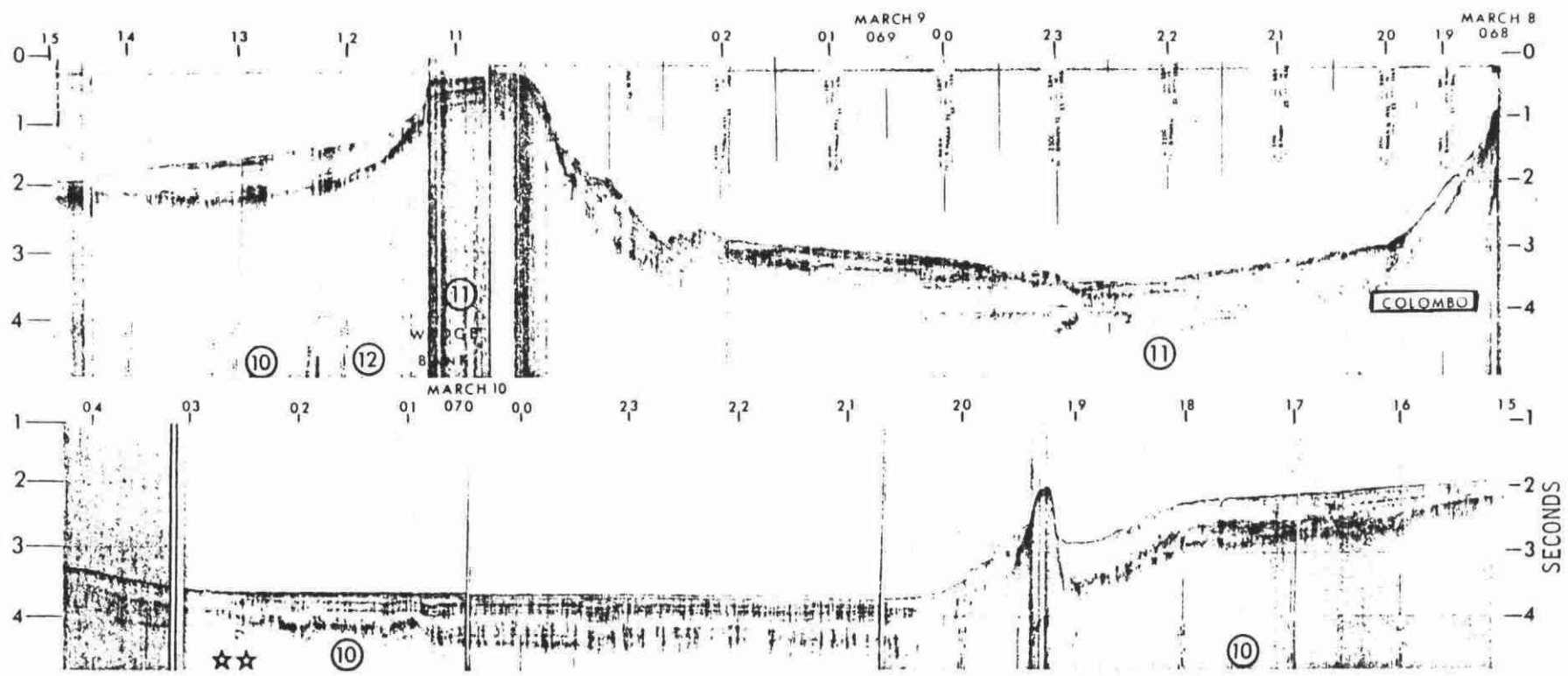


Fig. 3.2. : Profil de sismique réflexion IPOD entre la ride des Chagos-Laquedives (site 219) et Colombo.

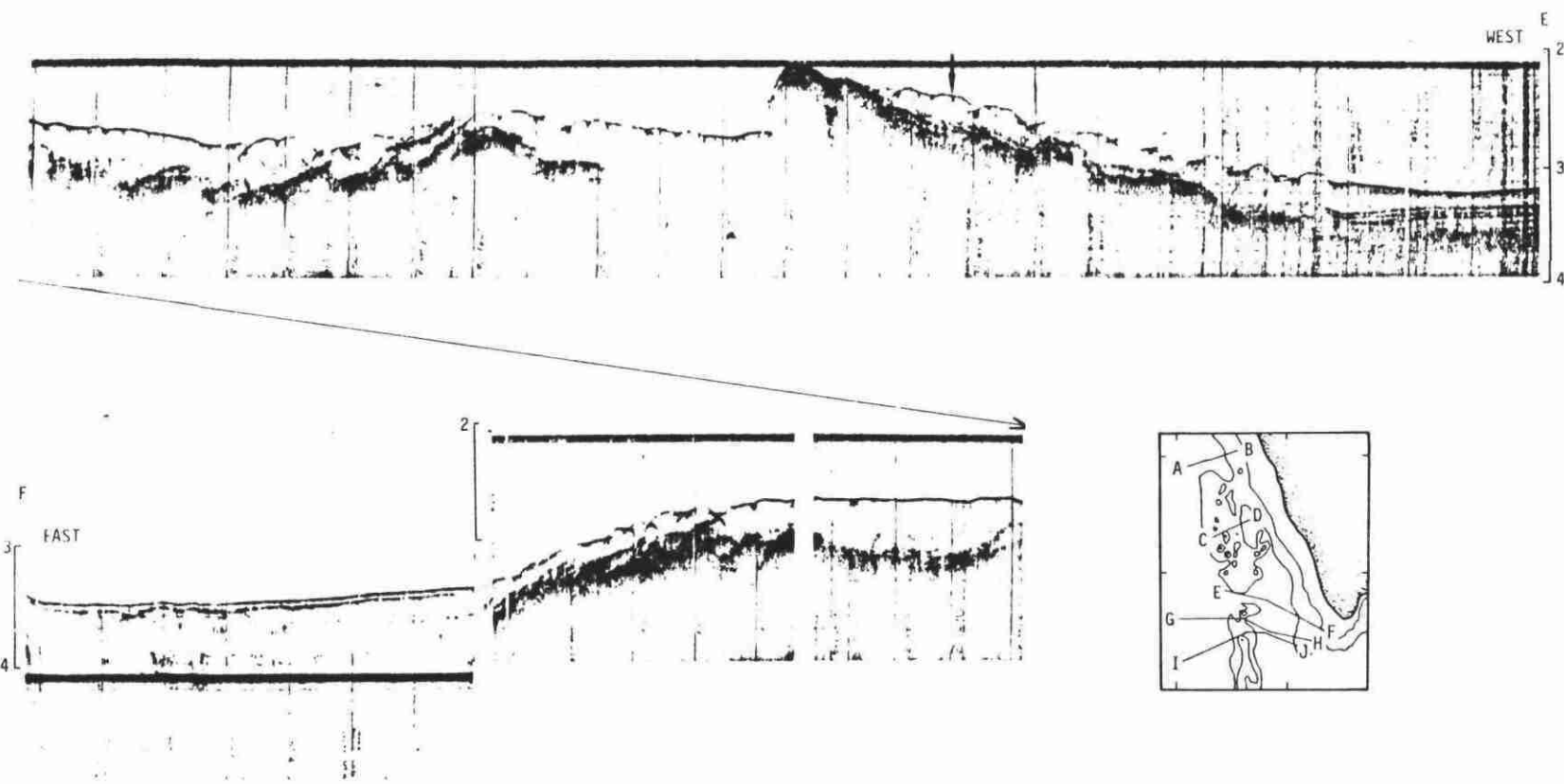
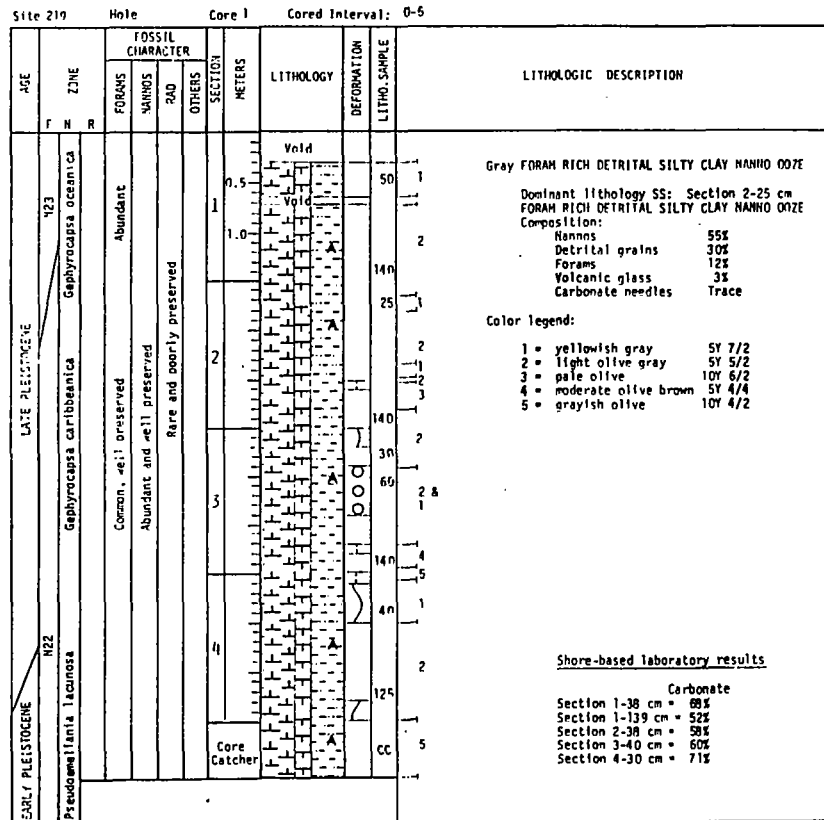
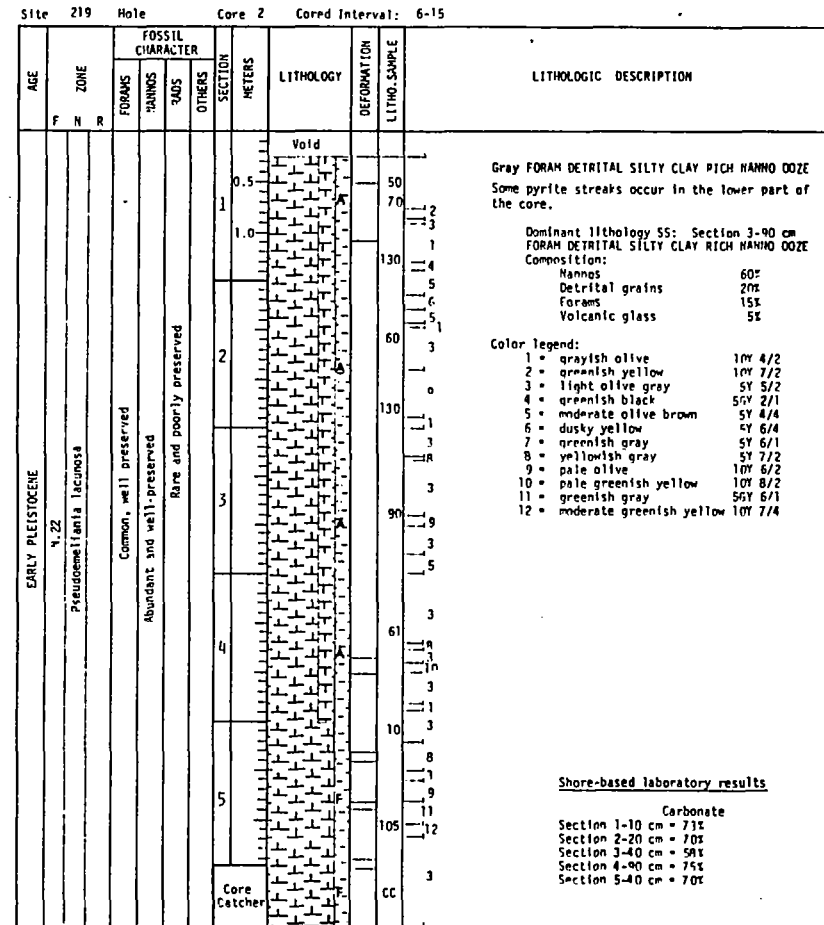


Fig. 3.3. : Profil de sismique réflexion à travers la terminaison nord de la ride des Laquedives-Chagos (document de l'Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratories, N.O.A.A., Miami).



Explanatory notes in chapter 2



Explanatory notes in chapter 2

Fig. 3.4. : Lithologie des 15 premiers m forés au site 219 (ride des Chagos-Laquedives), situé sur le tracé du futur câble.

CHAPITRE 4

LE GOLFE DU BENGALÉ

4. - LE GOLFE DU BENGALE

4.1. Introduction

Le golfe du Bengale constitue la terminaison NE de l'océan Indien, entre la péninsule indienne et la Birmanie. Il occupe $2,2 \times 10^6$ km². Il est bordé à l'ouest, par la côte orientale de l'Inde ; au nord, par le complexe deltaïque du Gange et du Brahmapoutre ; à l'est, par la côte occidentale de Birmanie et son prolongement méridional constitué par l'arc insulaire des Adaman-Nicobar (extension de la chaîne birmane d'Arakan-Yoma). La limite sud, ouverte sur l'océan Indien va du sud de Ceylan à la pointe nord de Sumatra. Le tracé du câble est donc situé dans la zone qui fait la transition entre le golfe du Bengale et l'océan Indien proprement dit.

4.2. Physiographie (Fig. 4.1, 4.2., 4.4., 4.5., 4.9.)

Le golfe du Bengale, grand bassin en forme de U ouvert au sud, présente une partie centrale descendant uniformément de 2000 à 4000 m de profondeur, avec une pente de 0,1 %. Cette configuration implique que les fonds marins ont été tectoniquement stables pendant une longue période. Les structures tectoniques initiales du bassin ont été masquées par un taux très important de sédimentation.

Cette plaine est limitée au nord et à l'ouest par un talus continental dont la pente moyenne est de 4,5°, exception faite pour le sud de Ceylan où les pentes sont parmi les plus raides du monde (pour certains secteurs ou portions de ce talus, la déclivité atteindrait 45° !).

A l'est, la fosse subméridienne de Nicobar-Sumatra dont les fonds atteignent -4500 m correspond à une zone de subduction où la croûte basaltique de l'océan Indien plonge sous la masse continentale du SE-Asiatique.

Le golfe du Bengale est occupé dans sa totalité par l'éventail deltaïque sous-marin du Bengale d'une longueur de 3000 km (latitude 20°N à 7°S) pour une largeur maximale de 1000 km. Le canyon du Gange ou "Swatch of No Ground", collecteur principal des apports sédimentaires de la région, a sa tête très proche des bouches du Gange. Sa largeur est de 15 km à une profondeur de 1250 m et il surcreu-

se les fonds environnements de 500 à 700 m. Il apparaît partiellement faillé et érodé. Ses versants sont abrupts (environ 66 %) mais son fond est presque plat.

Il existe d'autres canyons (Andhra, Mahadevan et Krishna) qui entaillent la pente continentale de Coromandel (est de l'Inde) suivant une section transversale en V. Les versants de ces vallées ont une pente d'environ 20 %. Ce cône du Bengale est parcouru par un important système de chenaux par lesquels sont canalisés les apports sédimentaires. Ces chenaux forment des méandres et des réseaux anastomosés similaires aux "braided rivers". Dans la terminaison sud du golfe il existe de petites dépressions, à bords très relevés qui doivent résulter du même phénomène.

Le plateau continental au nord du golfe et sur la côte orientale de l'Inde a une largeur approximative de 185 km mais se retrécit au sud. Le plateau d'Andhra a une largeur moyenne de 45 km et une pente de $0^{\circ}15'$. Sa profondeur maximale est de 180 m.

Le câble passe sur une zone de 3500 à 4000 m de profondeur de Ceylan à la dorsale "90°E", il recoupe la partie terminale du système de chenaux. Ainsi il traverse une zone où n'existe aucun relief important.

4.3. Courants

- COURANTS DE SURFACE : (Fig. 4.6.)

Le renversement annuel de la direction des vents provoque un changement correspondant de l'écoulement des eaux de surface.

Au printemps, les eaux de surface circulent dans le sens des aiguilles d'une montre. Au sud du golfe ce mouvement se combine avec le courant nord-équatorial portant vers l'est. La plus grande vitesse de courant s'observe vers le milieu de la plate-forme est-indienne avec des vitesses de 3 à 5 noeuds.

En automne, la circulation des eaux de surface est renversée, et le sens devient trigonométrique. Les vitesses sont alors plus faibles dans les parties centrales et orientales.

Le système des vents, du fait des forces de Coriolis, développe des circulations périphériques verticales autour du golfe. Après le printemps les vents

de SW provoquent un déplacement des eaux de surface vers la côte est de l'Inde ainsi qu'un phénomène "d'upwelling". En automne le phénomène s'inverse.

Les changements de vents et de densité de l'eau de mer induisent des variations annuelles de niveau de la mer (1,5 pied à Visakhapatnam, côte est de l'Inde, et un maximum de 4 pieds à Chittagong, côte SE du Bengladesh).

La forme en entonnoir du golfe du Bengale et l'approfondissement des fonds induisent des hautes mers importantes et des ondes internes pendant la période de vives eaux (printemps).

- COURANTS DE FOND (Fig. 4.3.)

Il existe dans le golfe du Bengale des phénomènes de courant de turbidité empruntant le système des canyons et chenaux de l'éventail deltaïque sous-marin du Gange. Ces courants ont une direction générale N-S. Le chenal le plus actif aujourd'hui passe au large de Ceylan dans la partie W du golfe. Il provient du "Swatch of No Ground" du Gange. Les courants du fond qui parcourent le golfe sont tributaires des chenaux. A l'extrême sud, les petites dépressions sont elles aussi sûrement dues à l'existence de ces courants de turbidité.

4.4. Sédimentologie (Fig. 4.3., 4.7., 4.8., 4.10.)

Toute la sédimentation du golfe du Bengale est liée à l'éventail deltaïque sous-marin du Gange. Cet éventail a une longueur de 3000 km pour une largeur maximale de 1000 km. L'épaisseur maximale des sédiments est estimée à plus de 12 km. Les sédiments de l'éventail ont été transportés par des courants de turbidité, depuis le delta du Gange et du Brahmapoutre à travers le "Swatch of No Ground", les canyons sous-marins puis le réseau important, complexe, à méandres et bras anastomosés, des chenaux de l'éventail. Le Gange draine la plus grande partie des pentes sud de l'Himalaya, le Brahmapoutre quant à lui draine les versants nord. Ces deux fleuves confluent au nord du golfe du Bengale où ils forment la plus grande plaine deltaïque du monde.

	aire drainée	débit solide annuel moyen	débit liquide moyen à l'embouchure
GANGE	1116 10^3 km ²	1452 000 10^3 tonnes	11,7 10^3 m ³ /s
BRAHMAPOUHE	935	726 000	19,8
TOTAL	2051	2178 000	31,5

La plupart des sédiments drainés par ces fleuves passent par le delta pour former un énorme éventail sédimentaire sous-marin qui couvre tout le golfe du Bengale de la latitude 20°N jusqu'à la latitude 10°S.

Cet éventail est limité par le plateau continental de l'Inde, du Bangladesh et de la Birmanie et par la chaîne sous-marine de la "dorsale 90°E". Actuellement, selon CURRAY et MOORE (1974), il n'existerait plus qu'un seul grand chenal sous-marin qui serait le siège de courants de turbidité. Ce canyon est issu du "Swatch of No Ground". Les autres chenaux de grande taille, et qui sont nombreux, seraient abandonnés. Aujourd'hui, les sédiments se déposent largement dans le delta subaérien du Gange et du Brahmapoutre, mais avant la dernière remontée générale du niveau des mers, ils se déversaient probablement en grande partie dans les canyons sous-marins existants et dans des canyons similaires aujourd'hui abandonnés et comblés, pour s'écouler dans le golfe par l'intermédiaire de courants de turbidité. La dimension des chenaux que l'on observe actuellement n'est plus en équilibre avec l'environnement présent, car elle était adaptée aux conditions du Pléistocène où l'action des courants de turbidité était beaucoup plus importante que maintenant. Le chenal le plus actif aujourd'hui présente une grande continuité, sans bifurcation et passe au large de Ceylan.

Les sédiments des grands fonds sont principalement constitués de boues à globigérines, surtout dans la partie centrale de la baie. Les sédiments terrigènes, quant à eux se localisent dans la partie nord et dans les zones moins profondes. Ils sont toutefois largement dispersés par les courants de turbidité.

Sur l'éventail, les chenaux étant aujourd'hui beaucoup moins actifs, les dépôts profonds sont surtout pélagiques. Seule la partie proximale du cône (dans le quart nord) reçoit encore une grande part de sédiments détritiques

(ceci sur 500 km au moins). Dans cette zone, les chenaux sont soumis à une migration latérale importante et continue ; les nouveaux formés, à larges levées naturelles, se construisant sur le flanc des anciens. Les courants de turbidité ont permis un tri des sédiments. On trouve du sable dans les chenaux et des sables argileux sur les flancs et les levées. Les interchenaux sont quant à eux recouverts de dépôts laminaires argileux.

Dans la partie distale de l'éventail, les chenaux sont plus petits et plus espacés. Ils ressemblent aux rivières continentales avec des levées naturelles relativement petites, des terrasses, et des bras internes montrant des changements de régime de courants. Ils ont plusieurs km de large et plus de 100 m de profondeur. Dans les sédiments médians et distaux, les turbidités prédominent. Les interchenaux sont recouverts en majorité de sédiments pélagiques.

En conclusion (Fig.4.3.), la zone proximale montre surtout des systèmes complexes de levées de chenaux, intercalées avec des dépôts interchenaux peu importants. Dans la partie distale, on trouve de larges interchenaux à dépôts laminaires. Les sédiments pélagiques se rencontrent principalement sur les reliefs de la dorsale 90°E" et sur les collines isolées ainsi que dans la partie distale de l'éventail, maintenant coupée des apports des courants de turbidité.

Les sédiments des plateaux continentaux du golfe du Bengale ont été relativement peu étudiés mais si on se base sur une étude effectuée dans la région d'Anhdra (Inde) on peut penser que pour une bonne part la disposition des sédiments en partant de la côte est est la suivante :

- bande sableuse littorale relativement étroite,
- zone vaseuse jusque vers le milieu du plateau continental,
- zone à débris essentiellement bioclastiques sur la plate-forme externe,
- rebord continental occupé par des concrétionnements,
- vases de la pente continentale.

Les sédiments de la plate-forme au droit des deltas (Gange, Mahanadi, Godavari, Krishna et Penna) sont fins et consistent pour la plus grande part en silts et argiles.

4.5. Sismicité

De Ceylan à la dorsale "90°E", les risques sismiques sont à peu près nuls, la zone étant stable car elle est située à l'intérieur de la plaque lithosphérique indo-australienne (Fig. 4.11.).

4.6. Conclusion

Dans cette portion de l'océan Indien, le tracé du câble se poursuit dans la plaine abyssale profonde et au relief peu accentué. Il semble qu'actuellement les courants de turbidité balayant les chenaux du cône deltaïque sous-marin du Bengale n'atteignent plus la zone de pose prévue pour ce câble.

FIGURES DU CHAPITRE 4

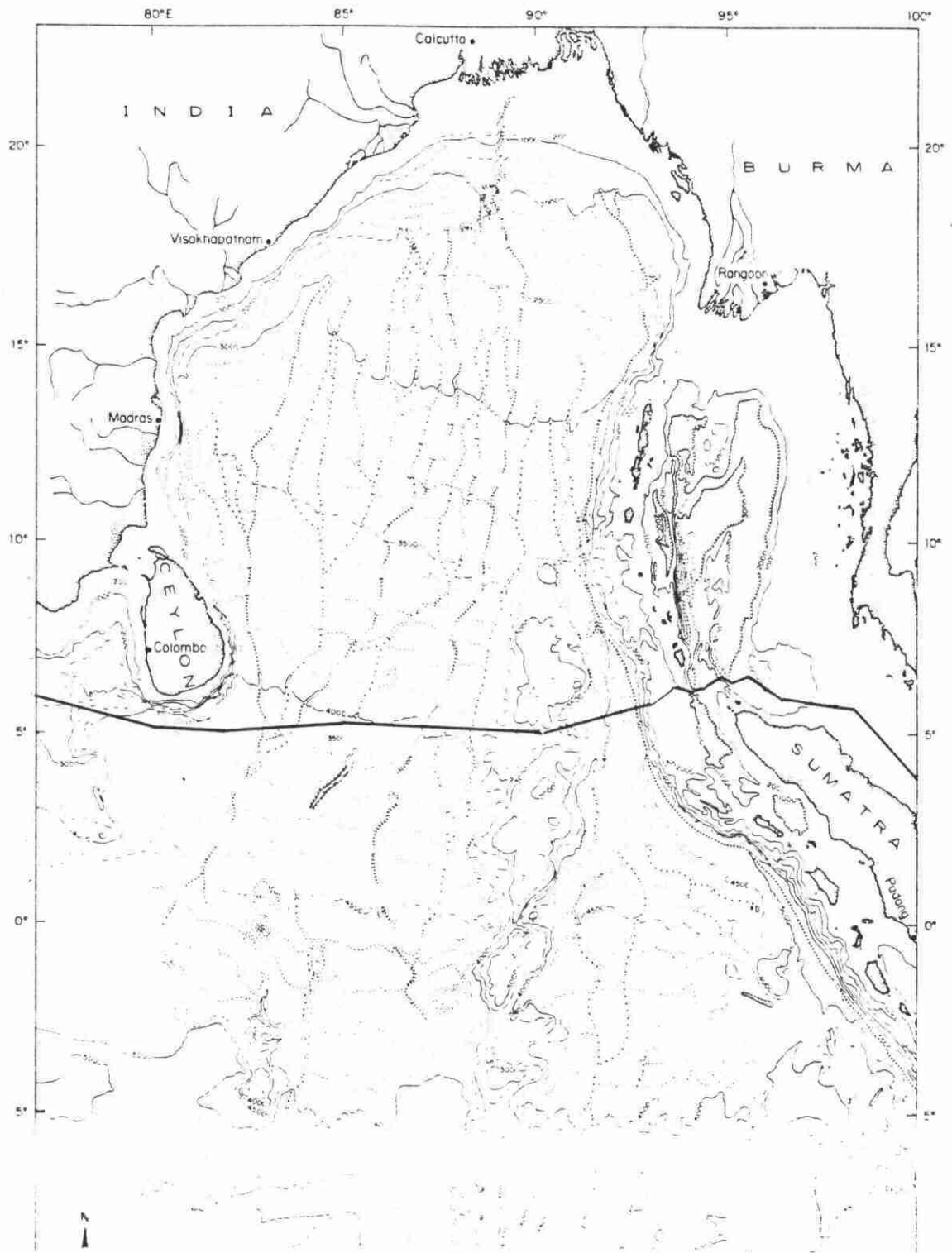


Fig. 4.1.: Carte bathymétrique du golfe du Bengale basée sur tous les sondages utilisables (Moore et al., 1974)

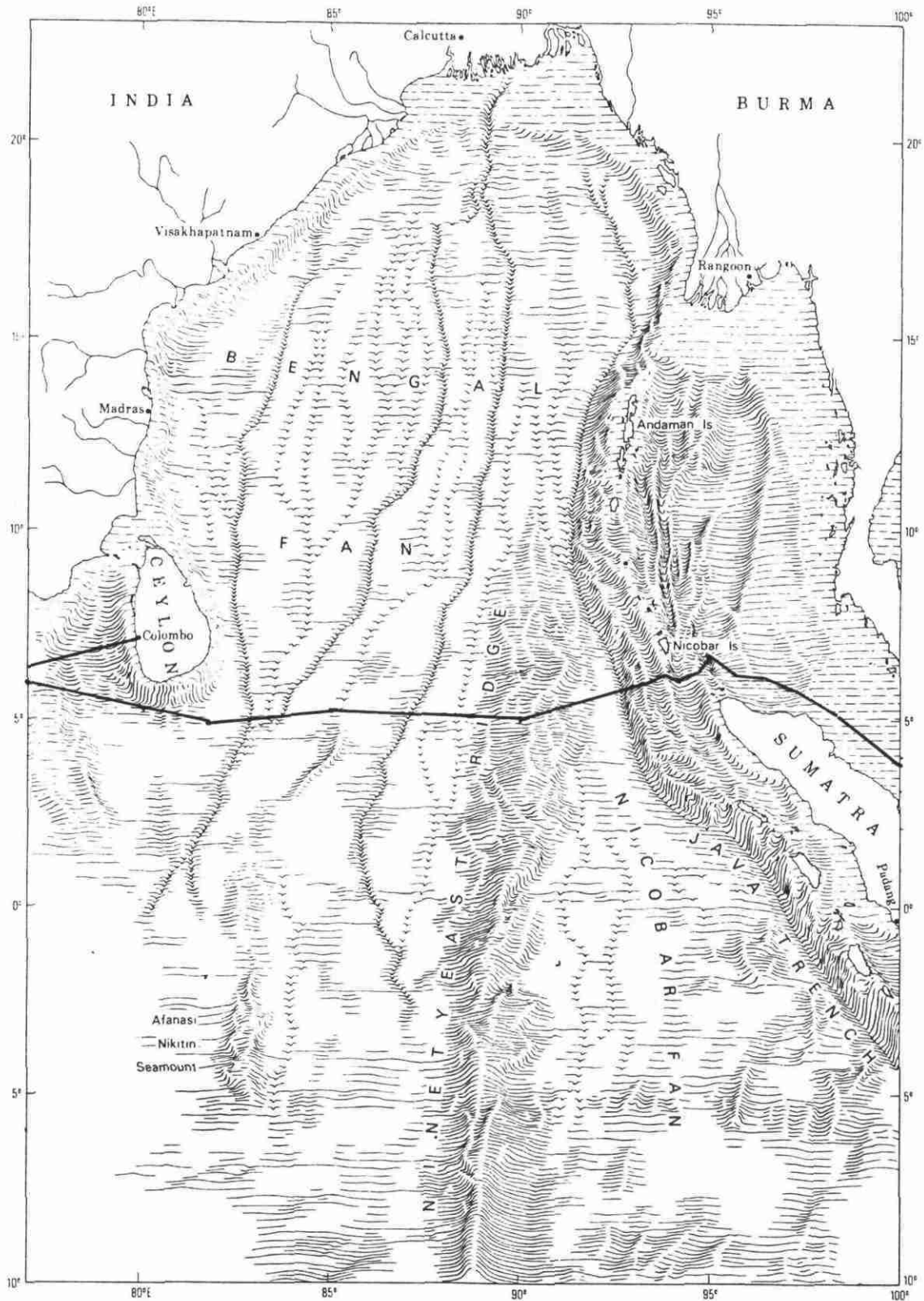


Fig. 4.2. : Topographie actuelle et système de chenaux de l'éventail du Bengale. Le chenal immédiatement à l'ouest de la dorsale "90° E" est aujourd'hui abandonné (Curry et Moore, 1974)

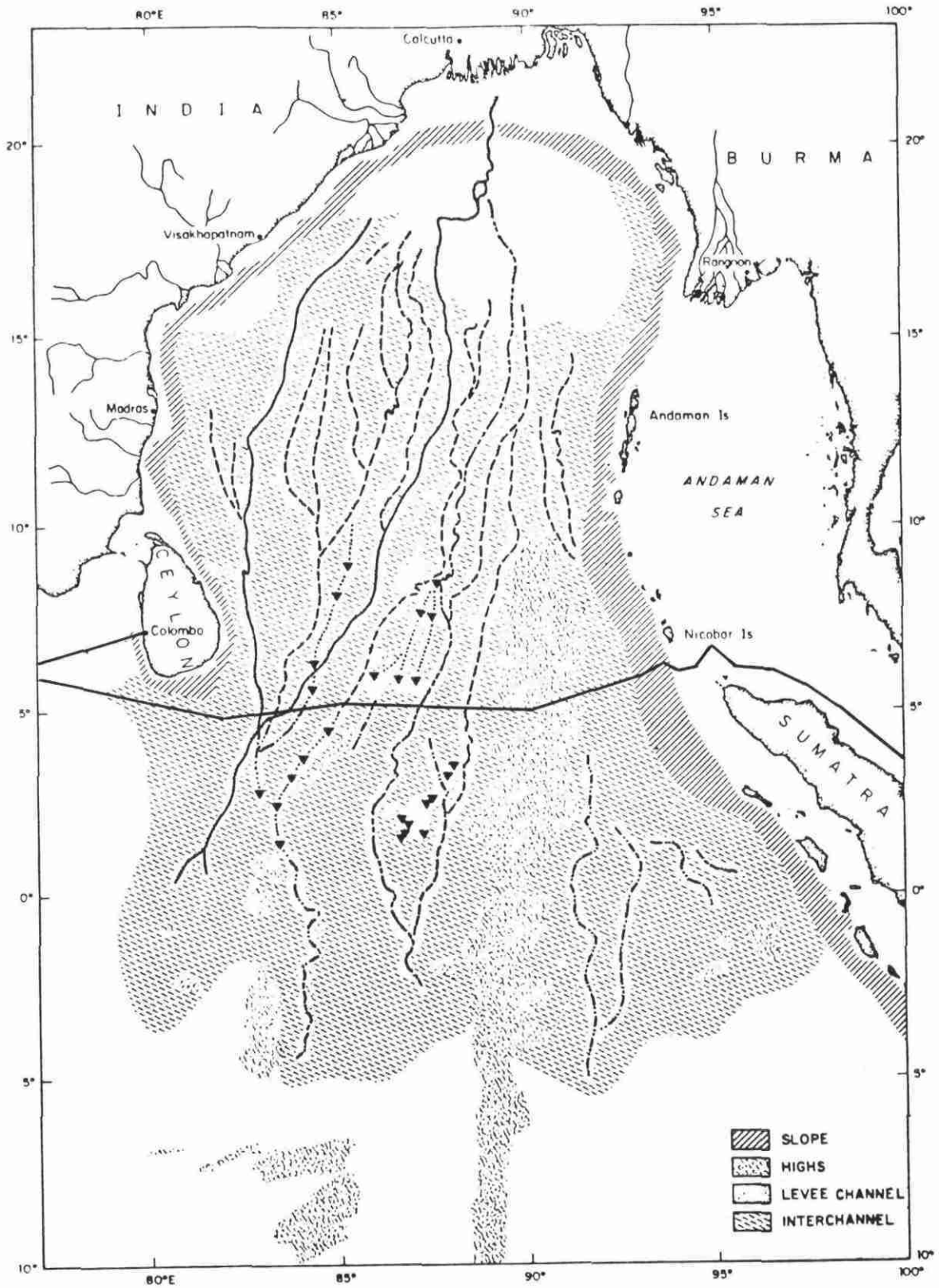


Fig. 4.3.: Distribution générale des facies sédimentaires superficiels de l'éventail sous-marin du Bengale et le réseau des chenaux associés. Les traits pleins correspondraient aux chenaux encore en activité actuellement (CURRY et MOORE, 1974).

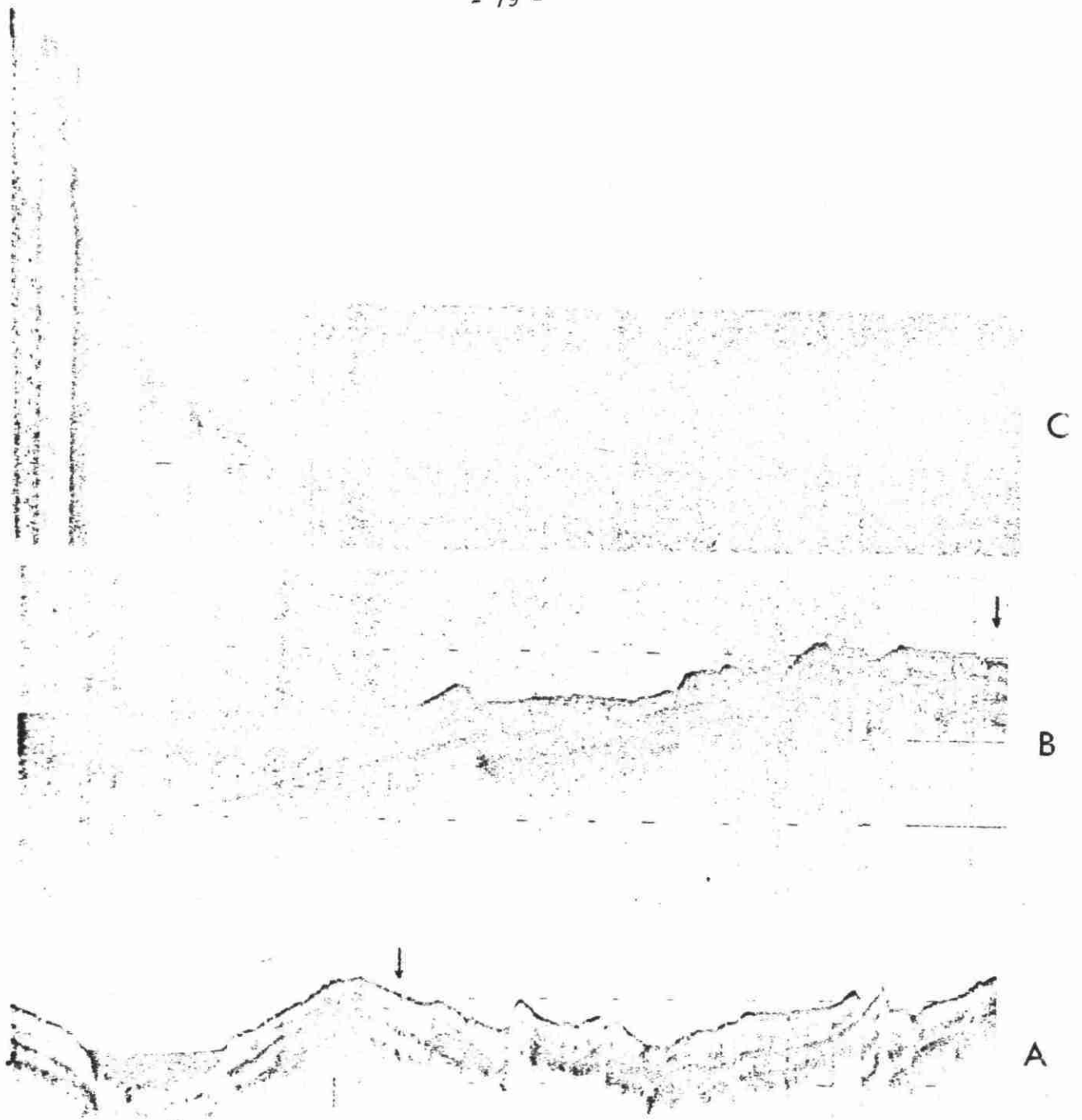
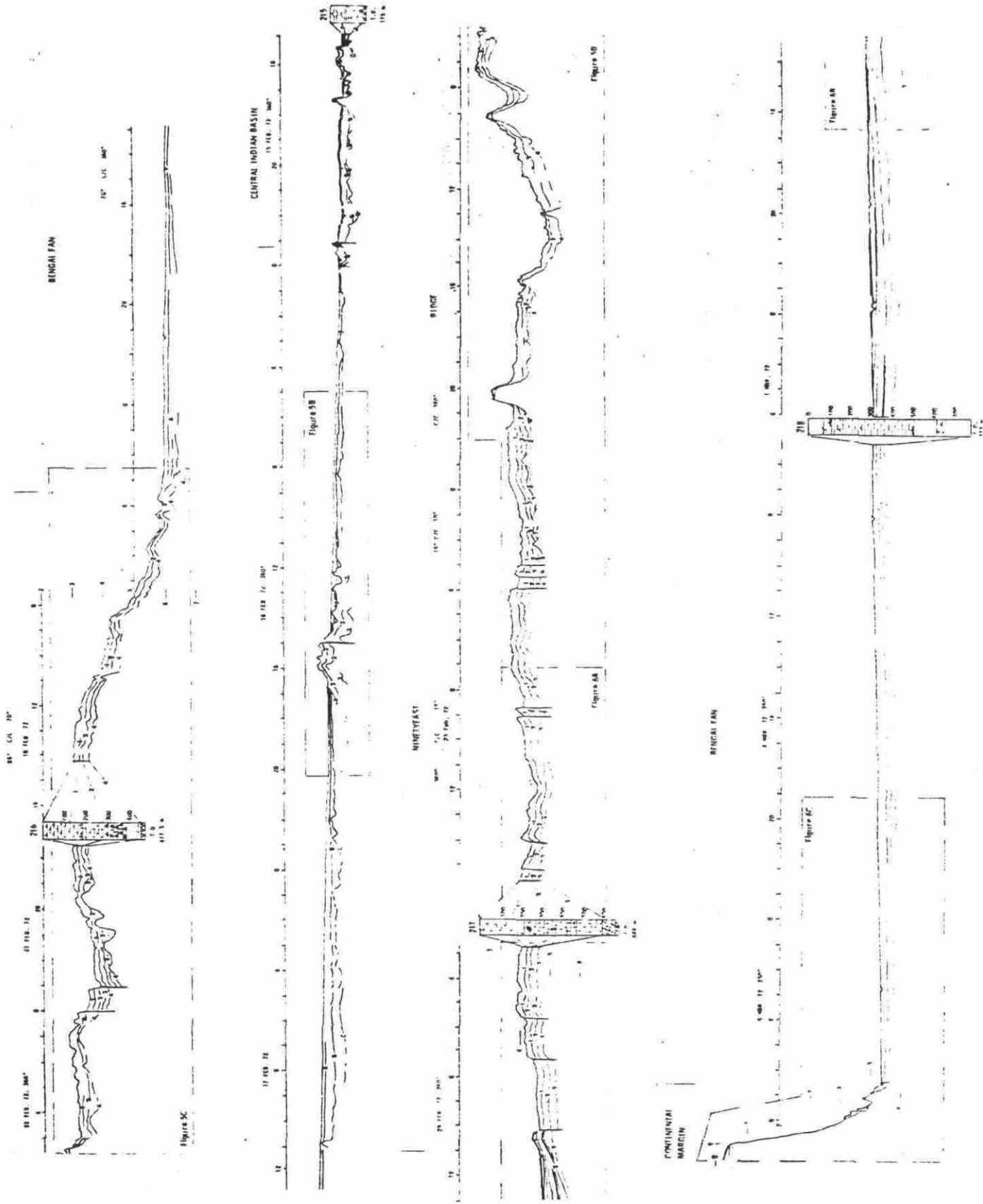


Fig. 4.4.: Enregistrements de sismique réflexion effectués pour les campagnes IPOD.
A et B : partie nord de la dorsale "90° E" (flèche = site du forage 217);
C : cône abyssal du Bengale et partie continentale de Ceylan ; pour localisation voir Fig. 4.10.

Fig. 4.5.: Profils sismiques (IPOD) interprétés dans le golfe du Bengale avec position des sites de forage. Pour localisation voir Fig. 4.10.



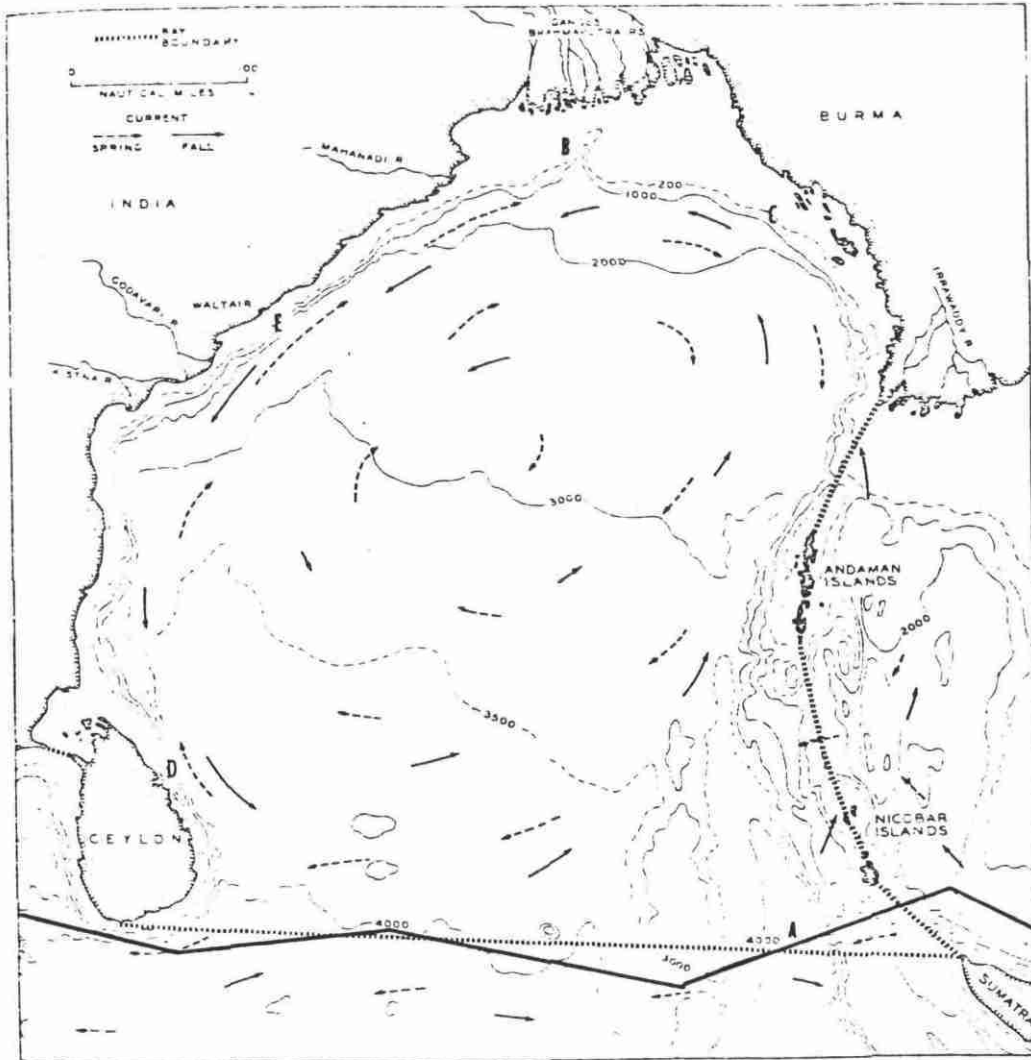


Fig.4.6.: Bathymétrie sommaire du golfe du Bengale avec indication des courants de surface et emplacement des têtes des principaux canyons et dépressions sous-marins :

(A) fosse indonésienne ; (B) zone deltaïque du Gange et Brahmaputre ; (C) canyon de Birmanie; (D) canyon de Triconomi ; (E) canyons d'Andhra, Mahadevan et Krishna (plateau d'Andhra).
D'après La Fond (1966).

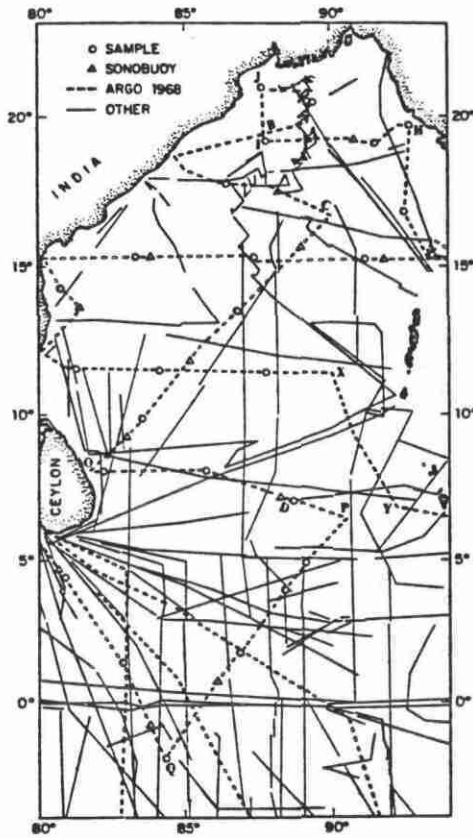


Fig. 4.7a. : Localisation des profils sismiques de la campagne ARGO 1968 (tiretés)

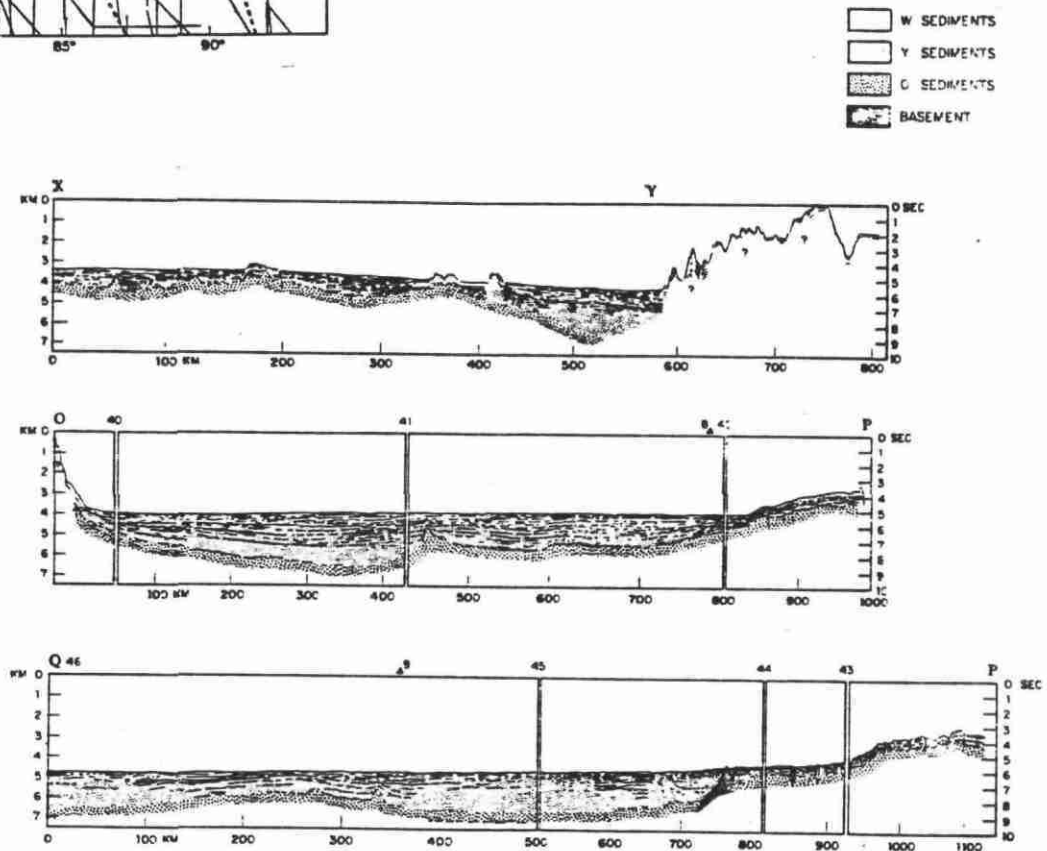


Fig. 4.7b. : Profils sismiques de la campagne ARGO 1968 ; X - Y : approches occidentales de la ride Andaman-Nicobar ; O - P : à travers le cône distal du Bengale, de la ride "90° E" à Ceylan ; Q - P : SE de Ceylan. D'après Curray et Moore, 1971.

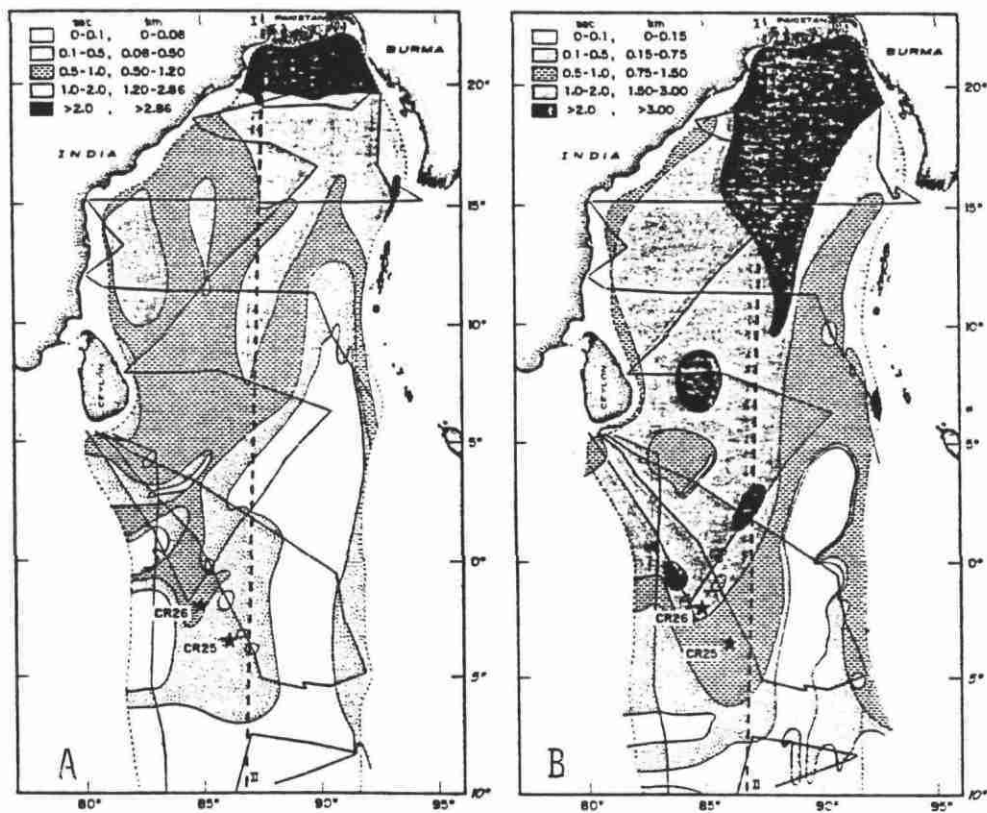


Fig. 4.8. : Cartes d'isopaques des unités sédimentaires du golfe du Bengale à partir des profils de réflexion des unités sédimentaires ; a = isopaques de l'unité sédimentaire supérieure ; b = isopaques de l'unité sédimentaire inférieure. D'après Curray et Moore, 1971.

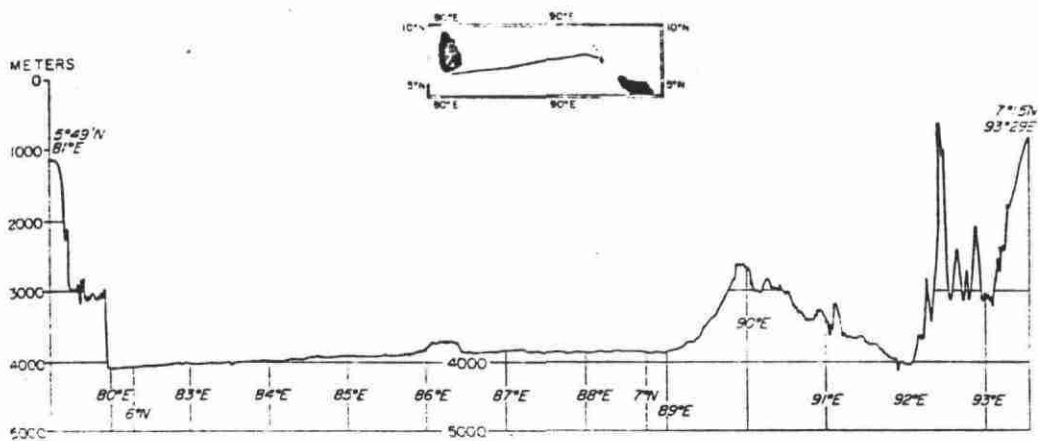


Fig. 4.9. : Profil bathymétrique entre Ceylan et les îles Andaman traversant le golfe du Bengale et la dorsale "90° E". D'après Fairbridge, 1966.

AGE		FOSSIL CHARACTER			SECTION	METERS	LITHOLOGY	DEFORMATION	LITHO. SAMPLE	LITHOLOGIC DESCRIPTION
PLISTOCENE	EMILIAE HUXLEYI ZONE	F	C	G						
		R	C	F	1	0.5 - 1.0	gradational contact-burrowing			IRON OXIDE RICH NANNO OOOZE olive gray (5Y5/4) Nannos 64% Opauques (iron oxide) 11% Forams 7% Rads 5% Calcite 5% Feldspar 3% Other: 5% Diatoms Sponge spic. Silicoflag.
					2		dark greenish gray (5G4/1)			CLAY SILT RICH NANNO OOOZE Nannos 67% Feldspar 11% Opauques 10% Undiff. clay 5% Carb. fragments 3% Forams 3% Other: 1% Diatoms Sponge spic.
					3		Texture of TERRIGENOUS			Sand 5% Silt 40% Clay 55%
		R	C	F	Core Catcher					

Explanatory notes in Chapter 1

AGE		FOSSIL CHARACTER			SECTION	METERS	LITHOLOGY	DEFORMATION	LITHO. SAMPLE	LITHOLOGIC DESCRIPTION
PLISTOCENE	GEOPHYROCAPSA OCEANICA ZONE	F	C	G						
					1	0.5 - 1.0	EMPTY			CALCITE FORAM CLAY DIATOM RICH NANNO OOOZE Nannos 37% Siliceous biog. 23% Terrigenous 19% Forams 10% Calcite 10% Other: 1%
					2		olive gray (5Y4/2) sand. lamin.			SILT RICH NANNO OOOZE Nannos 78% Terrigenous 17% Calcite 3% Other: 2% Micronodules Forams Glass
					3		light gray (5Y6/1) dark greenish gray (5G4/1) light olive gray (5Y6/2) light gray (5Y7/1) Interbedded light gray (5Y7/1) olive gray (5Y4/2) dark gray (5Y4/1) olive gray (5Y4/2)			CLAYEY SILT Silt 70-80% Feldspar 60% Clay 20-30% Clay 25% Mica 5% Heavies 7% Other: 3% Calcite Chlorite
					4		gradational olive gray (5Y4/2)			FORAM CLAY RICH NANNO OOOZE Nannos 70% Clay 10% Forams 10% Other: 10% Calcite Rads Diatoms Sponge spic. Silicoflag.
					5		CLAYEY SILT SILTY SAND (graded) olive gray (5Y4/2)			Mainly FORAM DIATOM CLAY RICH NANNO OOOZE with layers of less biogenous sections CLAYEY SILT Silt 65% Feldspar 69% Clay 35% Clay 30% Heavies 5% Nannos 3% Calcite 2% Other: 1%
					6		dark olive gray (5Y3/2) olive gray (5Y4/2) dark olive gray olive gray (5Y4/2)			SANDY SILT (graded) top bottom Sand 25% 40% Silt 60% 50% Clay 15% 10% Feldspar 76% Quartz 3% Rock Fragments 7% Heavies 5% Calcite 2% Mica 4% Other: 1%
							green balls CLAYEY SILT Silt 55% Feldspar 50% Clay 45% Clay 39% Opauques 5% Calcite 3% Nannos 3%			
		R	C	F	Core Catcher					

Explanatory notes in Chapter 1

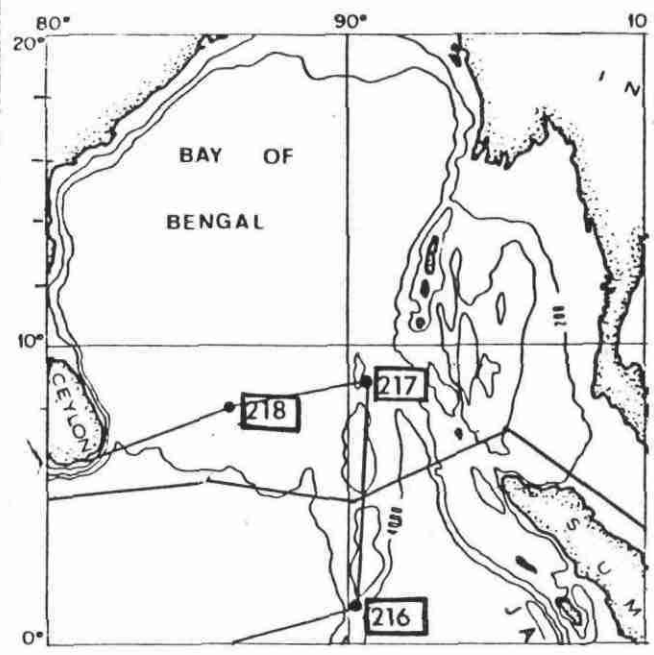


Fig. 4.10a. : Carte de localisation des sites 216, 217 et 218 forés au cours de la campagne 22 du DSDP en 1974.

Fig. 4.10b. : Lithologie des 13,5 premiers mètres forés au site 218 DSDP (Leg 22).

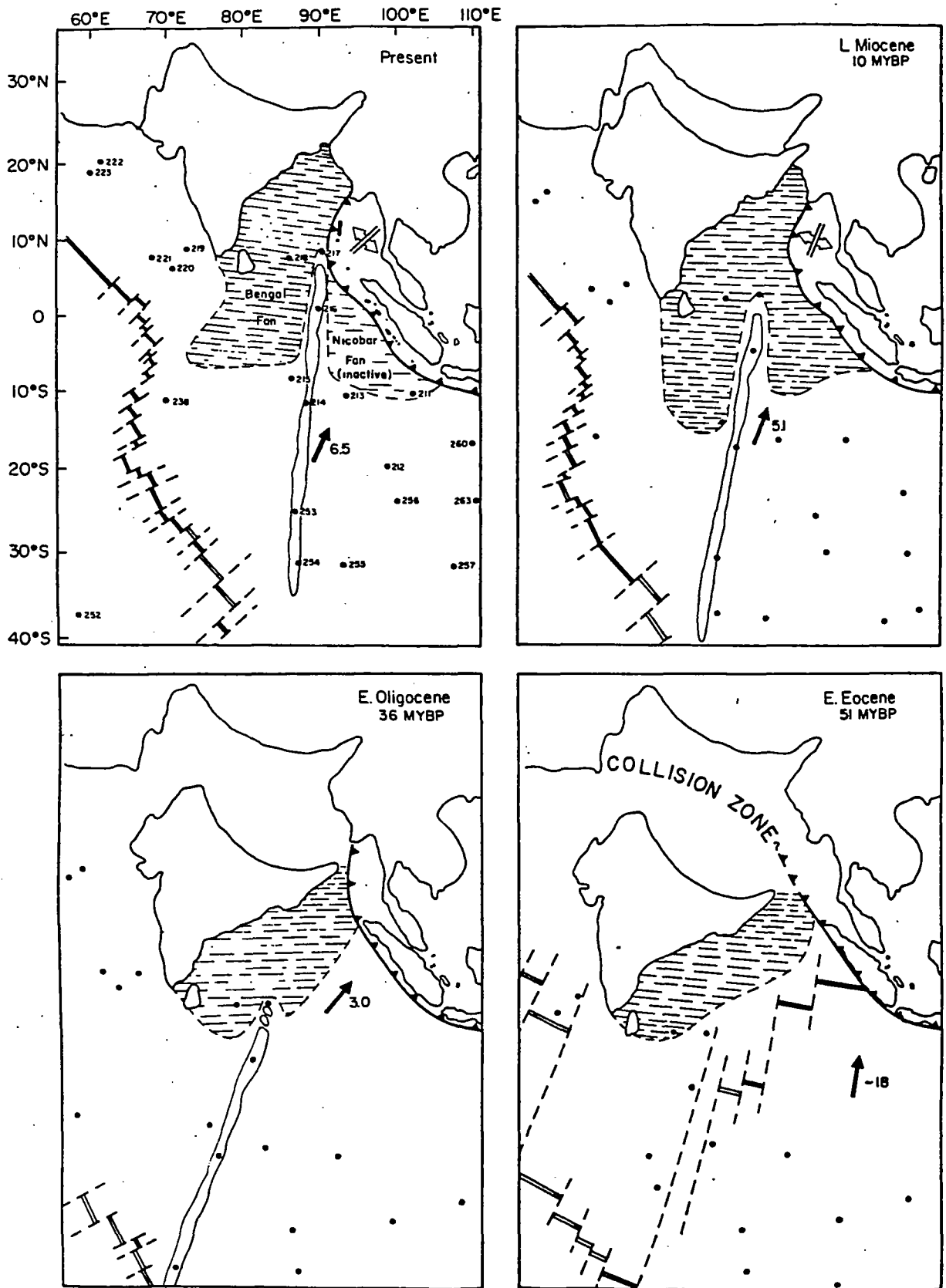


Fig. 4.11. : Reconstitution très schématique de l'évolution des régions péri-indiennes depuis les 50 derniers millions d'années avec formation progressive du méga-lobe sédimentaire et du golfe du Bengale. D'après Karig et al., 1978.

CHAPITRE 5

LA DORSALE "90E" ET L'EVENTAIL DE NICOBAR

5. - LA DORSALE "90°E" ET L'EVENTAIL DE NICOBAR

5.1. Introduction

La dorsale "90°E" (ou Ninety East), dans l'océan Indien oriental est une longue structure linéaire qui s'étend de la latitude de 9°N à 31°S. Sa partie nord sépare les sédiments épais de l'éventail sous-marin principal du Bengale, de son lobe est : l'éventail sous-marin de Nicobar. Dans cette zone la dorsale est coupée en une série complexe de blocs en échelons. Les versants orientaux de la dorsale sont bordés par une zone de fractures et un complexe de horsts et de grabens à peu près parallèles à la dorsale.

Son origine et sa nature ont fait l'objet d'une vive discussion. Elle a été interprétée successivement comme un soulèvement de la croûte océanique (FRANGIS et RAITT, 1967), le résultat de la convergence de deux plaques, la plaque indienne ayant chevauché la plaque australienne (LE PICHON et HEITZLER, 1968), une trace de "point chaud" (MORGAN, 1972), une intumescence magmatique locale (BOWIN, 1973) et un empilement volcanique (SCATER et FISHER, 1974).

L'éventail sous-marin de Nicobar est un déverticule de l'éventail sous-marin du Bengale, coïncé entre la dorsale "90°E" et la fosse de Java.

5.2. Physiographie (Fig. 5.1., 5.2., 5.3., 5.4., 5.5., 5.6., 5.7.)

Nous nous limiterons à l'étude du secteur de passage présumé du câble. Dans cette zone, le versant ouest de la dorsale "90°E" est très faiblement penté (inférieur à 1 %) et s'étage entre 2500 et 4000 m. Le versant oriental est lui aussi en pente douce (1,2 %). Il descend jusque dans l'éventail sous-marin de Nicobar, profond d'environ 4000 m. On remonte ensuite le long d'une pente assez forte (7 %) jusqu'au "grand Passage" où les fonds culminent à 1500 m.

5.3. Courants (Fig. 5.1.)

Pendant la mousson de NE, les courants de surface ont une direction W et une vitesse de 25 à 50 cm/s.

Pendant la mousson de SW, les directions sont SE et E et la vitesse est de 15 à 25 cm/s. Il existe de plus un courant de dispersion des sédiments le long de l'axe de la fosse de la Sonde (voir Fig.

5.4. Sédimentation (Fig. 5.1., 5.8., 5.9.)

Deux forages IPOD (voir Fig.) ont été effectués sur la dorsale "90°E", non loin de la zone de passage du câble. Il s'agit des sites 216 et 217 du leg 22. Les sédiments de surface sont des boues à foraminifères et coccolithes au site 216 et des boues argileuses à foraminifères et coccolithes au site 217. Sur la dorsale il n'y a pas d'apport d'éléments détritiques ; les sédiments sont uniquement pélagiques.

Dans l'éventail de Nicobar, les sédiments sont argileux et peu épais. Les sédiments détritiques provenant des deltas de Gange et de l'Inawaddy sont piégés le long de l'axe de la fosse de la Sonde et de ce fait ne peuvent se répandre dans le cône de Nicobar (Fig.

5.5. Sismicité (Fig. 5.10.)

Jusqu'à récemment, la dorsale "90°E" était supposée être asismique mais les travaux de STEIN et OKAL (1978) tendent à prouver que sa portion nord (entre 3°N et 10°S) est une zone activement sismique, siège de mouvements verticaux et de cisaillements. Des événements de magnitude 6 et même 7 ont été enregistrés. Vers le sud, la sismicité s'atténue. Cette information est importante car elle concerne le passage du câble qui s'effectuera dans la partie la plus septentrionale où la sismicité est la plus importante.

5.6. Conclusion

Actuellement, le plus gros risque de rupture d'un câble posé dans ce secteur est représenté par l'activité sismique non négligeable de la dorsale "90°E". Les courants de turbidité de part et d'autre de cette structure n'atteignent pas actuellement la zone de pose, mais ils peuvent représenter malgré tout un risque potentiel.

FIGURES DU CHAPITRE 5

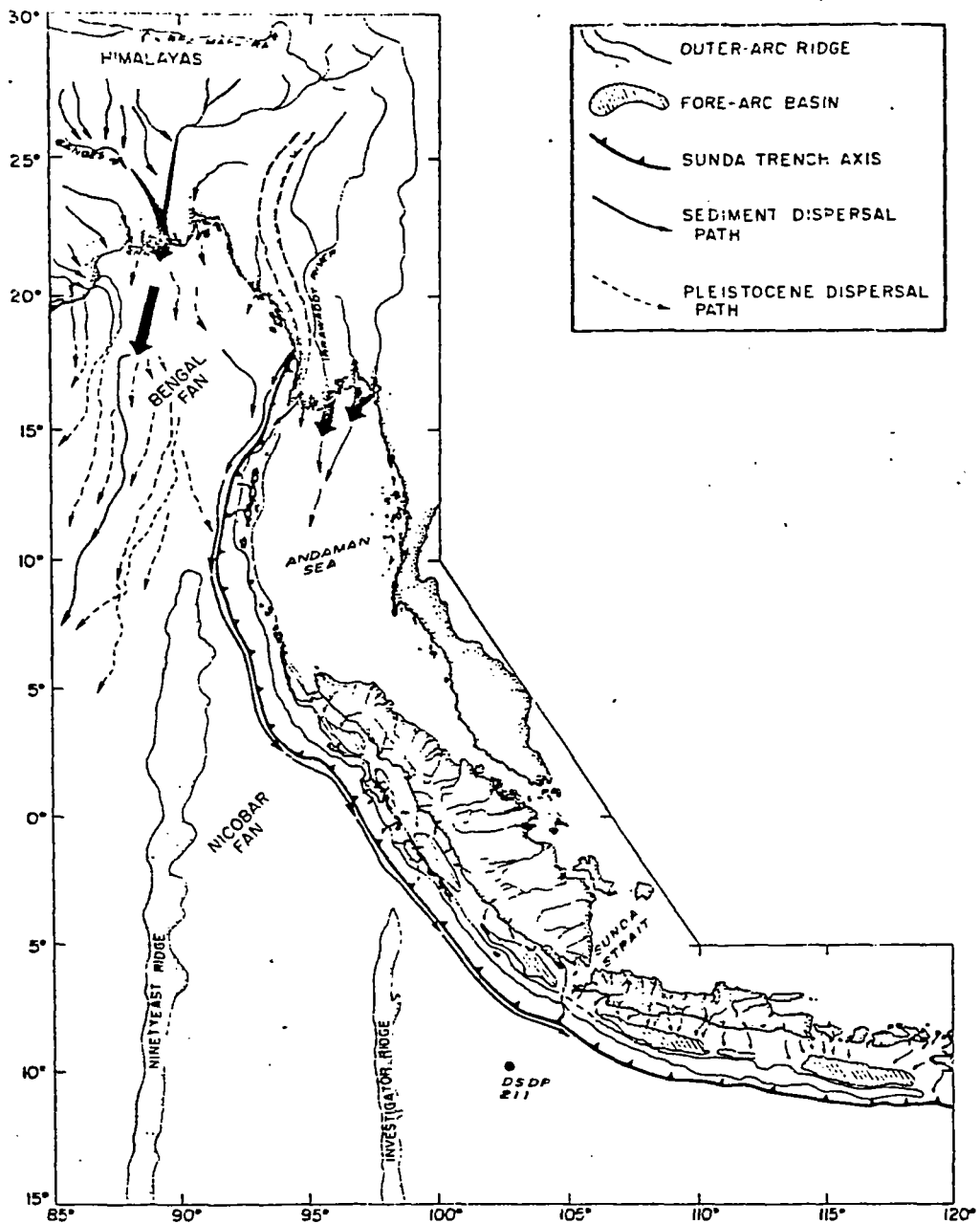


Fig. 5.1. : Esquisse morphostructurale montrant les trajets suivis par les apports sédimentaires détritiques dans la moitié orientale du golfe du Bengale et la mer d'Andaman. D'après Moore et al., 1982

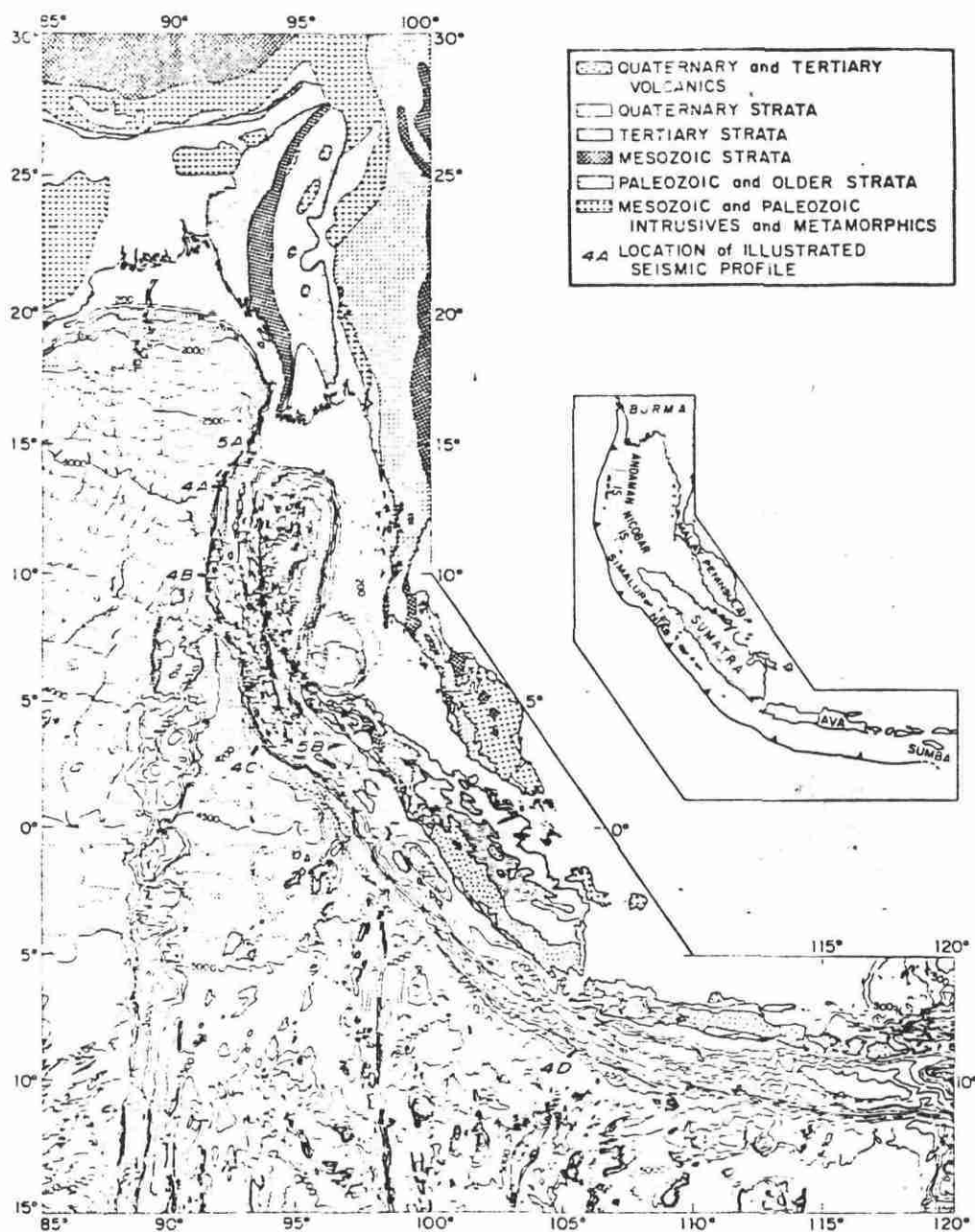
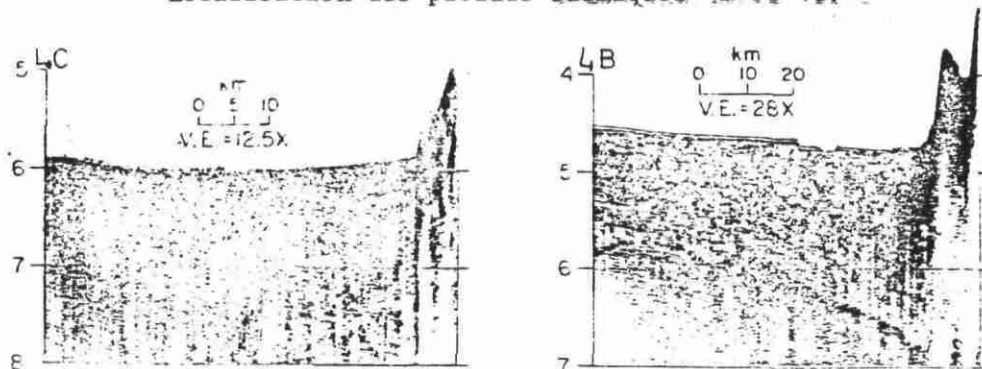


Fig. 5.2. : Carte bathymétrique générale du NE de l'océan Indien (Curry et al., 1981) et carte géologique simplifiée des terres (United Nations 1971, Hamilton 1979 et Page et al., 1979). Localisation des profils sismiques 4B et 4C.



Profils de sismique réflexion à travers la fosse de la Sonde d'après Moore et al., 1982.

C - Profil à l'E du N de Sumatra montrant le remplissage sédimentaire de la fosse
 B - Profil à l'O des îles de Nicobar montrant un large chenal avec des levées

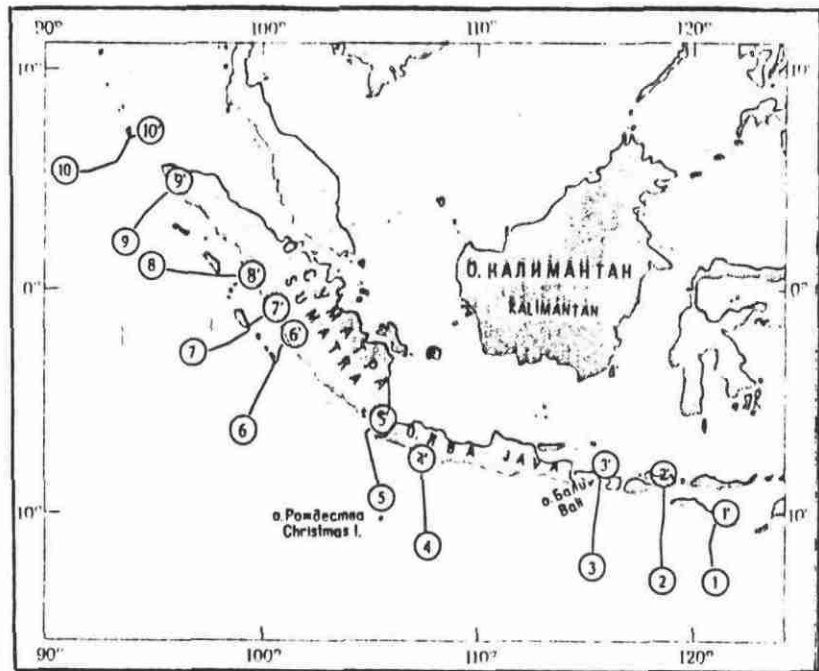
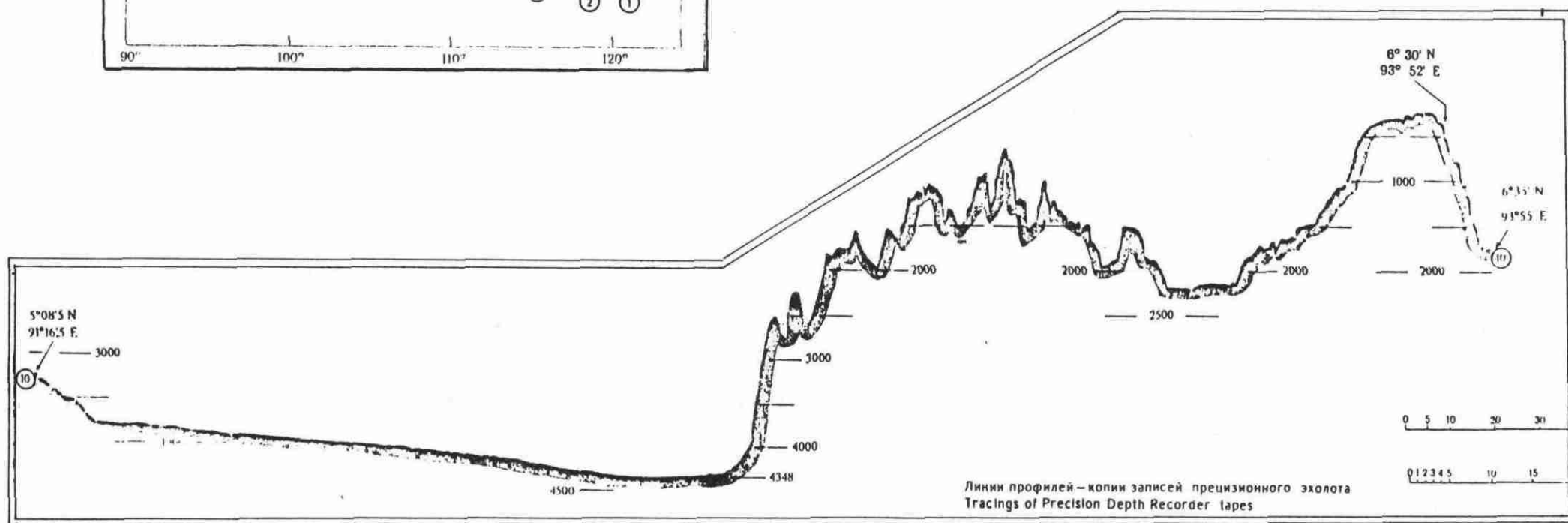


Fig. 5.3. : Carte de localisation du profil 10 - 10', correspondant à peu près au tracé du câble (Geological-geophysical atlas of the Indian Ocean, Academy of Sciences of USSR, 1975).



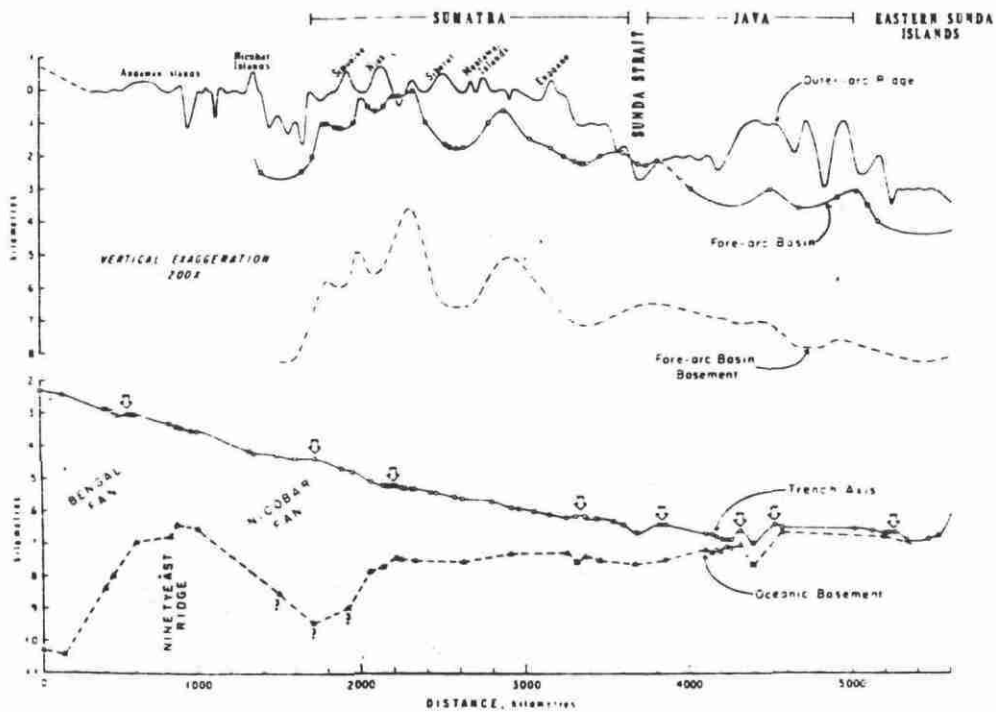


Fig. 5.4. : Profils le long de l'arc insulaire de la Sonde avec bathymétrie et profil du socle océanique (D'après Moore et al., 1982).
Diagramme du bas : profil axial le long de la fosse ;
 flèches: seuils pouvant bloquer le transit des turbidités.
Diagramme du haut : profil axial le long de la zone avant-arc.

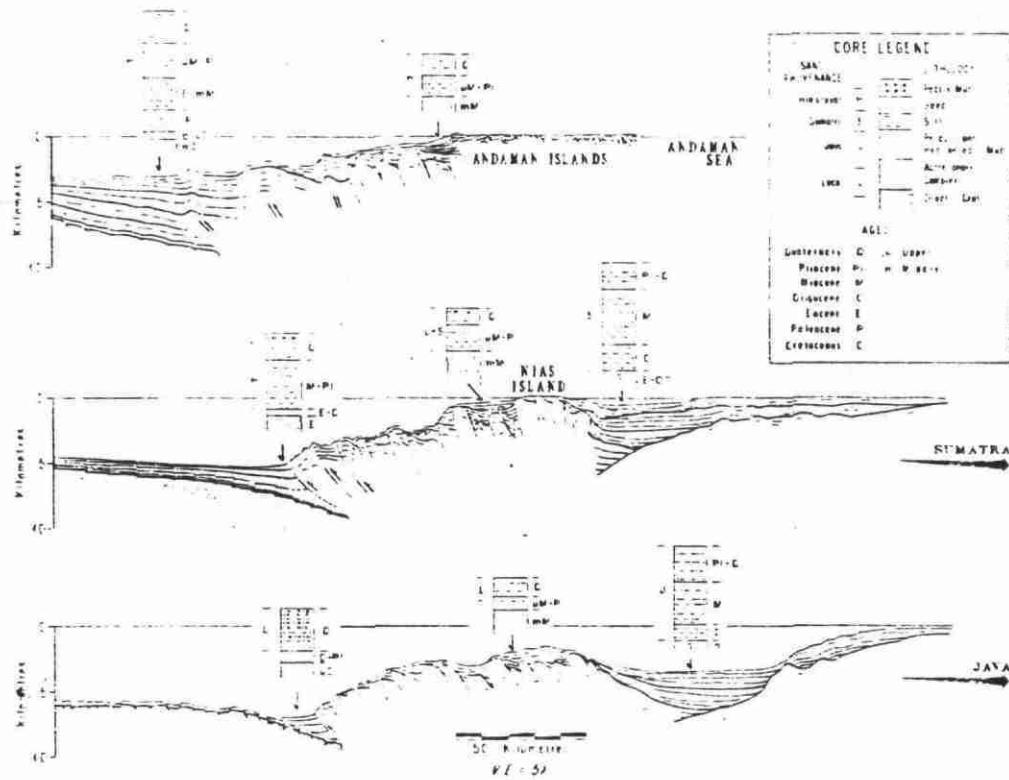


Fig. 5.5. : Coupes structurales à travers l'avant de l'arc insulaire de la Sonde (prisme d'accrétion). Seule la coupe du haut concerne le passage du câble (d'après Moore et al., 1982)

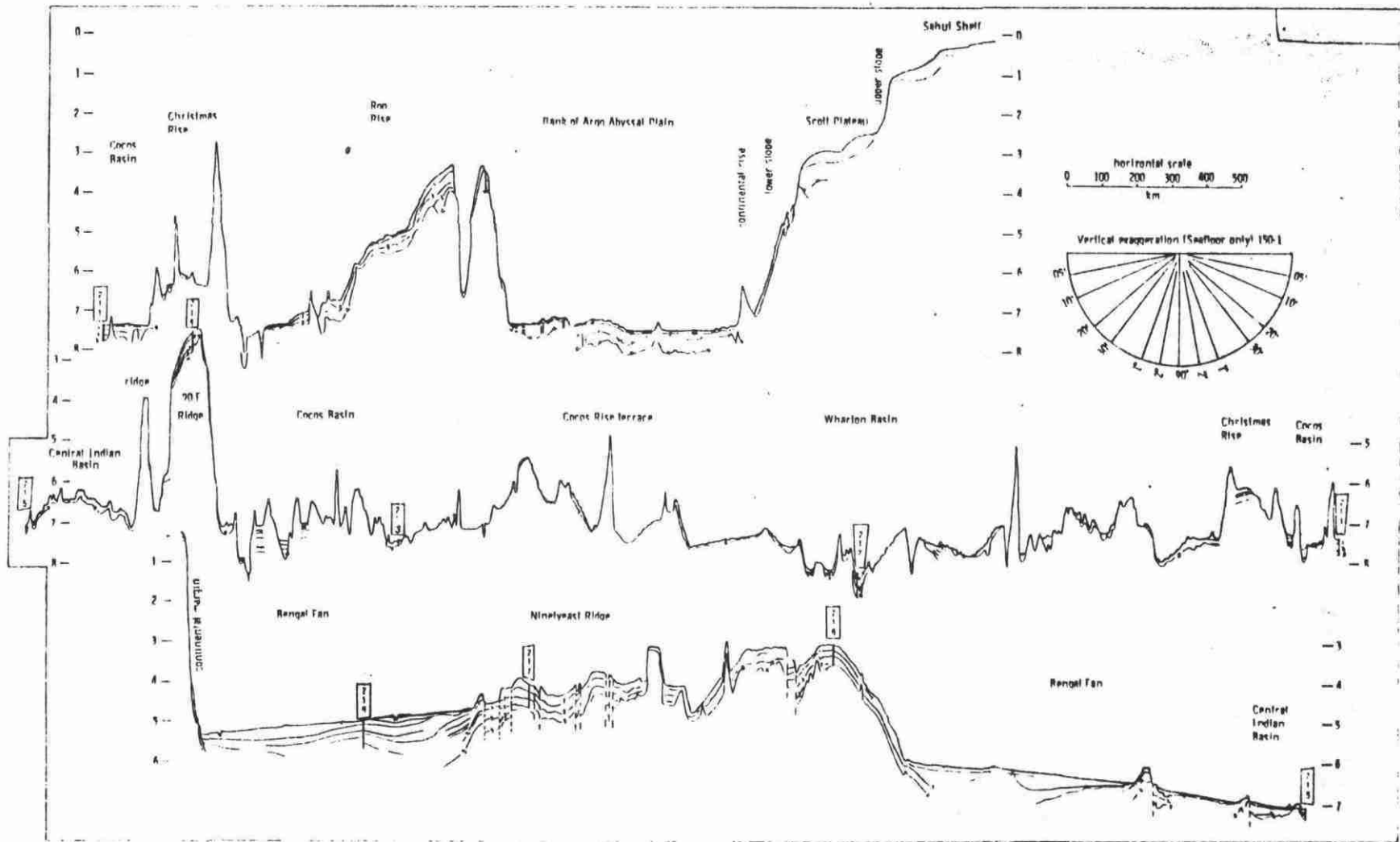


Fig. 5.6. : Profils sismiques interprétés. Seul le profil du bas concerne le tracé du câble ; il passe entre les sites de forage 15, 16, 17 et 18. Pour la localisation voir Fig. 4.10a. D'après Veevers, 1974.

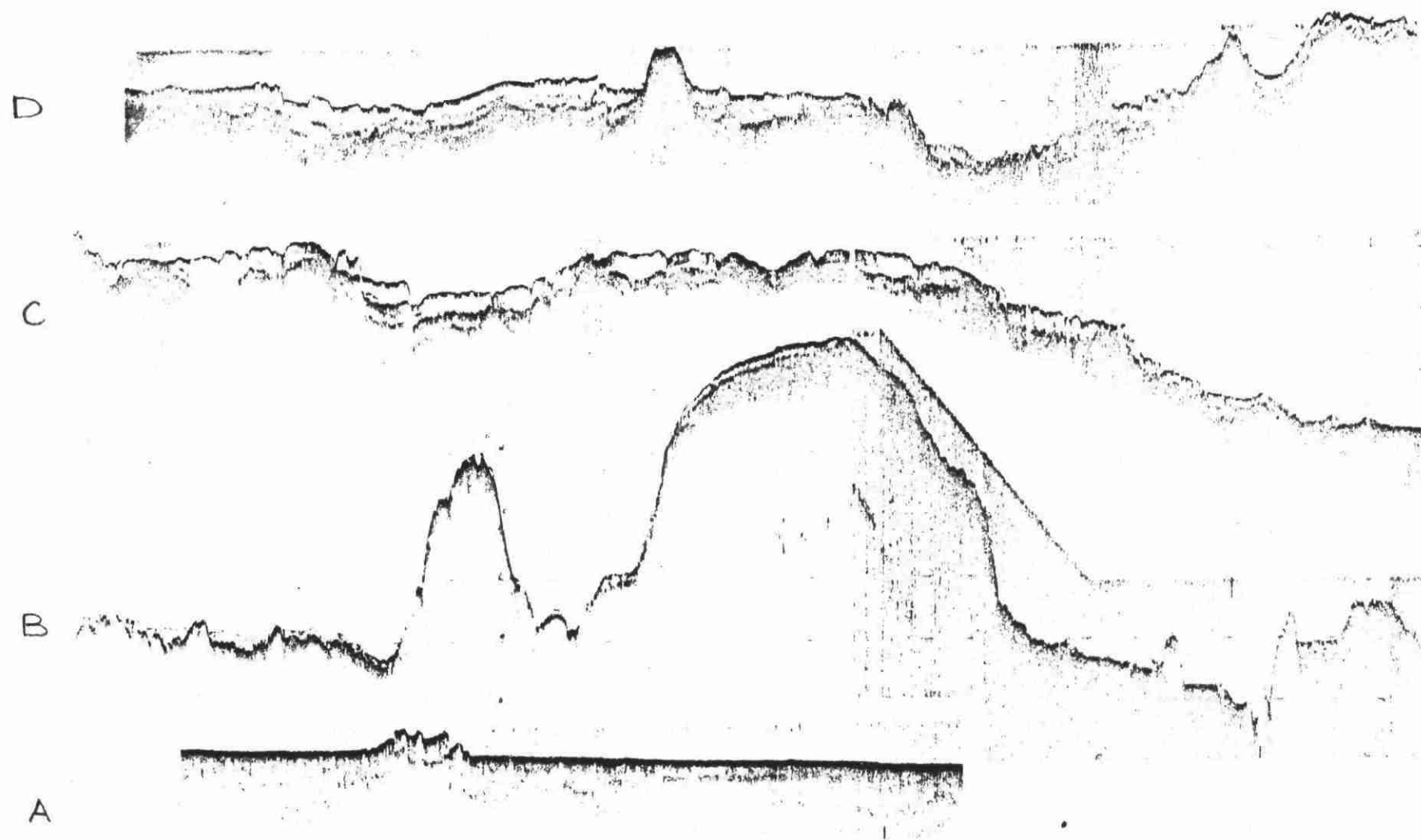
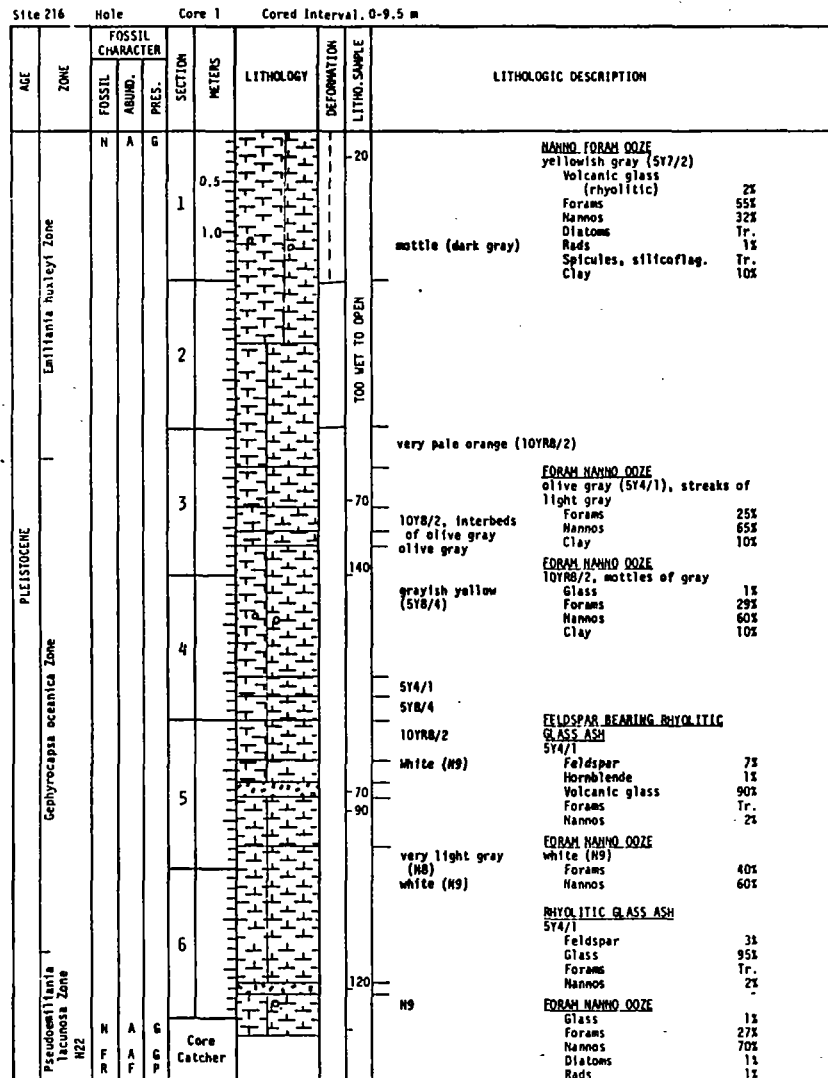
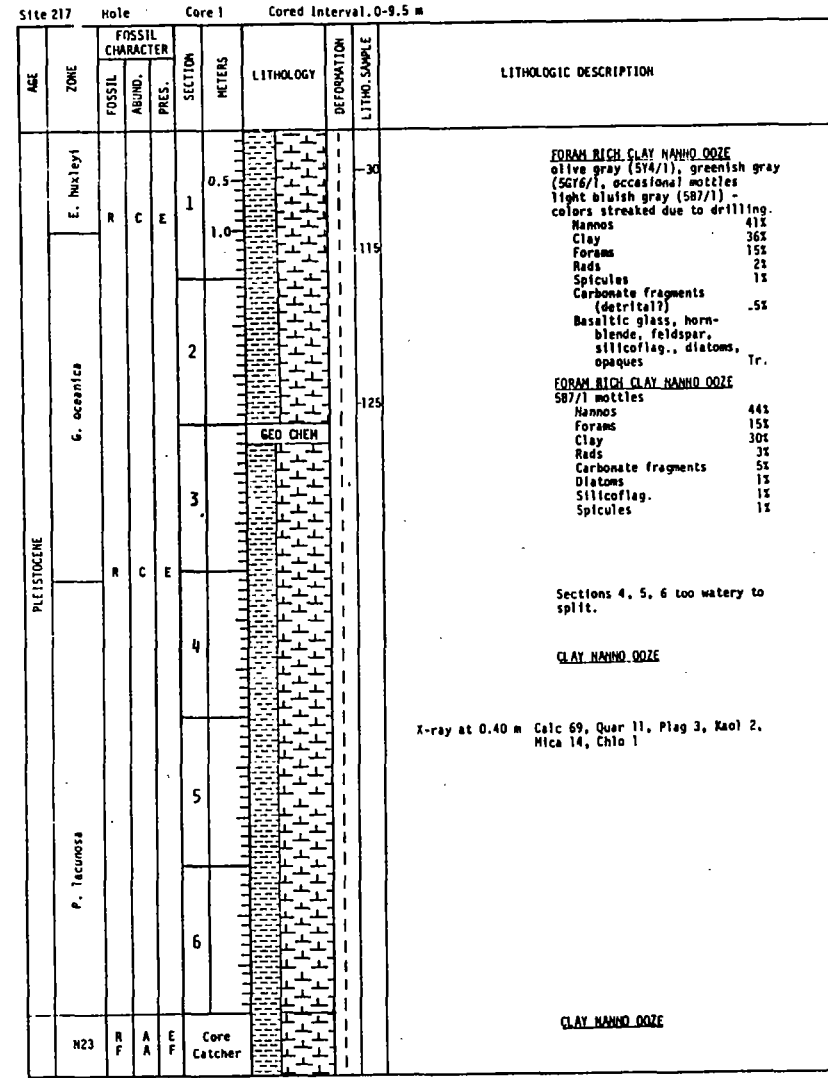


Fig. 5.7. : Enregistrements sismiques à travers la ride "90° E". Pour localisation voir Fig. 4.5.
D'après Veevers, 1974.



Explanatory notes in Chapter 1

Fig. 5.8. : Lithologie des 9,5 premiers mètres forés au site 216 (DSDP, leg 22)



Explanatory notes in Chapter 1

Fig. 5.9. : Lithologie des 9,5 premiers mètres forés au site 217 (DSDP, leg 22)

Voir Fig. 4.10a. pour localisation

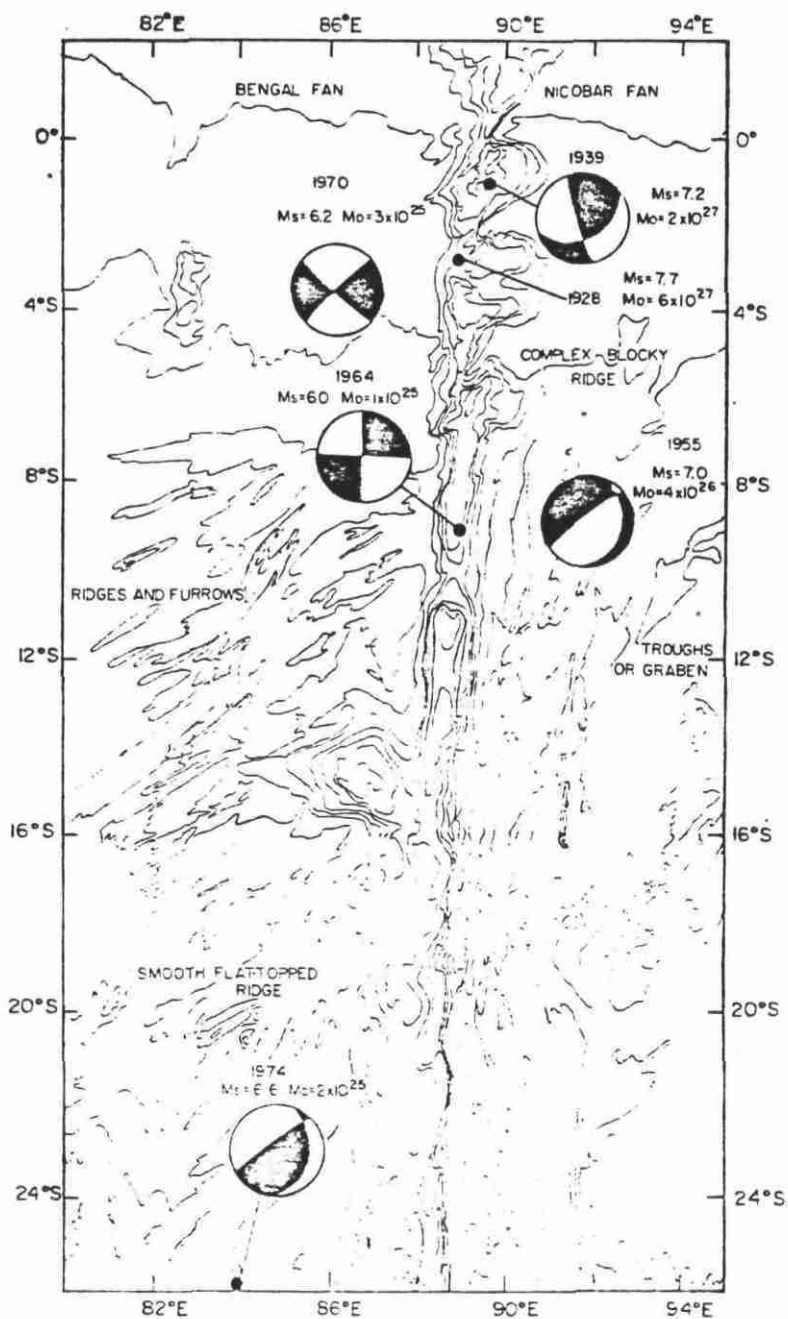


Fig. 5.10. : Mécanismes au foyer, magnitudes et moments sismiques des séismes majeurs près de la dorsale 90° E. Le mécanisme du séisme de 1928 ne peut pas être déterminé réellement. Noter que les séismes de 1939 et 1964 sur la ride montre un mouvement de décrochement, celui de 1955 une faille normale et celui de 1974 une faille chevauchante. Les moments des séismes de 1928 et 1939 sont plus grands que tous les événements plus récents (d'après Stern et Okal, 1978).

CHAPITRE 6

LA RIDE D'ANDAMAN - NICOBAR ET LA MER D'ANDAMAN

6. - LA RIDE D'ANDAMAN - NICOBAR ET LA MER D'ANDAMAN

(du "Great Passage au détroit de Malacca)

6.1. Introduction

La mer d'Andaman est un bassin d'arrière arc qui couvre 800 000 km² et est compris entre le delta de l'Irrawaddy au nord (golfe de Martaban), la péninsule Malayo-Birmane à l'est, le détroit de Malacca et Sumatra au sud, et l'arc insulaire des Andaman-Nicobar à l'ouest. Sa longueur est de 1200 km (du nord au sud) et sa largeur de 650 km (d'est en ouest).

La mer d'Andaman communique avec le golfe du Bengale par plusieurs seuils qui sont du nord au sud : le "North Preparis Channel" et le "South Preparis Channel", encadrant les îles du même nom et d'une profondeur moyenne de 200 m ; le "Ten Degree Channel", d'une profondeur moyenne de 800 m, qui sépare les îles d'Andaman et de Nicobar ; et le "Great Passage" entre l'île de Grand Nicobar et Sumatra, d'une profondeur moyenne de 1500 m.

La mer d'Andaman est constituée d'un bassin limité au nord et à l'est par le delta sous-marin de l'Irrawaddy et la plate-forme de Mergui, large respectivement de 200 et 170 km. Le rebord continental de la plate-forme de la péninsule malayo-birmane se situe vers 200 m de profondeur. A l'ouest de cette plate-forme peu profonde, les fonds descendent rapidement vers un grand bassin central (bassin d'Andaman) et deux bassins plus petits au nord et au sud. Ces deux dépressions ont en moyenne 2000 m de profondeur. La zone la plus profonde (4180 m) se trouve à la terminaison sud du bassin central, à 150 km à l'est de l'île de Car Nicobar. Partout ailleurs, la profondeur moyenne est de 870 m.

Le câble passant dans la partie sud de la mer d'Andaman, nous limiterons notre étude aux zones traversées qui sont d'ouest en est : la ride d'Andaman Nicobar (au niveau du "Great Passage"), le bassin de Sumatra et la plate-forme de Mergui (et le banc de Mergui).

6.2. Physiographie (Fig. 6.1., 6.2., 6.4., 6.6.)

Le "Great Passage" qui sépare l'île de Grand Nicobar et Sumatra est le seuil le plus profond (1500 m) et le plus prononcé coupant la ride d'Andaman

Nicobar. Sa physiographie est complexe (présence d'appareils volcaniques sous-marins).

La plate-forme de Mergui est l'extension septentrionale du plateau de la Sonde, pénéplané au Tertiaire supérieur et immergé pendant la dernière remontée généralisée du niveau des mers (Holocène). Cette plate-forme débute à la latitude de 12°N, s'élargit, s'aplanit et s'approfondit vers le sud jusqu'à la latitude de 9°N où elle se subdivise en deux unités encadrant le bassin de Sumatra : le banc de Mergui à l'ouest (200 km de long, 70 km de large et une profondeur variant de 0 à 1000 m) et la plate-forme de Mergui, à l'est, prolongement du plateau de la Sonde.

Le bassin de Sumatra a une profondeur maximale de 1300 m.

6.3. Températures et courants (Fig. 6.3.)

La température de surface varie peu : 30°C en été et 27,5°C en hiver. Les températures diminuent rapidement avec la profondeur, à 2000 m elles sont en moyenne de 5°C.

Pendant la mousson de NE, les courants provenant du détroit de Malacca ont dans la zone concernée une direction NW puis W avec des vitesses de 25 à 50 cm/s.

Pendant la mousson de SW, par contre, plusieurs courants s'affrontent dans ce secteur : un courant NW venant du détroit de Malacca (5-10 cm/s), un courant NE venant du golfe du Bengale (15-25 cm/s) et un courant SW longeant la côte malaise (10-20 cm/s). Il en résulte des courants tourbillonnaires.

6.4. Sédimentologie (Fig. 6.7.)

Sur la plate-forme de Mergui, la couverture sédimentaire récente est discontinue et peu épaisse. Il s'agit essentiellement de boues pélagiques à foraminifères avec localement des dépôts de sables grossiers à fins. Les moussons annuelles empêchent le dépôt permanent de sédiments sur la plate-forme.

Dans le bassin de Sumatra et le "Great Passage", les sédiments récents sont constitués d'argiles silteuses provenant du détroit de Malacca. Le taux de sé-

dimentation est ici de 10 à 20 cm/1000 ans. Ces sédiments sont apportés d'une part par le courant NW et d'autre part, par des courants de turbidité pendant toute l'année.

6.5. Sismicité (Fig. 6.5., 6.8., 6.9., 6.10.)

Dans la zone retenue pour la pose du câble, au niveau du "Grand Passage", il existe des appareils volcaniques sous-marins décrits comme non actifs.

Par contre, des séismes peu profonds (< 100 km) et de magnitude inférieure à 7 ont été enregistrés.

6.6. Conclusion

Dans cette zone, la physiographie bien que variée ne présente aucun inconvénient à la pose d'un câble sous-marin.

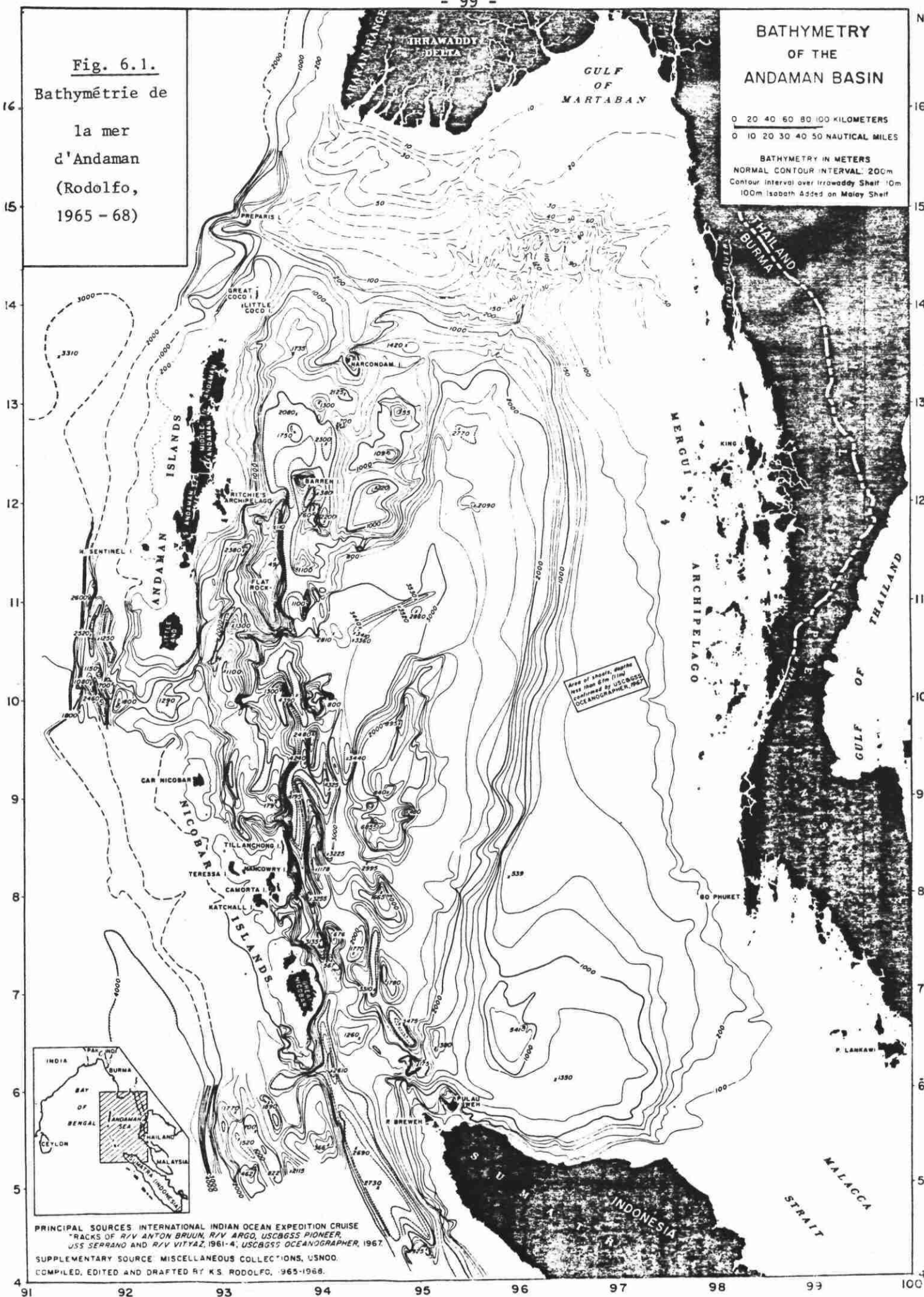
Par contre, au niveau de la ride d'Andaman-Nicobar, on traverse une zone sismique ; il existe des risques potentiels.

FIGURES DU CHAPITRE 6

Fig. 6.1.
Bathymétrie de
la mer
d'Andaman
(Rodolfo,
1965 - 68)

BATHYMETRY
OF THE
ANDAMAN BASIN

0 20 40 60 80 100 KILOMETERS
0 10 20 30 40 50 NAUTICAL MILES
BATHYMETRY IN METERS
NORMAL CONTOUR INTERVAL: 200m
Contour Interval over Irrawaddy Shelf 10m
100m Isobath Added on Malay Shelf



Area of sheets, depths
less than 61m (11m)
controlled by USC&S
OCEANOGRAPHER, 1965



PRINCIPAL SOURCES INTERNATIONAL INDIAN OCEAN EXPEDITION CRUISE
"RACKS OF R/V ANTON BRUUN, R/V ARGO, USCGSS PIONEER,
USS SERRANO AND R/V VITYAZ, 1961-4, USCGSS OCEANOGRAPHER, 1967
SUPPLEMENTARY SOURCE MISCELLANEOUS COLLECTIONS, USNOO.
COMPILED, EDITED AND DRAFTED BY K.S. RODOLFO, 1965-1968.

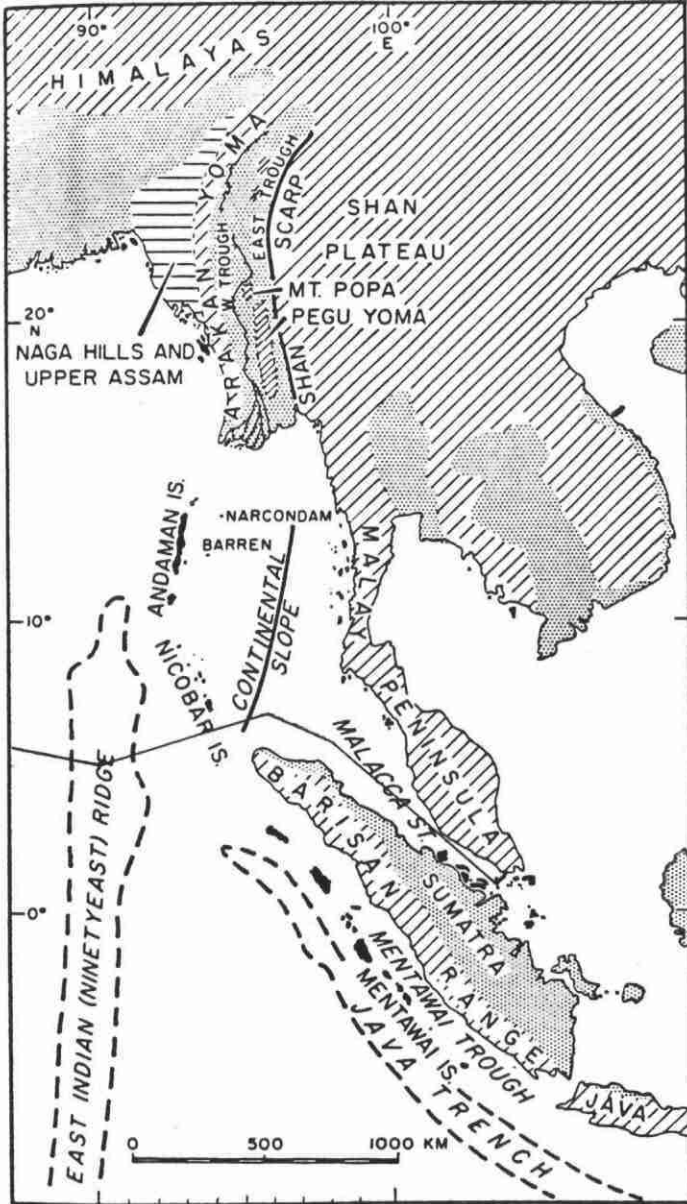


Fig. 6.2. : Cadre régional du bassin d'Andaman. Zones en pointillés = basses terres ; zones en hachures = régions à relief modéré ou important. (Rodolfo, 1969).

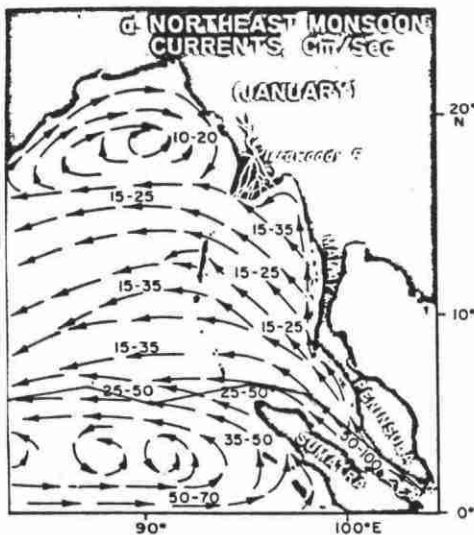


Fig. 6.3a. : Sens des courants pendant la mousson de NE (Rodolfo, 1969).

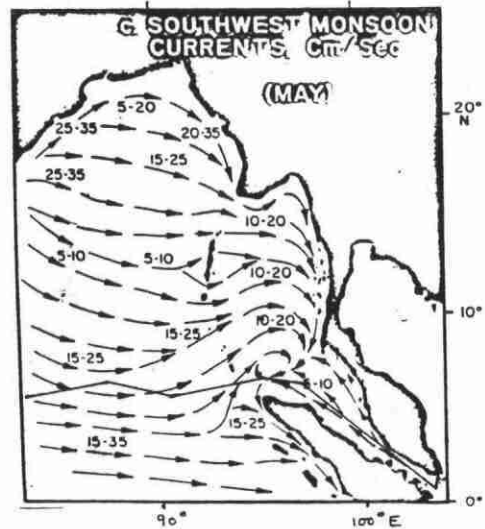


Fig. 6.3b. : Sens des courants pendant la mousson de SW (Rodolfo, 1969).

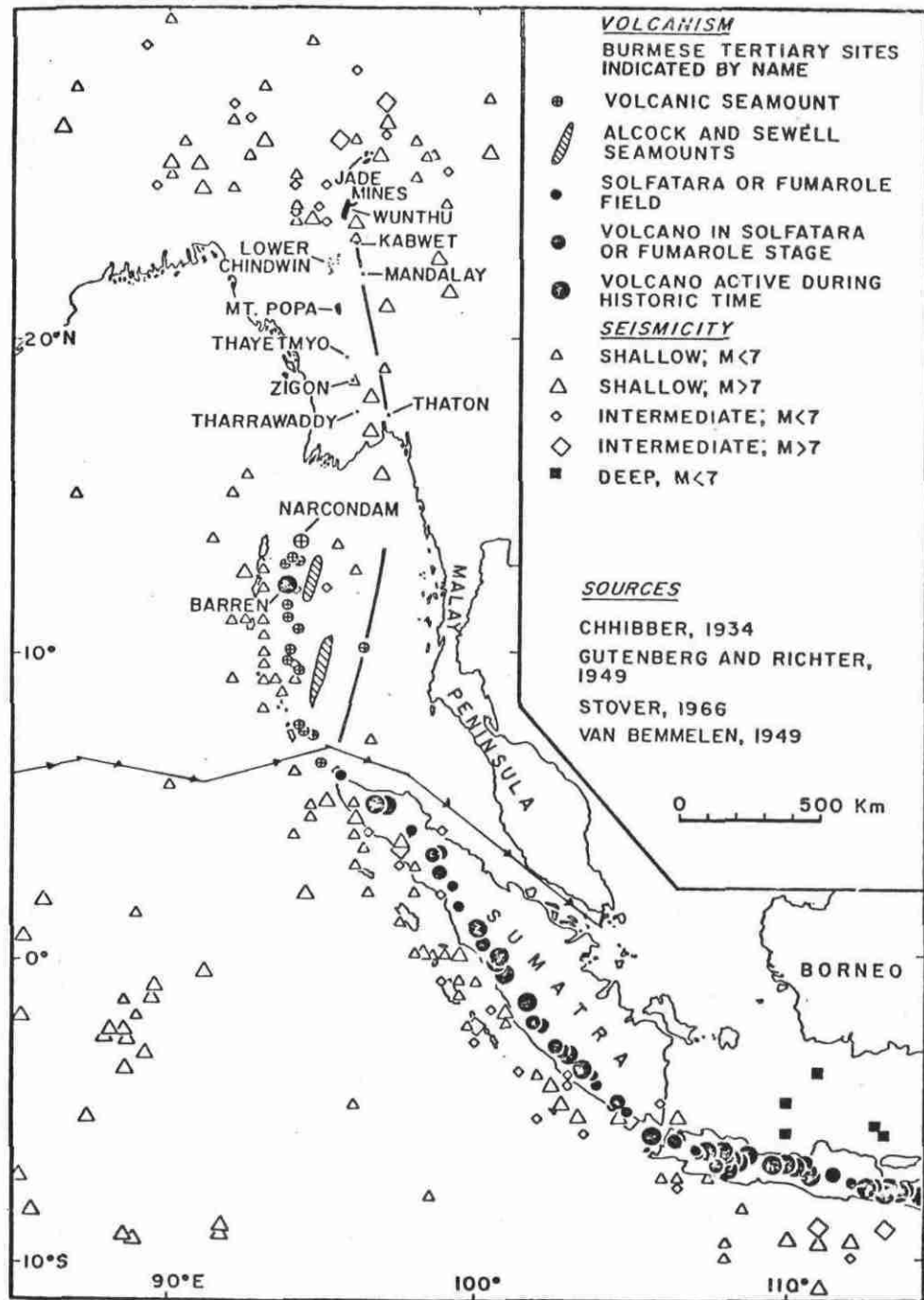


Fig. 6.5. : Volcanisme et sismicité dans le bassin d'Andaman (Rodolfo, 1969).

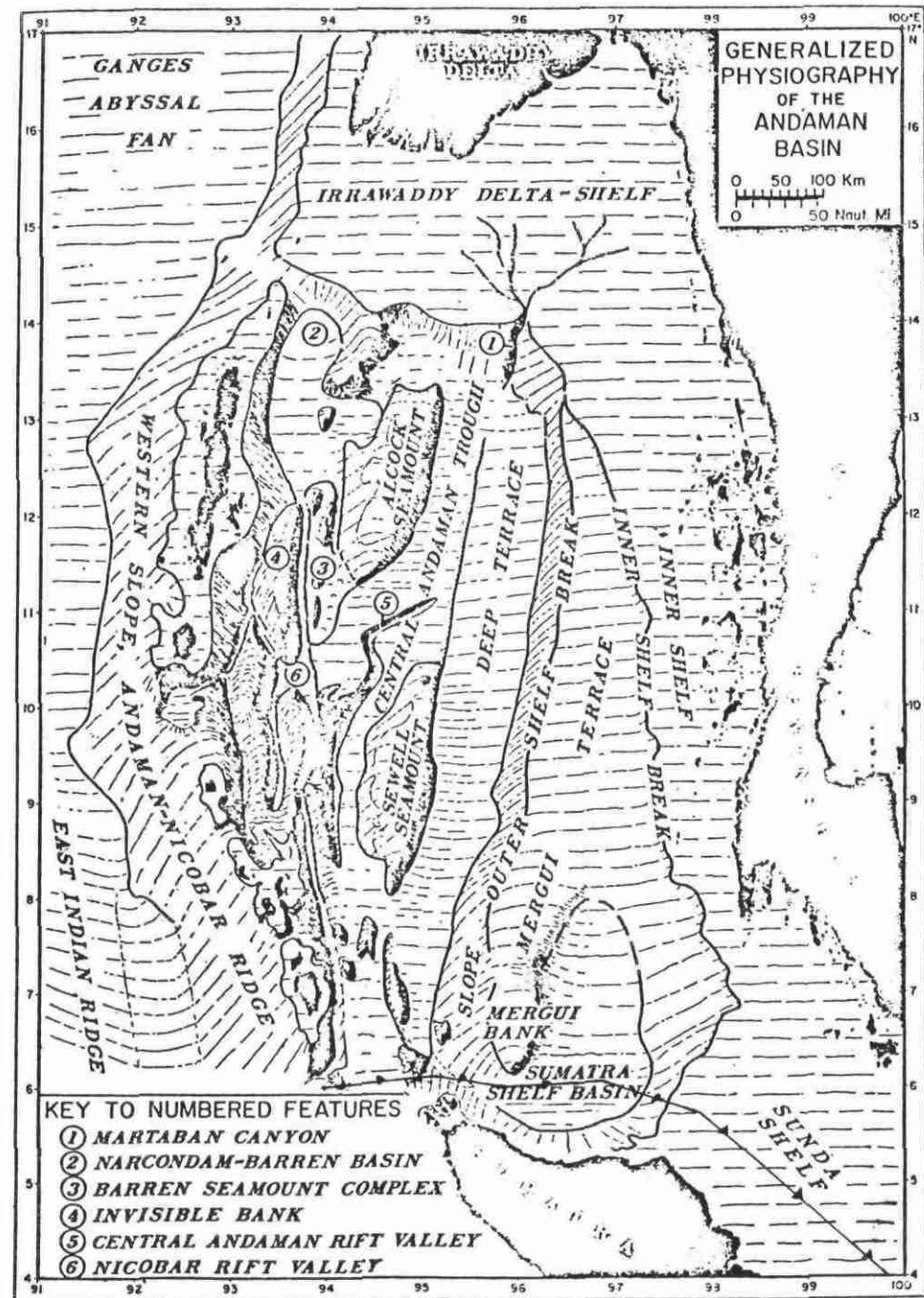


Fig. 6.4. : Physiographie générale du bassin d'Andaman (Rodolfo, 1969)

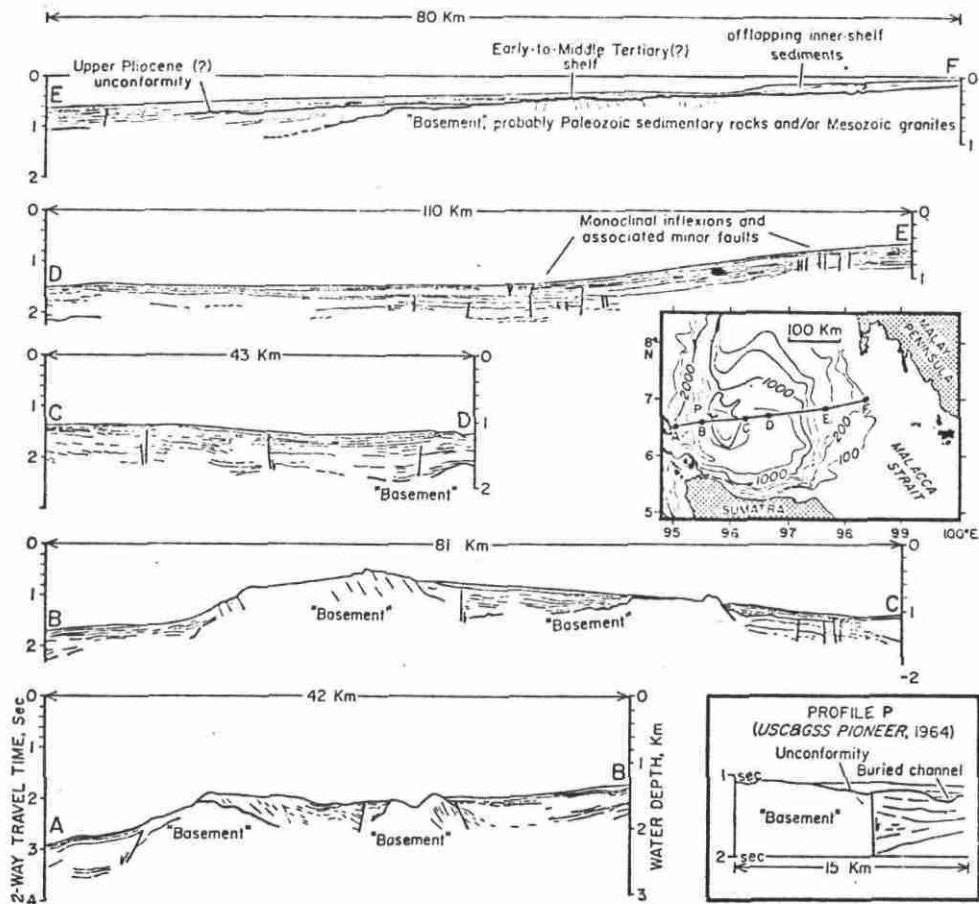


Fig. 6.6. : Profil sismique à travers la plate-forme continentale malaise. La ligne ABCDEF représente un profil continu. (Rodolfo, 1969).

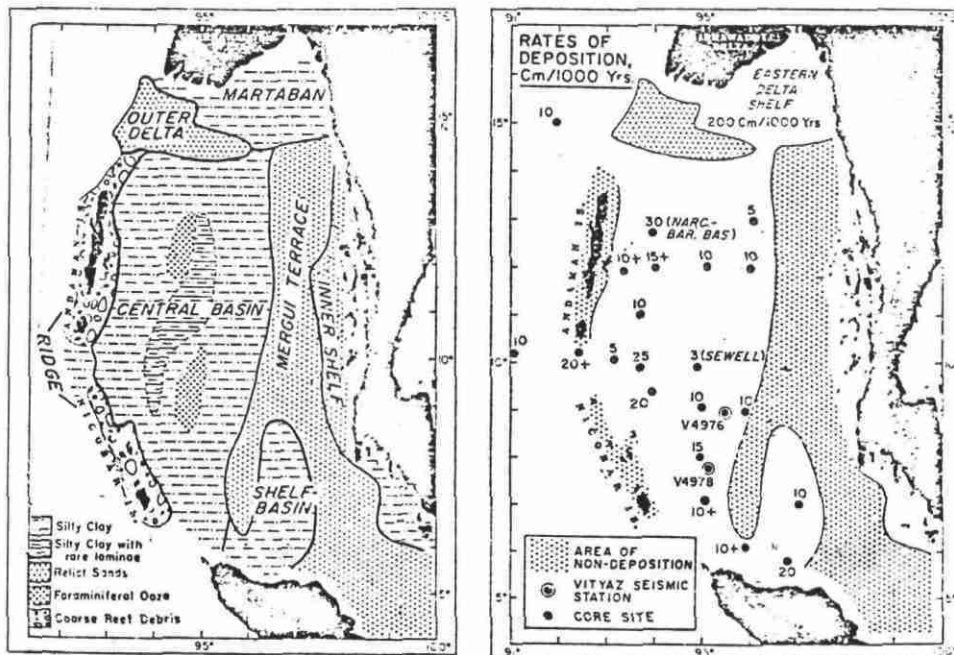


Fig. 6.7. : Les sédiments récents du bassin d'Andaman - (a) = divers types de sédiments ; (b) = taux de sédimentation pour 1000 ans. (Rodolfo, 1969).

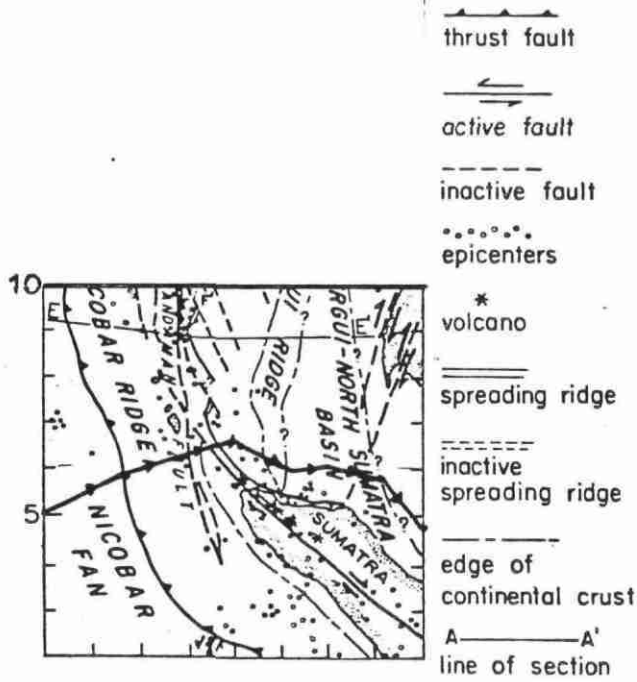


Fig. 6.8. : Carte tectonique de l'extrémité sud de la mer d'Andaman (Curry et al., 1979)

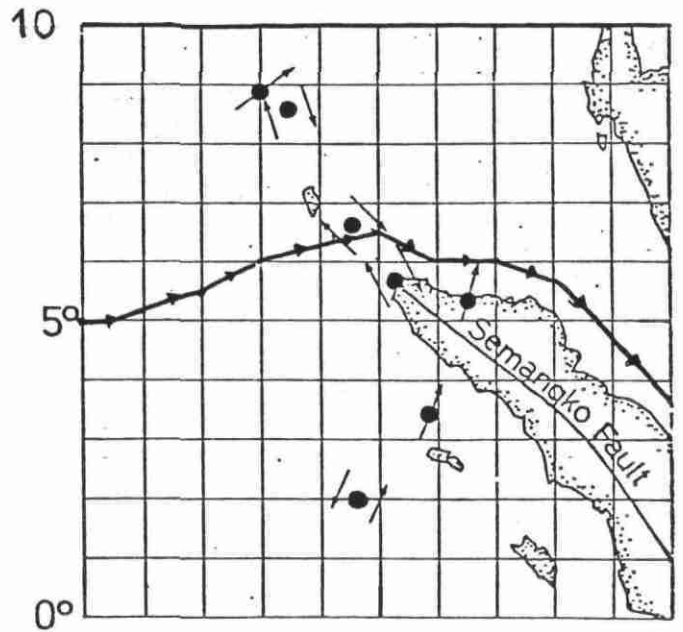
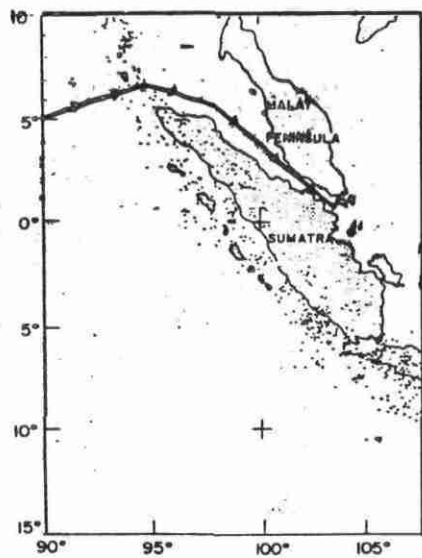
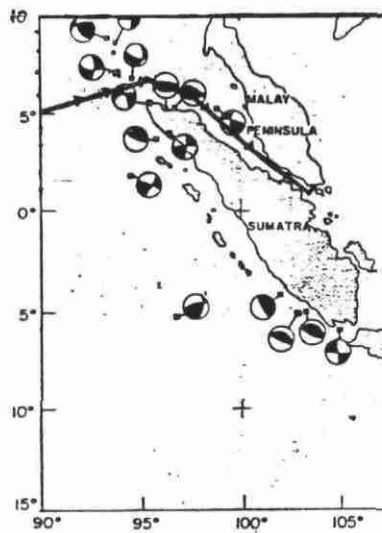


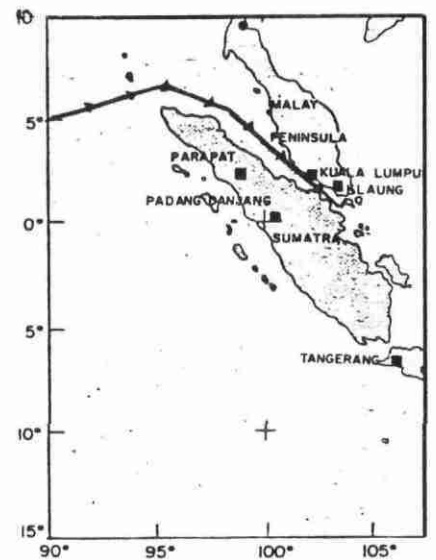
Fig. 6.9. : Mécanismes au foyer des séismes de la mer d'Andaman. Les flèches indiquent le sens du mouvement (Eguchi et al., 1979)



a - Carte des séismes (Hayes et Taylor, 1978)



b - Mécanismes au foyer des séismes peu profonds (< 100 km) - (Hayes et Taylor, 1978)



c - Localisation du réseau de sismographes

Fig. 10.

CHAPITRE 7

LE DETROIT DE MALACCA

7. - LE DETROIT DE MALACCA

7.1. Introduction

Le détroit de Malacca est un étroit passage entre la péninsule malaise et l'île de Sumatra qui relie l'océan Indien à la partie sud de la mer de Chine. Il est caractérisé par un contexte sédimentaire superficiel étroitement lié à l'existence des forts courants, à la proximité des terres bordières d'où débouchent de nombreuses rivières ainsi qu'aux variations climatiques. Le détroit doit sa configuration présente à la dernière montée eustatique post-glaciaire du niveau des mers qui a ennoyé le plateau continental de la Sonde. Les caractères hydrographiques et océanographiques de la région sont essentiellement conditionnés par un courant général portant vers le NW qui affecte le détroit tout au long de l'année. Les salinités et les températures de surface sont généralement inférieures à celles des mers voisines (Fig. et). Un coin de basses températures et de salinité importante existant dans la mer d'Andaman, pénètre toutefois jusque dans le détroit.

7.2. Physiographie (Fig. 7.1., 7.4., 7.5., 7.6., 7.7., 7.8., 7.9., 7.10., 7.11., 7.12.)

Le détroit de Malacca a une longueur de 800 km pour une largeur qui varie de 64 km au sud à 257 km au nord. Sa profondeur varie de 100 m, à l'entrée NW de la plate-forme, à 20 m, à sa sortie sur la mer de Chine. Il se situe entre les latitudes 6°N et 1°N et entre les longitudes 97°E et 104°E.

Pour EMMEL et CURRAY (1982), il s'agirait d'un système d'éventail deltaïque alluvial ayant fonctionné avant la dernière transgression marine (Holocène). De la partie étroite du détroit aux approches de la mer d'Andaman, on peut distinguer 4 environnements principaux :

- A. La partie étroite et peu profonde du détroit de Malacca (voir Fig. 3) est limitée au sud par des nombreuses îles et se termine au nord à la latitude 3°30'N. La profondeur est ici en moyenne de 30 m et n'excède jamais 40 m. Dans cette zone, le fond est accidenté et doit résulter d'une topographie qui s'est formée vraisemblablement au cours du Quaternaire ancien ou du Pliocène. Il est recouvert par des dépôts pléistocènes acoustiquement transparents supportant eux-mêmes une

fine pellicule de sédiments holocènes (moins de 10 000 ans).

Le profil longitudinal du détroit de Malacca, entre Singapour et Port-Kelang, est caractérisé par une légère dépression (-40 m) encadrée par 2 seuils (-20 m). Les vastes zones peu profondes bordant Sumatra, vers le sud, résultent de la grande quantité de sédiments amenés par les rivières locales. Dans cette région, il existe une grande quantité de rides de sable fin et d'argile, parallèles à l'axe de détroit. Ces rides dépassent souvent 20 m de hauteur et 50 km de longueur (Fig. 1b profils A et B et Fig. 5). Leur orientation actuelle semble être contrôlée par des courants de fond dont les vitesses varient de 75 à 100 cm/s. Dans les zones uniquement constituées de sables grossiers à moyens, on trouve des rides perpendiculaires à l'axe du détroit (entre Malacca et Port-Kelang où la vitesse du courant est la plus importante). Ces rides ont une hauteur de 5 à 15 m et une longueur de 250 à 900 m.

B. Le plateau continental peu profond de Sumatra et de la péninsule malaise (voir Fig. 3), zone adjacente au delta sous-marin, est généralement d'une profondeur inférieure à 60 m. Il constituait la plaine d'inondation du delta pendant la dernière émergence de ce secteur. On y trouve de nombreux chenaux fluviaux et de plus petites entailles comblées. Il existe également des preuves de remplissage de cuvettes peu profondes. Les entailles comblées s'observent sur tous les profils (Fig. 6 et 1b, c et d). Bien que les corrélations entre les profils ne soient pas possibles, le réseau fluvial a dû être organisé en méandres et bras anastomosés. Les chenaux se trouvent à une profondeur d'eau actuelle de 80 à 90 m. Cet ancien système hydrographique est recouvert par une séquence de sédiments horizontaux qui a tronqué les dépôts inclinés. Cette jeune surface d'érosion correspond à la surface transgressive de la mer au Pléistocène tardif. Dans cette zone on trouve des petits ripple-marks de 3 à 4 cm de hauteur, orientés NW-SE et attribués à une variation locale des directions de courant.

C. Le delta immergé est localisé aux abords NW de détroit de Malacca (voir Fig. 3 7, 8 et 9). Cette région en pente est située au débouché d'une large vallée qui a drainé les rivières de Sumatra et de Malaisie, au sud de 4°N, pendant les bas niveaux marins du Pléistocène. Sur la figure 7, dans la zone de profondeur supérieure à 80 m, et spécialement entre 100 et 110 m, on peut observer plusieurs dépressions et hauteurs isolées.

D. Au-delà du rebord continental, la pente du talus est orientée vers le NW et se raccorde au bassin de Mergui-nord Sumatra (voir Fig. 3 et Fig. 10, 11 et 12). Elle présente des structures en forme de blocs et dans la partie NE, on note le développement d'un éventail à une profondeur de 300 à 400 m. Deux petites vallées traversent cet éventail. Dans la partie W de cette zone, 3 profils montrent un fond avec des hyperboles de diffraction sur le talus inférieur, entre 1200 et 1300 m de profondeur. Plus haut (entre 950 et 1050 m) des structures en blocs et des collines basses suggèrent des phénomènes d'érosion et de slumping (Fig. 12a).

7.3. Les courants (Fig. 7.14.)

Les courants qui circulent dans le détroit ont généralement une direction NW tout au long de l'année et résultent des effets des moussons sur les mers adjacentes (voir Fig. 14). Ces courants sont largement influencés par les marées. Pendant la mousson de NE, le courant général correspond au prolongement d'un courant SE provenant du sud de la mer de Chine, contournant la pointe de la péninsule malaise et passant ensuite dans le détroit. Pendant la mousson de SW, une partie des eaux transportées par le courant NW, se déplace depuis la mer de Java et passe directement dans le détroit. Les courants sont les plus faibles en juin-juillet-août.

7.4. Sédimentation (Fig. 7.2., 7.3., 7.13.)

Les sédiments de fond sont en majorité des sables argileux, avec de vastes zones pélitiques à proximité des débouchés des rivières et dans la mer d'Andaman (voir Fig. 2 et 12). La fraction détritique est principalement constituée de quartz et pour une moindre part de feldspaths. Le cortège de minéraux lourds est complexe à cause de la géologie variée des terres bordières. Il consiste principalement en oxydes de titane, ilménite, staurotite et amphibole. Les minéraux argileux dominants sont la kaolinite et les interstratifiés avec une petite fraction d'illite et de montmorillonite. Dans toutes les carottes on trouve des cendres de composition andésitique. De nombreux sondages sédimentologiques ont traversé une épaisseur relativement importante d'argiles silteuses d'âge probable Pléistocène tardif. Ces argiles contiennent une forte proportion de tourbes qui ont donné un âge de 10 000 ans par datation au C_{14} . Cette tourbe pourrait résulter d'un dépôt d'estuaire ou d'un apport par un courant de marée.

La complexité de l'environnement sédimentaire dans le détroit de Malacca est principalement due à la variété des apports terrigènes (cordillère volcanique au sud, socle ancien au nord) et biologique (faunes planctoniques et benthiques). D'autres facteurs tendent encore à compliquer l'environnement des dépôts. L'ampleur de la décharge des rivières augmente considérablement pendant les mois d'hiver et d'été, à la suite des pluies de moussons. Etant donné la configuration du détroit, les courants de marée, semi-diurnes, sont alternativement de direction SE et NW. Ces courants (vitesses de 55 cm/s vers le SE et de 100 cm/s vers le NW) se superposent au courant général NW et il en résulte une résultante générale vers le NW. Les irrégularités du fond tendent à isoler des paquets de matériel grossier ou fin à l'intérieur de types sédimentaires plus homogènes. L'environnement fait que les différents paramètres sédimentaires (taille, classement, composition minéralogique) sont soumis à des fluctuations spatiales et temporelles rapides mais de grande ampleur. La contribution de l'île de Sumatra aux apports sédimentaires dans le détroit est plus importante que celle de la péninsule malaise, à cause du grand nombre de rivières qui, prenant leur source dans la cordillère volcanique, débouchent dans le détroit. Les sédiments apportés par ces rivières ont dans l'ensemble une granulométrie fine car la fraction grossière est retenue au niveau des plaines côtières où la végétation est très dense. La côte NE de Sumatra a tendance à gagner sur le détroit à cause de l'importance considérable de l'alluvionnement. Les îles situées au S de Singapour contribuent seulement pour une petite part aux apports sédimentaires dans la partie sud du détroit comme l'indique la concentration en minéraux lourds variés fournis, semble-t-il, par les dépôts latéritiques de ces îles. Les dépôts éoliens (cendres volcaniques) sont négligeables. Les particules solides entrant par la mer d'Andaman consistent surtout en foraminifères planctoniques transportés par des courants de fond portant vers le SE.

7.5. Sismicité

Le détroit de Malacca est une zone stable où les risques sismiques n'existent pas.

7.6. Conclusion

Entre Singapour et Port-Kelang, le câble suit la côte malaise. La profondeur varie entre 40 et 20 m. Les sédiments superficiels sont uniquement consti-

tués de sables et de sables argileux et les apports fluviatiles sont beaucoup moins importants que sur la côte de Sumatra. Par contre, si la bathymétrie et la sédimentologie ne posent pas de problèmes, les courants de marée sont importants ainsi que le courant général portant au NW.

De Port-Kelang à la terminaison NW du détroit, le câble suit la zone médiane du détroit. La profondeur varie de 60 m à Port-Kelang, à 110 m au NW. Les sédiments sont constitués pour l'essentiel par des sables et des sables argileux et localement par des argiles et des graviers. C'est la zone de cette mer épicontinentale où l'influence des courants de fond et de marée est la moins importante. Les cours d'eau interfèrent eux aussi assez peu sur ce secteur.

A l'entrée NW du détroit, le câble descend le talus ouest conduisant au fond du bassin de Mergui (1300 m de profondeur). Sur ce talus, des structures "en blocs" témoignent peut-être de l'existence de "slumpings" (glissements) (voir Fig. 12a), mais les pentes sont régulières et faibles (inférieures à 2 %).

En conclusion, le détroit de Malacca et ses approches ne doivent poser normalement aucun problème pour le câble. Toutefois, il faudra envisager d'éventuelles ruptures par suite de mouillages (intempestifs de navires) et de chalutages.

FIGURES DU CHAPITRE 7

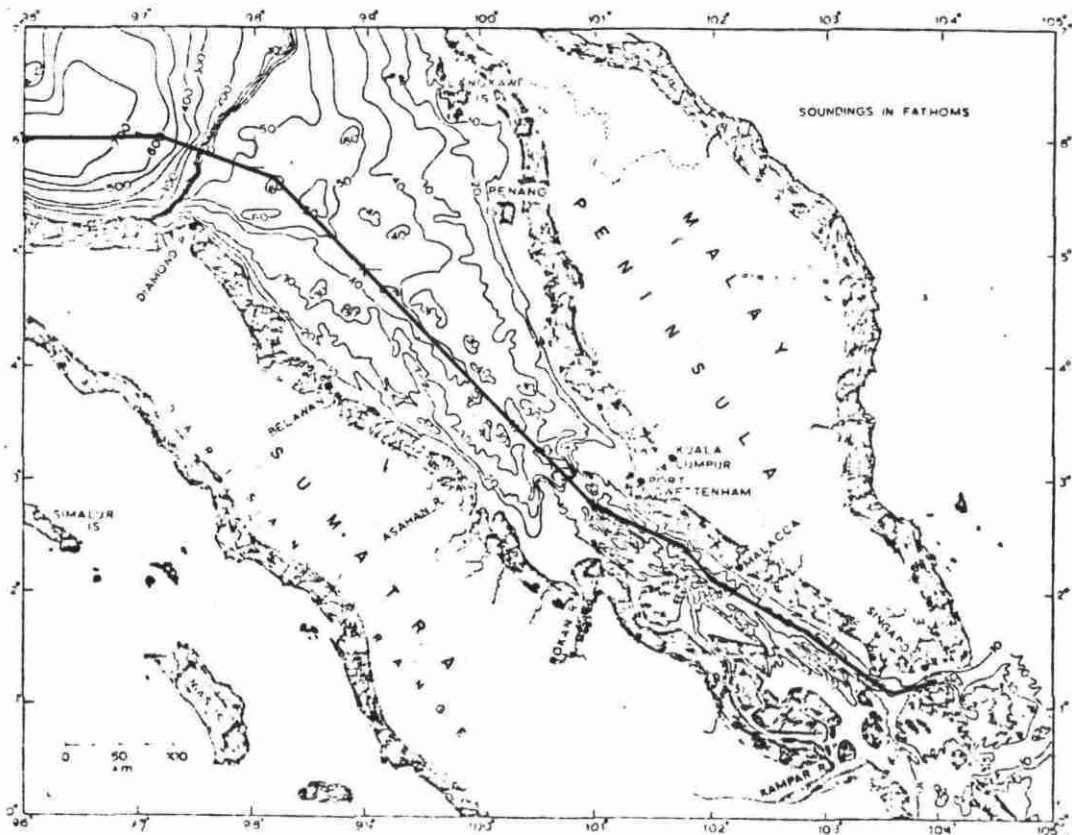


Fig. 7.1a. : Bathymétrie du détroit de Malacca. Isobathes toutes les 10 brasses (18,3 m) entre 10 et 100 brasses et toutes les 100 brasses (183 m) au-dessous de 100 brasses ; d'après Keller et Richards, 1967).

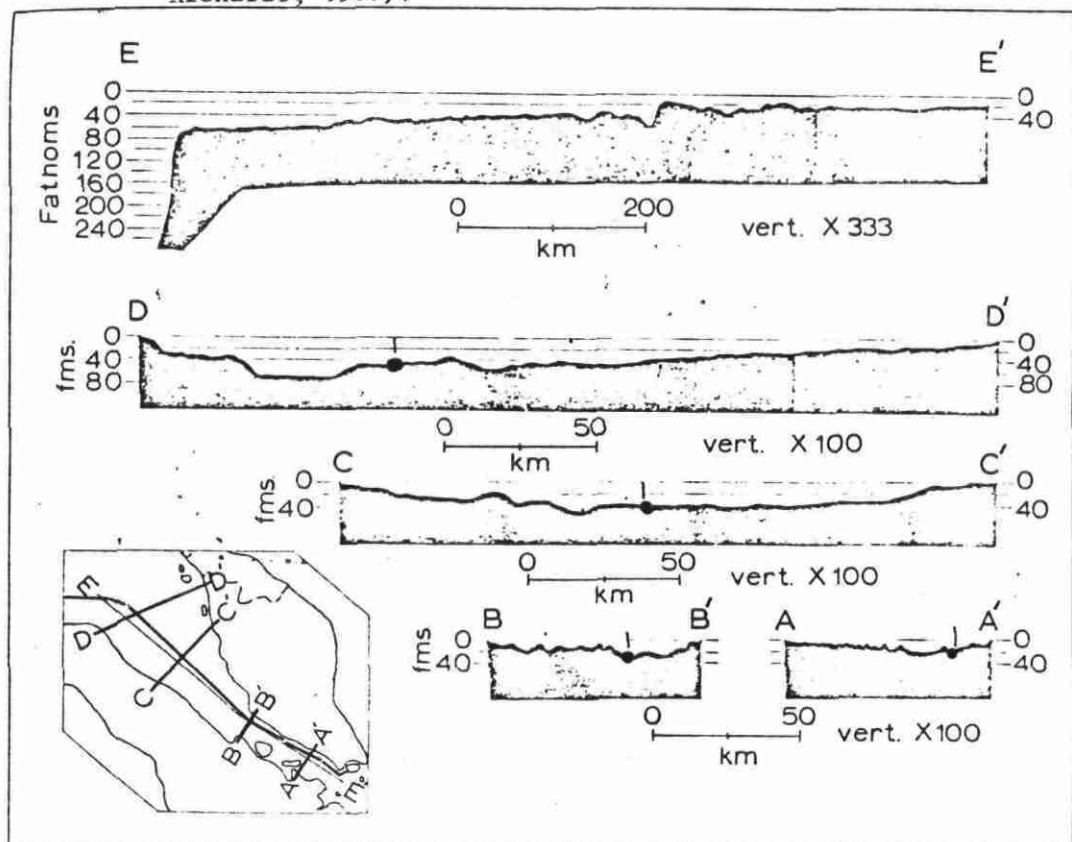


Fig. 7.1b. : Profils bathymétriques à travers le détroit de Malacca ; d'après Keller et Richards, 1967.

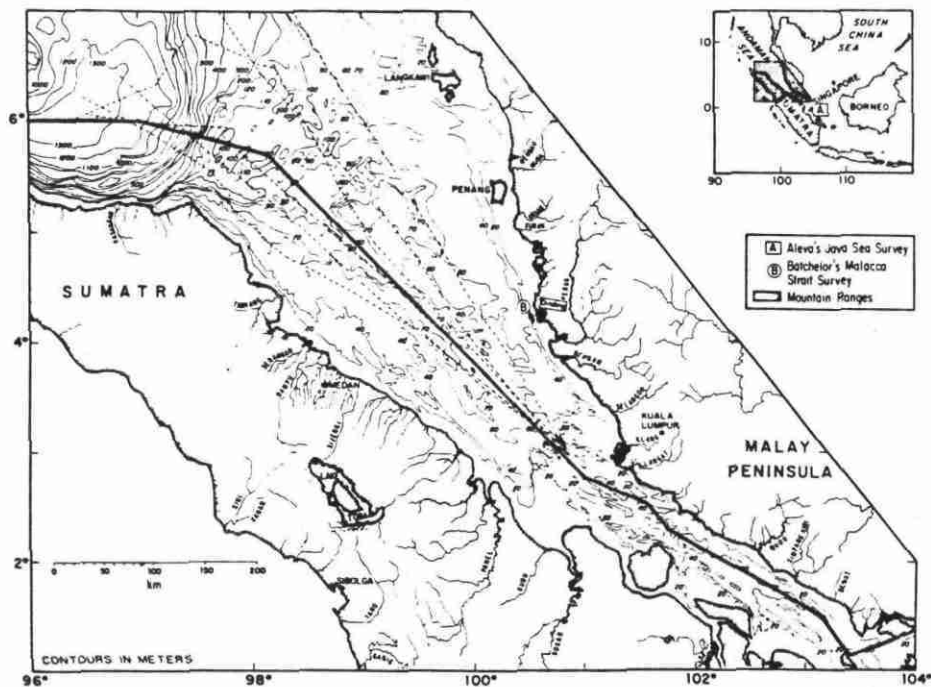


Fig. 7.1c. : Carte bathymétrique en mètres la plus récente du détroit de Malacca. Le drainage pendant la dernière période de bas niveau marin se faisant vers le NW, comme l'indique les isobathes 60 et 80 m. L'axe de la vallée principale est décalé vers Sumatra. Lignes en tiretées : profils sismiques à 3,5 KHz (d'après Emmel et Curray, 1982).

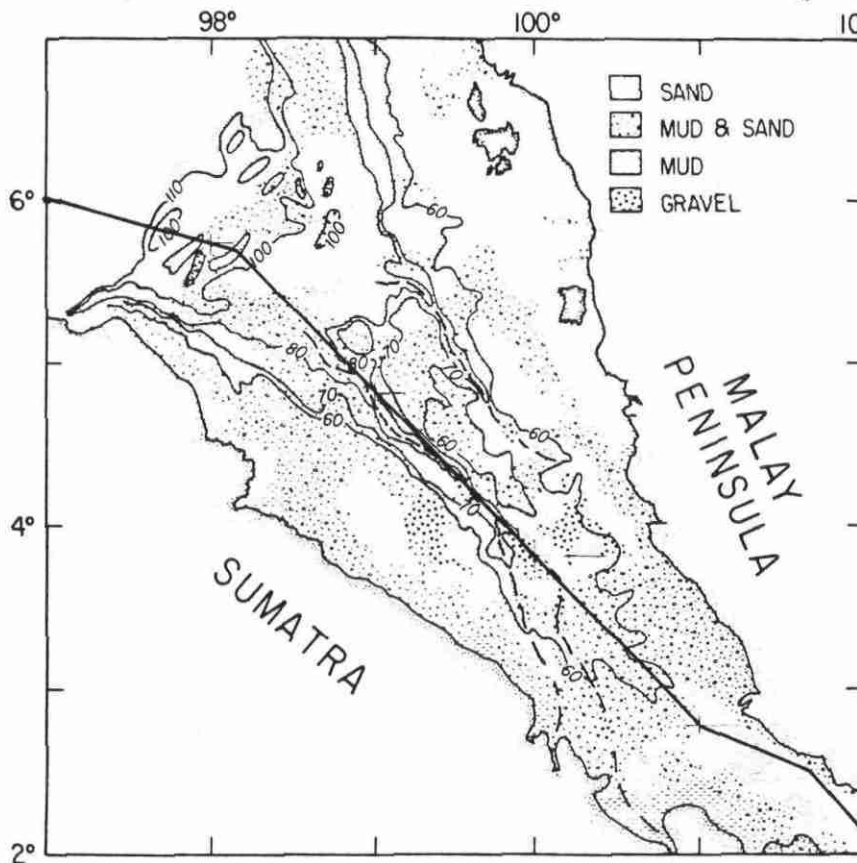


Fig. 7.2. : Distribution des sédiments superficiels du détroit de Malacca (d'après Emery, 1971).

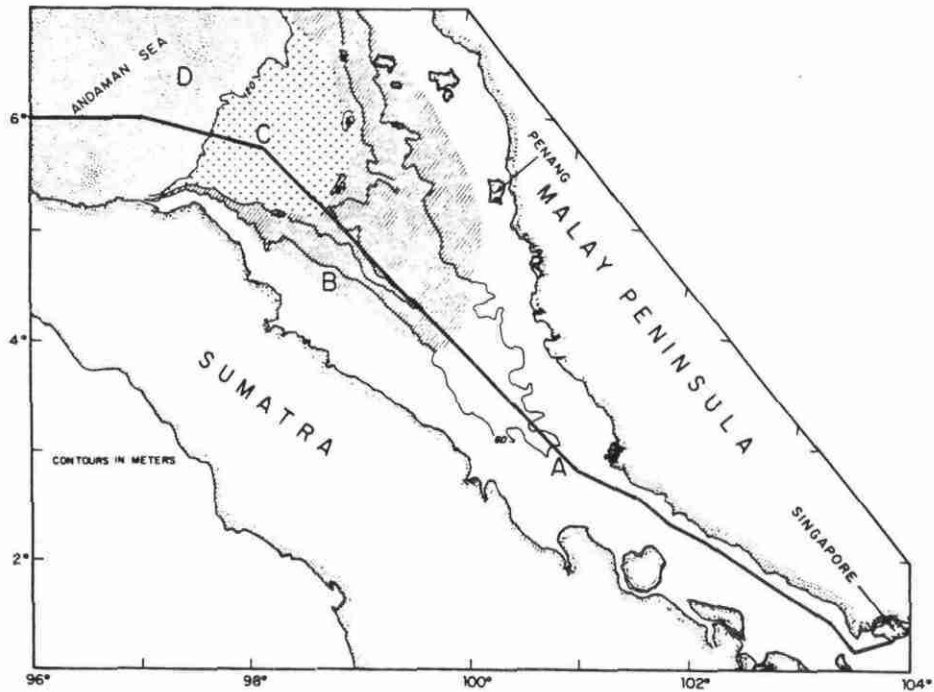


Fig. 7.3. : Environnement sédimentaire au Pleistocene supérieur (interprétation) ; A = détroit de Malacca étroit et peu profond ; B = plaine d'inondation (maintenant plateau continental) ; C = complexe deltaïque immergé ; D = talus et éventail sous-marin d'après Emmel et Curray, 1982).

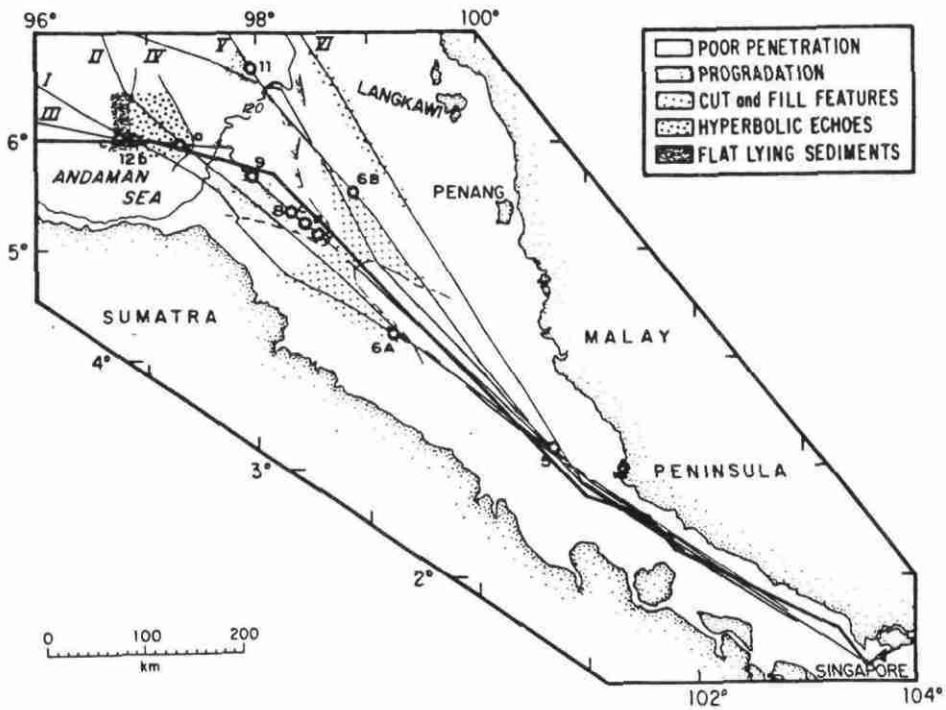


Fig. 7.4. : Carte des profils de sondeur 3,5 KHz, numérotés de I à IV. Les étoiles indiquent la position des figures suivantes ; (d'après Emmel et Curray, 1982).

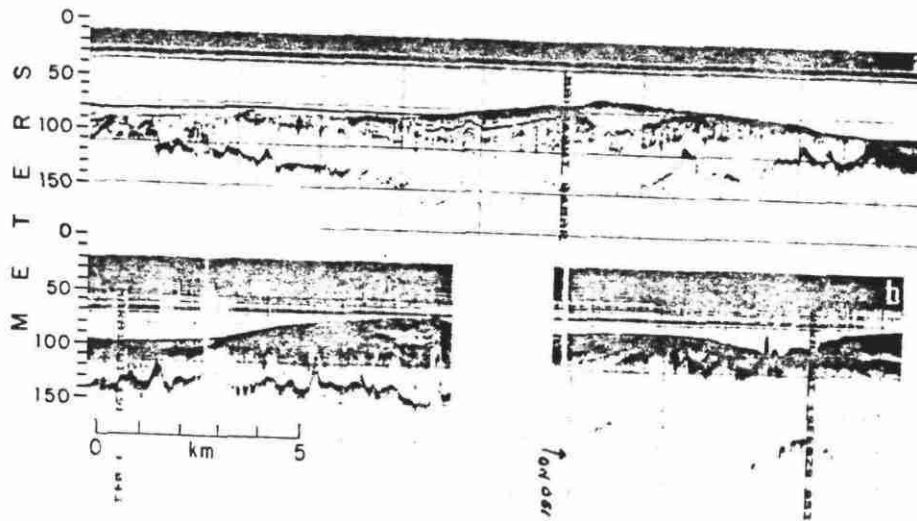


Fig. 7.5. : Profils 3,5 KHz (voir Fig. 4.). Le soubassement accidenté d'âge pleistocène ancien ou antérieur indique une érosion importante pendant la période de bas niveau marin. Les sédiments plissés se trouvent à faible profondeur sous le fond marin et sont recouverts par une mince couche de sédiments holocènes (Emmel et Curray, 1982).

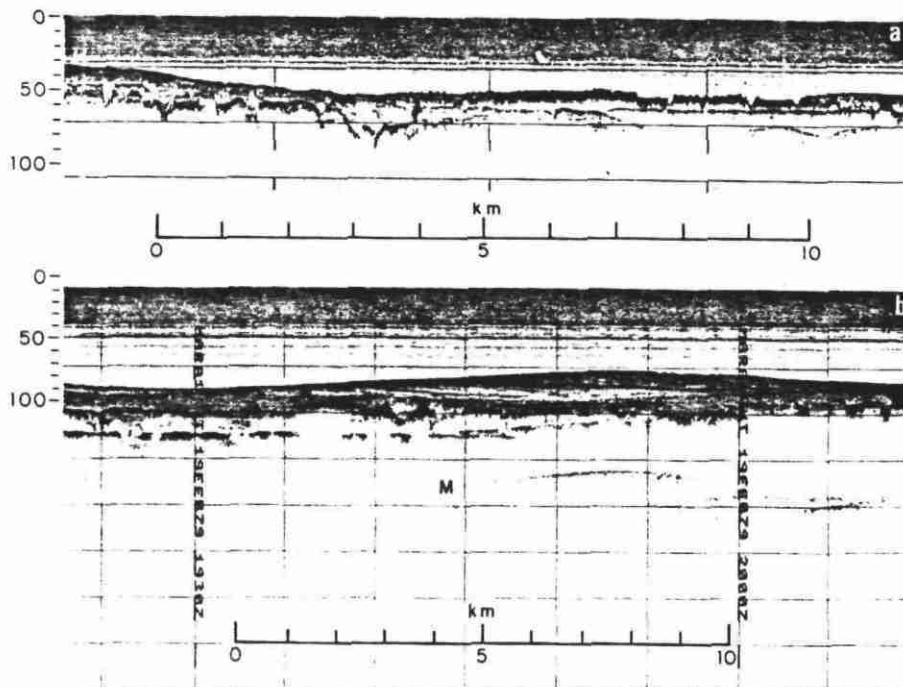


Fig. 7.6. : Profils 3,5 KHz (voir Fig. 4.). Chenaux comblés de la zone B en amont du delta où la progradation prend place et quelques types de progradation ou de remplissage (6b). Noter que les chenaux venant de Sumatra (6a) entaillent plus profondément le soubassement que ceux qui drainent la péninsule malaise (12b) - (Emmel et Curray, 1982).

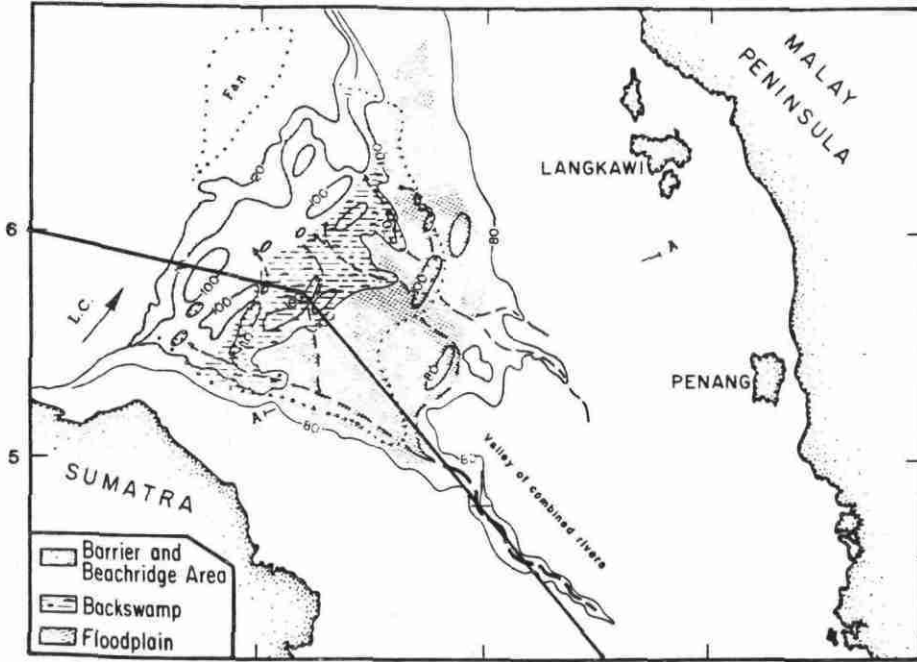


Fig. 7. : Subdivision géomorphologique du delta à l'entrée N du détroit de Malacca pendant la dernière régression (Allen 1965). L'interprétation est basée sur les cartes bathymétriques et sur les données du sondeur 3,5 KHz - A-A = profil de Keller et Richards, 1967 ; pointillés = zone de progradation ; L-C = ancienne direction présumée de dérive littoral (Emmel et Curray, 1982).

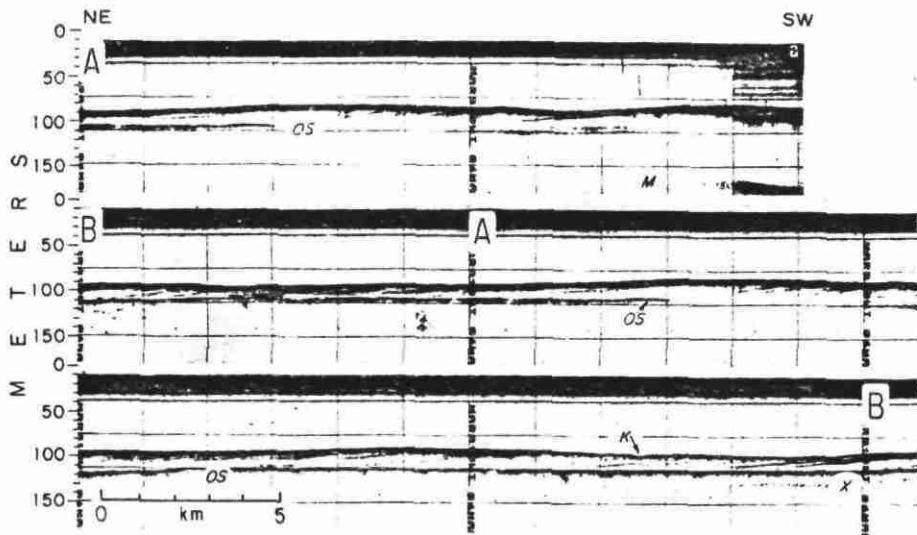


Fig. 7.8. : Profils 3,5 KHz (voir Fig. 4.) dans le delta interne - OS = ancien fond marin pendant le Wurm - X = plus vieille surface de la plate-forme sur laquelle les plus vieux "foresets" doivent avoir progradé - K = position approximative du profil de Keller. Les niveaux horizontaux supérieurs sont minces comparés à ceux que l'on trouve plus à l'extérieur du delta (Fig. 9.) - A B, C : raccords des 3 profils (Emmel et Curray, 1982)

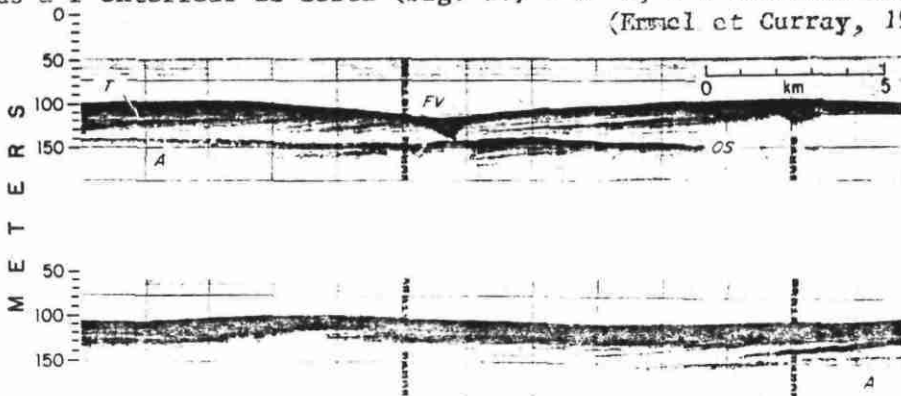


Fig. 7.9. : Coupe (profils 3,5 KHz, voir Fig. 4.) du delta externe - A = raccord des 2 profils. La figure inférieure est plus au large. On observe 2 ensembles de progradation séparés par un ancien fond marin (O.S.). FV = vallée comblée tronquant des lits de foresets. T = surface transgressive holocène (Emmel et Curray, 1982).

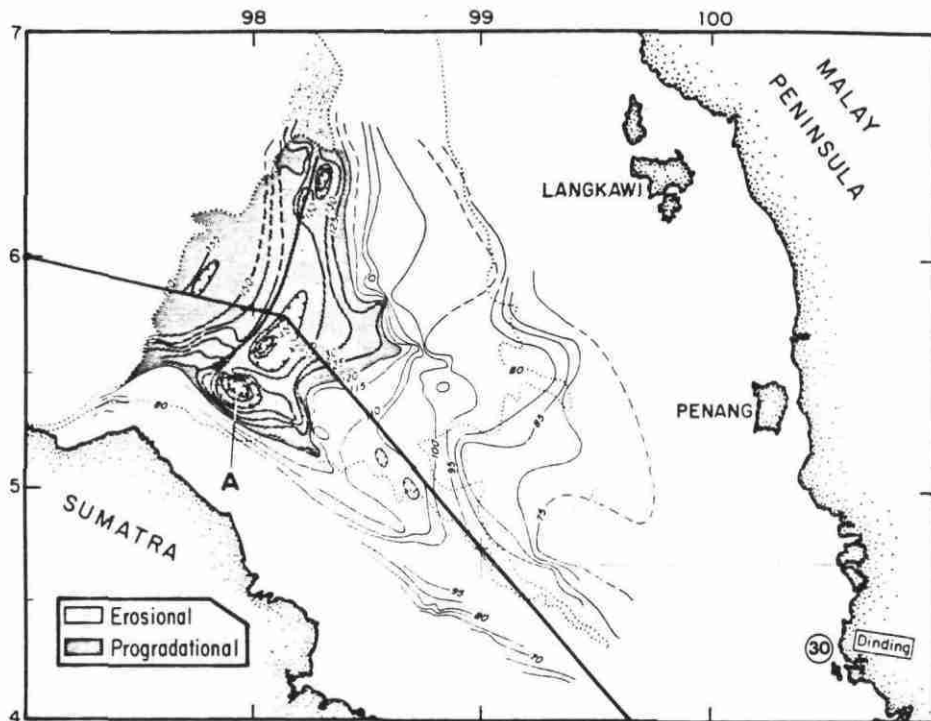


Fig. 7.10. : Carte des isobathes (en mètres) de l'ancien fond marin -
Pointillés = terminaison de la plate-forme à 120 et
80 m. Noter que pendant le Riss (avant dernière grande
pulsation glaciaire) la vallée était proche de Sumatra.
A = dépression préservée malgré sa faible profondeur.
Les zones de progradation et d'érosion sont indiquées.
Trait épais = ride surbaissée NE - SW (Emmel et Curray,
1982).

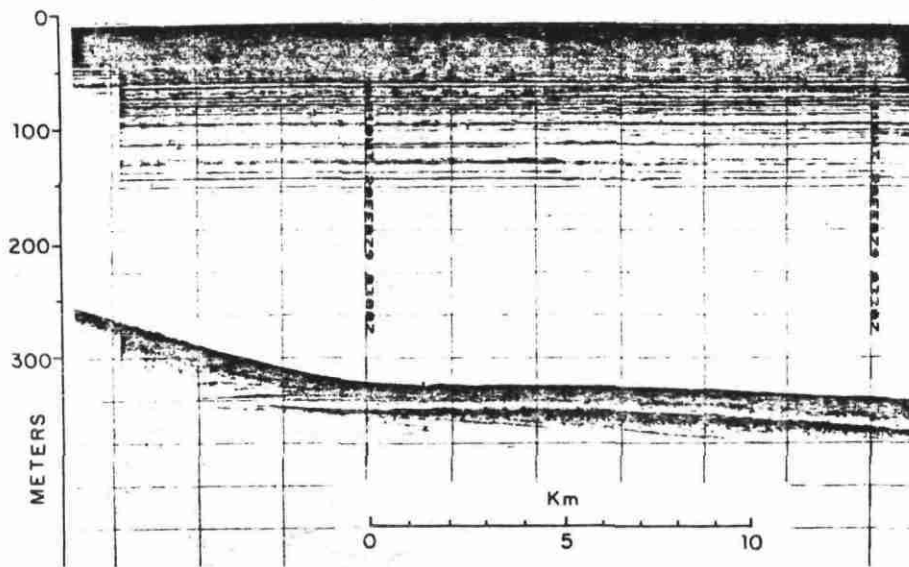


Fig. 7.11. : Profil 3,5 KHz (voir Fig. 4.). Progradation (visible à gauche) sur la partie NE peu profonde du bassin de Mergui - Nord Sumatra. Elle est reconnaissable grâce à une diminution de la déclivité entre - 300 et - 400 m sur la figure 10. (Emmel et Curray, 1982).

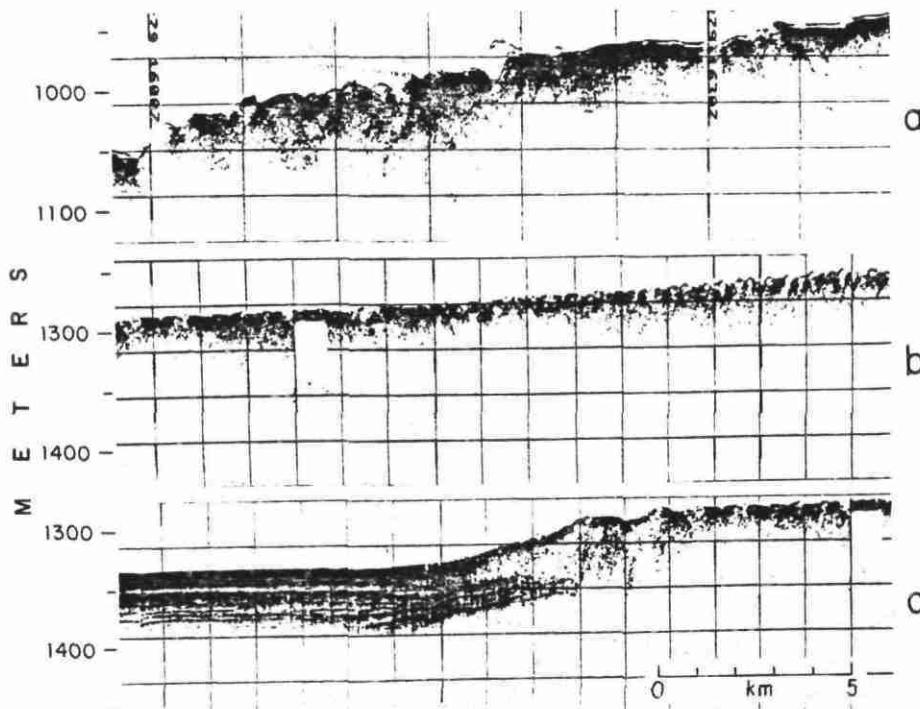


Fig. 7.12. : Talus ouest conduisant au fond du bassin de Mergui où les sédiments sont horizontaux. Les structures "en blocs" sur le talus supérieur doivent être le résultat de glissements. Les petits glissements sur le talus inférieur sont caractérisés par des échos hyperboliques (Emmel et Curray, 1982).

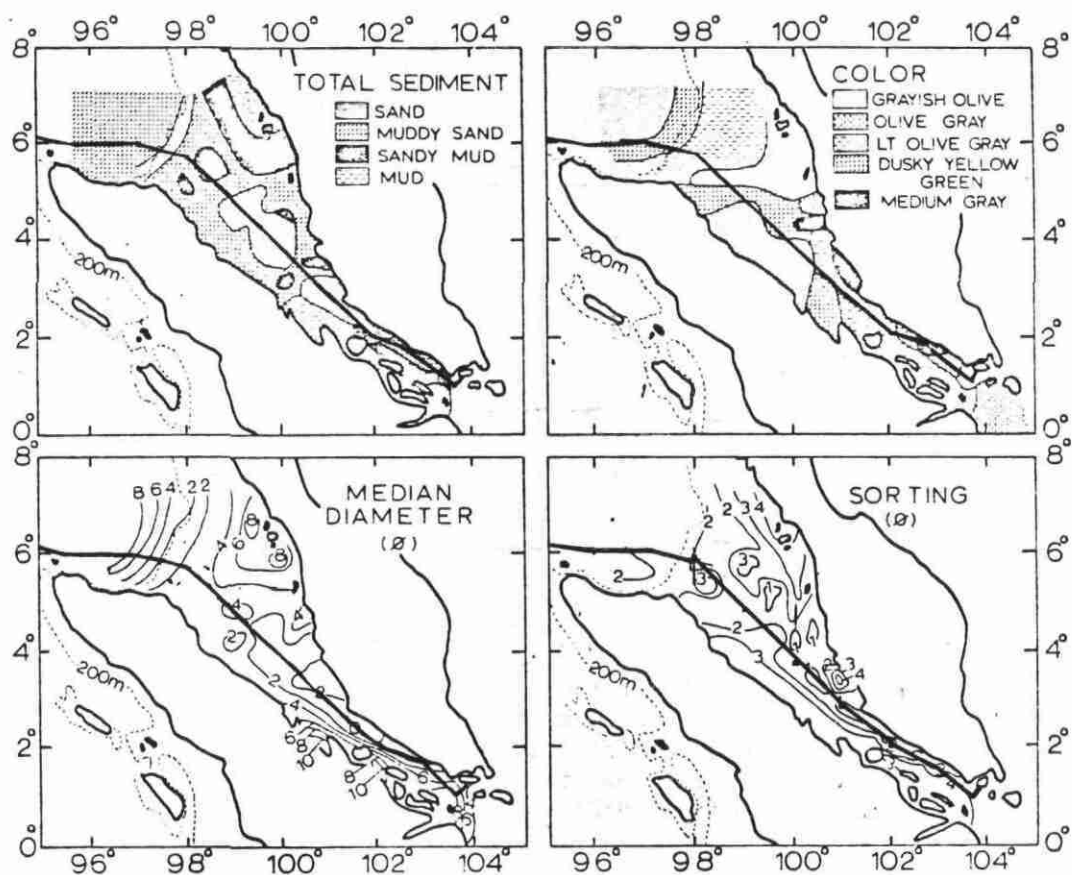


Fig. 7.13. : Distribution générale du sédiment total, de la couleur, du grain moyen et du classement des sédiments de surface du détroit de Malacca et de la mer d'Andaman adjacente. Grain moyen et classement suivant les indices d'Inman (1952). D'après Keller et Richards, 1967 .

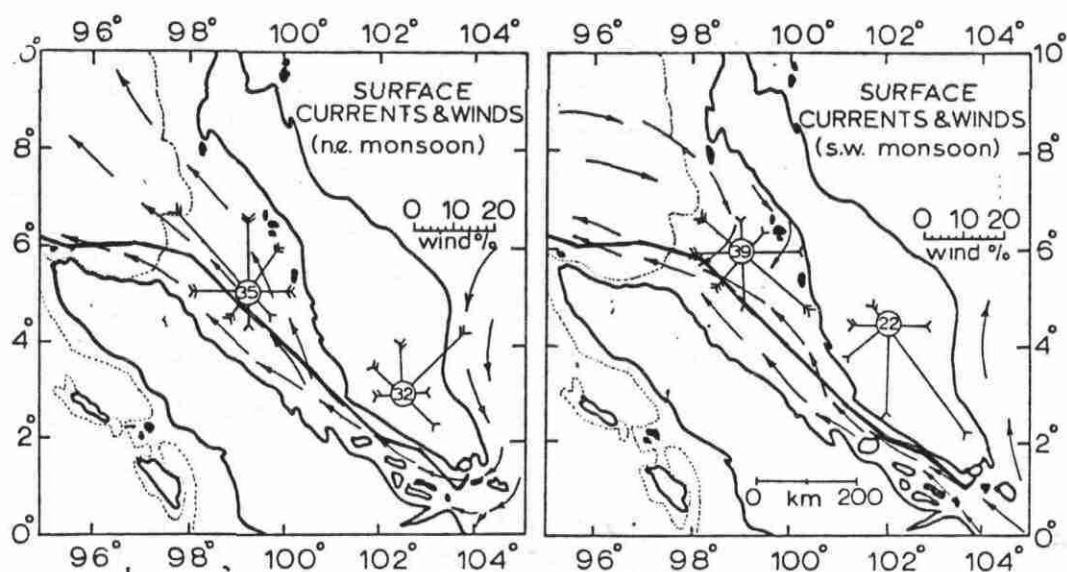


Fig. 7.14. : Courants de surface et vents pendant les moussons de NE et de SW. Le nombre de barbillons sur les flèches indique le degré Beaufort. La longueur des flèches mesurée à partir du centre donne la durée moyenne pendant laquelle le vent souffle dans une direction donnée. Les nombres cerclés indiquent le % de temps calme. Keller et Richards (1967) modifié de US Navy Hydrographic Office (1944).

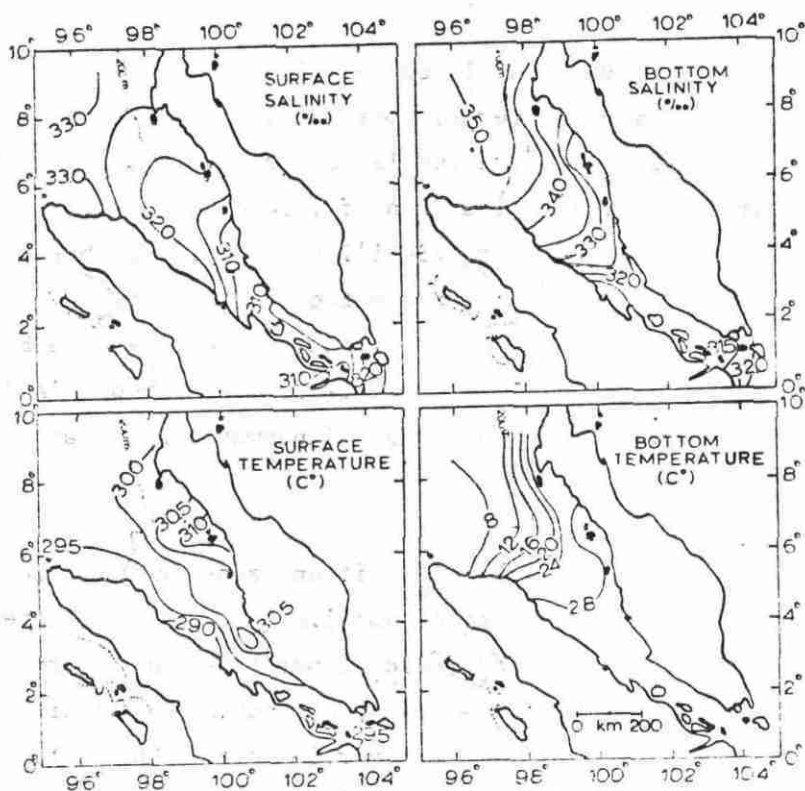


Fig. 7.15. : Température et salinité de l'eau relevées en avril 1961 (Keller et Richards, 1967).

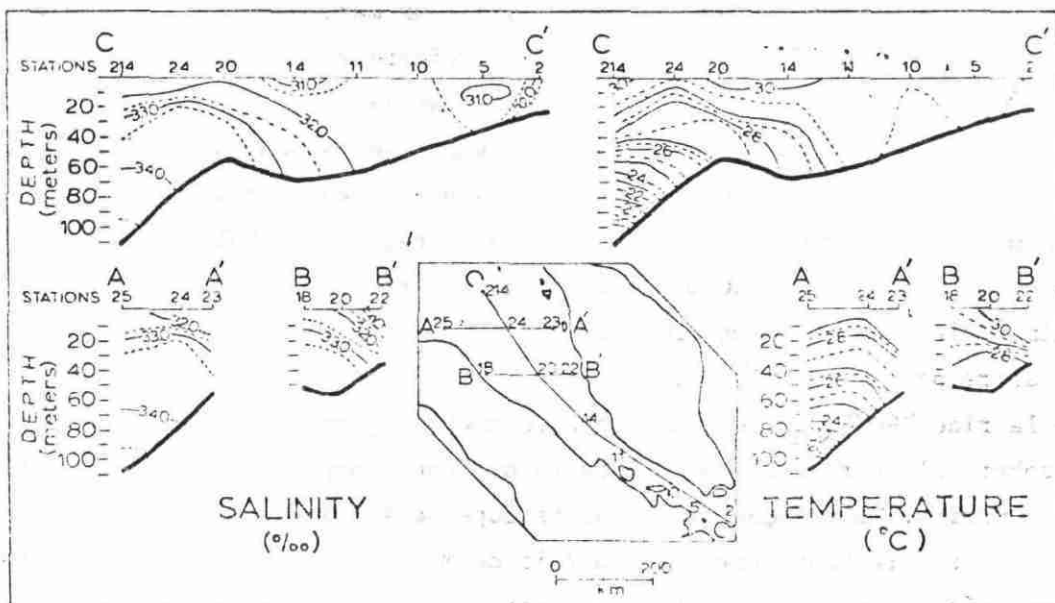


Fig. 7.16. : Profils de température et de salinité (Keller et Richards, 1967).

C O N C L U S I O N

Le tracé prévu pour le câble qui doit relier Djibouti à Singapour (avec une bretelle sur Colombo) traverse, dans l'océan Indien septentrional, un assez grand nombre d'unités morphostructurales de nature variée : golfe d'Aden (zone d'accrétion océanique), la fracture d'Owen (faille transformante), le bassin d'Arabie (partie distale du cône sous-marin de l'Indus et plaine abyssale), la ride des Chagos-Laquedives (ride asismique), bassin des Laquedives et de l'océan Indien central (plaine abyssale), la marge continentale ceylanaise, le bassin du Bengale (cône sous-marin), la ride de "90°E" (ride partiellement asismique), la ride d'Andaman-Nicobar (zone de subduction et arc insulaire), la mer d'Andaman (bassin arrière-arc) et le détroit de Malacca (mer épicontinentale).

Bien que le golfe d'Aden soit une zone en extension, l'utilisation de l'étroite plaine abyssale bordant la Somalie du nord, l'évitement de la fosse d'Alula-Fartak et le contournement par le nord du petit radeau continental de Socotra doivent permettre de réduire les risques au maximum. Le franchissement de la fracture d'Owen dans sa partie la plus active (portion active de la faille transformante) ne peut être évité. Puis le câble passe au large du cône sous-marin de l'Indus, à l'abri des apports détritiques qui construisent le cône à l'heure actuelle. Le franchissement de la dorsale des Chagos-Laquedives puis du bassin de Laquedives ne devrait offrir aucune difficulté particulière.

Avec la bretelle sur Colombo et le passage du tronçon principal au sud de Ceylan on aborde des problèmes propres aux marges continentales passives assez pentées et des risques de courants de turbidité et de glissements (la plate-forme ceylanaise à cet endroit est quasi-inexistante) ne sont pas à écarter. L'arrivée sur le vaste cône alluvial sous-marin du Bengale se faisant dans la partie distale (la plus éloignée des sources sédimentaires) de cet éventail, les risques encourus sont minimes étant donné que par ailleurs la transgression holocène (dernière remontée du niveau marin) a rendu inactifs la plus grande partie des chenaux sous-marins qui alimentaient au Pléistocène le cône sous-marin. Tout comme pour la fracture d'Owen, un autre point sensible est constitué par le franchissement de la terminaison nord de la ride "90°E" qui en vient pratiquement à jouxter l'arc insulaire des Andaman-Nicobar. Il en résulte une sismicité qui peut engendrer des phénomènes de glissements sous-marins. Le tronçon final qui recoupe le sud de la mer d'Andaman et qui remonte ensuite sur la plate-forme du détroit de Malacca ne pose pas de problèmes du point de vue géologique. Le seul danger potentiel réside dans les activités de pêche et les mouillages intempestifs qui peuvent avoir lieu dans ce détroit très fréquenté.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALI-KHAN, J., 1977 - Some hydrographical features of the gulf of Aden. *Meeresforsch.*, 25, p. 1-22.
- BAECKER, H., CLIN, M. et LANGE, K., 1973 - Tectonics in the gulf of Tadjoura. *Marine Geology*, 15, 5, 309-327.
- BEYDOUN, Z.R. , 1970 - Southern Arabia and northern Somalia : comparative geology. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, 267, p. 267-292.
- CLOSS, H., NARAIN, H., GARDE, S.C., 1974 - Continental margins of India. In *Geol. Cont. Margins.*, Berlin-Springer, p. 629-639.
- COCHRAN, J.R., 1981 - The gulf of Aden : structure and evolution of a young ocean basin and continental margin. *J. Geophys. Res.*, 86, p. 263-287.
- COCHRAN, J.R., 1981 - Simple models of diffuse extension and the pre-seafloor spreading development of the continental margin of the Northeastern gulf of Aden. *Oceanol. Acta*, SP, p. 155-165.
- COLLECTIF, 1974 - The shipboard scientific party, site 216-217-218 (leg 22). In : *Initial rep. deep sea drilling proj.*, vol 22, p. 213-221, p. 267-277, p. 325-333.
- COLLECTIF, 1974 - The shipboard scientific party, site 219, 220, 221 (leg 23). In : *Initial proj.*, vol 23, p. 35-62, p. 117-138 et p. 167-190.
- COLLECTIF, 1974 - The shipboard scientific party, site 231, 232 et 233 (leg 24). In : *Initial rep. deep. sea drilling proj.*, vol 24, p. 17-37, p. 127-142 et p. 197-208.
- COLLECTIF, 1980 - Adaman sea gulf of Thailand (transect II). In : *International decade of ocean exploration studies in east asian tectonics and resources (seatar)*, p. 37-44 et p. 183-185.

- CURRAY, J.R., 1968 - The Bengal deep sea fan (abstract). In : Geol. Soc. Amer. Progr. Annu. Meet., p. 11.
- CURRAY, J.R. et MOORE, D.G., 1971 - Growth of the Bengal deep sea fan and denudation in the Himalaya. In : Geol. Soc. of Am. Bull., v. 82, p. 563-572.
- CURRAY, J.R. et MOORE, D.G., 1974 - Sedimentary and tectonic processes in the Bengal deep sea fan and geosyncline. In : Geology of continental margins, p. 617-627.
- EMMEL, F.J. et CURRAY, J.R., 1982 - A submerged late pleistocene delta and other features related to sea level changes in the Malacca Strait. In : Marine Geology, 47, p. 197-216.
- ENCYCLOPEDIA OF OCEANOGRAPHY, 1966 - (voir le détail dans les rubriques). Ed. par R.W. Fairbridge, Reinhold Publish. Co., New-York, p. 1-1021.
- FAIRBRIDGE, R.W. et RODOLFO, K.S., 1966 - Andaman sea. In : Encyclopedia of Oceanography, p. 32-35.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1966a - Indian ocean. In : Encyclopedia of Oceanography, p. 370-402.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1966b - Submarine cones or fans. In : Encyclopedia of Oceanography, p. 870-872.
- FAIRHEAD, J.D., 1973 - Crustal structure of the gulf of Aden and the Red Sea. Tectonophysics, 20, p. 261-267.
- FAIRHEAD, J.D. et GIRDLER, R.W., 1970 - The seismicity of the Red Sea, gulf of Aden and Afar triangle. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 267, p. 49-74.
- FALCON, N.L., GASS, I.G., GIRDLER, R.W. et LAUGHTON, A.S., 1970 - A discussion on the structure and evolution of the Red Sea and the nature of the Red Sea, gulf of Aden and Ethiopia rift junction. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 267, 417 p.
- FISHER, R.L., BUNCE, E.T., et al., 1974 - Initial reports of the deep sea drilling project, vol 24, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 17-34 et 591-605.

- GIRDLER, R.W., BROWN, C., NOY, D.J.M. et STYLES, P., 1980 - A geophysical survey of the westernmost gulf of Aden. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 298, 1434, p. 1-43.
- HARBISON, R.N., BASSINGER, B.G., 1973 - Marine geophysical study off Western India. In : J. Geophys. Res. USA, vol 78, n° 0002, p. 432-440.
- HARIG, D.E., SUPARKA, S., MOORE, G.F., HEHANUSSA, P.E., 1979 - Structure and Cenozoic evolution of the Sunda arc in the central Sumatra region, in : mem. am. Assoc. Petrol. Geol., sect. 29, p. 223-237.
- KELLER, G.H. et RICHARDS, A.F., 1967 - Sediments of the Malacca strait, southeast Asia. In : Journal of sedimentary petrology, vol 37, n° 1, p. 102-127.
- KOLLA, V., MOORE, D.G., CURRAY, J.R., YOUNT, J.C., 1975 - Bottom current activity in the deep western bay of Bengal. Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs, USA, vol 7, n° 0007, p. 1151.
- KUMAR, S., 1975 - A model of the subsidence history of the west coast of India. In : Tectonophysics, netherl., vol 27, n° 0002, p. 167-176.
- LA FOND, E.C., 1966 - Bay of Bengal. Encyclopedia of Oceanography, p. 110-118.
- LAUGHTON, A.S., WHITMARSH, R.B. et JONES, M.T., 1970 - The evolution of the gulf of Aden. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, p. 227-266.
- MOORE, G.F., CURRAY, J.R. et EMMEL, F.J., 1982 - Sedimentation in the Sunda trench and forearc region. In : Trench forearc Geology, Geological Society, special publication n° 10, p. 245-258.
- MOORE, D.G., CURRAY, J.R. RAITT, R.W., EMMEL, F.J., 1974 - Stratigraphic seismic section correlations and implications to Bengal fan history. In : Initial reports of the deep sea drilling project, vol 22, p. 403-412.
- MOYES, J.E., DUPRAT, J. FAUGERES, J.C., GONTHIER, E., PUJOL, C., 1978 - Etude stratigraphique et sédimentologique. In : Orgon IV, golfe d'Aden, mer d'Oman. Géochimie organique des sédiments marins profonds, p. 189-263.

- NAINI, B.R. et KOLLA, V., 1982 - Acoustic character and thickness of sediments of the Indus fan and the continental margin of western India. In : Marine Geology, 47, p. 181-195.
- ORGON IV, 1981 - Géochimie organique des sédiments marins profonds. Golfe d'Aden, mer d'Oman, novembre 1978. Edition du CNRS, 547 p.
- RAMASWAMY, G., RAO, K.L.N., 1980 - Geology of the continental shelf of the west coast of India. In : Canada. Soc. Petroleum Geologists N° 6, p. 801-821.
- ROBERTS, D.G. et WHITMARSH, R.B., 1969 - A bathymetric and magnetic survey of the gulf of Tadjoura, Western gulf of Aden. Earth Planet. Sci. Lett., 5, p. 253-258.
- RODOLFO, K.S., 1968 - Sediments of the Andaman basin, northeastern indian ocean. In : Marine Geology 7 (1969), p. 371-402.
- RODOLFO, K.S., 1969 - Bathymetry and marine geology of Andaman basin and tectonic implications for southeast Asia. In : Geol. Soc. Am. Bull., 80, p. 1203-1230.
- SCHLICH, R., 1975 - Structure et age de l'océan Indien occidental. Mémoire hors série, n° 6 de la Soc. Geol. de France.
- S.H.O.M., 1974 - Instructions Nautiques : mer Rouge et golfe d'Aden. Paris.
- STEIN, S. et OKAL, E.A., 1978 - Seismicity and tectonics of the Ninety east ridge area : evidence for internal deformation of the indian plate. In : Journal Geophys. Res. USA, vol 83, n° 5, p. 2233-2245.
- SURENDAR, K., 1975 - A model of the subsidence history of the west coast of India. Tectonophysics. Netherl., vol 27, n° 0002, p. 167-176.
- VEEVERS, J.J., 1974 - Seismic profiles made underway on leg 22. In : Initial rep. deep sea drilling proj., vol 22, p. 351-367.
- WHITMARSH, R.B., 1974 - Geophysical appendix. In : Initial rep. deep sea drilling, leg 23, p. 1159-1171.

LISTE DES PLANCHES

Tirées de : Geological-Geophysical Atlas of the Indian Ocean International, Indian Ocean Expedition, Academy of Sciences of the USSR, Moscou, 1975, p. 1 à 151.

PLANCHE N° 1 : Topographie du fond de l'océan Indien, 1/5 000 000.

PLANCHE N° 2 : Topographie du fond de l'océan Indien, 1/5 000 000 (suite).

PLANCHE N° 3 : Topographie du fond de l'océan Indien, 1/5 000 000 (suite).

PLANCHE N° 4 : Golfe d'Aden, 1/2 000 000.

PLANCHE N° 5 : Diagramme physiographique de l'océan Indien.

PLANCHE N° 6 : Profils de quelques structures de fond (avec cartes de localisation).

PLANCHE N° 7 : Taux de sédimentation pour les sédiments proches de la surface, 1/20 000 000.

PLANCHE N° 8 : Types de sédiments de fond dans l'océan Indien, 1/20 000 000.

PLANCHE N° 9 : Distribution de la fraction sableuse ($> 0,1$ mm) dans les sédiments de fond, 1/40 000 000.

Distribution de la fraction silteuse ($0,1 - 0,01$ mm) dans les sédiments de fond, 1/40 000 000.

PLANCHE N° 10 : Distribution de la fraction péltique ($< 10 \mu$) dans les sédiments de fond, 1/40 000 000.

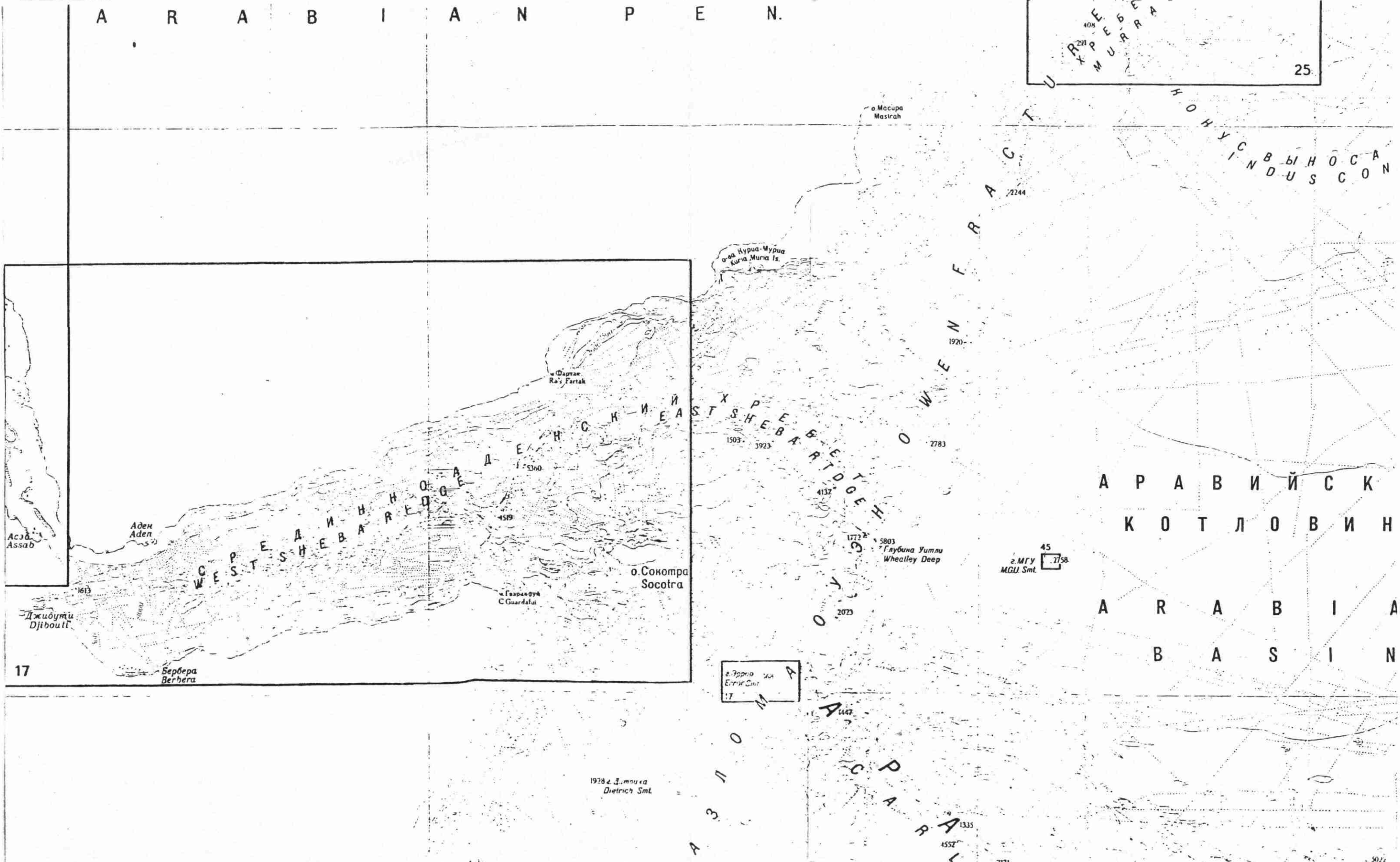
Distribution de la fraction subcolloïdale ($< 1 \mu$) dans les sédiments de fond, 1/40 000 000.

PLANCHE N° 11 : Activité sismique et volcans actifs, 1/20 000 000.

PLANCHES N°s 12 et 13 : Cartes bathymétriques au 1/3 500 000 et tracé du câble.

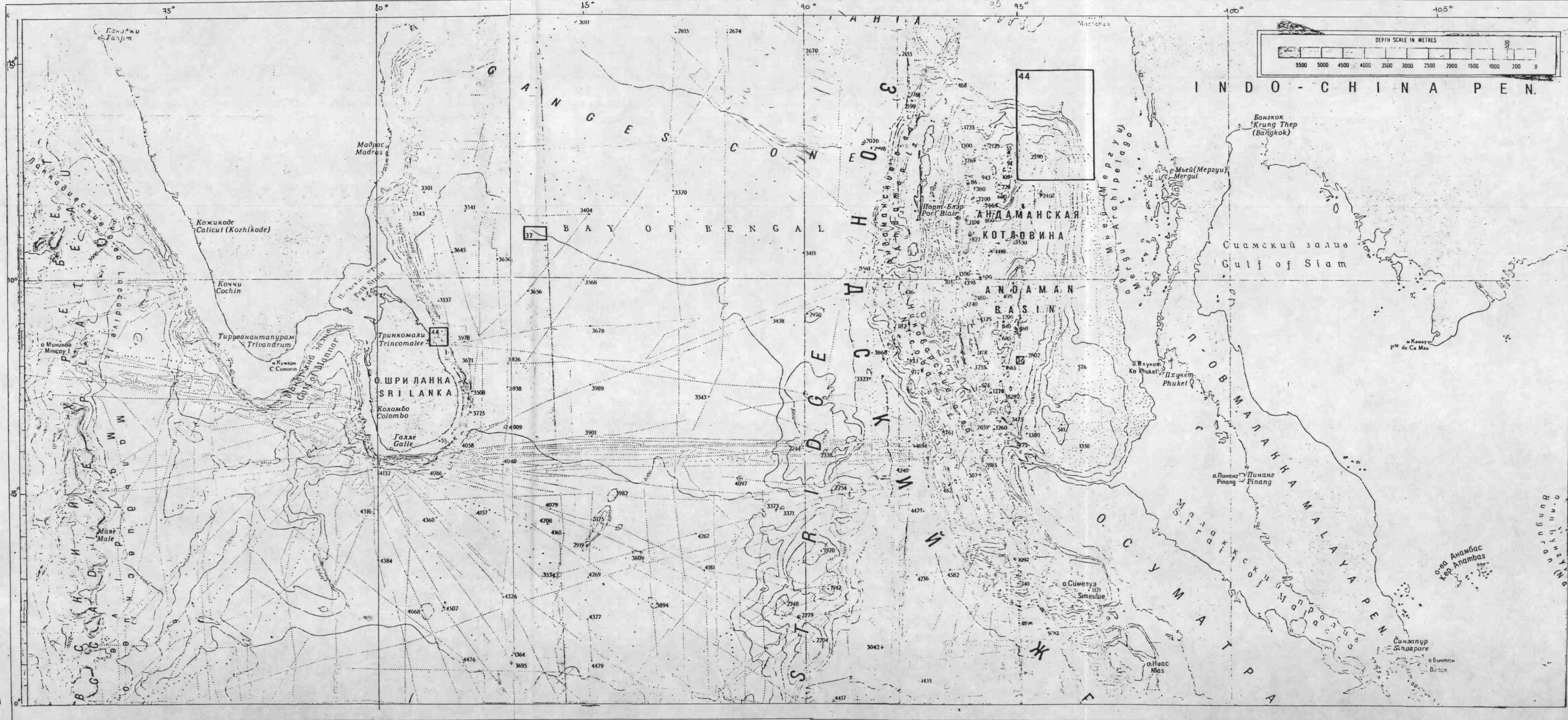
PLANCHE N° 1 : Topographie du fond de l'océan Indien. 1/5 000 000

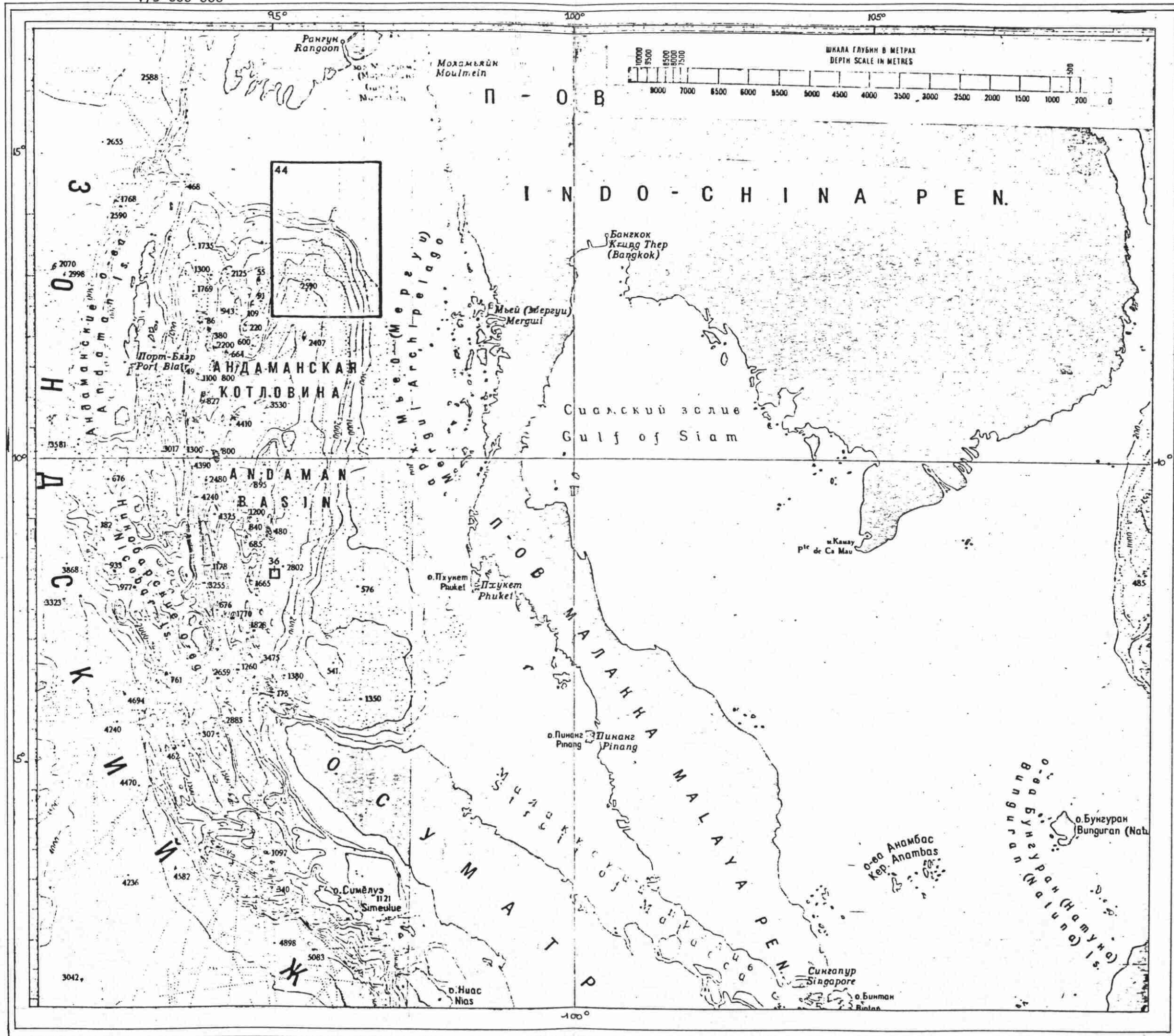
A R A B I A N P E N .

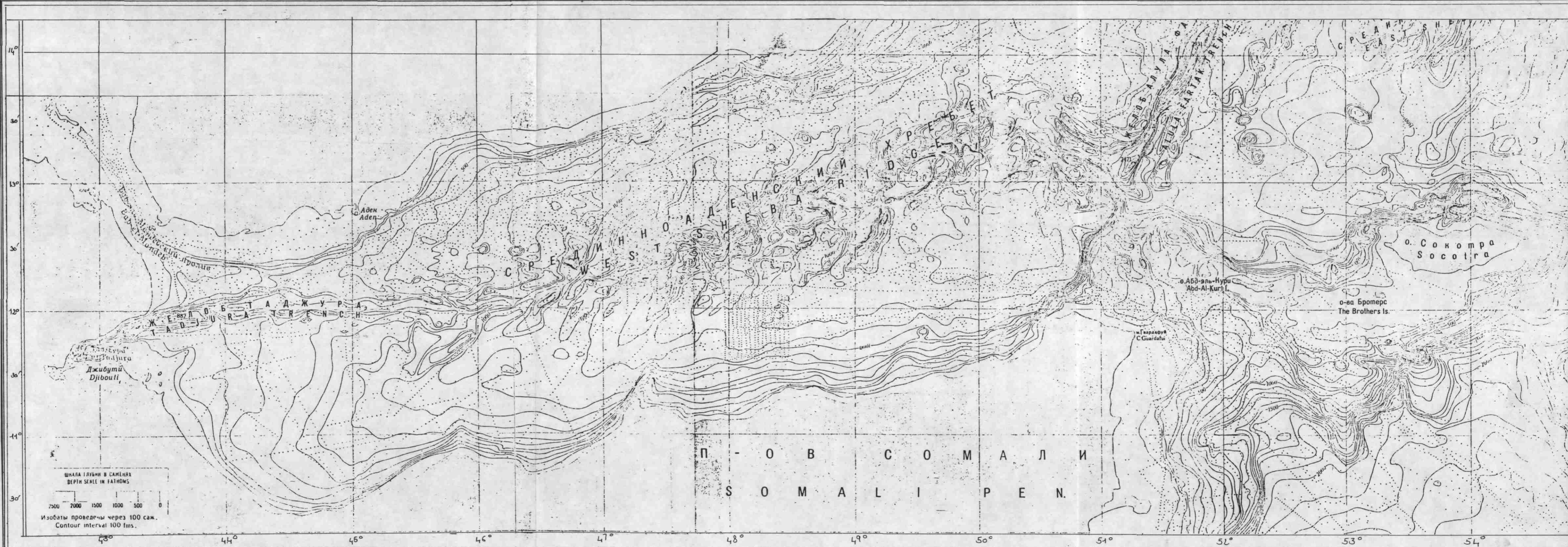


17

1928 г. Д. м. м. к. а
Dietrich Smt









By Bruce C. Heezen and Marie Tharp

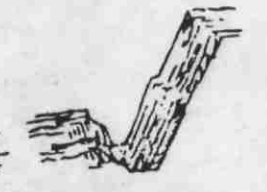
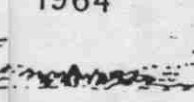
LAMONT GEOLOGICAL OBSERVATORY

DEPARTMENT OF GEOLOGY

Columbia University

1964

0
4000
8000



4000

2000

50-500

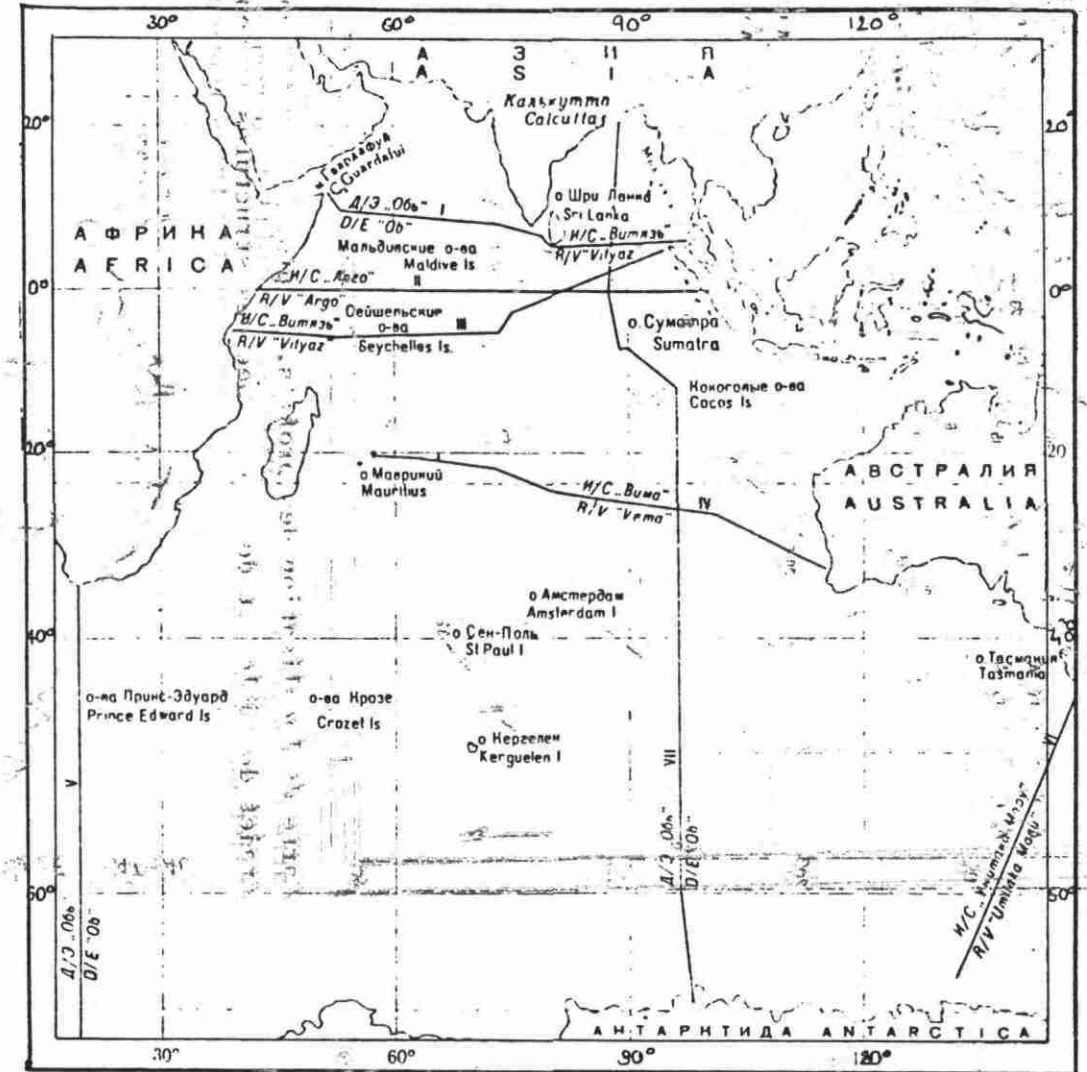
1000

5000

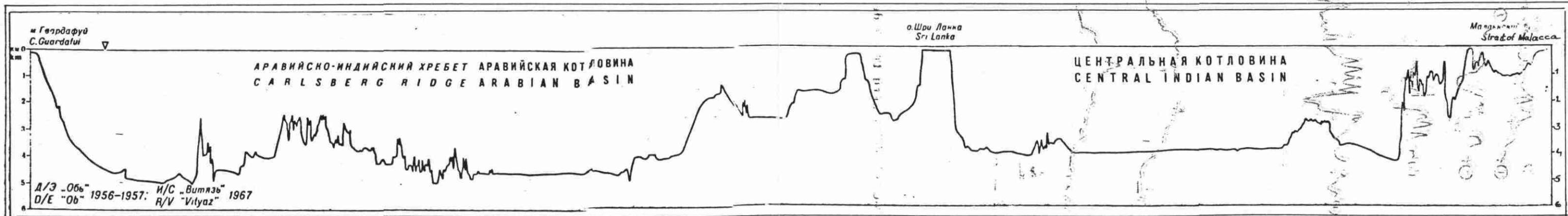
6000 METRES

PLANCHE 6a

CHART WITH POSITION OF THE PROFILES

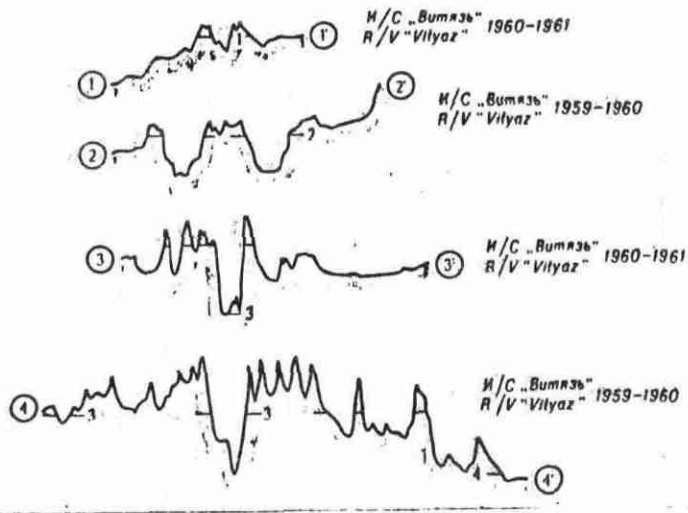


Carte de localisation des profils

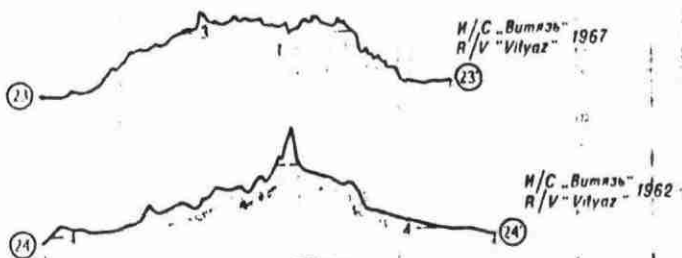


Profil correspondant à peu près au tracé du câble

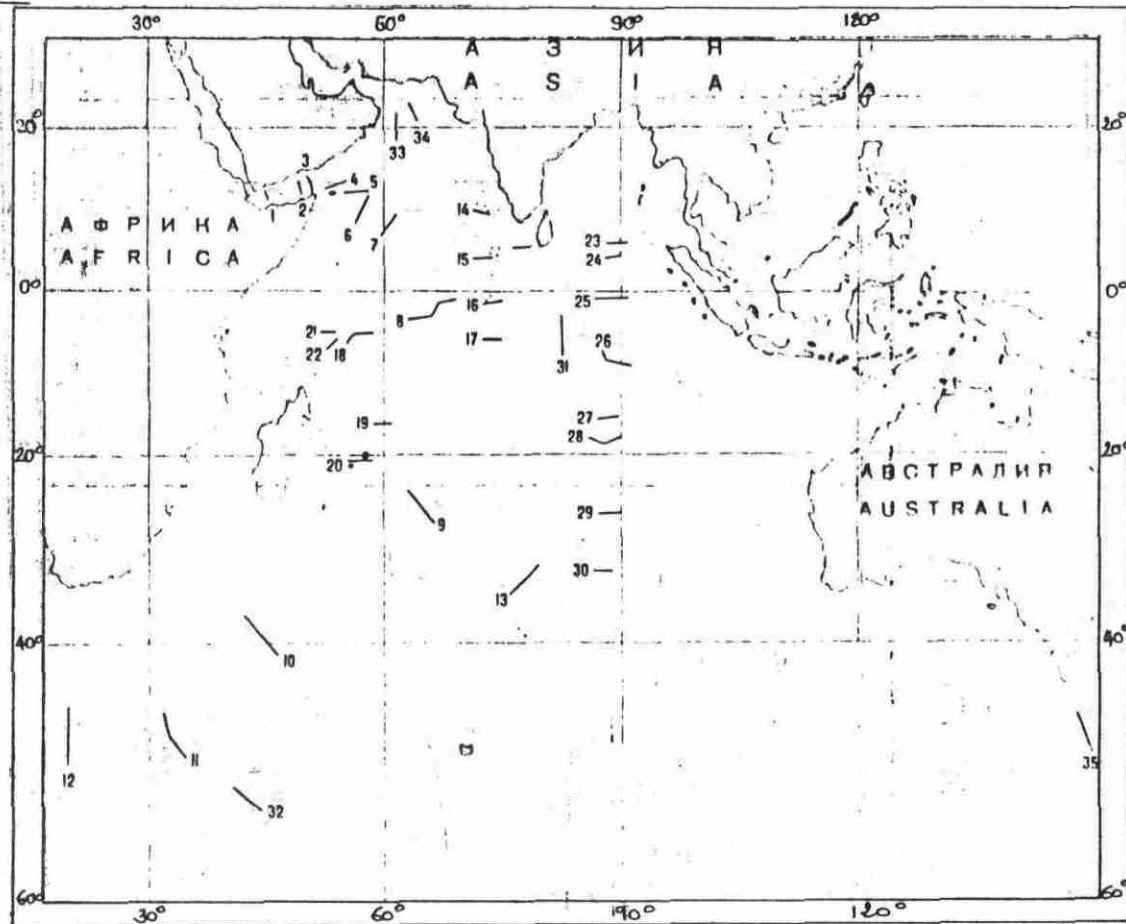
0 100 200 miles



NINETYEAST RIDGE

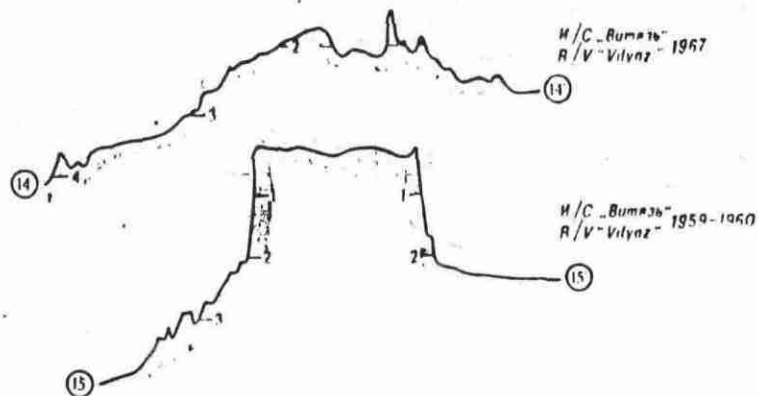


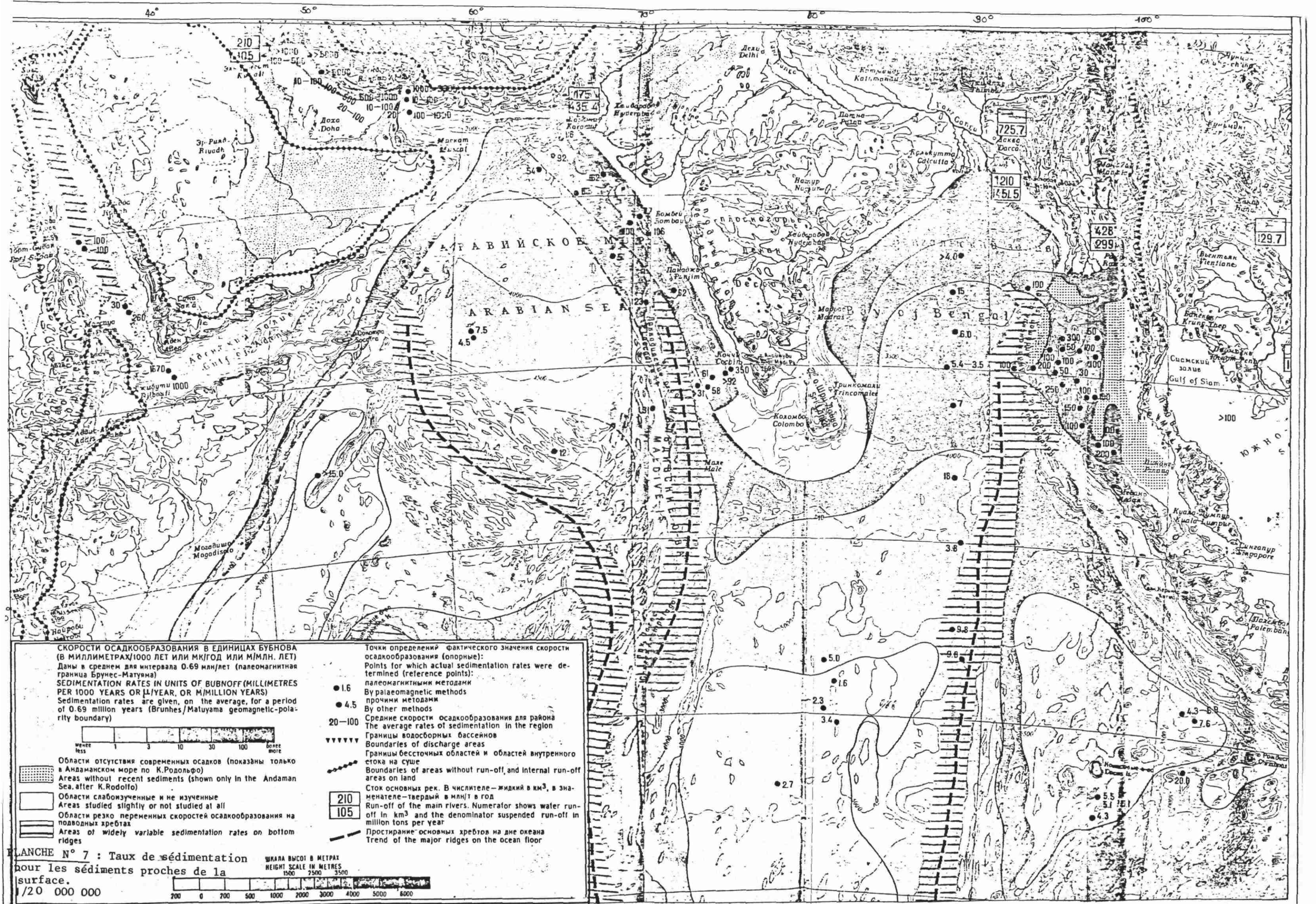
Profils de quelques structures de fond



Carte de localisation des profils. Le profil I correspond à peu près au trajet du câble et donne une idée des structures rencontrées

CHAGOS-LACCADIVE PLATEAU





СКОРОСТИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ЕДИНИЦАХ БУБНОВА
 (В МИЛЛИМЕТАХ/1000 ЛЕТ ИЛИ МК/ГОД ИЛИ М/МЛН. ЛЕТ)
 Даны в среднем для интервала 0.69 млн/лет (палеомагнитная граница Брунес-Матуяма)
 SEDIMENTATION RATES IN UNITS OF BUBNOFF (MILLIMETRES PER 1000 YEARS OR μ /YEAR, OR M/MILLION YEARS)
 Sedimentation rates are given, on the average, for a period of 0.69 million years (Brunhes/Matuyama geomagnetic-polarity boundary)

Точки определений фактического значения скорости осадкообразования (опорные):
 Points for which actual sedimentation rates were determined (reference points):
 палеомагнитными методами
 By paleomagnetic methods
 прочими методами
 By other methods

● 1.6

● 4.5

20-100

▬▬▬▬▬▬

▬▬▬▬▬▬

210

105

Средние скорости осадкообразования для района
 The average rates of sedimentation in the region
 Границы водосборных бассейнов
 Boundaries of discharge areas
 Границы бессточных областей и областей внутреннего стока на суше
 Boundaries of areas without run-off and internal run-off areas on land
 Сток основных рек. В числителе — жидкий в км³, в знаменателе — твердый в млн т в год
 Run-off of the main rivers. Numerator shows water run-off in km³ and the denominator suspended run-off in million tons per year
 Простирание основных хребтов на дне океана
 Trend of the major ridges on the ocean floor

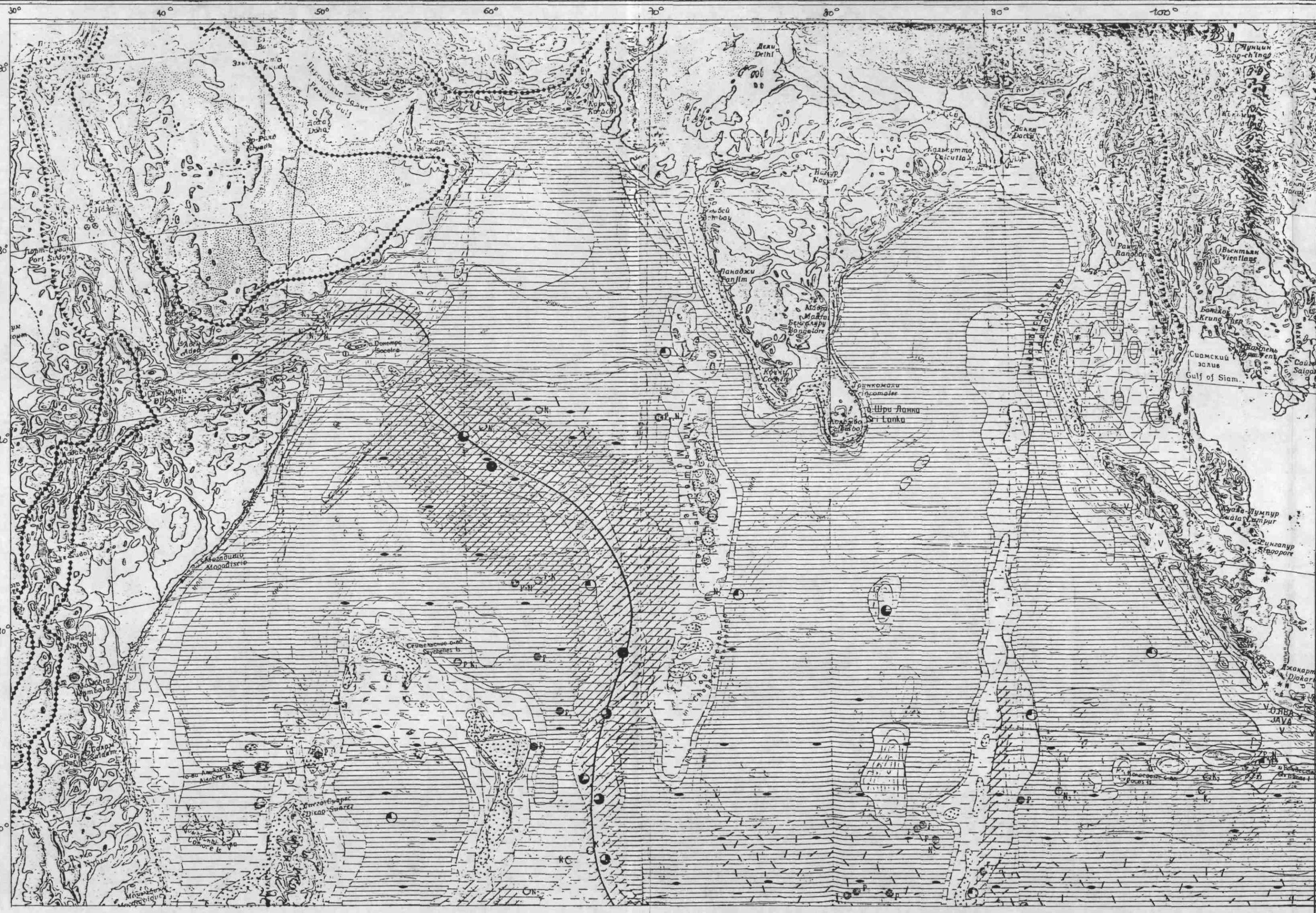
Области отсутствия современных осадков (показаны только в Андаманском море по К.Родольфо)
 Areas without recent sediments (shown only in the Andaman Sea, after K. Rodolfo)
 Области слабоизученные и не изученные
 Areas studied slightly or not studied at all
 Области резко переменных скоростей осадкообразования на подводных хребтах
 Areas of widely variable sedimentation rates on bottom ridges

LANCHE N° 7 : Taux de sédimentation pour les sédiments proches de la surface.

ШКАЛА ВЫСОТ В МЕТРАХ
 HEIGHT SCALE IN METRES
 1500 2500 3500



1/20 000 000



MATERIAL-GENETIC SEDIMENT TYPES

I. ТЕРРИГЕННЫЕ ОСАДКИ
(less than 30% CaCO₃ and less than 30% amorphous SiO₂)

TERRIGENOUS SEDIMENTS
(less than 30% CaCO₃ and less than 30% amorphous SiO₂)

- Терригенные (менее 10% CaCO₃)
Terrigenous (less than 10% CaCO₃)
- Терригенные слабокарбонатные (10-30% CaCO₃)
Terrigenous low calcareous (10-30% CaCO₃)
- Терригенные айсберговые (менее 10% CaCO₃ и менее 10% SiO₂ аморфн.)
Terrigenous iceberg-rafted (less than 10% CaCO₃ and less than 10% amorphous SiO₂)
- Терригенные айсберговые слабокремнистые (10-30% SiO₂ аморфн.)
Terrigenous iceberg-rafted low siliceous (10-30% amorphous SiO₂)

II. БИОГЕННЫЕ ОСАДКИ
(more than 30% CaCO₃ and more than 30% amorphous SiO₂)

BIOGENOUS SEDIMENTS
(more than 30% CaCO₃ and more than 30% amorphous SiO₂)

1. Карбонатные (более 30% CaCO₃)
Calcareous sediments (more than 30% CaCO₃)

- Карбонатные фораминиферные и кокколито-фораминиферные (30-50% CaCO₃)
Calcareous foraminiferal and coccolitho-foraminiferal (30-50% CaCO₃)
- Сильнокремнистые фораминиферные и кокколито-фораминиферные (более 50% CaCO₃)
High calcareous foraminiferal and coccolitho-foraminiferal (more than 50% CaCO₃)
- Сильнокремнистые птероподово-фораминиферные (более 30% CaCO₃)
High calcareous pteropod-foraminiferal (more than 30% CaCO₃)
- Сильнокремнистые кораллово-водорослевые (более 50% CaCO₃)
High calcareous coral-algae (more than 50% CaCO₃)
- Карбонатные ракушечные и мшанковые (более 30% CaCO₃)
Calcareous shelly and bryozoan (more than 30% CaCO₃)

2. Кремнистые (более 30% SiO₂ аморфн.)
Siliceous sediments (more than 30% amorphous SiO₂)

- Кремнистые диатомовые (30-50% SiO₂ аморфн.)
Siliceous diatomaceous (30-50% amorphous SiO₂)
- Сильнокремнистые диатомовые (более 50% SiO₂ аморфн.)
High siliceous diatomaceous (more than 50% amorphous SiO₂)
- Кремнистые диатомово-радиоляриевые (10-30% SiO₂ аморфн.)*
Siliceous diatomaceous-radiolarian (10-30% amorphous SiO₂)*

3. Кремнисто-карбонатные диатомово-фораминиферные
Siliceous-calcareous diatomaceous-foraminiferal

- Слабокарбонатные слабокремнистые (10-30% CaCO₃ и 10-30% SiO₂ аморфн.)
Low calcareous and low siliceous (10-30% CaCO₃ and 10-30% amorphous SiO₂)

III. ПОЛИГЕННЫЕ ОСАДКИ
POLYGENIC SEDIMENTS

- Красные глубоководные глины (менее 10% CaCO₃ и менее 10% SiO₂ аморфн.)
Red clay (less than 10% CaCO₃ and less than 10% amorphous SiO₂)
- Красные глубоководные глины и диатомово-радиоляриевые или слабокарбонатные (10-30% CaCO₃)
Low calcareous red clay and diatom-radiolarian oozes (10-30% CaCO₃)

IV. АУТИГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ОСАДКАХ
AUTHIGENIC DEPOSITS AND MINERALS

- Железо-марганцевые конкреции
Ferromanganese nodules
- Металлоносные (рудносные) осадки Красного моря
Metaliferous sediments of the Red Sea
- Фосфоритовые конкреции
Phosphorites
- Глаукоцит
Glauconite
- Филлиппсит
Phillipsite

V. ОСАДКИ, ОБОГАЩЕННЫЕ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛОМ
VOLCANOCLASTIC SEDIMENTS

- Осадки с большой примесью вулканокластического материала
Sediments rich in volcanoclastic material

ТИПЫ ОСАДКОВ ПО ГРАДУЛОМЕТРИЧЕСКОМУ СОСТАВУ
GRAIN-SIZE SEDIMENT TYPES

- Пески (преобладает фракция 1.0-0.1 мм)
Sands (predominant fraction 1.0-0.1 mm)
- Алеуриты (преобладает фракция 0.1-0.01 мм)
Aleurites (predominant fraction 0.1-0.01 mm)
- Алеурито-пелитовые илы (50-70% фракции менее 0.01 мм)
Aleurite-pelitic muds 50-70% of fraction <0.01 mm
- Пелитовые илы (больше 70% фракции менее 0.01 мм)
Pelitic muds (more than 70% of fraction <0.01 mm)

ВЫХОДЫ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД (опробованные точки)
OUTCROPS OF PRE-QUATERNARY SEDIMENTS AND IGNEOUS ROCKS (sampling points)

N ₃ ● Неоген Neogene	P-N ● Палеоген-неоген Palaeogene-Neogene	P ₂ ● Эоцен Eocene	● Базальты Basalts	● Ультрабазиты Ultrabasic rocks
N ₂ ● Плиоцен Pliocene	P ● Палеоген Palaeogene	P ₁ ● Палеоцен Palaeocene	● Габброиды Gabbro	● Зеленокаменно-измененные породы Greenstones
N ₁ ● Миоцен Miocene	P ₃ ● Олигоцен Oligocene	K ₂ ● Верхний мел Late Cretaceous		

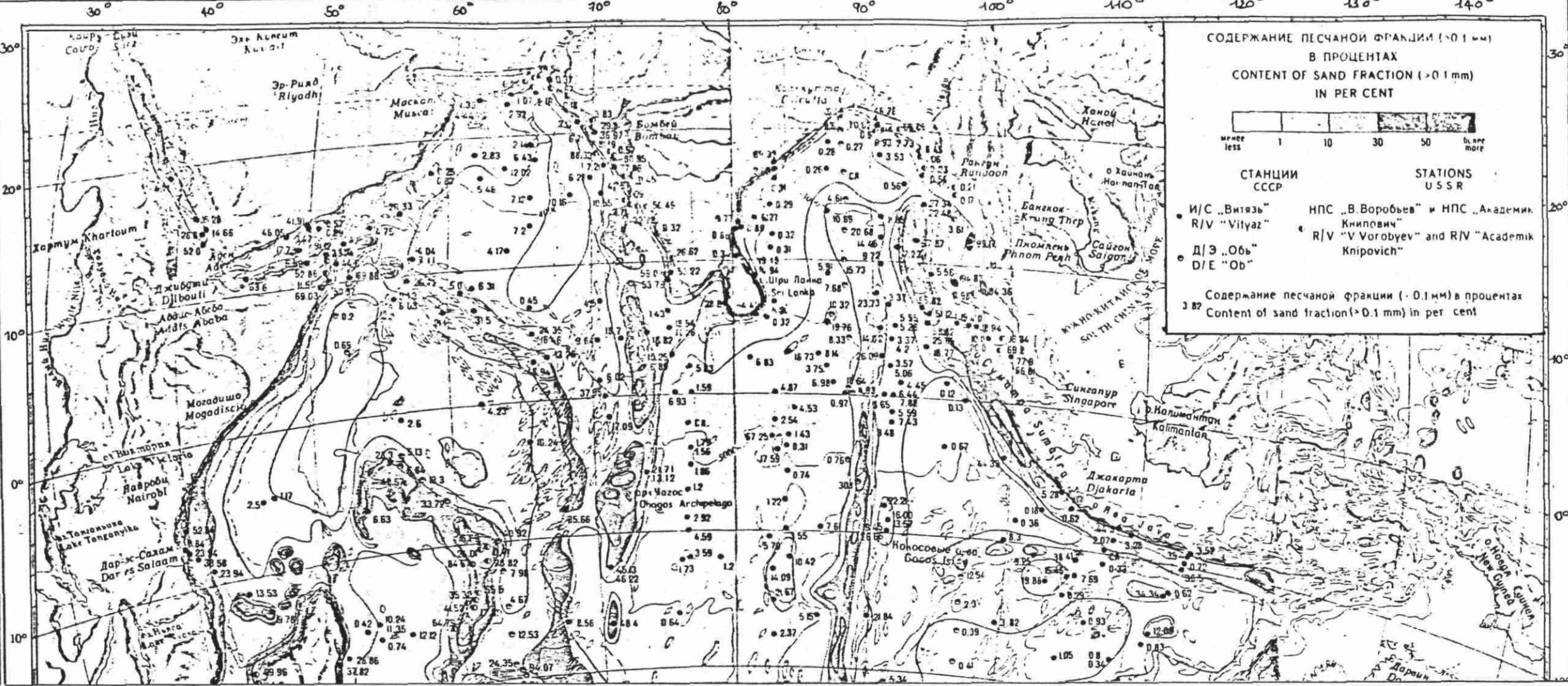
ПРОЧИЕ УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ
OTHER CAPTIONS

- Главные области горного рельефа с частыми выходами магматических пород и прерывистым залеганием осадков
Main areas of the mountain relief with numerous outcrops of igneous rocks and interrupted distribution of sediments
- Оси срединноокеанических хребтов и поднятия
Axes of Mid-oceanic ridges
- Границы водосборных бассейнов
Boundaries of discharge areas
- Границы бессточных областей и областей внутреннего стока на суше
Boundaries of areas without run-off, and internal run-off areas on land
- Наземные действующие вулканы
Active volcanoes

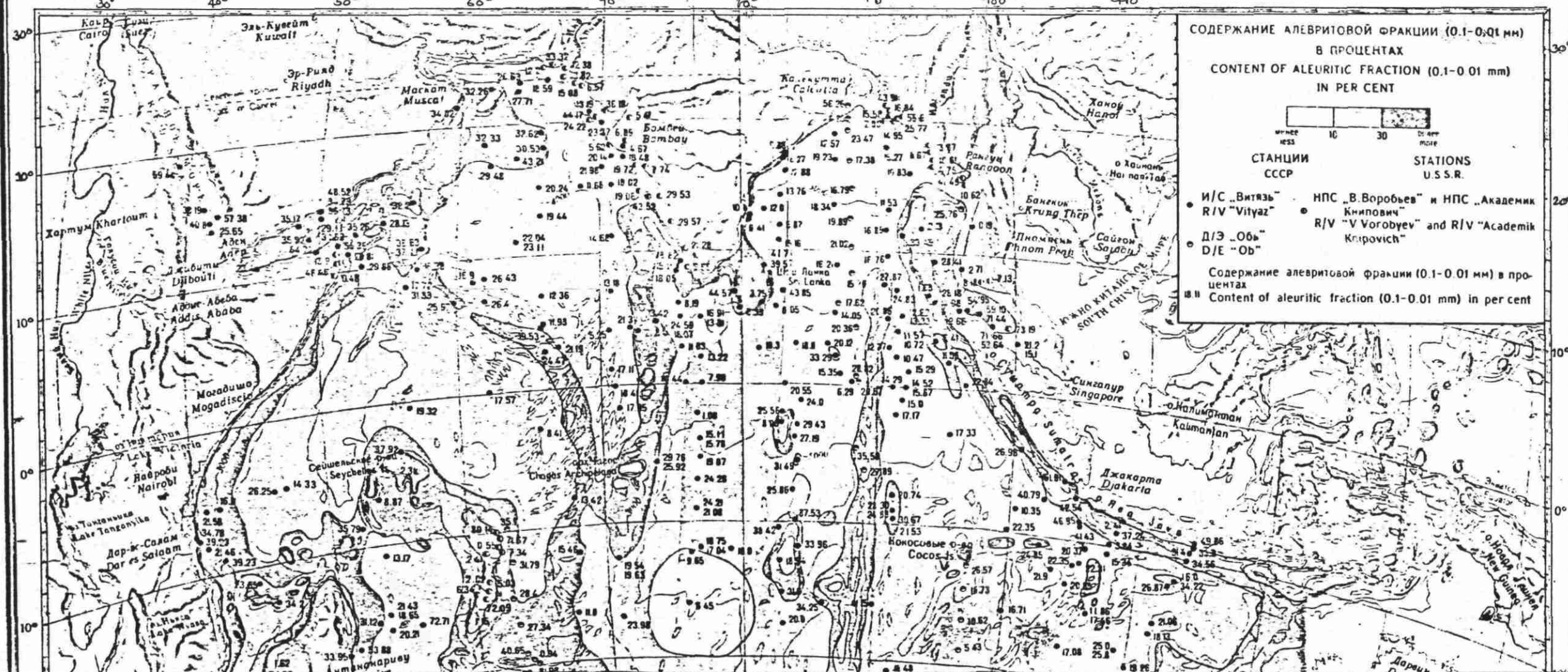
PLANCHE N° 8 : Types de sédiments de fond dans l'océan Indien.
1/20 000 000

Distribution de la fraction silteuse (> 0,1 mm) dans les sédiments de fond.

1/40 000 000

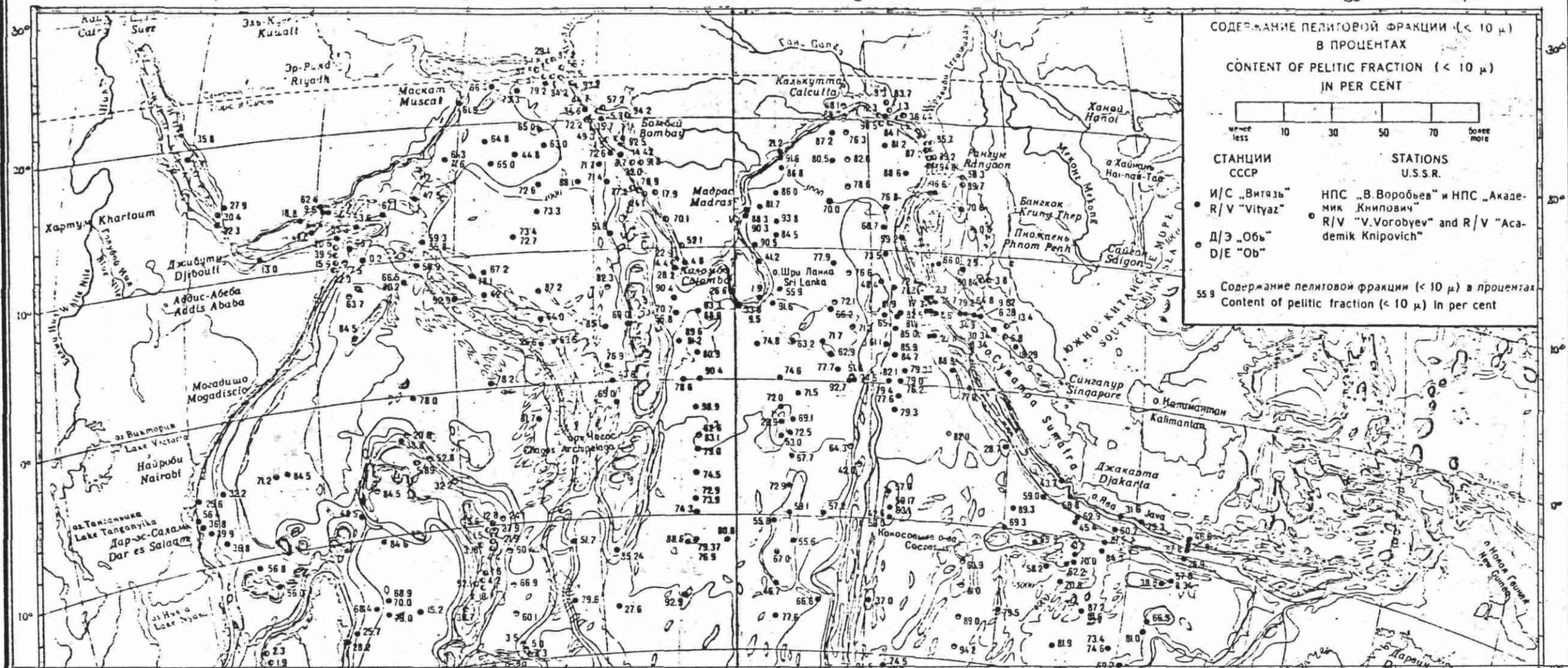


РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АЛЕВРИТОВОЙ ФРАКЦИИ (0,1-0,01 мм) В ДОННЫХ ОСАДКАХ DISTRIBUTION OF ALEURITIC FRACTION (0,1-0,01 mm) IN BOTTOM SEDIMENTS



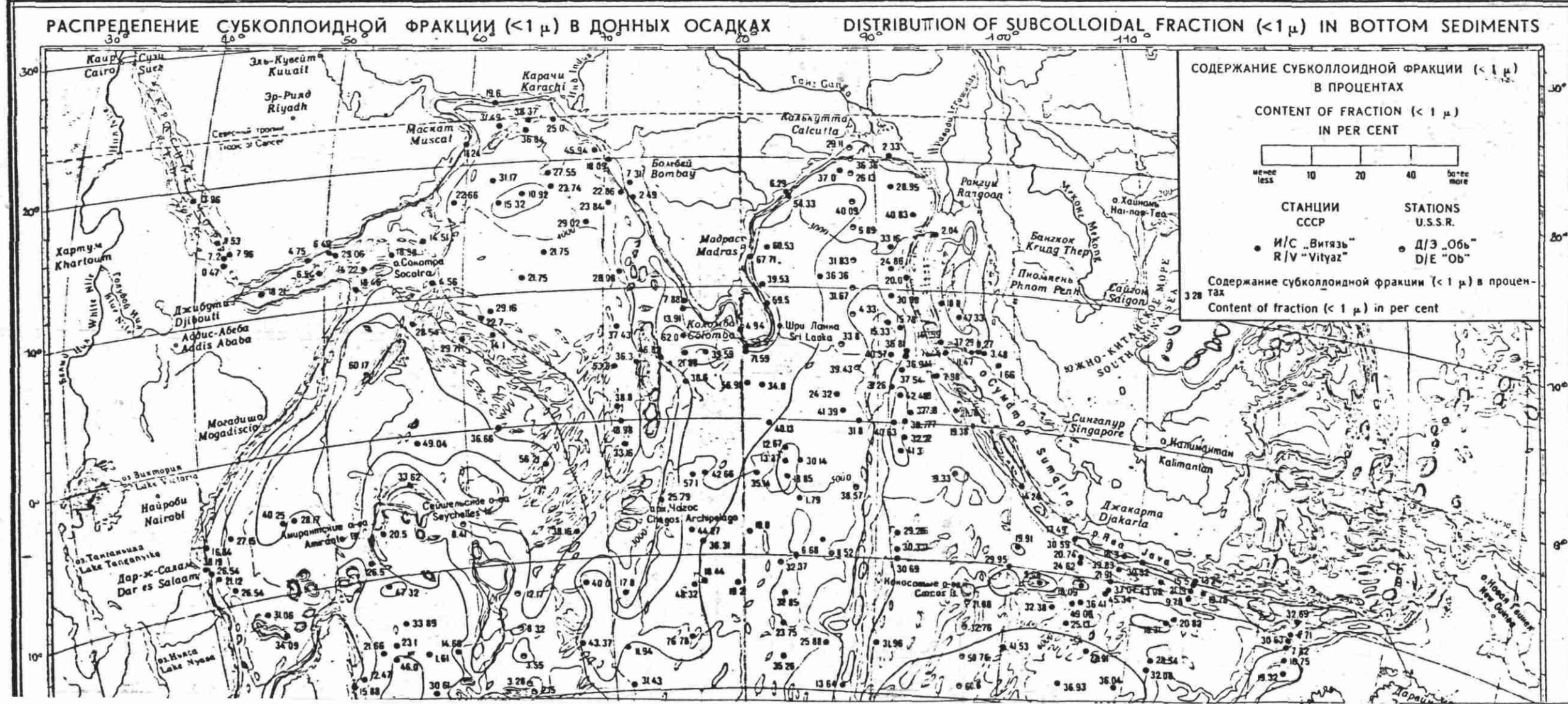
Distribution de la fraction silteuse (0,1-0,01 mm) dans les sédiments de fond.

1/40 000 000



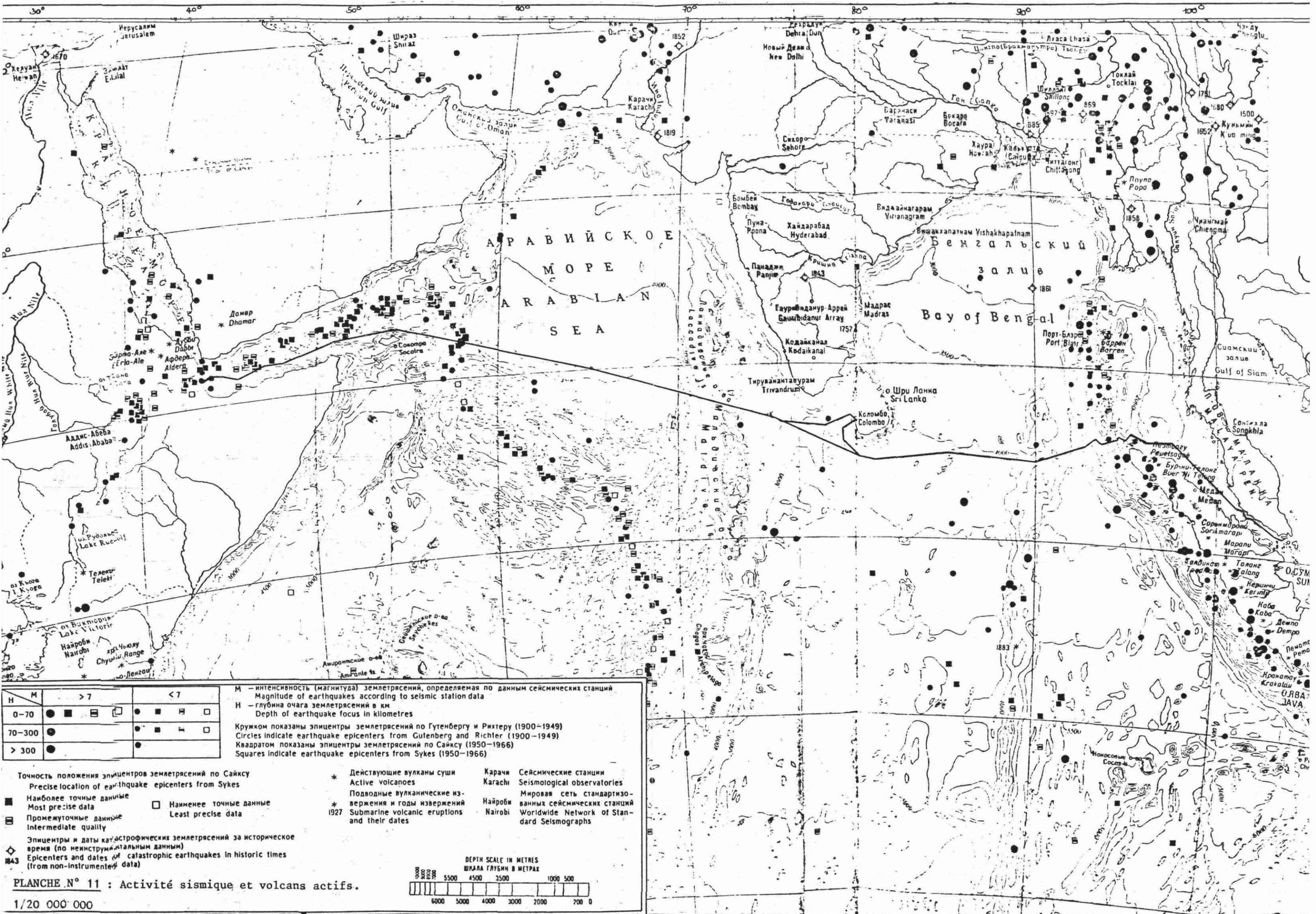
Distribution de la fraction pélitique ($< 10 \mu$) dans les sédiments de fond.

1/40 000 000



Distribution de la fraction subcolloïdale ($< 1 \mu$) dans les sédiments de fond.

1/40 000 000



АРАВИЙСКОЕ
МОРЕ
ARABIAN
SEA

Бенгальский
залив
Bay of Bengal

H	M	
	> 7	< 7
0-70	● ■ □	● ■ □
70-300	●	● ■ □
> 300	●	●

M — интенсивность (магнитуда) землетрясений, определяемая по данным сейсмических станций
 Magnitude of earthquakes according to seismic station data
 H — глубина очага землетрясений в км
 Depth of earthquake focus in kilometres
 Кругом показаны эпицентры землетрясений по Гутенбергу и Рихтеру (1900—1949)
 Circles indicate earthquake epicenters from Gutenberg and Richter (1900—1949)
 Квадратом показаны эпицентры землетрясений по Сайксу (1950—1966)
 Squares indicate earthquake epicenters from Sykes (1950—1966)

Точность положения эпицентров землетрясений по Сайксу
 Precise location of earthquake epicenters from Sykes
 ■ Наиболее точные данные
 Most precise data
 □ Промежуточные данные
 Intermediate quality
 * Эпицентры и даты катастрофических землетрясений за историческое время (по неинструментальным данным)
 Epicenters and dates of catastrophic earthquakes in historic times (from non-instrumental data)

* Действующие вулканы суши
 Active volcanoes
 * Подводные вулканические извержения и годы извержений
 Submarine volcanic eruptions and their dates

Карачи Сейсмические станции
 Karachi Seismological observatories
 Найроби Мировая сеть стандартизованных сейсмических станций
 Nairobi Worldwide Network of Standard Seismographs

